

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

В. М. Бирюков

Высокобарические комплексы подвижных поясов



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Институт тектоники и геофизики

В. М. Бирюков

**Высокобарические
комплексы
подвижных
поясов**

Ответственные редакторы

кандидат геолого-минералогических наук
Р. Ф. ЧЕРКАСОВ,

кандидат геолого-минералогических наук
В. С. ПРИХОДЬКО



МОСКВА "НАУКА" 1988



5004

Высокобарические комплексы подвижных поясов / В.М. Бирюков. — М.: Наука, 1988. — 208 с. — ISBN 5-02-002614-X

В монографии обобщены результаты исследований по геологии, петрографии, минералогии, геохимии и условиям образования различных типов высокобарических пород — эклогитов, эклогитоподобных пород, эклогит-глаукофановых и глаукофановых сланцев и жадеититов. В основу положены материалы по высокобарическим комплексам Южного Урала, Северного Казахстана и юга Алданского щита. Рассмотрены вопросы систематики, закономерности локализации, динамики формирования и последующих преобразований этих пород.

Для геологов, минералогов, петрографов и геохимиков.
Табл. 41. Ил. 34. Библиограф.: 279 назв.

Рецензенты

кандидаты геолого-минералогических наук

Ю.К. Полин, Д.Ф. Семенов

1904020000-071
Б 153-88-1
042 (02) -88

© Издательство "Наука", 1988

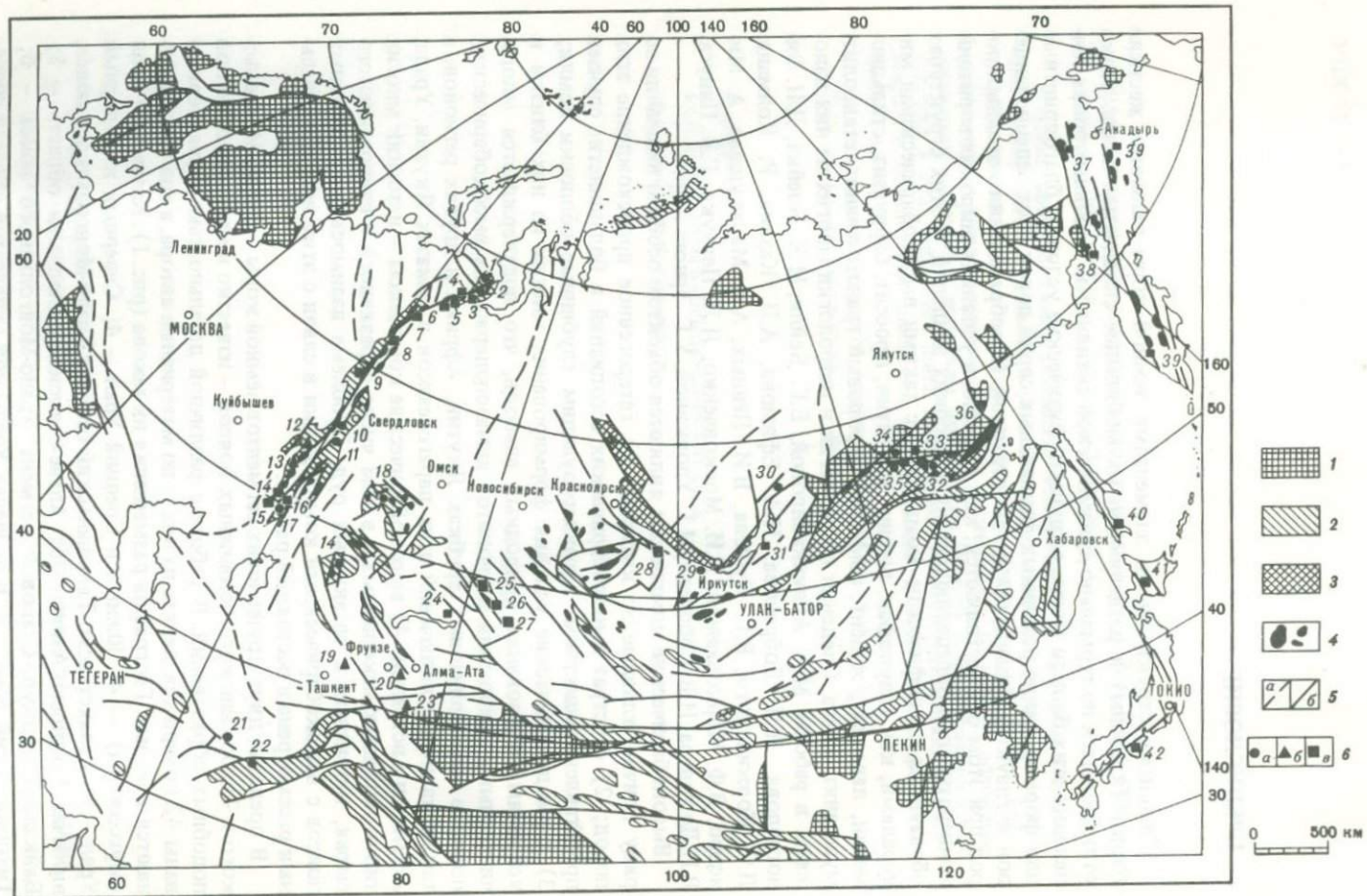
ISBN 5-02-002614-X

ПРЕДИСЛОВИЕ

Главными структурными элементами земной коры являются жесткие блоки (кратоны) и разделяющие их мобильные складчатые пояса, резко отличающиеся по термально-динамической активности. В шовных зонах сочленения этих блоков могут возникать физические условия, благоприятные для формирования различных фациальных серий пород — от зеленосланцевой и глаукофансланцевой до эклогитовой. Преобразования исходных пород при этом осуществляются, как правило, в условиях широких вариаций температур при определяющей роли высоких давлений. В этих структурах образуются специфические комплексы с такими высокобарическими минералами, как глаукофан, винчит, каринтин, кроссит, барруазит, стильпно-мелан, лавсонит, жадеит, омфацит, пироповый гранат, кианит, ставролит, муассанит, алмаз. Сведения по геологии и петрологии многих из них изложены в работах М.А. Абдулкабировой, Е.Г. Бейли, М.К. Блейка, Д.П. Виноградова, Н.Л. Добрецова, И.А. Ефимова, А.П. Казака, Р. Колмана, Д.С. Коржинского, В.Г. Кушева, В.И. Ленных, А.А. Маракушева, А. Миясиро, В.Ф. Морковкиной, Н.И. Московченко, Л.Л. Перчука, Г.В. Пинуса, В.П. Де Ровера, Н.В. Соболева, Н.Г. Удовкиной, У.Г. Эрнста и др.

Высокобарические комплексы являются объектом особого внимания по ряду причин, главные из которых: 1) гетерогенное происхождение этих пород; 2) субстрат высокобарических ассоциаций в большинстве случаев представлен веществом, характеризующим глубинные оболочки Земли; 3) термодинамические условия формирования многих из них близки к условиям образования природных алмазов, что подтверждается многочисленными находками ксенолитов алмазосодержащих высокобарических пород в кимберлитовых трубках Якутии, Африки и других регионов, а также наличием включений этих парагенезисов в алмазах Якутии, Урала, Африки и Австралии; 4) высокобарические комплексы — источник многих типов полезных ископаемых, в том числе абразивного и глиноземистого сырья, натриевых и титанистых руд. Проблема взаимосвязи подвижных поясов с высокобарическими комплексами в связи с этим весьма актуальна и рассмотрена в настоящей работе.

В пределах двух крупнейших сегментов земной коры — Урало-Монгольского и Тихоокеанского подвижных поясов — известно несколько десятков подобных образований. В работе с различной детальностью охарактеризованы 42 комплекса, девять из них — по материалам автора, а три рассматриваются впервые. География размещения их такова (рис. 1): Казахский Урал (Мугуджары) — 4; Южный и Средний Урал — 4; Северный и Полярный Урал — 9; Казахстанско-Тяньшаньский сегмент Урало-Монгольского пояса, включая Среднюю Азию — 6; Алтае-Саянская складчатая область — 5; Байкало-Джугджуро-Становой сегмент Урало-Монгольского пояса — 6; Тихоокеанский пояс — 8. В пределах Уральской складчатой области сосре-



доточено 17 высокобарических комплексов и столько же на громадной территории от Урала до Тихого океана. Подобная статистика свидетельствует прежде всего о степени изученности различных сегментов подвижных поясов. В последние годы появляются данные о новых высокобарических комплексах в пределах Муйской глыбы, Енисейского кряжа, Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области.

Монография посвящена важной в научном и практическом отношении проблеме выяснения специфики формирования высокобарических комплексов, их минеральных парагенезисов и созданию модели процессов высокобарического метаморфизма. Актуальность темы исследований заключается прежде всего в установлении четких критериев для определения типов и разновидностей высокобарических ассоциаций, с которыми могут быть связаны свойственные только им полезные ископаемые. Выявление закономерностей размещения таких ассоциаций, их генетической связи с определенными структурными элементами подвижных поясов и сопряженных с ними кратонов, а также комплексами вмещающих пород позволит осуществить научный прогноз и разработать основные критерии поисков некоторых типов полезных ископаемых.

Монография состоит из трех разделов. В первом разделе с различной детальностью дана геолого-петрографическая характеристика высокобарических комплексов Урало-Монгольского (в направлении с запада на восток) и Тихоокеанского (с севера на юг) подвижных поясов. Более детально охарактеризованы высокобарические комплексы, изученные автором, характеристика остальных дается по литературным источникам. При описании максютовского и кокчетавского комплексов использованы образцы и шлифы из коллекций С.С. Горохова, Г.М. Ковнурко и Ю.А. Подкуйко. Во втором разделе приводится описание главных типоморфных минералов высокобарических ассоциаций, рассматриваются петрохимические особенности выделенных групп. В третьем разделе рассмотрены условия образования высокобарических ассоциаций, включая специфику проявления метаморфических реакций и оценку $P-T$ условий высокобарического метаморфизма; на основании синтеза имеющегося материала предложена его модель.

Рис. 1. Схема размещения высокобарических комплексов в пределах Урало-Монгольского и Тихоокеанского подвижных поясов (с использованием Тектонической карты Евразии м-ба 1 : 5 000 000, 1966)

1 — кратоны; 2 — срединные массивы; 3 — Джугджуро-Становая складчатая область; 4 — габбро-гипербазитовые комплексы; 5 — глубинные разломы: достоверные (а) и предполагаемые (б); 6 — комплексы эколгито-гнейсового (а), эколгито-сланцевого (б) и габбро-гипербазитового (в) типов. Высокобарические комплексы (цифры на рисунке): 1 — большещучинский; 2 — марункеуский; 3 — сыумжеуский; 4 — харчерузинский; 5 — райзинский; 6 — пайерский (войкаросынбинский); 7 — харутапенский; 8 — хулгинский; 9 — салатимский; 10 — салдинский; 11 — уфалейский; 12 — белорецкий; 13 — максютовский; 14 — куагашский; 15 — мамытский; 16 — китарсайский; 17 — тулепайский; 18 — кокчетавский; 19 — макбальский; 20 — актюзский; 21 — хорогский; 22 — ваханский; 23 — атбашинский; 24 — кентерлауский; 25 — чарский; 26 — теректинский; 27 — куртушубинский; 28 — борусский; 29 — ольхонский; 30 — муйский; 31 — котокельский; 32 — чогарский; 33 — сутамский; 34 — холодниканский; 35 — становой; 36 — охотский; 37 — пекульнейский; 38 — тайгоносский; 39 — пенжинский; 40 — вальзинский; 41 — камуикотанский; 42 — санбагавский

Работа выполнена под научным руководством академика Ю.А. Косыгина. При ее написании автор имел возможность обмениваться мнениями и вести дискуссии с сотрудниками научных и производственных организаций Якутии, Дальнего Востока, Казахстана, Средней Азии, Урала, Москвы и Ленинграда. В ходе обсуждения ценные критические замечания были высказаны В.Б. Болтыровым, Г.А. Кейльманом, В.В. Ждановым, С.С. Гороховым, Н.Л. Добрецовым, П.Ф. Иванкиным, Г.М. Саранчиной и Н.Ф. Шинкаревым. При выполнении аналитических работ большую помощь оказали Г.И. Суслов, И.Г. Ляпичев, В.И. Сапин, В.М. Чубаров, Г.М. Ковнурко, Ю.А. Подкуйко, Г.П. Лапаев, В.С. Валетов. В оформлении монографии принимали участие Л.Н. Носачева, Т.И. Владыко, А.Н. Загорович, Л.В. Дегтярева и Р.И. Осина. Всем названным товарищам автор искренне благодарен.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

<i>Ab</i> – альбит	<i>Ep</i> – эпидот	<i>OPx</i> – ромбический пироксен
<i>Act</i> – актинолит	<i>Fa</i> – фаялит	<i>Or</i> – ортоклаз
<i>Alm</i> – альмандин	<i>Fl</i> – флогопит	<i>Pl</i> – плагиоклаз
<i>Am</i> – амфибол	<i>Fo</i> – форстерит	<i>Pum</i> – пумпеллиит
<i>An</i> – анортит	<i>Fs</i> – ферросилит	<i>Pyr</i> – пироп
<i>And</i> – андалузит	<i>Gl</i> – глаукофан	<i>Q</i> – кварц
<i>Andr</i> – андрадит	<i>Gr</i> – гранат	<i>Ru</i> – рутил
<i>Ap</i> – апатит	<i>Gros</i> – гроссуляр	<i>Sa</i> – сапфирин
<i>Br</i> – бронзит	<i>Hrb</i> – роговая обманка	<i>Sil</i> – силлиманит
<i>Bt</i> – биотит	<i>Hu</i> – гиперстен	<i>Sf</i> – сфен
<i>Cr</i> – корунд	<i>Ilm</i> – ильменит	<i>Sp</i> – шпинель
<i>Cc</i> – карбонат (кальцит)	<i>Jd</i> – жадеит	<i>Spes</i> – спессартин
<i>Chl</i> – хлорит	<i>Ky</i> – кианит (дистен)	<i>Srp</i> – серпентин
<i>Cor</i> – кордиерит	<i>Law</i> – лавсонит	<i>Stp</i> – стильпномелан
<i>CPx</i> – моноклинный пироксен	<i>Mi</i> – микроклин	<i>Stv</i> – ставролит
<i>CZo</i> – клиноцоизит	<i>Ms</i> – мусковит	<i>Ta</i> – тальк
<i>Di</i> – диопсид	<i>Mt</i> – магнетит	<i>Tr</i> – тремолит
<i>Eg</i> – эгирин	<i>Ne</i> – нефелин	<i>Uvar</i> – уваровит
<i>En</i> – энстатит	<i>Ol</i> – оливин	<i>Wo</i> – волластонит
	<i>Omf</i> – омфацит	<i>Zo</i> – цоизит

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- T* – температура
P – давление
V – объем
C – степень свободы
K – константа равновесия (число компонентов)
 Φ – число фаз
 μ – химический потенциал
Z – термодинамический потенциал (свободная энергия)
S – энтропия
H – энтальпия
 \bar{x} – среднее содержание
 \bar{s} – дисперсия

$$F = \frac{\text{Fe} \cdot 100}{\text{Fe} + \text{Mg}} \text{ — общая железистость, \%}$$

$$MI = \frac{(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) \cdot 100}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} \text{ — мафический индекс}$$

$$FI = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \cdot 100}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}} \text{ — фельзический индекс}$$

$$Si = \frac{\text{MgO} \cdot 100}{\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}} \text{ — индекс Куно}$$

ДИ = *Q* + *Or* – индекс дифференциации

КИ = *An* + *Fo'* + *Di'* – индекс кристаллизации

ЦИ = *Wo* + *En* + *Fs* + *Fo* + *Fa* + *Ilm* + *Mt* + *Cr* – цветной индекс

При определении значений *ДИ*, *КИ* и *ЦИ* используются нормативные минералы, рассчитанные по системе CIPW.

Цифры у символов плагиоклаза означают его основность, у всех остальных минералов – общую железистость.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ

Вначале определим значение некоторых терминов, употребляемых в работе.

Высокобарический метаморфизм — метаморфизм при определяющей роли давления в условиях повышенного химического потенциала Na_2O ; температурный режим может меняться от зеленосланцевой фации до гранулитовой включительно.

Высокобарический комплекс — совокупность высокобарических минералов, связанных общностью происхождения из единого источника, близких по возрасту и условиям образования [Геологический словарь..., 1973].

Высокобарическая ассоциация — сообщество парагенетически связанных высокобарических минералов. Это низшая единица систематики высокобарических минеральных сообществ.

Офиолитовый комплекс — понимается в узком смысле как офиолитовый полосчатый комплекс, состоящий из перидотитов, серпентинитов, и вплоть до габбро, габбро-диоритов и диоритов. Как правило, они образуют протяженные пояса, закономерно появляющиеся на ранней стадии развития подвижных складчатых областей.

Эклогиты — в основном биминеральные породы, состоящие из пироп-альмандинового граната и омфацита; аксессуарными минералами являются рутил, кианит, ставролит, корунд, графит, муассанит, иногда алмаз и сапфирин. В некоторых разновидностях эклогитов существенной составной частью могут быть ортопироксен, амфибол, кианит, цоизит, корунд, рутил, кварц и коэзит. Соответственно различаются двупироксеновые, амфиболовые, высокоглиноземистые (с корундом, кианитом и цоизитом), рудные (рутиловые), кварцевые и коэзитовые эклогиты. Кроме перечисленных разновидностей выделены гроспидиты [Н.В. Соболев и др., 1966], для которых характерен парагенезис из существенно гроссулярово-граната, омфацита и кианита совместно с корундом.

Эклогитоподобные породы отличаются от эклогитов тем, что существенной частью в них является менее магнезиальный или, наоборот, более пироповый гранат в сочетании с амфиболом (гранатовые амфиболиты, гранатовые габбро-амфиболиты), жадеитовым клинопироксеном и плагиоклазом (эклогитовые кристаллические сланцы и гранатовые габбро), амфиболом, кианитом и цоизитом (кианитовые или высокоглиноземистые гранатовые амфиболиты) и т.д.

Эклогит-глаукофановые сланцы — сланцы с пироп-альмандиновым гранатом, омфацитом, глаукофаном и другими минералами глаукофансланцевой фации; пироп-альмандиновый гранат и омфацит нередко характеризуют реликтовый эклогитовый парагенезис.

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Урало-Монгольский пояс имеет в плане форму огромной дуги, пересекающей осевую часть Евразии. Он расположен между Восточно-Европейским, Сибирским и Китайско-Корейским кратонами и Таримским массивом. В состав пояса включаются байкальские, салаирские, каледонские и герцинские складчатые области и системы. Большинство исследователей, изучавших пояс в целом или отдельные его сегменты, подчеркивают длительный и унаследованный характер его развития [Муратов, 1965; Парфенов, Попеко, 1974; Хаин, Левин, 1980; Абдулин, Шлыгин, 1982; Зайцев, 1984; Караулов, 1984; и др.]. Начало формирования пояса — поздний докембрий, возраст заключительной складчатости — поздний палеозой, за исключением крайней восточной части Монголо-Охотского сегмента, для которого возраст повышается до середины мезозоя. Определяющую роль в строении пояса играют позднепалеозойские складчатые сооружения: ранние каледониды (салаириды) и поздние каледониды известны на относительно ограниченных участках вдоль его краев, в основном в Алтае-Саянской складчатой области и частично в западной части Монголо-Охотской.

В пределах Урало-Монгольского пояса выделяются такие составные части или складчатые области, как Уральская, Казахстанско-Тяньшаньская, Южно-Тяньшаньская, Иртышско-Зайсанская, Алтай-Саянская, Байкало-Витимская и Монголо-Охотская [Хаин, Левин, 1980; и др.]. В пределах Уральской складчатой области с запада на восток выделяются Уралтауское, Восточно-Уральское и Зауральское поднятия, разобщенные между собой соответственно Тагило-Магнитогорским (Западный платиноносный пояс Урала) и Восточно-Уральским прогибами.

Казахстанско-Тяньшаньская складчатая область занимает западную часть Урало-Монгольского пояса и имеет концентрически-зональное строение [Зайцев, 1984]. В результате каледонской консолидации обособился пояс докарельских остаточных срединных массивов, состоящих, в свою очередь, из глыб (Кокчетавская, Улутауская и др.). Линейные складчатые системы (Джунгаро-Балхашская, Улуту-Терскойская, Убоганско-Восточно-Казахстанская, Обь-Зайсанская и др.) обрамляют Казахстанско-Тяньшаньскую складчатую область (геосинклинальный концентрически-зональный овал по: [Зайцев, 1984]). Границы геосинклинального овала со смежными структурами проходят по системе глубинных разломов.

Складчатая область Южного Тянь-Шаня имеет сложное складчато-покровное строение [Абдулин, Шлыгин, 1982; Караулов, 1984]. Она располагается по периферии Урало-Монгольского пояса и граничит с Каракумо-Таджикским и Таримским срединными массивами, представляющими, по-видимому, обломки кратона среднего докембрия.

Иртышско-Зайсанская складчатая область является осевым и наиболее молодым сегментом Урало-Монгольского пояса [Зайцев, 1984]. В юго-восточной части Монголии и смежных районах Китая возраст деформаций определяется как раннемезозойский. К востоку от нее расположена Алтай-Саянская складчатая область, которая характеризуется сменой древних складчатых систем более молодыми от Сибирского кратона на запад и юг: байкалиды—салаириды—каледониды—герциниды. На меридиане Иркутска и юго-западной части Байкала структуры Алтай-Саянской склад-

чатой области, имеющие северо-западное направление, сменяются северо-восточными структурами Байкало-Витимской складчатой области. На северо-востоке и северо-западе последняя граничит с Патомской и Прибайкальской миогеосинклиналями, к пограничной области с которыми приурочена узкая полоса поднятий с метаморфическими толщами нижнего и среднего докембрия. Сюда относятся Байкальская, Северо-Муйская и Южно-Муйская глыбы и Муйское поднятие. От Алтае-Саянской складчатой области Байкало-Витимский сегмент отделяется Хамар-Дабанским и Сангиленским поднятиями и ограничивается с юго-востока Джугджуро-Становой складчатой областью.

Монголо-Охотская складчатая область завершает с востока Урало-Монгольский пояс [Парфенов, Попеко, 1974]. На крайнем востоке она достигает Шантарских островов (Охотское море) и отделяется Бурейским срединным массивом от Сихотэ-Алинской складчатой области, принадлежащей к Тихоокеанскому подвижному поясу. Джугджуро-Становая складчатая область с гранулитовыми блоками раннего архея отграничивает с севера Монголо-Охотскую складчатую область от Алданского выступа кристаллического фундамента Сибирского кратона.

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

При описании высокобарических комплексов этого сегмента Урало-Монгольского пояса для удобства использовано районирование по географическому принципу. Последовательно с юга на север охарактеризованы высокобарические комплексы Мугоджар (или Казахского Урала), Южного и Среднего Урала, Северного и Полярного Урала. Допущенное отклонение от общей схемы описания вызвано тем обстоятельством, что высокобарические комплексы Мугоджар могут рассматриваться в качестве типовых.

Казахский Урал (Мугоджары). Мугоджары являются южным окончанием Уральской складчатой области и сохраняют ее складчато-глыбовую структуру: докембрийские блоки чередуются с блоками фанерозойской складчатости; первые образуют крупные антиклинории. В ядре блоков докембрия эрозией вскрываются супракрустальные образования, метаморфизм которых достигает силлиманитовой ступени амфиболитовой фации и сопровождается селективным плавлением и другими ультраметаморфическими явлениями. Геологические формации такого типа известны как гранито-гнейсовые или гнейсо-мигматитовые комплексы. Для них характерны структурные элементы двух типов: гнейсо-амфиболитовые или гранито-гнейсовые купола и их сланцевое обрамление. Высокобарические комплексы приурочены к различным элементам купольных структур.

Восточно-Мугоджарское поднятие. *Геологическое строение.* Восточно-Мугоджарское поднятие представляет собой складчато-глыбовую структуру, состоящую из трех антиклинорий меридионального направления, являющихся одновременно блоками, — Талдыкского, Кайрактинского и Текеледытауского [Бирюков, 1985], которые разобщены узкими грабенами — Балкымбайским и Старокарабутацким. От смежных синклинорных зон (Западно-Мугоджарской, Иргизской) это поднятие отграничи-

вается соответственно Борлинским и Восточно-Мугоджарским глубинными разломами. В большинстве случаев характерны надвиговый и взбросо-сдвиговый типы контактов синклинорных и антиклинорных структур с углами падения плоскости сместителя от 28–35 до 65–70°. В районе пос. Борло скважинами фиксируются обратные (раздвиговые) соотношения между ними — силурийские зеленокаменные толщи надвинуты на докембрийские метаморфиты под углом 68–70°. Разломы, разграничивающие структуры, сопровождаются мощными зонами брекчирования, катаклаза и милонитизации. Аналогичный характер контактов установлен для антиклинорных структур и наложенных на них узких грабен-синклиналей.

В синклинориях геофизические поля (магнитное, гравитационное) представлены линейными аномалиями "уральских" простираний — положительными по краям и отрицательными в центре. В антиклинориях они более дифференцированы: для гнейсового или гнейсо-амфиболитового ядра характерны линейные аномалии северо-восточного простирания, в сланцевом обрамлении — линейные аномалии меридионального "уральского" простирания. С учетом структурного положения, вещественного состава и степени метаморфизма среди древних толщ выделены четыре ассоциации пород, соответствующие по объему стратиграфической серии, каждая из которых характеризует определенный структурный элемент гнейсо-амфиболитовых и гнейсо-гранитных куполов [Бирюков, 1985].

В Талдыкском антиклинории наиболее полно представлены разрезы древних толщ. Здесь четко выражены два структурных элемента: брахиформная куполовидная структура северо-восточного простирания, по периферии которой имеется сланцевое обрамление с узкими линейными складками "уральского" простирания (рис. 2). Метаморфиты гнейсовой серии слагают ядро гнейсо-амфиболитовой (внутреннюю и внешнюю части) куполовидной структуры, которая, в свою очередь, перекрывается метаморфитами гнейсо-сланцевой и кварцито-филлитовой серий. Минеральные парагенезисы гнейсовой серии в целом соответствуют силлиманитовой ступени амфиболитовой фации [Миясиро, 1976]. В то же время отмечаются реликты более магнезиального (до 43 мол.% *Pyr*) граната и буровато-зеленой роговой обманки с высоким содержанием Ti (до 10,2 мас.% TiO_2), что свидетельствует о возможности проявления более высокотемпературного регионального метаморфизма. Минеральные парагенезисы в метаморфитах гнейсо-амфиболитовой серии соответствуют силлиманитовой ступени амфиболитовой фации. Парагенезисы гнейсо-сланцевой серии свидетельствуют о полифациальном режиме регионального метаморфизма — от кианитовой ступени амфиболитовой фации до фации эпидотовых амфиболитов. Наличие сосуществующих минералов — кианита, ставролита и относительно магнезиального граната (15–23,5 мол.% *Pyr*) говорит о режиме регионального метаморфизма более высокого типа давления (тип Санбагава), чем для метаморфитов гнейсовой и гнейсо-амфиболитовой серий (тип Абукума). Для кварцито-филлитовой серии характерны парагенезисы с актинолитом, хлоритом, серицитом, альбитом, тальком и кальцитом, свойственные альбит-серицит-биотит-хлоритовой субфации — фации зеленых сланцев умеренных давлений.

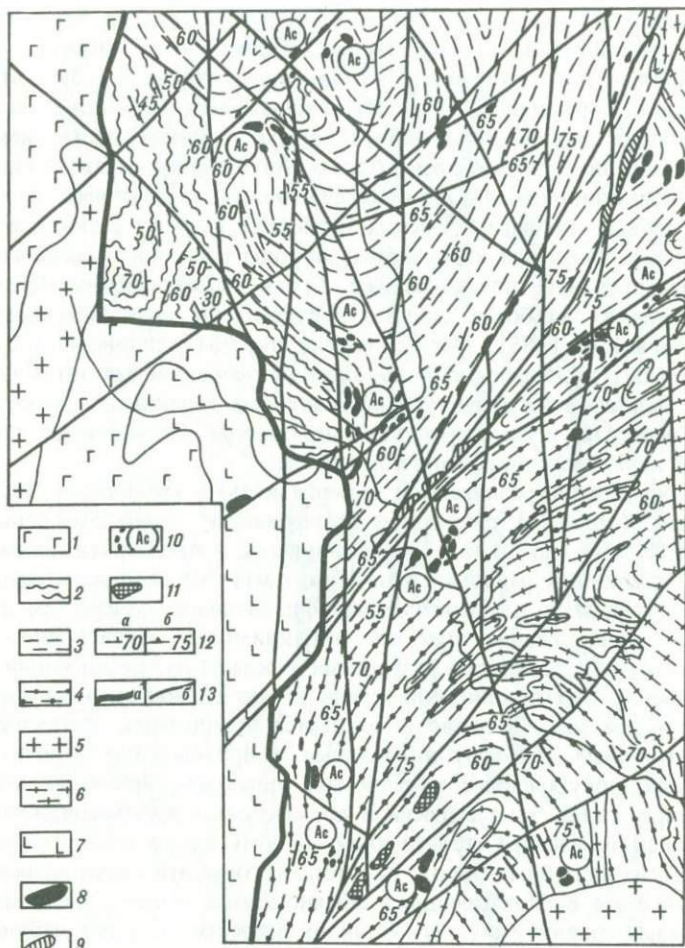


Рис. 2. Схема размещения высокобарических и гипербазитовых комплексов в центральной части Талдыкынского антиклинория. По данным автора

1 — эффузивы базальтовой формации (S); 2–4 — метаморфиты: кварцито-филлитовой серии ($PR_2 - E_1$), 3 — гнейсо-сланцевой серии ($PR_2 - E_1$), 4 — гнейсо-амфиболитовой серии (PR_2); 5 — граниты (C- P_1); 6 — плагиигнейсо-граниты (S- D_1); 7 — габбро, габбро-нориты (S- D_1); 8 — гипербазиты (S- D_1); 9 — эклогитоподобные породы китарсайского комплекса; 10 — тела асбестизированных гипербазитов; 11 — эклогиты тулпсайского комплекса; 12 — элементы залегания сланцеватости (a) и полосчатости (b); 13 — разломы основные (a), оперяющие (b)

Уран-свинцовым методом по изотопному отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст цирконов из гранат-ставролитовых сланцев гнейсо-сланцевой серии составляет $1730 \pm 120 - 1580 \pm 65$ млн лет [Абдулин и др., 1982]. В.А. Ильным и М.А. Касымовым получены Pb-Sr изохроны для метаморфитов гнейсо-амфиболитовой и гнейсо-сланцевой серий в 580 ± 20 , 590 ± 23 и 531 ± 30 млн лет, свидетельствующие о байкальском возрасте метаморфизма этих пород.

Антиклинории обычно отграничены от синклинориев разломами. В строе-

нии последних (Западно-Мугоджарского и Иргизского) и фанерозойских грабенов (Балкымбайского и Старокарабутацкого) участвуют неметаморфизованные или слабометаморфизованные отложения базальтоидной и молассовой формаций (S—C₃). На нижележащих глубокометаморфизованных толщах они залегают либо с явным угловым несогласием, либо имеют с ними дизъюнктивные контакты. Автономное развитие синклиналий и антиклинорий обусловило специфику магматической деятельности. В первых (и фанерозойских грабенах) широко развиты вулканы и комагматичные им интрузивные породы основного—среднего состава и в меньшей мере плагиограниты. Среди магматических образований в антиклинориях наиболее широко представлены разнообразные гранитоиды [Бирюков, 1985]. Магматические породы основного и среднего состава играют подчиненную роль. Важной особенностью антиклинорий является наличие в их структуре офиолитовых комплексов, с которыми связаны эклогиты и эклогитоподобные породы. Остановимся на более подробной характеристике этого комплекса.

Среди офиолитов различаются гипербазитовая (ранняя) и габбро-перидотитовая (поздняя) формации. Гипербазиты ранней формации образуют мелкие тела (до 10 км²), трассирующие в виде протяженных цепочек зоны глубинных разломов или в виде многочисленных конформных тел располагающиеся в высокометаморфизованных толщах (см. рис. 2). Цепочечное расположение этих тел, по-видимому, обусловлено будинойем единого тела в результате разрывных и складчатых деформаций.

По особенностям локализации среди пород гипербазитовой формации различаются два типа. К первому относятся перидотиты, слагающие сравнительно крупные или сгруппированные в протяженные цепочки более мелкие тела, приуроченные к разломам северо-восточного (Улыталдыкский, Китарсайский, Тактесайский и др. массивы) и субмеридионального (Олендысайский массив) простираний. К ним приурочены конформные линзы эклогитоподобных пород. Ко второму типу относятся мелкие будинированные тела, располагающиеся обычно в виде цепочек среди метаморфитов разных фаций (рис. 3). В экзоконтактах этих тел наблюдаются парагенезисы с глаукофаном.

Особенности внутреннего строения гипербазитов первого типа показаны на примере Олендысайского и Китарсайского массивов. Последние имеют пластовую форму при средней мощности 60—80 м протяженностью от 3,0—3,5 (Олендысайский массив) до 7—7,5 км (Китарсайский массив). В эндоконтактных зонах тел отмечаются сланцеватость и развальцевание. В центральной части они сложены дунитами, которые по периферии окружены каймой интенсивно серпентинизированных перидотитов. Среди последних выделяются лизардитовые, серпофит-лизардитовые и хризотил-лизардитовые разновидности. При их перекристаллизации образуются серпентиниты антигоритового состава.

Высокобарические комплексы. Первое упоминание о наличии в Мугоджарах эклогитов имеется у Г.И. Водорезова [1963], а эклогитоподобных пород — у А.В. Миловского [1970]. Более детально эти породы рассмотрены И.А. Ефимовым и Г.И. Бурдом [1970]. Комплексное изучение эклогитов и эклогитоподобных пород проводилось при крупномасштабной геологической съемке (1968—1976 гг.) и тематических исследованиях

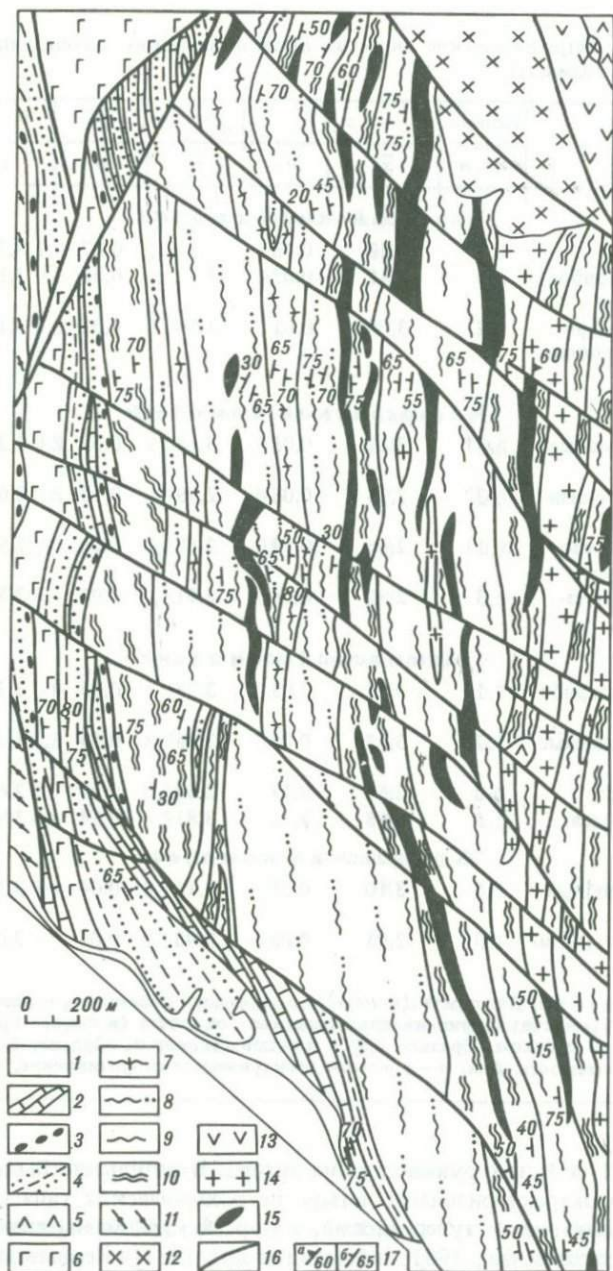


Рис. 3. Характер локализации серпентинитовых тел среди сланцев кварцито-филлитовой серии в среднем течении ручья Милысай. По данным Б.И. Чен-Лен-Сона и автора

1 — кайнозойские отложения; 2 — известняки; 3 — конгломераты; 4 — песчаники, алевролиты; 5 — андезиты, андезито-дациты; 6 — диабазы; 7-10 — сланцы: 1 — серицит-альбит-хлорит-кварцевые, 8 — кварц-альбит-актинолитовые, 9 — кварц-альбит-хлоритовые, 10 — актинолитовые, хлорит-актинолитовые, эпидот-актинолитовые; 11 — биотитовые, двуслюдяные гнейсы; 12 — граниты, адамеллиты; 13 — диориты, тоналиты; 14 — плагiogнейсо-граниты; 15 — серпентиниты апонеридотитовые; 16 — разломы, 17 — элементы залегания полосчатости (а) и сланцеватости (б)

Таблица 1

Основные петрофизические свойства высокобарических ассоциаций Казахского Урала (Мугоджары)

Породы	Кол-во образцов, n	σ_c		σ_B		σ_{cm}	
		\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Тулесайский комплекс							
Эклогиты	7	3,30	0,08	3,31	0,07	3,33	0,07
Эклогиты амфиболитизированные	8	3,11	0,02	3,12	0,02	3,15	0,02
Амфиболиты, гранатовые амфиболиты	2	3,08	0,01	3,10	0,01	3,18	0,01
Китарсайский комплекс							
Эклогитоподобные породы	27	3,17	0,05	3,18	0,05	3,20	0,05
То же, амфиболитизированные	37	2,98	0,08	2,99	0,10	3,02	0,10
Серпентиниты апоперидотитовые	11	2,86	0,19	2,88	0,20	2,92	0,18
Вмещающие метаморфиты	3	2,90	0,08	2,91	0,09	2,84	0,16
Мамытский комплекс							
Гранатовые амфиболиты	19	3,23	0,05	3,24	0,05	3,25	0,06
То же, обогащенные гранатом	7	3,35	0,05	3,36	0,05	3,37	0,05
Серпентиниты	8	2,51	0,17	2,58	0,16	2,69	0,07
Руда хромитовая	5	3,68	0,32	3,81	0,34	3,94	0,36
Куагашский комплекс							
Эклогитоподобные породы	6	3,10	0,05	3,11	0,04	3,12	0,04
Габбро амфиболитизированные	3	2,95	0,05	2,98	0,04	3,05	0,01

Примечание. Плотность (в $г/см^3$): σ_c — сухого образца, σ_B — водонасыщенно-го образца, σ_{cm} — структурно-минералогическая; скорость (в $км/с$): V_{pc} — продольных колебаний в сухом образце; V_{pb} — в водонасыщенном образце; ξ — диэлектрическая проницаемость, $Ф/м$; ρ — удельное электрическое сопротивление, $n \cdot 10^3$ $ом \cdot м$;

(1977–1982 гг.) под руководством автора. В результате были выделены и детально охарактеризованы четыре петрохимических типа высокобарических ассоциаций — тулесайский, китарсайский, мамытский и куагашский [Бирюков и др., 1981; Абдулин и др., 1981]. Первые два типа изучены в пределах метаморфических комплексов Восточно-Мугоджарского поднятия, остальные типы — среди полосчатого комплекса в эндоконтактных частях Кемпирсайского массива. Тулесайский тип высокобарических ассоциаций отличается от остальных приуроченностью непосредственно к гнейсовым толщам без явной связи с базит-гипербазитовым субстратом, характерной для других типов. Петрофизические свойства пород

	V_{pc}		V_{pb}		ξ		ρ	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Тулесайский комплекс								
	5,9	1,6	6,5	1,3	8,5	0,7	3,7	3,2
	7,0	0,7	7,6	0,5	7,6	0,4	2,2	1,4
	7,1	0,01	8,0	0,1	7,8	0,2	1,3	0,1
Китарсайский комплекс								
	7,3	0,8	8,0	0,6	8,4	0,6	9,1	5,2
	7,4	0,6	7,9	0,5	7,6	0,5	12,0	8,0
	7,0	1,0	7,4	0,9	7,6	0,9	10,4	8,3
	7,2	0,4	7,6	0,4	7,3	0,5	2,1	0,7
Мамытский комплекс								
	7,1	0,8	8,0	0,2	8,3	0,7	3,4	2,1
	8,5	0,3	8,9	0,3	8,9	0,8	14,8	7,0
	5,5	0,7	6,1	0,6	7,9	0,9	1,3	0,9
	5,5	0,8	6,5	0,7	8,4	1,1	2,0	1,3
Куагашский комплекс								
	7,2	0,4	8,1	0,2	7,6	0,5	0,6	0,2
	—	—	6,3	1,2	7,3	0,1	5,3	4,4

I_n — естественная остаточная намагниченность, $n \cdot 10^{-6}$ ед. СГС; k — магнитная восприимчивость, $n \cdot 10^{-6}$ ед. СГС; W — пористость, %. Аналитик Г.М. Ковнурко, кол. автора (Петрофизическая лаборатория НИИЗК ЛГУ).

всех четырех типов и вмещающих кристаллических пород отражены в табл. 1.

Тулесайский комплекс. К этому комплексу относятся биминеральные гранат-омфацитовые и амфиболитизированные гранат-омфацитовые эклогиты, ассоциирующие с основными метаморфитами гнейсо-амфиболитовой серии. Линзы эклогитов сконцентрированы в узкой зоне протяженностью свыше 4 км, на водоразделе р. Тулесай и ручья Булексай, в их среднем и нижнем течении (участки "Орлиное гнездо" и Тулесай). В структурном отношении эта зона приурочена к верхней части Талдыкского гнейсо-амфиболитового купола и совпадает с направлением структурного шва по-

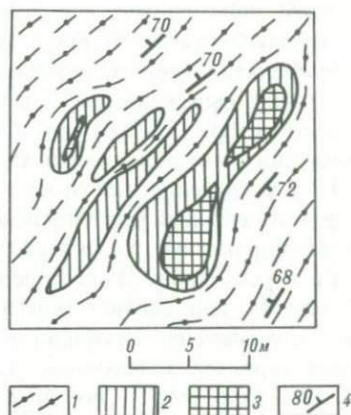
Таблица 1 (окончание)

Породы	I_n		k		W	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Тулесайский комплекс						
Эклогиты	162,1	119,5	77,9	16,7	4,3	3,6
Эклогиты амфиболлизированные	194,3	176,1	77,0	29,0	8,2	7,6
Амфиболиты, гранатовые амфиболиты	0,5	0,1	37,2	1,6	0,6	0,3
Китарсайский комплекс						
Эклогитоподобные породы	7,4	6,2	45,8	18,4	2,4	1,6
То же, амфиболлизированные	5,6	4,7	39,2	12,8	3,6	3,3
Серпентиниты апоперидотитовые	7,1	2,8	33,8	12,3	18,0	17,8
Вмещающие метаморфиты	0,4	0,2	25,9	13,7	5,3	5,0
Мамытский комплекс						
Гранатовые амфиболиты	73,8	5,5	62,9	9,9	6,2	4,9
То же, обогащенные гранатом	546,0	540,0	39,8	1,8	9,0	7,5
Серпентиниты	1250,0	1249,6	291,9	260,0	54,6	18,2
Руда хромитовая	9,1	6,5	186,2	122,9	33,9	16,0
Куагашский комплекс						
Эклогитоподобные породы	1,1	0,6	24,6	3,4	7,4	6,6
Габбро амфиболлизированные	5,6	1,8	15,9	7,6	33,4	13,3

следнего с метаморфитами сланцевого чехла (см. рис. 2). В толще амфиболитов и амфиболовых плагиогнейсов мощностью 60–80 м наблюдается от 2–4 до 6 сближенных линз эклогитов (мощность от 0,5–1,2 до 7–8,5 м, протяженность от 3–4 до 18–21 м, в среднем 12–15 м). Расположение линз кулисообразное. По отношению к складчатым структурам вмещающих метаморфитов третьего и четвертого порядков они являются конформными и обладают четкими прямолинейными контактами. В контактовой зоне вмещающие метаморфиты огибают линзы эклогитов, что подчеркивается ориентировкой тонкой сланцеватой отдельности и линейной ориентировкой шестоватого амфибола (рис. 4). Наиболее крупные линзы эклогитов обладают отчетливой расслоенностью. Во внешней зоне для них характерна тонкосланцеватая, во внутренней – более массивная текстуры. Как правило, внешние зоны обогащены смоляно-черным шестоватым амфиболом, внутренние – оранжево-красным гранатом и яблочно-зеленым клинопироксеном-омфацитом. Во внутренней зоне встречаются линзовидные прослойки с прямолинейными контактами (мощ-

Рис. 4. Сближенные линзы эклогитов тулепсайского комплекса на участке "Орлиное гнездо"

1 — амфиболиты, амфиболовые плаггиогнейсы, часто с гранатом; 2 — эклогиты с амфиболом, клинопироксеном и гранатом; 3 — биминеральные клинопироксен-гранатовые эклогиты; 4 — элементы залегания полосчатости и сланцеватости



ность от 1–3 мм до 3–5 см), сложенные омфацитом или ассоциацией амфибола с омфацитом. В осевой части крупных линз эклогиты обогащены гранатом.

В маломощных линзах эклогитов более ярко проявлены процессы амфиболитизации, приводящие в конечном итоге к выравниванию минерального и химического состава с вмещающими метаморфитами и полному или почти полному исчезновению эклогитовых парагенезисов. В более крупных линзах процесс амфиболитизации интенсивно проявлен лишь в эндоконтактных зонах.

В одной из линз изучены ксенолиты полевошпатовых графитистых кварцитов и окварцованных мусковит-плаггиоклазовых пегматитов с пегматоидной структурой и конформно-линзовидной формой (ширина 0,3–0,35 м, длина 0,6–0,75 м). Направление сланцеватой отдельности такое же, как и в эклогитах. Весьма характерно, что в ксенолитах кислый плаггиоклаз почти нацело замещен буровато-красным гранатом гроссуляр-альмандин-спессартинового ряда ($Py_{8-11}Alm_{23-32}Spes_{30-42}Gros_{18-31}$; обр. 750-Б/7 и 760-Б/9). Следует отметить, что полевошпатовые графитистые кварциты не характерны для этой части разреза вмещающих метаморфитов и встречаются лишь в разрезе нижележащей новогоддинской свиты с перепадом гипсометрического уровня в 2,5–3 км.

Типоморфными минералами эклогитов внутренних зон являются (в мас.%) гранат (30–55) и клинопироксен (28–35); в эклогитах из внешних зон, кроме того, присутствует короткошестоватый амфибол (15–30), окрашенный в травяно-зеленый цвет (по N_g). Для тех и других эклогитов характерны панидиоморфная и симплектитовая структуры. Последняя возникает на границе омфацита и граната с образованием структур прорастания диопсида (основная ткань) и олигоклаза (вроски). Кроме этих минералов, встречаются кварц (1–5), рутил (от 1–1,5 до 2,5), апатит (0,5–1,5) единичные зерна ортопироксена, ставролита, корунда, сапфирина, муассанита и длинночешуйчатого графита. По особенностям минерального состава характерны следующие разновидности эклогитов: существенно омфацитовые, биминеральные — гранат-омфацитовые и более сложного состава с амфиболом.

Для граната характерны идиоморфные и панидиоморфные изометрич-

ные зерна, соизмеримые с другими породообразующими минералами. Состав гранатов (табл. 2): $Pyr_{28-43,3}Gros_{14-27}Spes_{0,4-2,3}Alm_{24-50}Andr_{2-30}$. В амфиболизированных разновидностях эклогитов встречаются гранаты с отчетливо выраженными зонами роста. Выявлен прямой характер зональности (обр. 138-Б/8): от ядра к периферии наблюдается последовательное снижение содержания (в мол.%) Pyr от 28,7 до 27,8, $Gros$ от 19,1 до 14,3 и увеличение Alm от 48,1 до 49,7 и $Spes$ от 1,8 и 1,4 до 2,2; $F = 62,6$ (в ядре), во внешней части и кайме — 64,6%.

Клинопироксены характеризуются высокими содержаниями MgO , Na_2O и Al_2O_3 (табл. 3), по содержанию Jd (13,9–20,6 мол.%) и Di (48,3–71,3 мол.%) они соответствуют омфакиту и типичны для эклогит-гнейсовых комплексов. Профилированием на микроанализаторе установлен прямой характер зональности: содержание Jd -компонента в ядре составляет 19,5–20,6 мол.%, во внешней части и кайме соответственно 14,9 и 13,9 мол.%; железистость в этом направлении увеличивается от 15 до 30%. Установлено резкое несоответствие химического состава клинопироксенов из эклогитов и базификатов в первую очередь по содержанию Jd -компонента (см. табл. 3).

Амфибол является гистерогенным минералом и замещает омфакит и симплектитовые структуры диопсид-плагноклазового состава. Его оптические свойства: $cN_g = 19-21^\circ$; $\Delta = 0,026$; плеохроирует: N_g — буровато-зеленый, травяно-зеленый; N_p — светло-желто-зеленоватый. В свою очередь, он замещается голубовато-зеленым и зеленым амфиболом субкальциевого ряда, сходным с амфиболом из вмещающих метаморфитов.

По химизму эклогиты тулепсайского комплекса соответствуют кварцевому толенту по Р. Дэли (табл. 4). Согласно [Абдулин и др., 1981], рассматриваемые эклогиты и вмещающие метаморфиты резко отличаются по петрохимическим характеристикам, поэтому они, вероятно, являются чужеродными, или экзотическими, образованиями среди вмещающих пород. Различия существенны также и по петрофизическим характеристикам (см. табл. 1).

Китарсайский комплекс. Эклогитоподобные породы этого комплекса ассоциируют с небольшими по мощности протяженными телами апоперидотитовых серпентинитов, которые локализируются в зоне сопряжения гнейсо-амфиболитовых куполов со сланцевым обрамлением (см. рис. 2). К Манжасар-Чулдакской зоне разлома северо-восточного простирания, разграничивающей два структурных яруса Талдыкского гнейсо-амфиболитового купола, приурочено три тела апоперидотитовых серпентинитов, протяженность которых от 700 до 900 м (Улыталдыкское и Тактесайское) до 4,5–5 км (Китарсайское) при мощности от 40–60 до 320–350 м в раздувах. Вмещающими для первых двух являются метаморфиты гнейсо-сланцевой серии с обилием граната, кианита, ставролита, мусковита и биотита. Улыталдыкское тело приурочено к толще основных метаморфитов гнейсо-амфиболитовой серии.

Линзы эклогитоподобных пород тяготеют к осевым частям линейно-вытянутых серпентинитовых тел. Серии будинированных бескорневых линз располагаются обычно кулисообразно и в совокупности образуют протяженные цепочки (длина от 1,2–1,7 до 28 м, мощность от 0,3–0,7 до 8,5 м, отношение длины к ширине от 3:2 до 5:1). В Китарсайском теле

Таблица 2

Химический состав (в мас.%) гранатов из эклогитов тулепсайского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	38,89	37,95	38,00	43,56	37,78	38,81	38,34
TiO ₂	0,05	—	0,10	0,62	1,87	—	—
Al ₂ O ₃	21,57	21,09	21,04	16,88	10,46	19,72	19,78
Fe ₂ O ₃	1,30	—	—	2,32	15,40	—	—
FeO	22,57	25,11	25,09	10,23	19,15	12,33	14,74
MnO	0,85	0,65	1,04	0,17	0,70	17,73	13,80
MgO	7,54	7,43	7,30	10,17	7,85	2,69	2,14
CaO	7,78	7,77	7,43	11,37	7,69	8,72	11,20
Na ₂ O	—	—	—	1,59	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	0,67	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	0,14	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	2,00	—	—	—
Сумма	100,55	100,00	100,00	99,64	100,90	100,00	100,00
Число катионов на 12 "O"							
Si	2,987	2,925	2,935	3,439	3,010	3,082	3,040
Al	1,963	1,917	1,916	1,572	0,982	1,846	1,850
Ti	0,003	—	0,06	0,037	0,112	—	—
Fe ³⁺	0,046	0,188	0,122	0,138	0,983	0,135	—
Mg	0,863	0,854	0,840	1,179	0,933	0,318	0,253
Fe ²⁺	1,442	1,431	1,498	0,662	1,276	0,684	0,978
Mn	0,055	0,043	0,068	0,011	0,047	1,193	0,927
Ca	0,641	0,642	0,615	0,962	0,657	0,742	0,952
F	62,6	62,6	64,1	36,0	57,8	68,3	79,4
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,366	0,367	0,39	0,637	0,414	0,145	0,117
Ca/(Ca + Mg)	0,426	0,429	0,423	0,449	0,413	0,700	0,790
Компонентный состав, мол.%							
<i>Pyr</i>	28,7	28,8	27,8	41,4	43,3	10,8	8,1
<i>Alm</i>	48,1	48,2	49,7	24,5	23,7	23,3	31,5
<i>Spes</i>	1,8	1,4	2,2	0,4	2,3	40,6	29,8
<i>Gros</i>	19,1	15,3	14,3	26,5	—	18,4	30,6
<i>Andr</i>	2,3	6,3	6,0	7,2	30,7	6,9	—

Примечание. 1–5 — эклогиты участка "Орлиное гнездо" (образцы: 138-Б/8 — ядро, Е-2 — внутренняя часть зерна, П-102 — край зерна); 6, 7 — полевошпатовые кварциты (обр. 760-Б/7 и 760-Б/9). Ан. 1–3, 6, 7 — выполнены на микроанализаторе "Самебах", аналитики И.Г. Ляпичев, В.В. Кнауф (ВСЕГЕИ); ан. 4, 5 — по материалам И.А. Ефимова, В.Б. Болтырова; остальные — по материалам автора.

такие цепочки имеют протяженность свыше 4,5 км и состоят из 64 разоб-
щенных линз часто с пережимами и раздувами (рис. 5). Образование их,
по-видимому, обусловлено будинированием, растаскиванием и кручени-
ем ранее единой крупной линзы, контуры тел овальные, с резкими контак-
тами. В приконтактной зоне наблюдается тонкая сланцеватая отдельность
под углами 10–30° по отношению к общему простиранию массива; азимут

Таблица 3

Химический состав (в мас.%) клинопироксенов из эклогитов тулупсайского комплекса и базификатов гнейсо-амфиболитовой серии

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,90	54,16	47,74	47,81	51,30	52,40	51,40
TiO ₂	0,33	—	0,37	0,61	0,02	0,18	0,12
Al ₂ O ₃	9,21	6,55	10,62	10,45	1,97	6,00	1,62
Fe ₂ O ₃	5,16	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2,31	3,40	1,29
FeO	4,70	6,67	12,26	12,18	6,01	4,20	4,86
MnO	0,10	—	0,11	0,18	0,29	0,15	0,18
MgO	14,87	11,88	16,19	16,53	12,71	9,00	12,25
CaO	13,06	18,49	10,83	9,85	24,50	23,20	24,52
Na ₂ O	2,47	2,94	2,09	2,37	0,33	0,34	0,55
K ₂ O	0,15	—	0,21	0,34	0,06	0,02	0,20
H ₂ O	—	—	—	—	0,09	0,15	0,01
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,23	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	0,45	0,17	0,81
Сумма	99,85	100,69	100,42	100,32	100,27	99,71	99,93
<i>N_g</i>	1,705	—	—	1,701	1,707	1,706	1,720
<i>N_p</i>	1,674	—	—	1,677	1,679	1,674	1,694
2 <i>V</i>	56	—	—	44	54	56	54
Число катионов на 6 "O"							
Si	1,817	1,957	1,722	1,720	1,93	2,00	1,97
Al ^{IV}	0,183	0,043	0,278	0,280	0,07	—	0,03
Al ^{VI}	0,212	0,236	0,173	0,164	0,02	0,27	0,04
Ti	0,009	—	0,010	0,016	—	0,01	0,03
Fe ³⁺	0,141	—	—	—	0,06	0,10	0,04
Mg	0,807	0,640	0,870	0,887	0,71	0,50	0,70
Fe ²⁺	0,143	0,201	0,370	0,367	0,19	0,13	0,16
Mn	0,003	—	0,003	0,005	0,01	0,01	0,01
Ca	0,511	0,716	0,418	0,380	0,99	0,95	1,00
Na	0,174	0,207	0,146	0,165	0,02	0,03	0,04
K	—	—	0,010	0,016	—	—	—
<i>F</i>	15,1	23,9	29,8	29,3	47,4	20,6	18,6
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,847	0,761	0,700	0,705	0,720	0,781	0,805
Ca/(Ca + Mg)	0,388	0,528	0,325	0,300	0,619	0,655	0,588
Компонентный состав, мол.%							
<i>Di</i>	48,3	55,8	71,3	62,9	71,3	62,5	72,2
<i>Jd</i>	19,5	20,6	13,9	14,9	2,0	3,3	4,0
<i>Hd</i>	14,0	20,0	—	—	19,0	14,3	15,8
<i>Ig</i>	0,3	—	0,3	0,4	1,0	1,1	1,0
Fe ³⁺ -Al минал	13,8	—	—	—	6,0	11,0	4,0
Ti-Al минал	0,7	—	1,0	1,5	—	1,1	3,0
Ca-Al минал	3,4	3,6	13,5	20,3	0,7	6,6	—

Примечание. 1—4 — эклогиты (обр. 138-Б/8, соответственно ядро, внутренняя часть и внешняя кайма); 5—7 — базификаты (*Cc + Gr + Ep + CPx ± Am ± Q ± Mt*; обр. М-9, М-104 и Б-/50/2). Ан. 1—4 выполнены на микроанализаторе "Camebax", аналитик В.В. Кнауф (ВСЕГЕИ); ан. 5, 6 — по материалам И.А. Ефимова; остальные — по материалам автора.

Таблица 4

Химический состав (в мас.%) и основные петрохимические характеристики эклогитов тулупсайского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	49,12	48,46	49,80	48,00	47,28	52,48	48,02	49,02
TiO ₂	1,56	1,39	2,30	2,40	0,15	0,32	0,68	1,26
Al ₂ O ₃	13,21	13,84	12,90	14,70	17,90	13,97	16,44	14,71
Fe ₂ O ₃	2,92	3,58	4,10	7,60	1,38	4,28	2,64	3,79
FeO	9,01	7,61	11,30	9,60	3,22	1,91	8,30	7,28
MnO	0,14	0,13	0,24	0,24	0,13	0,14	0,27	0,19
MgO	7,62	7,97	6,00	5,10	18,80	0,43	8,98	7,84
CaO	12,01	12,42	10,20	9,50	8,22	23,45	10,42	12,32
Na ₂ O	2,20	2,40	2,40	2,40	2,08	2,18	2,60	2,32
K ₂ O	0,23	0,38	0,15	0,13	0,10	0,08	0,24	0,19
P ₂ O ₅	0,16	0,14	0,34	0,29	—	0,34	0,09	0,20
П.п.п.	1,25	1,94	0,25	Не опр.	0,40	0,12	1,62	0,79
Сумма	99,42	100,24	99,98	99,96	99,66	99,70	99,42	99,91
Нормативный состав по CIPW, мол.%								
<i>Or</i>	1,1	2,2	1,7	1,1	0,5	0,6	0,6	1,1
<i>Ab</i>	18,4	20,4	20,4	20,4	17,8	18,4	22,0	19,4
<i>An</i>	25,6	25,9	23,4	28,7	39,2	28,1	32,8	29,2
<i>Q</i>	0,9	—	3,7	6,0	—	8,1	—	0,1
<i>Fo</i>	—	2,7	—	—	28,1	—	7,5	—
<i>Fa</i>	—	1,4	—	—	2,0	—	4,5	—
<i>Wo</i>	13,8	14,5	10,7	7,0	0,6	36,1	7,4	13,0
<i>En</i>	19,0	16,0	15,0	12,8	6,6	1,1	11,8	19,5
<i>Fs</i>	11,7	7,0	14,0	7,9	2,0	—	6,5	8,4
<i>Cc</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Ap</i>	0,3	0,3	0,7	0,3	—	0,7	0,3	0,3
<i>Ilm</i>	3,0	2,7	4,4	4,6	0,3	0,6	1,4	2,4
<i>Mt</i>	4,2	5,3	6,0	11,1	2,1	6,0	3,9	5,6
Петрохимические характеристики								
K ₂ O/Na ₂ O	0,11	0,16	0,06	0,05	0,05	0,04	0,09	0,08
<i>МИ</i>	61,3	58,7	72,3	77,4	20,1	93,6	55,5	59,0
<i>ФИ</i>	16,8	18,3	20,0	21,0	21,0	8,8	21,4	16,9
<i>Si</i>	34,5	36,1	24,8	20,3	73,1	4,8	39,0	36,3
<i>ДИ</i>	2,0	2,2	5,4	7,1	0,5	8,7	0,6	1,2
<i>КИ</i>	44,6	44,6	38,4	41,5	73,9	29,2	52,1	48,7
<i>ЦИ</i>	40,3	49,6	50,1	43,4	41,7	43,8	43,0	49,2

Примечание. 1–8 – эклогиты: 1–6 – с участка "Орлиное гнездо" (обр. Ор-1, Ор-2, М-76, М-80, М-102 и М-104); 7 – с участка "Тулупсай" (обр. 248-Б/6); 8 – тулупсайского комплекса (среднее из 7 анализов). 1, 2 и 7 – сборки автора, 3–6 – сборки И.А. Ефимова [Ефимов, Бурд, 1970].

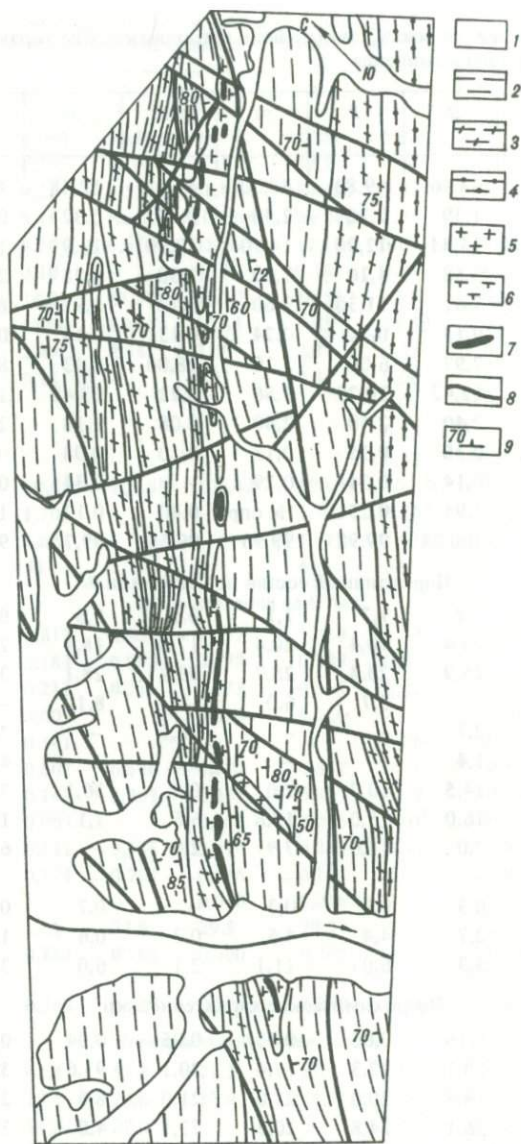


Рис. 5. Линейные тела серпентинитов с линзами эклогитоподобных пород китарсайского комплекса на участке Китарсай. По данным автора

1 — четвертичные отложения; 2 — гранат-кианит-двуслюдяные и гранат-двуслюдяные сланцы; 3 — аплитовидные гнейсы; 4 — амфиболиты, амфиболовые и биотит-амфиболовые плагигнейсы; 5 — пегматоидные граниты; 6 — апоперидотитовые серпентиниты; 7 — линзы эклогитоподобных пород; 8 — разломы; 9 — элементы залегания полосчатости и сланцеватости

падения сланцеватой отдельности 130–145°, углы падения 70–75°. Вмещающие серпентиниты в зоне экзоконтакта также рассланцованы. Характерны текстуры "обтекания" будин, особенно четко выраженные при наличии изометричной или близкой к ней формы.

В эндоконтактовой зоне эклогитоподобные породы обогащены (в мас.%) до 35–40 *Am* и 25–30 *Pl*; содержание *CPx* < 3–5, 8–15 *Gr*. Во внутренней зоне наблюдается резкое обогащение до 45–55 *Gr* и 25 *CPx*, содержание *Pl* < 12–15, 8–10 *Am*. В некоторых разновидностях присутствует до 3–5 мас.% кварца. Из акцессорных минералов характерны рутил (до 1,5–2 мас.%), кианит, ставролит, сапфирин, корунд, муассанит и длинночешуйчатый графит.

Для эклогитоподобных пород внутренних зон характерны габбровая и габбро-офитовая структуры, в катаклазированных разновидностях — гранобластовая, гетерогранобластовая и бластокатаккластическая. Наблюдается развальцевание крупных изометричных зерен граната и "обтекание" их агрегатом из хлорита, серпентина и тонкошестоватого амфибола актинолит-тремолитового ряда. Плаггиоклаз в неизменных разновидностях образует широкие панидиоморфные таблички с полисинтетическими двойниками; по составу он отвечает лабрадору № 52–58, в катаклазированных разновидностях раскислен до олигоклаза и андезина (26–43 мол.% *An*).

Гранаты (табл. 5) имеют следующий состав: $Py_{r29-38} Alm_{36-49} X \times Spes_{0,5-1,5} (Gros + Andr)_{19-34}$. В зональных кристаллах граната от внутренних зон к внешним отмечается скачкообразное увеличение *F* от 60,2 до 65,1%; увеличиваются содержание *Alm* (от 45,5 до 49,2 мол.%), марганцевистость (*Spes* — от 0,5 до 1,5 мол. %) и кальциевость ($Ca/(Ca + Mg)$) меняется от 0,427 до 0,466). От ранее рассмотренных данные клинопироксены (табл. 6) отличаются более высоким содержанием *Di*-компонента (48–65 мол.%) и низким — *Jd*-компонента (от 15,6–19,5 до 4,9–5,4 мол.%); в отличие от них *CPx* из метаморфитов гнейсо-амфиболитовой серии содержат 62–72 мол. % *Di* и 2–4 мол.% *Jd*. Оптические константы *CPx* из эклогитоподобных пород: $N_g = 1,690-1,703$; $N_p = 1,665-1,683$; $\Delta = 0,023-0,025$; $2V = +41-43^\circ$. Амфиболы из эклогитоподобных пород (табл. 7) резко отличаются от амфиболов вмещающих метаморфитов прежде всего более низкой железистостью ($F = 38-42\%$) и более высоким содержанием Mg (2,55–2,99 ф.е.) и Na (0,33–0,47 ф.е.), т.е. близки к амфиболам барруазитового ряда. Амфиболы более поздней генерации развиваются преимущественно в эндоконтактовых зонах, где они образуют псевдоморфозы по клинопироксену и амфиболу ранней генерации; по химическому составу и оптическим свойствам они сходны с амфиболами вмещающих метаморфических толщ.

Результаты химических анализов плаггиоклазов приведены в табл. 8. По химическому составу (табл. 9) эклогитоподобные породы китарсайского комплекса соответствуют оливиновому габбро и эвкриту (по Р. Дэли) часто с аномальными отклонениями в содержании SiO_2 , Al_2O_3 , MgO . По отношению к предыдущему типу они характеризуются относительно низким содержанием SiO_2 , MgO (более низкие значения мафического индекса), более высоким — Al_2O_3 и K_2O (относительно высокое соотношение K_2O/Na_2O приводит к появлению в составе плаггиоклаза в качестве

Таблица 5

Химический состав (в мас.%) гранатов из эклогитоподобных пород катарсайского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	39,80	40,04	38,00	38,00	38,00	40,40	39,15	38,51	38,43	38,26	38,35	37,75	38,98
TiO ₂	2,30	0,40	0,44	0,68	0,85	0,50	0,09	—	0,13	0,18	0,14	—	—
Al ₂ O ₃	12,90	20,60	21,20	21,18	20,65	19,50	21,56	21,12	20,93	21,45	21,00	20,89	21,64
Fe ₂ O ₃	4,20	4,20	4,80	3,44	3,60	2,38	1,50	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	2,35
FeO	11,30	16,90	16,70	19,60	19,73	19,24	20,94	24,01	24,09	23,43	23,83	25,44	21,10
MnO	0,24	0,34	0,30	0,40	0,30	0,51	0,46	0,24	0,44	0,51	0,44	0,67	0,47
MgO	6,00	8,80	9,10	6,80	7,40	7,09	7,77	7,92	7,61	7,94	7,74	6,79	8,26
CaO	10,20	6,40	6,40	6,70	7,00	7,84	8,50	8,20	8,37	8,23	8,50	8,26	7,22
Na ₂ O	2,40	0,45	0,22	0,34	0,34	0,41	0,04	—	—	—	—	0,20	—
K ₂ O	0,15	0,35	0,20	0,25	0,25	0,31	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,34	0,14	0,11	0,14	0,14	0,09	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	0,24	1,20	0,31	0,24	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,10	—	—	—	—	0,18	—	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	0,25	1,55	1,40	1,77	1,90	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,08	100,41	100,10	100,41	100,40	100,95	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,02
N		1,778	1,776	1,775	1,776	1,778	1,785						
		Число катионов на 12 "0"						Число катионов на 12 "0"					
Si	3,563	3,135	2,992	3,076	3,011	3,198	3,001	2,954	2,955	2,933	2,945	2,926	2,988
Al	1,362	1,902	1,969	1,979	1,929	1,820	1,948	1,910	1,897	1,938	1,901	1,909	1,956
Ti	0,155	0,023	0,026	0,040	0,050	0,030	0,005	—	0,007	0,011	0,008	—	—
Fe ³⁺	0,276	0,247	0,285	0,205	0,215	0,142	0,087	0,120	0,132	0,100	0,135	0,185	0,135
Mg	0,801	1,027	1,068	0,804	0,874	0,836	0,888	0,905	0,873	0,907	0,886	0,785	0,944
Fe ²⁺	0,846	1,106	1,100	1,300	1,307	1,275	1,343	1,421	1,417	1,402	1,396	1,465	1,353
Mn	0,018	0,023	0,020	0,027	0,020	0,034	0,030	0,016	0,029	0,033	0,029	0,044	0,031
Ca	0,979	0,537	0,540	0,569	0,594	0,665	0,698	0,674	0,690	0,676	0,700	0,686	0,593
F	51,4	51,9	50,7	61,8	59,9	60,4	60,2	61,1	61,9	60,7	61,2	65,1	58,9
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,481	0,476	0,488	0,377	0,397	0,390	0,393	0,387	0,376	0,387	0,383	0,342	0,405
Ca/(Ca + Mg)	0,550	0,343	0,664	0,415	0,405	0,443	0,440	0,427	0,441	0,427	0,441	0,466	0,386
		Компонентный состав, мол.%						Компонентный состав, мол.%					
Pyr	28,6	37,9	38,8	29,1	30,7	29,6	30,0	30,0	29,0	29,9	29,4	29,3	32,3
Alm	35,8	41,6	40,9	49,1	48,0	45,7	45,5	47,1	47,1	46,7	46,5	49,2	46,3
Spes	0,6	0,7	0,7	1,1	0,7	1,1	1,0	0,5	1,0	1,1	1,0	1,5	1,1
Gros	20,2	5,2	4,4	9,8	10,0	16,2	19,1	16,4	16,3	17,4	16,4	13,7	13,4
Andr	14,8	14,6	15,2	10,9	10,6	7,4	4,4	6,0	6,6	4,9	6,7	9,6	6,9

Примечание. 1–16 – эклогитоподобные породы ($Gr + Pl_{4,7-5,8} + Cpx + Am + Ru \pm Q$; обр. Е-1, С-2, С-11, С-15, С-18, М-8, 137-Б/37, 137-Б/37-1, 137-Б/37-2, 137-Б/37-3, 137-Б/37-4, 137-Б/37-5, 137-Б/40, 137-Б/40-1, 137-Б/40-2 и 137-Б/40-3); 17 – плагиоклазовый амфиболит, подвергнутый эклогитизации (обр. 762-Б/2-1); 18,

19 – кварц-полевошпатовый мобилизат, подвергнутый эклогитизации (обр. 762-Б/2-2 и 762-Б/5). Ан. 1–6 – по материалам И.А. Ефимова и др. (1972 г.); остальные по сборам автора; ан. 7–19 – выполнены на микроанализаторе "Camebax", аналитики В.В. Кнауф, И.Г. Ляпичев (ВСЕГЕИ).

Таблица 5 (окончание)

Компоненты	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	38,22	38,31	37,35	38,12	41,18	38,03
TiO ₂	—	—	—	—	0,27	0,36
Al ₂ O ₃	21,38	21,10	20,96	20,69	29,66	16,95
Fe ₂ O ₃	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
FeO	24,59	24,87	26,04	27,80	3,79	27,36
MnO	0,38	0,44	0,58	0,77	—	0,69
MgO	8,08	7,83	8,30	5,93	0,20	0,71
CaO	7,35	7,41	6,29	6,69	24,90	15,90
Na ₂ O	—	—	0,08	—	—	—
K ₂ O	—	0,04	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,00	100,04	100,08	100,00	100,00	100,00
<i>N</i>	1,783			1,790	1,805	1,795
Число катионов на 12 "O"						
Si	2,933	2,948	2,808	2,978	3,093	3,047
Al	1,935	1,914	1,941	1,905	2,626	1,601
Ti	—	—	—	—	0,015	0,022
Fe ³⁺	0,102	0,120	0,151	0,173	—	0,376
Mg	0,924	0,898	0,972	0,690	0,023	0,085
Fe ²⁺	1,476	1,480	1,559	1,643	0,239	1,457
Mn	0,025	0,029	0,039	0,051	—	0,047
Ca	0,605	0,611	0,530	0,560	2,004	1,365
<i>F</i>	61,5	62,2	61,6	70,4	91,2	94,5
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,381	0,373	0,378	0,290	0,088	0,054
Ca/(Ca + Mg)	0,396	0,405	0,353	0,448	0,989	0,941
Компонентный состав, мол.%						
<i>Pyr</i>	30,5	29,8	31,3	23,5	1,0	2,9
<i>Alm</i>	48,7	49,0	50,3	55,8	11,1	49,7
<i>Spes</i>	0,8	1,0	1,3	1,7	—	1,6
<i>Gros</i>	15,0	14,3	9,8	10,2	87,9	26,9
<i>Andr</i>	5,0	5,9	7,3	8,8	—	18,9

избыточной фазы *Or*). По петрофизическим свойствам (см. табл. 1) эклогитоподобные породы этого типа также резко отличаются от вмещающих гипербазитов и метаморфитов основного состава и сходны с амфиболизированными эклогитами тулпсайского комплекса. Эклогитоподобные породы этого комплекса в целом являются инородными по отношению к вмещающим их серпентинитам.

На северо-восточном продолжении Манжасар-Чулдакской зоны разлома наблюдается виргация ее основного направления на субмеридиональ-

ное и субширотное (см. рис. 2). В этом же направлении происходит "рас-
таскивание" более крупных серпентинитовых тел китарсайской группы
с последующим их будинированием или вовлечением в складчатые струк-
туры рамы. С телами серпентинитов, локализованных непосредственно
в зоне разлома, связаны эклогитоподобные породы китарсайского типа.
В одном из наиболее крупных тел (участок Тактесай) изучены шесть
линз эклогитоподобных пород, длина которых варьирует от 5–7 до 35 м,
ширина – от 0,8–1,2 до 17,5 м. Серпентинитовые тела, вовлеченные в
складчатую структуру вмещающих метаморфитов гнейсо-амфиболитовой
и гнейсо-сланцевой серий, претерпели высокотемпературные метасомати-
ческие преобразования. С ними связаны крупные месторождения антофил-
литового асбеста (месторождения Бугетысай, Китарсай, Правый Улы-
талдык и др.). Большая часть из них локализуется вблизи Манжасар-Чул-
даской зоны разлома, т.е. в зоне сопряжения гнейсо-амфиболитового
купола с его сланцевым чехлом. Отмечена следующая закономерность:
тела серпентинитов, сконцентрированные в гнейсо-сланцевой и кварцито-
филлитовой сериях, интенсивно будинированы и практически нацело
переработаны метасоматическими процессами (талькиты, тремолититы,
тальк-карбонатные породы и др.). В противоположность этому все тела
серпентинитов, залегающие в гнейсо-амфиболитовой серии, имеют более
крупные размеры и груболинзовидную форму; они менее развальцованы
и подвергнуты метасоматическим преобразованиям (антофиллит-ас-
бестовая минерализация связывается лишь с наиболее мелкими телами).
С крупными и относительно менее переработанными серпентинитовыми
телами второй группы связаны линзы эклогитоподобных пород, совершен-
но отличных от китарсайского типа. Они изучены нами в районе место-
рождений антофиллит-асбеста Правый Улыталдык и Китарсай, приурочен-
ных к метаморфической толще основного состава. Аналогичные эклогито-
подобные породы встречены в скважинах на месторождении Бугетысай
[И.А. Ефимов, Бурд, 1970].

На участке Правый Улыталдык (одноименное месторождение антофил-
лит-асбеста) в одной из крупных конформных линз серпентинитов (380 X
X 120 м) в эндоконтактной зоне с плагиоклазовыми амфиболитами
и амфиболовыми плагиогнейсами вскрыты двумя канавами и скважиной
две линзы эклогитоподобных пород (длина от 12–15 до 45 м, мощность
от 1,2–1,5 до 5,5 м), азимут простирания 325–330°, угол падения 70°.
Это среднезернистые темно-серые, буровато-зеленого оттенка породы с
тонкоплитчатой отдельностью, параллельной простиранию линз, и кон-
туру серпентинитового тела. Характерны такие парагенезисы: $Am-Gr-Sf$,
 $Am-CPx-Gr-Sf$, $Gr \pm CPx-Zo-Ky \pm Sf \pm Sp$. Первая разновидность
(гранатовые амфиболиты) наблюдается во внешних эндоконтактных
зонах, вторая и третья (пироксен-гранатовые и шпинель-гранатовые ам-
фиболиты соответственно) – для внутренних зон. В этом направлении
происходит увеличение прежде всего граната (от 10–15 до 25–30 мас.%),
появление клинопироксена, флогопита, цоизита, кианита и шпинели;
содержание (в мас. %) амфибола максимальное в эндоконтактной зоне
(до 55–60), во внутренних частях уменьшается до 15–30. Из аксессуарных
минералов, кроме сфена (до 2,5–4) и шпинели (1–3), характерны апатит
(до 1,5), сапфирин, муассанит, графит.

Таблица 6

Химический состав (в мас.%) клинопироксенов из эклогитоподобных пород китарсайского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49,64	49,23	50,74	50,43	42,72	46,70	46,00	45,60	47,94
TiO ₂	0,97	0,96	0,43	0,43	1,03	0,76	0,98	1,04	1,08
Al ₂ O ₃	6,36	6,31	4,78	4,75	18,80	8,60	9,80	10,46	10,46
Fe ₂ O ₃	0,82	He опр.	1,44	He опр.	He опр.	1,40	2,32	1,61	2,47
FeO	7,47	9,02	6,45	8,54	10,25	5,72	7,28	6,64	5,87
MnO	—	—	0,05	0,05	—	0,06	0,09	0,07	0,08
MgO	11,44	11,35	13,37	13,29	12,62	13,00	10,90	10,93	10,34
CaO	22,59	22,41	21,95	21,81	13,27	19,90	19,30	18,72	18,20
Na ₂ O	0,72	0,72	0,70	0,70	1,42	1,14	1,50	1,50	1,17
K ₂ O	—	—	—	—	0,33	0,38	0,50	0,47	0,37
H ₂ O	—	—	—	—	—	0,09	0,23	0,09	0,08
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	0,16	—	0,18	—
SO ₃	—	—	—	—	—	0,18	—	—	0,46
П.п.п.	—	—	—	—	—	1,49	1,16	1,97	1,54
Сумма	100,01	100,00	99,91	100,00	100,44	99,60	100,00	99,24	100,26
<i>N_g</i>						1,690	1,703	1,690	1,700
<i>N_p</i>						1,665	1,683	1,665	1,677
2 <i>V</i>						43	41	43	43
	Число катионов на 6 "O"				Число катионов на 6 "O"				
Si	1,849	1,836	1,879	1,867	1,547	1,75	1,74	1,74	1,817
Al ^{IV}	0,151	0,164	0,121	0,133	0,453	0,25	0,26	0,26	0,183
Al ^{VI}	0,128	0,113	0,088	0,074	0,350	0,13	0,17	0,21	0,212
Ti	0,027	0,027	0,012	0,012	0,028	0,02	0,03	0,03	0,009
Fe ³⁺	0,023	—	0,040	—	—	0,04	0,07	0,05	0,141
Mg	0,635	0,631	0,738	0,733	0,681	0,73	0,61	0,62	0,807
Fe ²⁺	0,233	0,281	0,200	0,265	0,311	0,18	0,23	0,21	0,143
Mn	—	—	0,001	0,001	—	0,01	0,01	0,01	0,003
Ca	0,902	0,896	0,871	0,865	0,515	0,80	0,78	0,77	0,511
Na	0,052	0,052	0,050	0,050	0,100	0,08	0,11	0,11	0,174
K	—	—	—	—	0,015	0,02	—	—	0,007
F	26,8	30,8	21,3	26,6	31,4	19,8	27,4	25,3	15,1
Mg/(Mg+Fe ²⁺ +Mn)	0,732	0,692	0,786	0,734	0,687	0,793	0,718	0,738	0,847
Ca/(Ca+Mg)	0,587	0,761	0,541	0,541	0,431	0,523	0,561	0,554	0,388
	Компонентный состав, мол.%				Компонентный состав, мол.%				
<i>Di</i>	60,6	64,0	65,1	61,3	48,6	43,2	56,0	56,1	48,3
<i>Jd</i>	5,4	5,3	5,0	4,9	13,0	10,3	15,6	13,4	19,5
<i>Hd</i>	23,3	24,1	19,9	25,9	—	23,2	—	—	14,0
<i>Ig</i>	—	—	0,1	0,7	—	1,3	10,1	10,0	0,3
Fe ³⁺ -Al минал	2,3	3,9	4,0	—	35,2	5,2	1,7	—	13,8
Ti-Al минал	2,3	2,7	1,2	1,2	3,2	2,6	2,5	4,1	0,7
Ca-Al минал	6,1	4,7	4,7	6,6	—	14,2	14,1	16,4	3,4

Примечание. 6–9 – по материалам И.А. Ефимова (обр. С-2, С-18, С-15 и М-8); 1–5 по материалам автора (обр. 137-Б/37 – внутренняя часть зерна, край зерна,

обр. 137-Б/40 – внутренняя часть и край зерна, обр. 762-Б/2). Ан. 1–5 выполнены на микроанализаторе "Сатбах", аналитики В.В. Кнауф, И.Г. Ляпичев (ВСЕГЕИ).

Таблица 7

Химический состав (в мас.%) амфиболов из эклогитоподобных пород китарсайского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44,42	44,70	44,13	51,56	46,80	43,81
TiO ₂	1,44	1,35	1,10	0,26	0,90	1,83
Al ₂ O ₃	13,25	12,65	12,58	4,06	9,76	12,70
FeO*	14,10	13,81	15,39	16,86	15,35	13,72
MnO	0,09	0,08	0,05	0,18	0,10	0,17
MgO	12,22	12,67	11,92	14,16	12,92	12,59
CaO	11,44	11,70	11,51	12,15	11,79	11,19
Na ₂ O	1,21	1,19	1,26	—	0,82	1,69
K ₂ O	0,07	0,03	0,22	0,06	0,10	0,17
Сумма	98,24	98,18	98,16	99,29	98,54	97,87
N_g	1,689	1,670	1,664	1,682		
N_p	1,663	1,644	1,645	1,658		
2V	-77	-79	-66	-82		
$c : N_g$	26	22	17	26		
Число катионов на 22 "O"						
Si	6,337	6,382	6,345	7,305	6,80	6,300
Al ^{IV}	1,663	1,618	1,665	0,679	1,320	1,700
Al ^{VI}	0,566	0,511	0,477	—	0,323	0,453
Ti	0,154	0,145	0,119	0,028	0,097	0,198
Mg	2,598	2,695	2,554	2,990	2,748	2,699
Fe ²⁺	1,682	1,649	1,850	1,998	1,832	1,650
Mn	0,009	0,009	0,005	0,021	0,012	0,021
Ca	1,749	1,790	1,773	1,845	1,803	1,724
Na	0,334	0,329	0,352	—	0,227	0,471
K	0,013	0,005	0,041	0,011	0,018	0,031
F	39,2	38,0	42,0	40,1	40,0	37,9
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,606	0,619	0,579	0,597	0,600	0,618
Ca/(Ca + Mg)	0,402	0,399	0,410	0,382	0,396	0,390

*Суммарное железо, рассчитанное на FeO.

Примечание. 1-5 - $CPx + Cr + Pl + Am_{1-3} + Ru \pm Q$ (обр. 137-Б/37; 1-3 - ядро, внутренняя часть и кайма $Am-1$; 4-5 - $Am-2$, замещающий $Am-1$); 6 - $Am-1$ (обр. 137-Б/40). Сборы автора. Анализы выполнены на микроанализаторе "Camebax", аналитик И.Г. Ляпичев (ВСЕГЕИ).

Эклогитоподобные породы имеют гранобластовую и гломеробластовую структуры с участием пойкилобластовой и симплектитовой, при этом последние характерны для шпинель-гранатовых разновидностей: гломеробласты кианита и цоизита переполнены более мелкими зернами граната, амфибола, сфена и чешуйками флогопита. Амфибол замещается карбонатом, хлоритом, эпидотом и актинолитом. Обычно среди них присутствуют мелкие зерна сфена, которые образуют цепочки вокруг зерен разложенного амфибола ($c : N_g = 22-24^\circ$; двупреломление 0,022-0,026; плеохроизм: N_g - густо-травяно-зеленый, N_p - светло-желто-зеленоватый).

Клинопироксен бледно-зеленый ($c : N_g = 42-44^\circ$; $2V = 54-58^\circ$; дву- преломление 0,026–0,028) замещается сине-зеленой роговой обманкой, актинолитом и эпидотом; между ними установлены каемки и мирмеки- топодобные выделения альбита. Крупные гломеробласты кианита и цоизита пространственно сопряжены со шпировидными скоплениями мелких зерен изумрудно-зеленой шпинели, чешуек флогопита и линзовидно-пят- нистых выделений карбоната. Гранат встречается в виде двух генераций — крупных (до 5–6 мм) гломеробластов, содержащих включения зерен цоизита, амфибола, реже кварца, шпинели, и более мелких зерен, образую- щих псевдоморфозы по амфиболу и исходному плагиоклазу. В первом случае он окрашен в бледно-розовый и розовый цвет, во втором — бесцвет- ный или слегка буроватый. Наблюдаются случаи замещения граната хло- ритом и серпентином.

Кроме охарактеризованных выше пород, в серпентинитовом теле вскры- та линза плагиоклазовых амфиболитов (мощность 2,5–3 м, протяженность 15 м). Первичные минералы: роговая обманка ($c : N_g = 19-22^\circ$; дву- преломление 0,022; N_g — сине-зеленый, желто-зеленый; N_p — светло-зеленый с желтым оттенком) замещается гранатом и клинопироксеном, плагио- клаз — гранатом, цоизитом и кианитом. В первом случае гранат характери- зуется высокой железистостью (см. табл. 5): $F = 70,4\%$ (по сравнению с гранатом из эклогитоподобных пород) и отличным компонентным соста- вом (в мол. %): $Py_{2,3,5}Alm_{5,5,8}Spes_{1,7} (Gros + Andr)_{1,9}$; во втором — максимальной $F = (91,2-94,5\%)$ и аномальным компонентным составом $Py_{1-2,9}Alm_{11,1-49,7}Spes_{0-1,6}Gros_{26,9-87,9}Andr_{0-18,9}$, т.е. практически соответствует *Gros*- и *Andr-Gros*-гранату. Клинопироксен по оптическим свойствам и химизму ($F = 31,4\%$; состав $Jd_{1,3}Di_{4,9}$; см. табл. 6) практически не отличается от клинопироксенов из эклогитоподоб- ных пород.

На Мильсайском участке (см. рис. 3) серия конформных линз серпен- тинитов (отношение длины к ширине от 3 : 1 до 5 : 1) сосредоточена вбли- зи Балкымбайской надвиговой зоны субмеридионального направления. Вулканогенно-терригенные толщи (S–C₁) одноименного грабена надвину- ты на кварцито-филлитовую серию Кайрактинского антиклинория; угол падения плоскости надвига колеблется от 28–35 до 45°. В этой полосе среди метаморфизованных в зеленосланцевой фации вулканитов основ- ного состава появляются парагенезисы с кварцем, альбитом, гранатом, ам- фиболем и глаукофаном. Последний зафиксирован также в эндоконтакто- вой зоне карбонатизированных и оталькованных тел серпентинитов. Все прогрессивные изменения происходят в полосе шириной 300–400 м от надвиговой зоны, при большем удалении от которой таких изменений не наблюдается.

Орь-Илекское поднятие. Геологическое строение. Орь-Илекское подня- тие является южным продолжением Уралтауской антиклинорной зоны и представляет собой выступ более древнего догерцинского основания в системе уралид. Оно сложено в основном верхнерифейскими и ниже- палеозойскими метатерригенными отложениями и метавулканитами. На западе Орь-Илекское поднятие по крупному тектоническому шву — Сакмарско-Каргалинскому разлому — граничит с Сакмарской синкли- норной зоной, на востоке — по Западно-Мугоджарскому (Главному Ураль-

Таблица 8

Химический состав (в мас.%) полевых шпатов в эклогитах, эклогитоподобных породах тулепсайского и китарсайского комплексов и вмещающих метаморфитах

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	61,61	53,81	55,83	54,96	55,14	57,40	59,47	65,31	65,59	67,53	68,61
TiO ₂	—	0,08	0,15	—	0,12	0,31	—	—	0,20	—	—
Al ₂ O ₃	21,49	28,81	27,52	28,28	27,89	26,38	25,28	18,50	18,57	20,57	19,56
FeO*	—	0,29	0,34	0,32	0,30	0,39	0,16	—	0,11	—	—
MnO	0,08	—	0,08	—	0,09	0,14	—	—	—	—	—
MgO	—	—	0,11	0,11	0,14	0,08	0,18	—	—	—	0,35
CaO	3,17	12,09	10,08	10,84	10,64	8,75	7,14	0,52	0,55	1,14	0,20
Na ₂ O	9,69	4,80	5,80	5,38	5,52	6,49	7,47	1,60	1,75	10,63	11,33
K ₂ O	0,08	—	—	—	—	—	0,14	14,02	13,38	0,26	—
Сумма	100,12	99,88	99,91	99,89	99,84	99,94	99,84	99,95	100,15	100,13	100,05
	Число катионов на 8 "O"					Число катионов на 8 "O"					
Si	2,985	2,438	2,435	2,481	2,489	2,579	2,655	3,004	3,015	2,962	2,999
Al	1,118	1,539	1,544	1,505	1,484	1,398	1,331	1,004	1,006	1,064	1,008
Ti	—	0,003	0,002	—	0,004	0,011	—	—	0,007	—	—
Mg	—	—	0,006	0,007	0,010	0,005	0,012	—	—	—	0,023
Fe ²⁺	—	0,011	0,009	0,012	0,011	0,015	0,006	—	0,004	—	—
Mn	0,003	—	0,004	—	0,004	0,005	—	—	—	—	—
Ca	0,150	0,587	0,586	0,524	0,515	0,421	0,341	0,026	0,027	0,054	0,010
Na	0,829	0,422	0,421	0,471	0,483	0,566	0,647	0,143	0,156	0,905	0,960
K	0,005	—	—	—	—	—	0,008	0,823	0,785	0,015	—
	Фазовый состав, мол.%					Фазовый состав, мол.%					
Ab	84,3	41,8	41,8	47,3	48,4	57,3	65,0	14,4	16,1	92,9	99,0
An	15,2	58,2	58,2	52,7	51,6	42,7	34,2	2,6	2,8	5,6	1,0
Or	0,5	—	—	—	—	—	0,8	83,0	81,1	1,5	—
Pl (номер)	15	58	58	53	52	43	35	15	15	6	1

* Суммарное железо, рассчитанное на FeO.

Примечание. 1 — симплектитовые вроски в эклогитах тулепсайского комплекса (обр. 138-Б/8); 2-6 — зональный плагиоклаз в эклогитоподобных породах китарсайского комплекса: 2 — ядро, 3-5 — внутренняя часть, 6 — кайма зональных табличек (обр. 137-Б/40); 7 — плагиоклазовый амфиболит из сланцевой серии (обр.

232-Б); 8-11 — щелочные метасоматиты: 8, 9 — крупные таблички микроклина с пертитовыми вросками плагиоклаза (обр. 140-Б/51), 10, 11 — "шахматный альбит", образующий псевдоморфозы по раннему микроклину (обр. 140-Б/51). Ан. выполнены на микроанализаторе "Самбах", аналитики В.В. Кнауф, И.Г. Ляпичев (ВСЕГЕИ), сборы автора.

скому) разлому с Западно-Мугоджарской (Магнитогорской) зеленокаменной зоной. Для этого выступа уралид характерно складчато-блоковое строение и приуроченность к периферии блоков серии крупных массивов гипербазитов — Хабарнинского, Кемпирсайского, Кокпектинско-Даульского, Аксуйского и др., хорошо фиксирующихся в магнитном поле интенсивными положительными аномалиями, а в поле силы тяжести — ярко выраженным гравитационным максимумом. Среди крупных блоков выделяются Кемпирсайский, Кокпектинско-Даульский и Аксуйский антиклинории, разобщенные между собой Хабарнинским и Эмбинским синклинориями.

Кемпирсайский массив приурочен к восточной части одноименного анти-

клинория и вытянут вдоль Главного Уральского глубинного разлома. По геофизическим данным (материалы В.И. Сегаловича и А.П. Бачина), массив расположен на границе двух гравитационных ступеней, из которых западная отвечает границе Орь-Илекского поднятия (Уралтау) с Сакмарским (Предуральским) прогибом, а восточная — границе Западно-Мугоджарской зеленокаменной зоны (Тагило-Магнитогорский прогиб) с доуралидами Уралтау. Площадь массива около 1000 км², ширина его в южной и средней частях доходит до 30-32 км, а в северной уменьшается до 6-8 км. Контакты массива с вмещающими метаморфическими породами тектонические. В западной и северо-восточной экзоконтактовых зонах основной части массива в дислоцированных толщах R-PZ₁ отмечаются многочис-

Таблица 9

Химический состав (в мас.%) и основные петрохимические характеристики эклотиподобных пород китарсайского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	43,56	41,62	43,20	47,10	45,72	42,30	44,61	49,41	48,31	39,89
TiO ₂	6,62	0,20	0,60	1,16	0,35	1,81	1,27	0,20	0,19	0,12
Al ₂ O ₃	16,68	19,53	16,70	18,80	12,38	18,80	12,77	16,71	16,45	13,08
Fe ₂ O ₃	2,32	1,10	2,60	2,42	1,44	3,30	3,33	0,03	0,23	5,01
FeO	10,23	3,60	12,10	9,59	7,90	10,24	8,66	6,13	5,75	2,09
MnO	0,17	0,09	0,30	0,17	0,18	0,24	0,09	0,09	0,09	0,07
MgO	10,17	20,61	9,50	6,05	17,20	6,99	7,94	9,63	9,97	29,17
CaO	11,37	9,83	9,90	8,93	11,62	12,09	15,77	14,26	12,80	7,29
Na ₂ O	1,59	0,69	1,40	2,50	1,67	1,20	0,56	1,83	2,40	0,30
K ₂ O	0,67	0,42	0,70	0,83	0,91	0,61	0,26	0,13	0,31	0,21
P ₂ O ₅	0,14	0,09	0,12	0,19	0,09	0,33	0,55	0,03	0,02	0,05
CO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,10	0,91	Не опр.	Не опр.	0,53
SO ₂	0,20	"	0,85	0,20	-	0,05	0,05	0,04	0,04	Не опр.
Rb ₂ O	Не опр.	"	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,03	0,02	Не опр.	Не опр.	0,02
BeO	"	"	"	"	"	0,00012	Не опр.	"	"	0,00024
SrO	0,05	Не опр.	0,04	0,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,05	0,05	Не опр.
BaO	Не опр.	"	Не опр.	Не опр.	"	"	"	0,02	0,02	"
П.п.п.	2,00	1,78	2,30	2,19	0,14	2,29	3,55	1,34	2,66	2,83
Сумма	99,77	99,56	100,31	100,17	99,60	100,38	100,34	99,52	99,26	100,66
Нормативный состав по CIPW, мол.%					Нормативный состав по CIPW, мол.%					
Or	3,9	2,2	3,9	5,0	5,6	3,3	1,7	0,6	1,7	1,1
Ab	13,6	5,8	12,1	21,0	14,2	10,0	4,7	15,7	20,4	2,6
An	36,4	48,1	37,3	37,6	23,7	44,2	31,4	37,0	33,4	33,7
Fo	8,9	35,9	13,2	4,8	30,0	4,8	13,5	7,0	12,5	50,8
Fa	2,4	4,1	12,0	4,9	10,2	4,1	8,6	3,7	5,7	-
Wo	4,8	-	4,7	2,6	10,8	1,8	18,1	13,7	12,2	0,7
En	12,7	-	4,8	8,2	-	10,6	0,5	14,0	6,9	-
Fs	3,0	-	4,0	7,7	-	8,1	0,3	6,1	2,8	-
Cr	-	0,3	-	-	2,6	-	-	-	-	-
Ap	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,7	1,4	0,3	0,3	0,3
Pt	12,6	0,5	1,2	2,3	0,8	3,5	2,4	0,5	0,5	0,2
Mt	3,2	1,6	3,7	3,5	2,1	4,9	4,9	0,2	0,2	7,0
Петрохимическая характеристика					Петрохимическая характеристика					
K ₂ O/Na ₂ O	0,42	0,61	0,50	0,33	0,54	0,51	0,50	0,07	0,13	0,70
МИ	55,6	18,9	61,2	66,8	35,6	66,3	60,3	39,3	37,8	19,7
ФИ	16,6	10,1	17,5	27,2	18,2	13,02	4,9	12,1	17,5	6,5
Si	40,4	77,7	35,7	28,1	58,7	31,0	38,1	54,00	53,2	79,2
ДИ	3,9	2,2	3,9	5,0	5,6	3,3	1,7	0,6	1,7	1,1
КИ	58,0	84,0	55,3	50,6	53,7	59,6	45,4	58,0	52,8	84,5
ЦИ	47,6	42,1	43,6	34,0	53,9	37,8	48,3	45,2	40,8	58,7

Примечание. 1-10 — эклотиподобные породы: 1-5 — с участка "Китарсай" (обр. С-2, С-7, С-11, С-18, М-8), 6 и 7 — с участка Улыталдык (обр. 251-Б/1, 251-Б/5),

8-10 — с участка Тактесай (обр. 252-Б/1, 252-Б/2 и 253-Б/2). 1-5 — по материалам И.А. Ефимова; остальные — по материалам автора.

ленные конформные тела (протрузии, пластины и т.д.) той же интрузивной серии, что и в пределах основного массива. Расположенный южнее Кемпирсайского Кокпектинско-Даульский погребенный гипербазитовый массив является его естественным продолжением [Гарецкий, Яншин, 1959].

Массив характеризуется гетерогенным строением. По периферии его наблюдается прерывистая оторочка (непостоянная по ширине) различных по составу габбро: габбро-амфиболитов, габбро-диабазов, анортозитоподобных, пегматоидных и троктолитовых габбро; в центральной части они встречаются спорадически и "вытесняются" дунитами, гарцбургитами и в меньшей мере пироксенитами, а также их серпентинизированными разновидностями. Кроме перечисленных пород, внутри массива и особенно в его внешнем габбровом поясе встречаются амфиболиты (горнблендиты) и их разновидности с гранатом и цоизитом, которые одни исследователи причисляют к породам расслоенной серии массива, считая их более поздними вторичными образованиями [Алешков, 1946; Павлов и др., 1968; Калашникова и др., 1973; Зверев, Лобанова, 1973; Абдулин и др., 1977], другие относят к метаморфическим комплексам рамы [Херасков, 1967]. Габброиды, слагающие массив, некоторые исследователи [Абдулин и др., 1977] причисляют к двум петрохимическим типам – тассайскому (западная периферия массива) и шандашинскому (юго-западная часть массива). Первый тип представлен габбро и габбро-норитами, последний – серпентинизированными троктолитами и меланократовыми троктолитами (форелленштейнами). Многие вопросы внутреннего строения массива, характера взаимоотношений с породами рамы и механизма образования продолжают оставаться дискуссионными. Также дискуссионен и возраст Кемпирсайского массива. Причина этого вполне объяснима, так как контакты массива с вмещающими метаморфическими толщами R-PZ₁ в большинстве случаев дизъюнктивные, а при отсутствии явных признаков дизъюнктивных взаимоотношений вмещающие метаморфиты не испытывают какого-либо контактового воздействия.

С полосчатым офиолитовым (габбро-амфиболитовым) комплексом Кемпирсайского массива многие исследователи связывают закономерное появление таких ассоциаций, как гранатовых и пироксен-гранатовых амфиболитов (горнблендитов) и в меньшей мере гранатовых пироксенов [Херасков, 1967; Москалева, 1968, 1974; Зверев, Лобанова, 1973; Калашникова и др., 1973; А.А. Ефимов, Царицын, 1975; А.А. Ефимов, 1984; Абдулин и др., 1977; Панеях, С.Ф. Соболев, 1983, 1985; Панеях и др., 1983; и др.]. Кроме этих пород, в эндо- и экзоконтактной зонах массива с рифейскими и палеозойскими сланцами некоторые из них отмечали постоянное присутствие глаукофановых сланцев. Поисковые работы, начатые автором (1977–1981 гг.) и продолженные сотрудниками ПГО "Запказгеология" (Б.Ф. Иваньшин, В.Ф. Коробков и др.) и КазИМС (И.А. Ефимов и др.) на участках Мамыт, Куагаш и Тайкеткен, позволили выделить два типа высокобарических ассоциаций в пределах массива – мамытский и куагашский [Бирюков и др., 1981; Абдулин и др., 1981]. Кроме перечисленных участков, аналогичные породы изучены в юго-западной и юго-восточной частях массива и в пределах Аксуйского и Хабарнинского массивов, т.е. пространственно и генетически они связаны с

единым базит-гипербазитовым поясом Орь-Илекского поднятия, названного С.В. Москалевой [1974] Кемпирсайским.

Мамытский комплекс. Высокобарические ассоциации этого комплекса пространственно тяготеют к линейно-границной зоне Орь-Илекского поднятия с Западно-Мугоджарским синклиниорием с эвгеосинклинальным режимом развития. Наиболее полный разрез этого комплекса представлен на участке Мамыт, расположенном в верховьях одноименной реки – левого притока р. Орь. На протяжении 3,5 км узкой каньонообразной долиной реки, имеющей на этом отрезке широтное простирание, вскрыты две мощные субмеридиональные зоны развития эклогитоподобных пород с четко выраженными линейными ограничениями (рис. 6).

Мощность западной и восточной зон развития эклогитоподобных пород варьирует от 350–400 м в южном окончании до 700–800 и даже 1200 м в средней части, видимая протяженность восточной зоны 8–9 км; их северные окончания перекрыты чехлом осадочных и вулканогенно-осадочных отложений (D–P). Каждая из этих зон имеет гетерогенное слоисто-блоковое строение, обусловленное чередованием различных по составу пород. В западной зоне породы обладают полосчато-сланцеватой текстурой с моноклинальным падением на восток под углом от 20–30° в западной части до 30–40° в восточной части, в то время как для восточной зоны углы падения более крутые – от 40–45° для западного до 65–70° для восточного контакта. Эти особенности, включая петрографический набор пород, иллюстрирует рис. 7 (широтный разрез по р. Мамыт). Внешняя часть и оторочка восточной линзы представлены амфиболитами с реликтами габбро, серпентинизированными дунитами и гарцбургитами. Среди существенно амфиболовых пород появляются гранатосодержащие разновидности, при этом содержание граната резко возрастает от периферии к центру – от 2–3 до 15–18 мас.%. В этом же направлении наблюдается уменьшение размеров гломеробластов граната – от 5–6 см до 2–3 мм. Мощность внешней части и оторочки колеблется от 3–5 до 18–20 м. Севернее русла р. Мамыт на простирании внешней части в амфиболитах прослежена линза (мощность 3–6 м, протяженность 350 м) преобразованных миндалекаменных диабазов, которая на полную мощность вскрыта канавой. В них происходит последовательное замещение исходных темноцветных минералов актинолитом, буровато-зеленым амфиболом, обычно вместе с гранатом; исходный плагиоклаз замещается землистыми агрегатами цоизита и эпидота, иногда гранатом, содержащим до 75–80 мол.% *Gros*-компонента. По исходному веществу миндалиин (карбонаты, цеолиты) образуются псевдоморфозы буровато-красного граната, иногда с альбитовой и альбит-кварцевой каймой; этот гранат также характеризуется высоким содержанием *Gros*-компонента (табл. 10).

По разрезу породы становятся более монолитными и равномернзернистыми с характерной сланцеватой отдельностью; в них последовательно происходит исчезновение гломеробластов граната. На промежуточной стадии гранат образует шпировидные скопления, обтекаемые шестоватым амфиболом, реже сохраняется в виде гломеробластов с прямой зональностью – более магнезиальное ядро и более железистая кайма.

Внутренние части зоны представлены прерывисто-слоистой серией переменного состава – гранатовыми, гранат-цоизитовыми, цоизит-гранато-

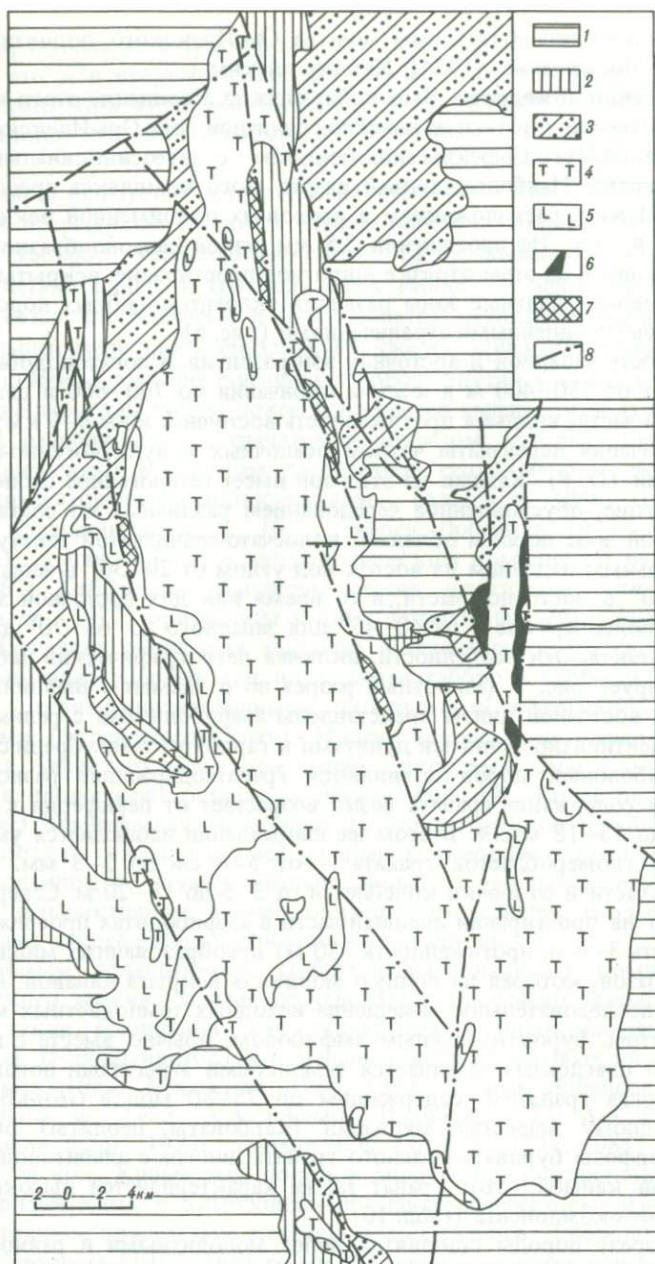


Рис. 6. Схема размещения эклогитов и эклогитоподобных пород мамытского и куагашского комплексов в пределах Кемпирсайского массива. По материалам автора и Р.А. Сегедина

1 — чехол терригенных отложений ($K_1 - P_2$); 2 — метаморфизованные эффузивные и эффузивно-осадочные отложения (O_1); 3 — метаморфизованные эффузивы, сланцы серицит-хлорит-кварцевого, серицит-кварцевого, альбит-кварцевого состава, графитистые кварциты ($PR_2 - E_1$); 4 — серпентиниты аподунитовые и апоперидотитовые ($O-S$); 5 — полосчатые троктолиты, габбро-нориты, амфиболовые габбро, габбро-амфиболиты; 6, 7 — эклогитоподобные породы и эклогиты: 6 — мамытского комплекса, 7 — куагашского комплекса; 8 — разломы

Таблица 10

Химический состав (в мас. %) гранатов из эклогитоподобных пород мамытского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	42,37	42,39	41,00	41,58	41,22	40,98	38,33	37,85
TiO ₂	0,02	0,03	0,33	0,18	0,05	0,12	0,12	0,19
Al ₂ O ₃	22,77	21,95	20,45	20,90	20,02	22,49	20,83	20,74
FeO*	14,89	14,36	23,23	22,55	24,10	18,25	22,51	21,46
MnO	0,58	0,46	0,40	0,30	0,41	0,94	1,18	1,99
MgO	14,18	14,46	1,73	1,99	0,61	8,62	7,23	6,17
CaO	4,56	6,06	13,05	13,08	14,27	8,50	9,80	11,60
Cr ₂ O ₃	0,18	0,02	0,01	—	—	0,04	—	—
V ₂ O ₃	—	0,02	0,04	0,04	0,01	0,01	—	—
CoO	0,03	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	—	—
Сумма	99,18	99,74	100,28	100,37	100,74	99,98	100,00	100,00
Число катионов на 12 "0"								
Si	3,096	3,091	3,174	3,187	3,204	3,074	2,946	2,920
Al	1,960	1,888	1,864	1,909	1,825	1,989	1,888	1,886
Ti	0,001	0,002	0,020	0,011	0,003	0,007	0,007	0,011
Fe ³⁺ **	—	—	—	—	—	—	0,222	0,236
Mg	1,548	1,577	0,199	0,227	0,070	0,962	0,828	0,709
Fe ²⁺	0,911	0,878	1,502	1,447	1,561	1,144	1,225	1,149
Mn	0,036	0,029	0,026	0,019	0,027	0,060	0,077	0,130
Ca	0,355	0,474	1,083	1,073	1,189	0,684	0,807	0,959
F	37,1	35,8	88,3	86,4	95,7	54,3	59,7	61,8
Mg/(Mg + + Fe ²⁺ + + Mn)	0,620	0,635	0,115	0,134	0,042	0,444	0,389	0,357
Ca/(Ca +Mg)	0,187	0,231	0,845	0,825	0,944	0,416	0,494	0,575
Компонентный состав, мол. %								
<i>Pyx</i>	54,2	52,1	6,0	8,2	2,5	33,7	28,1	24,1
<i>Alm</i>	32,0	29,1	44,8	52,5	53,6	40,3	41,9	39,0
<i>Spes</i>	1,3	0,9	0,8	0,7	1,0	2,1	2,6	4,4
<i>Gross</i>	12,5	11,5	47,0	38,6	38,8	23,9	16,1	20,5
<i>Andr</i>	—	6,4	1,4	—	4,1	—	11,3	12,0

* Σ Fe, рассчитанное на FeO.

** Fe³⁺, определенное расчетным способом.

Примечание. 1 — гранатовый амфиболит (обр. 2140-9); 2 — амфиболит с бледно-розовым гранатом (обр. 2144-6); 3-5 — эклогитизированный полевошпатовый мобиллизат в гранатовом амфиболите с реликтами *CPx* (обр. 2133а, 2133б и 2133в); 6 — габбро-амфиболит с гранатом, цоизитом и реликтами *CPx* (обр. 1139); 7, 8 — гранатовый амфиболит (обр. 765-Б/5 и 765-Б/15). Ан. 1-6 — по материалам Панейха и др., [1983]; 7, 8 — по материалам автора. Ан. 7, 8 выполнены на микроанализаторе "Camebax", аналитик И.Г. Ляпичев (ВСЕГЕИ).

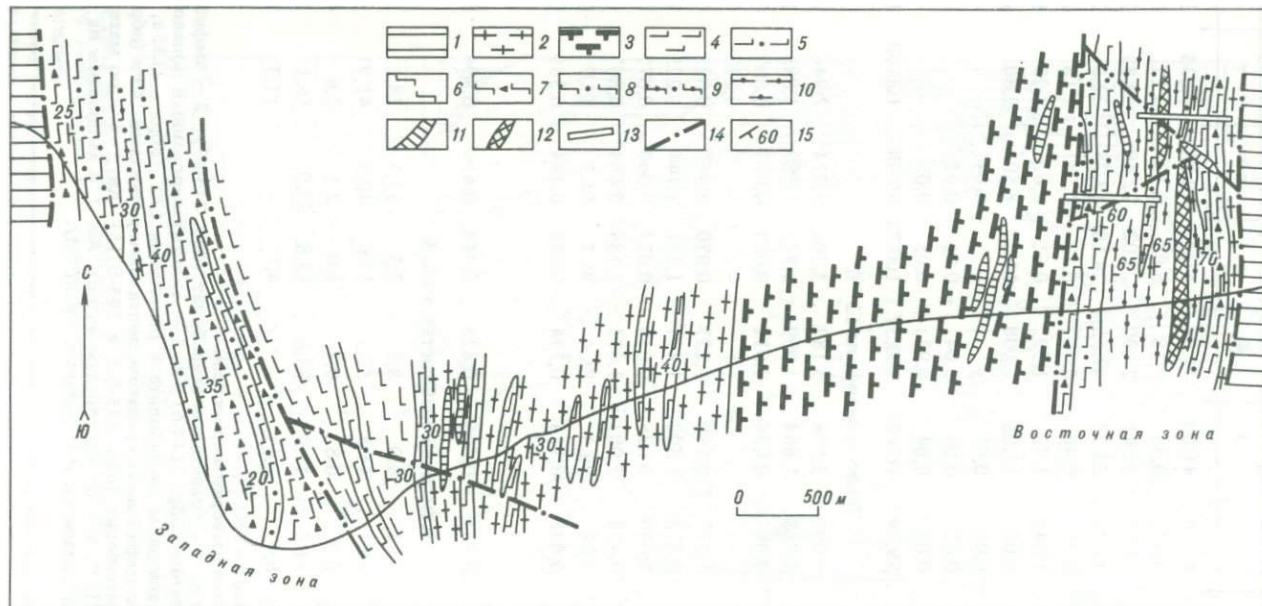


Рис. 7. План разреза по р. Мамыт. По Н.А. Панеяху и др. [1983] и автору

1 – терригенные толщи (КЗ); 2 – дуниты; 3 – гарцбургиты; 4 – габбро-амфиболиты; 5 – габбро-амфиболиты с гранатом; 6 – амфиболиты; 7 – гранатомые, гранат-доизитовые амфиболиты (гранат порфиробластический); 8 – гранатомые, гранат-доизит-кианитовые, гранат-доизит-шпинелевые (\pm сапфириин) амфиболиты; 9 – гранат-клино-пироксеновые амфиболиты; 10 – гранатиты; 11 – дайки диабазов; 12 – линзы амфиболлизированных эклогитов; 13 – каналы; 14 – разломы; 15 – элементы залегания сланцеватости (совпадает с полосчатостью)

выми и шпинель-кианит-цоизит-гранатовыми амфиболитами, в различных комбинациях переслаивающимися между собой. Породы характеризуются четкой метаморфической дифференциацией вещества — чередованием мафических (преимущественно гранат, амфибол) и салических (преимущественно цоизит и сосюритизированный плагиоклаз) полос и шпировидных обособлений граната. В ассоциации с гранатом и цоизитом встречены шпинель (до 1–1,5 мас.%) и акцессорный сапфирин (обнаружен в прото-лочках). Содержание граната (до 35–40 мас.%) во всех перечисленных разновидностях довольно устойчивое. Характерно, что в этой части разреза гранат более равномернозернистый, не образует крупных гломеробластов и вполне соизмерим с короткошестоватым амфиболом и в меньшей мере цоизитом. Среди перечисленных пород встречаются в виде линзовидных обособлений ассоциации, состоящие из граната, амфибола и клинопироксена. При этом гранат и амфибол сохраняют свои размеры, а для клинопироксена характерны крупные порфиробласты. Всего во внутренней части восточной зоны нами зафиксировано три линзы (их мощность не превышает 2–3 м, протяженность 12–15 м) с подобными парагенезисами. В осевой части зоны степень метаморфической дифференциации выражена еще четче — доходит до анхимономинеральных гранатовых пород — гранатитов (до 65 мас.% *Gr*).

Приведенный разрез большей частью соответствует западному флангу восточной зоны. На северном ее продолжении в пределах оторочки и внешней части встречены фрагменты тел аподунитовых серпентинитов, амфиболлизированных пироксенитов, верлитов и габбро с реликтами оливина.

Западная зона отличается большей однородностью. Среди реликтов исходных пород преимущественно пользуются представители габбро-амфиболитового полосчатого комплекса. Среди гранатовых и цоизит-гранатовых амфиболитов встречаются линзы гранат- и цоизитосодержащих габбро-амфиболитов, порфиroidных габбро-амфиболитов с реликтами исходных минералов — оливина и клинопироксена. Гранат по всему разрезу образует порфиробласты и гломеробласты. Эти данные могут свидетельствовать в пользу того, что метаморфизм в западной зоне проявился менее интенсивно и имел, по-видимому, более кратковременный характер.

Между западной и восточной зонами зажато линейное тело аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов (мощность 680–720 м) с аномальным содержанием хрома. В нем установлены маломощные линзы (до 0,3–0,5 м) амфиболлизированных габбро, реже пироксенитов и верлитов, которые ближе к восточной зоне сменяются близкими по мощности телами амфиболитов, иногда гранатосодержащих. Азимут падения грубой сланцеватой отдельности 80–90°, угол падения 30–40°, что в целом соответствует элементам залегающая сланцеватой отдельности эклгитоподобных пород. Восточная зона также граничит с линейным телом апоперидотитовых серпентинитов, в которых содержатся линзы (от 0,1–0,2 до 0,35–0,5 м) мономинеральных и гранатосодержащих (*Gr* не более 6–8 мас.%) амфиболитов. Азимут падения сланцеватой отдельности в серпентинитах 90–95°, угол падения 65–70°; видимая мощность тела 60–70 м. Далее к востоку серпентиниты перекрыты чехлом кайнозойских терригенных осадков.

Эклгитоподобные породы западной и восточной зон характеризуются немаглобластовой в сочетании с порфиробластовой и гетеробластовой

(для пород внешних частей), гранобластовой и пойкилобластовой (для пород внутренней части и ядра) структурами, которые определяются размерностью и габитусом прежде всего амфибола, граната и цоизита. Например, от внешней к внутренней части происходит смена длинношестоватого амфибола короткошестоватым, гетеробластические формы граната сменяются более изометричными равномернозернистыми, соизмеримыми с амфиболом и цоизитом, что обусловлено, по-видимому, процессами перекристаллизации. Внутренние части ядер гранатов обычно более однородны, внешняя кайма всегда переполнена включениями амфибола, цоизита, кварца, сфена, шпинели и чешуйчатого флогопита. Также переполнены перечисленными минералами крупные порфиробласты цоизита и кианита; в ассоциации с последними отмечается изумрудно-зеленая шпинель, образующая шпировидные скопления внутри порфиробластических выделений цоизита.

По особенностям минерального состава различаются амфиболиты (*Gr* отсутствует или его не более 2–3 мас.%), гранатсодержащие амфиболиты (от 4–6 до 9–12 мас.% *Gr*), гранатовые амфиболиты (от 15–18 до 35–40 мас.% *Gr*), гранатиты (более 50–55 мас.% *Gr*), цоизит-гранатовые и кианит-цоизит-гранатовые амфиболиты, часто шпинельсодержащие; гранат-клинопироксен-амфиболовые породы (эклогиты) являются редкими и в целом не характерными для рассматриваемого комплекса, клинопироксен в них плохой сохранности и замещается до полных псевдоморфоз буровато-зеленым и бесцветным амфиболом в сочетании с титаномagnesитом и сфеном. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, сфен, графит, топаз, сапфирин, муассанит; некоторые разновидности обогащены сфеном и шпинелью (до 3–4 мас.%).

Гранат окрашен в бледно-розовый (с максимальным содержанием *Pyr*-компонента), ярко-красный и буровато-красный (F_{\max}) цвет; F меняется от 35–37 до 88–96% (см. табл. 10), кальциевость от 0,19–0,23 до 0,83–0,94 ($\Sigma Gros + Andr$ от 14–18 до 39–40 мол. %); содержание MnO в том и другом случаях низкое ($Spes$ 0,7–2,1, редко до 2,6–4,4 мол.%). Самый магниезильный гранат находится в парагенезисе с паргаситом и клинопироксеном. Гранат, развивающийся по амфиболу исходных пород, отличается более высокой железистостью (60–62%) и марганцовистостью ($Spes - 2,6-4,4$ мол.%). Аномальный состав имеет гранат, который предположительно развивается по плагиоклазу: чрезвычайно низкие содержания (в мол.%) *Pyr* – 2,5–8,2 и высокие *Alm* – 45–54 и *Gros* – 39–47. Во всех случаях содержание TiO_2 в *Gr* – 0,02–0,33 мас.%.

Амфиболы также имеют переменный состав (табл. 11). В осевой части зон часто встречается совершенно бесцветный амфибол, который некоторыми исследователями, по-видимому, принимался за диаллаг, на что указывает А.А. Ефимов [1984]. Первичный амфибол представлен шестоватыми зернами буровато-зеленого и желто-зеленого цвета. Новообразованные амфиболы ($F = 15-20$ до 42–45%, содержание Na_2O от 1,27–1,69 до 3,32 мас.%; оптические константы: $N_g = 1,662-1,682$; $N_p = 1,636-1,660$; $c : N_g = 16-19^\circ$; $-2V = 78-88^\circ$) относятся к паргаситовому ряду. Бесцветный паргаситовый амфибол ($-2V = 83-92^\circ$; $c : N_g = 18-20^\circ$; $N_g = 1,644-1,665$; $N_p = 1,637-1,643$) из гранатовых амфиболитов осевой части зон отличается от амфибола из амфиболитов среди аподунитовых

Таблица 11

Химический состав (в мас. %) амфиболов мамытского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,93	50,16	50,83	50,87	50,68	50,63	50,78
TiO ₂	0,90	0,15	0,17	0,12	0,07	0,50	1,66
Al ₂ O ₃	9,90	14,00	13,85	15,44	16,10	12,91	14,32
FeO	13,93	6,35	6,51	5,08	5,03	7,10	14,10
MnO	0,05	0,09	0,10	0,05	0,06	0,08	0,22
MgO	9,69	14,49	14,86	15,55	15,80	13,41	10,77
CaO	12,18	12,01	12,01	10,85	10,96	11,30	11,23
Na ₂ O	1,69	1,42	1,35	1,27	1,31	2,13	3,32
K ₂ O	0,08	0,10	0,12	0,05	0,05	0,06	0,45
Cr ₂ O ₃	0,23	0,04	0,07	0,02	0,04	0,04	—
V ₂ O ₃	0,12	0,03	0,03	0,02	—	0,02	—
CoO	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	—
NiO	—	0,04	0,06	0,13	0,05	0,04	—
Сумма	99,74	98,91	99,88	99,47	100,18	98,21	96,85
<i>N_g</i>	1,682	1,670	1,665			1,662	1,662
<i>N_p</i>	1,660	1,652	1,643			1,637	1,636
2 <i>V</i>	-78	-86	-83			-86	-88
<i>cN_g</i>	16	19	20			19	20

Количество катионов на 22 "O"

Si	6,925	6,618	6,637	6,602	6,514	7,147	6,111
Al ^{IV}	1,075	1,382	1,363	1,398	1,486	0,853	1,889
Al ^{VI}	0,511	—	—	—	—	1,284	0,641
Ti	0,090	0,015	0,017	0,012	0,007	0,051	0,187
Cr ³⁺	0,025	0,004	0,007	0,002	0,004	0,004	—
Mg	1,968	2,849	2,891	3,009	3,038	2,816	2,405
Fe ²⁺	1,586	0,701	0,712	0,550	0,541	0,839	1,767
Mn	0,006	0,010	0,011	0,006	0,007	0,009	0,028
Ni	—	—	—	—	—	0,004	—
Co	0,004	—	—	—	—	0,001	—
Ca	1,773	1,699	1,677	1,506	1,510	1,703	1,803
Na	0,442	0,364	0,343	0,319	0,327	0,581	0,964
K	0,014	0,017	0,020	0,008	0,008	0,010	0,086
<i>F</i>	44,6	19,8	19,8	15,5	15,1	22,9	42,4
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,553	0,800	0,800	0,844	0,847	0,769	0,573
Ca/(Ca + Mg)	0,474	0,374	0,367	0,334	0,332	0,377	0,428

Примечание. 1 — гранатовый амфиболит с бледно-зеленым амфиболом, цоизитсодержащий (обр. 2133); 2, 3 — амфиболит (обр. 2140-9а и 2140-9б); 4, 5 — гранатовый амфиболит с бесцветным амфиболом (обр. 2144-6а и 2144-6б); 6 — габбро-амфиболит с гранатом, цоизитом и реликтами клинопироксена (обр. 1139); 7 — гранатовый амфиболит (обр. 765-Б/5). Ан. 1-6 из литературных источников [Панеях и др., 1983]; ан. 7 выполнен на микроанализаторе "Самебах" по материалам автора, аналитик И.Г. Ляпичев (ВСЕГЕИ).

серпентинитов несколько большим углом $-2V = 100-110^\circ$ [Панеях и др., 1983].

Плагноклаз практически полностью замещен агрегатами цоизита—клиноцоизита и мелкими червеобразными зернами кварца. В осевой части зон вместо землистых агрегатов характерны крупные порфиробласты цоизита и кианита с пойкиловростками шпинели. Почти бесцветный клинопироксен сохраняется крайне редко; обычно он замещается буровато- и светло-зеленым амфиболом, который по оптическим свойствам отличается от предыдущих ($c : N_g = 41-45^\circ$; $2V = 54-60^\circ$). По данным Н.А. Панеяха и др. [1983] такой клинопироксен содержит до 11,6 мол.% *Jd*-компонента.

Охарактеризованные ассоциации рассматриваемого комплекса по химическому составу в известном приближении отвечают габбро (табл. 12), отличаясь от них более высоким содержанием суммарного железа; для них характерно устойчивое отношение $K_2O/Na_2O = 0,13-0,23$. По-видимому, структурно-минералогическая перестройка исходных пород базитового полосчатого комплекса в целом не носила изохимический характер и осуществлялась прежде всего в условиях повышенных концентраций FeO.

Куагашский комплекс высокобарических ассоциаций приурочен к узким линейным зонам внутри полосчатого габбро-амфиболитового пояса в восточном (участок Куагаш) и западном (участок Тайкеткен) обрамлениях Кемпирсайского массива. В отличие от предыдущего в нем четко выражена метаморфическая зональность, специфику которой можно показать на примере относительно обнаженного и хорошо изученного разреза по р. Куагаш — на отрезке между поселками Жусалы и Кемпирсай (рис. 8), в 500 м выше железнодорожного моста, на протяжении 3 км по течению реки. Описание разреза приводится в обобщенном виде, так как все обнажения на этом отрезке детально описаны Н.П. Херасковым [1967], А.А. Ефимовым [1975, 1984], Н.А. Панеяхом и С.Ф. Соболевым [1983], несколько схематизированно сотрудниками МГУ и ИГН АН КазССР [Калашникова и др., 1973; Зверев, Лобанова, 1973; Абдулин и др., 1977, 1981]. С востока на запад здесь обнажаются:

1. Порфиroidы лушниковской и метаморфизованные песчаники чаушской свит с характерной сланцеватой отдельностью; азимут падения последней $90-95^\circ$, угол падения $40-45^\circ$.

2. Зона тонкосланцеватых актинолитовых и эпидот-актинолитовых сланцев (мощность 150–180 м); азимут падения сланцеватости $265-270^\circ$, угол падения $45-50^\circ$.

3. Зона полосчатых амфиболитов и габбро-амфиболитов, часто с цоизитом и линзовидными обособлениями граната (мощность 300–350 м). Последний характеризуется избирательной приуроченностью к слоям, обогащенным темноцветными минералами (преимущественно амфиболом, очень редко с реликтовым клинопироксеном). Направления сланцеватой отдельности и полосчатости совпадают; азимут падения $260-265^\circ$, угол падения $45-50^\circ$. Появление гранатовых и цоизит-гранатовых амфиболитов наблюдается в участке с максимальной дислоцированностью пород. Гранат окрашен в буровато-красный, красный цвет и редко образует крупные порфиробласты.

Рис. 8. План разреза по р. Куагаш. По Н.А. Панеяху, С.Ф. Соболеву [1983] и А.А. Ефимову [1984] с добавлениями автора

1 — актинолитовые, эпидот-актинолитовые сланцы с тонкосланцеватой отдельностью; 2 — амфиболиты, габбро-амфиболиты с редкими порфиробластами граната, полосчатые; 3—5 — амфиболиты полосчатые со шпировидными выделениями граната: 4 — с "бомбами" и крупными порфиробластами розового граната, 5 — с реликтами габбровых структур; 6 — будины троктолитов и оливиновых габбро (сохранились фрагментарно); 7 — серпентиниты с реликтами дунитов, гарцбургитов; 8 — элементы залегания полосчатости и сланцеватости

4. В следующей зоне, мощность которой 130—150 м, исходные породы (троктолиты и оливиновые габбро) сохранились в виде овальных и линзовидно-овальных будин (размер от нескольких дециметров до 5—6 м в поперчнике). Будины "цементируются" тонкополосчатыми амфиболитами, часто с крупными — до 30—40 см в поперчнике — гломеробластами розового граната. Кроме граната, в амфиболитах присутствуют клинопироксен, цоизит, шпинель и сфен, реже кианит и сапфирин. Азимут падения полосчатости в амфиболитах $260-265^\circ$, угол падения $35-40^\circ$. Троктолиты в будинах сохраняют свои текстурно-структурные особенности и лишь

в незначительной степени амфиболизируются; иногда вместе с амфиболом образуются гигантские порфиробласты или "бомбы", граната.

5. Зона апоперидотитовых и аподунитовых серпентинитов с реликтами исходных пород. Характерно сочетание грубо- и тонкосланцеватой отдельности, конформной с полосчатостью амфиболитов и гранатовых амфиболитов предыдущих зон. В тонкосланцеватых разновидностях появляются прожилки длинношестоватого амфибола — тремолита и актинолита.

Второй участок (Тайкеткен) расположен в 2 км восточнее одноименного поселка. Среди амфиболизованных троктолитов и оливиновых габбро вблизи контакта с аподунитовыми серпентинитами изучена маломощная (не более 60—70 м) субмеридиональная зона будинированных исходных пород с многочисленными "бомбами" розового граната, которые облакаются или "цементируются" полосчатыми амфиболитами и габбро-амфиболитами, иногда со шпировидными обособлениями красного граната. Подобные зоны встречаются и в других участках развития полосчатого

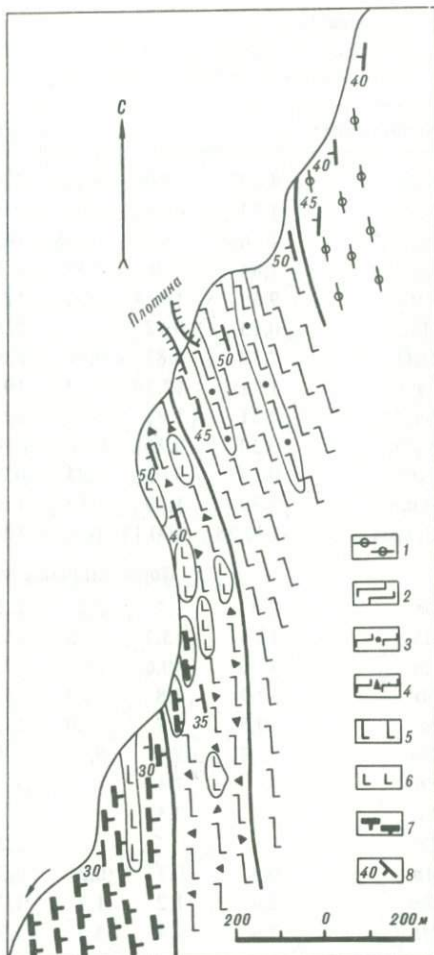


Таблица 12

Химический состав (в мас. %) и основные петрохимические характеристики эклогитоподобных и исходных интрузивных пород мамытского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	44,72	47,09	43,86	42,04	45,66	42,68	46,05	47,15	44,17
TiO ₂	1,37	0,58	0,87	0,91	0,75	0,82	0,67	0,60	0,55
Al ₂ O ₃	17,64	18,26	15,18	14,91	13,63	14,42	15,60	16,00	17,77
Fe ₂ O ₃	1,84	0,96	2,35	5,37	3,38	3,58	3,44	5,02	0,98
FeO	9,55	10,34	12,13	12,72	10,43	12,33	9,97	8,59	8,52
MnO	0,15	0,12	0,21	0,21	0,20	0,21	0,21	0,20	0,20
MgO	7,32	6,87	8,69	8,69	7,80	8,69	7,37	6,61	8,22
CaO	13,10	12,74	11,24	10,38	10,80	11,96	12,00	10,51	13,51
Na ₂ O	2,21	1,83	2,38	2,68	2,64	2,06	2,45	3,18	2,10
K ₂ O	0,50	0,26	0,36	0,40	0,34	0,29	0,44	0,43	0,46
P ₂ O ₅	0,13	0,03	0,24	0,23	0,20	0,24	0,16	0,14	0,14
П.п.п.	1,79	1,09	1,85	1,86	3,67	2,13	2,33	1,76	1,94
Сумма	100,28	100,17	100,39	100,39	100,00	99,51	100,69	100,19	99,18

Нормативный состав по CIPW, мол. %

<i>Or</i>	2,8	1,7	2,2	2,2	1,7	1,7	2,2	2,2	2,8
<i>Ab</i>	18,4	15,7	20,5	23,1	22,6	17,3	21,0	26,7	17,8
<i>An</i>	37,0	40,6	29,5	27,3	24,2	29,2	30,3	28,4	29,2
<i>Fo</i>	12,7	6,8	15,2	15,2	9,2	15,1	9,7	7,3	14,4
<i>Fa</i>	10,8	7,5	14,9	14,9	8,0	14,5	8,6	5,5	11,0
<i>Wo</i>	11,4	9,1	9,2	4,2	12,0	12,2	11,9	9,5	15,6
<i>En</i>	—	7,4	—	—	6,4	0,2	4,4	6,0	—
<i>Fs</i>	—	7,5	—	—	5,1	—	3,7	4,0	—
<i>Cc</i>	—	—	—	1,2	2,8	—	—	—	3,2
<i>Ap</i>	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
<i>Plm</i>	2,6	1,2	1,7	1,7	1,5	1,5	1,4	1,2	1,1
<i>Mt</i>	2,6	1,4	3,5	7,9	4,9	5,3	4,9	7,2	1,4

Петрохимические характеристики

K ₂ O/Na ₂ O	0,23	0,14	0,15	0,15	0,13	0,14	0,18	0,14	0,22
<i>МИ</i>	61,2	62,4	62,8	67,8	64,2	65,0	64,9	67,6	54,1
<i>ФИ</i>	17,1	14,1	19,6	22,9	21,6	16,4	19,4	25,6	15,9
<i>Si</i>	33,9	33,7	33,3	28,9	31,5	32,0	30,9	27,5	40,1
<i>ДИ</i>	2,8	1,7	2,2	2,2	1,7	1,7	2,2	2,2	2,8
<i>КИ</i>	49,7	54,8	44,7	42,5	39,8	44,5	44,4	41,7	43,6
<i>ЦИ</i>	39,7	40,9	45,7	46,7	47,1	48,8	44,6	40,7	46,7

Примечание. 1–9 – гранатвые амфиболиты (обр. 262-Б/1, 262-Б/2, 262-Б/4, 262-Б/5, 262-Б/6, 262-Б/7, 263-Б/1, 263-Б/3 и 263-Б/4); 10 – обогащенный гранатом (до 55–60%) амфиболит (среднее из 6 анализов); 11 – гранатовый амфиболит с паргаситом и гломеробластовой структурой (среднее из 5 анализов); 12 – гранат-цоизитовый амфиболит (среднее из 9 анализов); 13 – гранатсодержащие амфиболиты с реликтовыми минералами (среднее из 8 анализов); 14 – гранатсодержащие габбро-

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	39,91	44,87	42,94	40,38	46,12	46,74	39,83	37,08	36,87	46,17
	2,11	1,01	1,64	1,76	0,92	1,16	0,11	0,04	0,08	0,63
	15,14	15,86	14,99	16,58	16,03	14,62	14,77	0,94	1,63	19,53
	4,59	3,02	4,14	3,69	2,92	3,59	2,38	5,60	6,72	1,29
	11,76	7,24	9,28	1,02	6,78	8,69	5,25	1,72	1,32	9,41
	0,30	0,18	0,22	0,22	0,16	0,22	0,11	0,11	0,12	0,12
	8,24	9,81	9,25	9,56	8,94	9,91	22,48	38,51	37,38	6,05
	14,99	13,56	12,96	12,99	12,78	10,54	9,08	1,04	1,19	11,98
	1,39	1,99	2,33	2,36	2,72	2,09	1,29	0,08	0,23	2,40
	0,15	0,05	0,08	0,26	0,12	0,25	0,07	0,02	0,04	0,39
	0,17	0,09	0,10	0,14	0,06	0,12	0,03	0,02	0,03	0,04
	0,76	1,84	1,58	1,40	1,77	2,04	4,12	14,39	13,69	2,17
	99,51	99,52	99,51	99,36	99,32	99,70	99,52	99,55	99,30	100,14

Нормативный состав по CIPW, мол. %

	1,1	0,3	0,6	1,7	0,6	1,7	0,6	—	0,3	2,2
	11,5	16,8	19,9	19,2	23,1	17,8	11,0	0,5	2,1	20,5
	34,8	34,2	30,0	23,9	31,2	29,5	30,9	2,2	3,2	41,2
	14,4	13,8	16,2	16,8	13,5	7,5	39,3	67,3	54,2	9,0
	11,6	5,7	8,6	9,9	5,9	3,9	6,1	—	—	10,2
	12,9	13,5	12,5	1,8	13,2	9,2	—	13,6	2,4	7,3
	—	4,8	—	—	3,0	14,1	—	—	15,9	2,2
	—	2,1	—	—	1,1	6,3	—	—	—	2,1
	2,8	—	1,2	9,2	—	—	5,1+	6,0	—	—
	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	+1, 2°	—	—	0,3
	3,9	2,0	3,2	3,3	1,8	2,3	0,2	0,2	0,2	1,2
	6,7	4,4	6,0	5,3	4,2	5,3	3,5	6,9	7,4	1,9

Петрохимические характеристики

	0,11	0,03	0,03	0,11	0,04	0,12	0,05	0,25	0,17	0,16
	65,7	50,7	58,6	58,4	51,6	54,8	25,3	9,6	17,7	64,1
	9,3	13,1	15,7	16,8	18,2	18,2	13,0	8,8	18,5	18,9
	31,2	44,0	36,6	36,6	41,3	40,0	71,2	83,6	81,6	30,8
	1,1	0,3	0,6	1,7	0,6	1,7	0,6	—	0,3	2,2
	49,2	52,8	46,2	50,7	47,7	51,1	70,2	69,5	73,3	52,4
	52,6	46,6	48,0	46,6	42,9	48,9	55,4	94,0	80,1	33,9

амфиболиты с реликтами оливина (среднее из 9 анализов); 15 – габбро (среднее из 6 анализов); 16 – пироксениты (среднее из 3 анализов); 17 – гарцбургиты (среднее из 3 анализов); 18 – серпентинизированные дуниты (среднее из 4 анализов); 19 – серпентинит (среднее из 2 анализов). Ан. 1–9, 19 – кол. автора; 10–18 – по: [Панях, С.Ф. Соболев, 1985].

комплекса при наличии дизъюнктивных нарушений со средними и крутыми углами падения плоскости сместителя.

Для эклогитоподобных пород рассматриваемого комплекса свойственно сочетание гранобластовой, гломеробластовой и пойкилобластовой структур, более редкими являются друзитовая и диабластовая (симплектитовая) структуры. По минеральному составу среди них различаются гранатсодержащие (2,5 мас. % *Gr*), гранатовые (5–15, редко до 25–30 мас.% *Gr*), цоизит-гранатовые, кианит-цоизит-гранатовые, шпинельсодержащие (1–3 мас. % *Sp*), гранат-клинопироксен-амфиболовые с переменным содержанием цоизита (от 1–3 до 6–7 мас. %) разновидности. Исходные породы и вещество будин представлены габброидами шандашинского типа – троктолитами, оливиновыми габбро и габбро-норитами, а также их лейкократовыми разновидностями – форелленштейнами, анортзитоподобными оливиновыми габбро-норитами и пегматоидными габбро. В них устанавливаются магматические структуры – габбровая и габбро-офитовая, иногда в сочетании с пегматоидной и венцовой (друзитовой) вокруг клинопироксена. Эти каемки состоят из последовательно развивающихся амфибола и граната на границе с плагиоклазом. Для интенсивно развальцованных пород установлены следующие минеральные преобразования: 1) оливин и клинопироксен замещаются желто-зеленым амфиболом, образующим каемки, пятнистые и диабластические структуры замещения в окружении мелких ксеноморфных зерен сфена и магнетита, часто в виде цепочек по периферии исходного минерала; 2) в свою очередь, возникающий желто-зеленый амфибол замещается светло-коричневым и бледноокрашенным амфиболом и розовым гранатом; последний, как правило, начинает формироваться в виде мелких разрозненных ксеноморфных зерен или цепочек, которые преобразуются в порфиروبласты и гломеробласты изометричной овальной формы. Вокруг таких образований развивается кайма, состоящая из мелких зерен цоизита, кварца, сфена, реже шпинели; 3) основной плагиоклаз замещается агрегатом сосюрита, альбита и кварца, которые в дальнейшем могут переходить в цоизит, кианит и шпинель; 4) по периферии зерен бледноокрашенного амфибола часто наблюдается симплектитовая кайма, состоящая из крупных зерен цоизита и клиноцоизита с тонкими червеобразными вростками кварца и сапфирина (установлен при микросондировании); 5) основной плагиоклаз (82–90 мол.% *An*) на границе с бледноокрашенным амфиболом замещается гранатом, содержащим 19–29 мол. % *Alm* и 71–81 мол. % *Gros* (табл. 13), с цепочками мелких зерен кварца и сфера и новообразованиями бледно-зеленого и бесцветного амфибола с относительно высоким (до 3,7–3,9 мас.%) содержанием Na_2O ; в друзитах внутренняя кайма бесцветного амфибола окружена либо каймой из граната, либо симплектитовой зонкой, состоящей из бледно-зеленого и бесцветного амфибола с червеобразными вростками сапфирина; 6) в слабоизмененных троктолитах оливин обычно замещается агрегатом из серпентина и талька ($F_{O1} = 19\%$, табл. 14), а основной плагиоклаз – сосюритом и карбонатом.

Возникающий при замещении желто-зеленого амфибола гранат характеризуется высокой магнезиальностью; состав (в мол. %) $\text{Pyr}_{52-61}\text{Alm}_{26-46}\text{Spes}_{0,8-1,4}(\text{Gros} + \text{Andr})_{13-21}$. Окраска его бледнорозовая. Буровато-красный гранат отличается более высокой железистостью ($F = 38-61\%$;

состав: $Pyr_{31-42}Alm_{35-46}Spes_{1,3-4,4} (Gros + Andr)_{22-23}$. Гранат в парагенезисе с цоизитом и кианитом характеризуется максимальным содержанием прежде всего Са-компонента ($Gros_{17-81}$).

Исходные (магматические) клинопироксены обладают низкой железистостью ($F = 12,6\%$, см. табл. 14) и незначительным содержанием Jd -компонента (0,9 мол.%), в отличие от них клинопироксены эклогитоподобных пород более близки к омфацитам ($F = 25-27\%$; $Jd = 12,0-12,2$ мол.%). Качественный скачок при переходе от троктолитов и габбро к эклогитоподобным породам наблюдается также и в изменении петрофизических свойств (см. табл. 1). Прежде всего заметно увеличивается плотность — от 2,95 для троктолитов и габбро до 3,15 г/см³ для гранатовых амфиболитов.

При сравнении химических анализов исходных и новообразованных пород выявлены несоответствия в содержании отдельных компонентов. Для эклогитоподобных пород отмечается некоторый дефицит Al_2O_3 и MgO , а также более высокие содержания суммарного железа (табл. 15).

Южный и Средний Урал. Высокобарические ассоциации этого региона приурочены к структурно-тектоническому шву антиклинориев с Главным Уральским разломом, который ограничивает позднедокембрийские и миогеосинклинальные толщи Уралтауского поднятия от силуро-девонских эвгеосинклинальных образований Тагило-Магнитогорского прогиба. В зависимости от структурной позиции тип комплексов существенно меняется: ближе к внутренним частям антиклинориев широко развиты эклогитовые ассоциации, которые в осевой части шовных зон сменяются эклогит-глаукофановыми, а в непосредственной близости с Главным Уральским разломом — глаукофановыми и лавсонит-глаукофановыми ассоциациями. В пределах этого региона известны пять комплексов: на Южном Урале — максютовский и белорецкий, на Среднем Урале — уфалейский, салдинский и сысертско-ильменогорский [Добрецов, 1974; Кейльман, Бутин, 1975; Ленных, 1975; и др.]. Последний комплекс мало изучен, упоминания о нем имеются у Г.А. Кейльмана и В.В. Бутина [1975], поэтому он в данной работе не рассматривается. Описание перечисленных комплексов приводит-ся ниже в последовательности с юга на север.

Максютовский комплекс известен в литературе как один из наиболее древних представителей эклогит-глаукофановой формации, сопоставимой по масштабам с францисканской эклогит-глаукофановой формацией Калифорнии [Добрецов, 1974; Ленных, 1977; Де Ровер, 1970; Эрнст, 1970]. Он приурочен к полосе метаморфитов (ширина 10–15 км, протяженность до 250 км) вдоль зоны Главного Уральского разлома, от р. Губерли на юге до верховьев р. Сакмары на севере. Восточной границей комплекса являются гипербазиты Кемпирсайского пояса, приуроченные к зоне Главного Уральского разлома, западной — зеленосланцевые толщи палеозоя Сакмарского синклинория, при этом западный и восточный контакты дизъюнктивные, в связи с чем некоторые исследователи рассматривали эту полосу в качестве тектонического блока, клина или даже пластины [Ленных, 1968, 1973, 1977; Добрецов, Н.В. Соболев, 1970; Добрецов, 1974; и др.]. В строении рассматриваемого блока принимают участие метаморфиты кислого состава — кварциты, слюдяно-кварцевые сланцы, часто с примесью углисто-графитистого вещества, мраморы и т.д., составля-

Таблица 13

Химический состав (в мас.%) гранатов из эклогитоподобных пород куагашского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	40,36	42,34	40,24	41,60	42,10	41,70			40,93	40,72	39,80	38,52
TiO ₂	0,12	0,14	0,19	0,14	0,12	0,12			—	—	0,08	0,12
Al ₂ O ₃	24,46	22,80	23,63	24,46	23,22	24,36			23,59	23,59	27,35	23,54
Fe ₂ O ₃	—	1,05	—	1,39	2,50	0,48			He опр.	2,45	He опр.	He опр.
FeO	13,07	13,79	20,83	13,94	12,93	13,94			14,64	12,42	7,41	12,65
MnO	0,52	0,55	0,58	0,35	0,45	0,56			0,62	0,51	—	0,42
MgO	13,27	12,60	7,54	12,75	14,26	14,28			15,94	15,95	—	—
CaO	6,17	6,67	7,46	4,30	4,54	4,23			4,38	4,36	25,23	24,55
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—			—	—	0,13	0,20
H ₂ O	0,49	0,21	0,12	1,24	0,45	0,39			—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,01	0,001	0,001	0,03	0,04	0,01			—	—	—	—
Сумма	100,47	100,73	100,59	99,82	100,61	100,07			100,00	100,00	100,00	100,00
a ₀ , Å	1,773	1,787	1,792	1,761	1,764	1,766			—	—	—	—
	11,665	11,638	11,635	11,533	11,535	11,538			—	—	—	—
	Число катионов на 12 "0"					Число катионов на 12 "0"						
Si	3,016	3,135	3,055	3,106	3,096	3,066	3,000	3,000	2,980	2,971	3,015	2,963
Al	2,155	1,990	2,115	2,153	2,013	2,111	2,323	1,959	2,025	2,029	2,444	2,135
Ti	0,007	0,008	0,011	0,008	0,007	0,007	0,001	0,009	—	—	0,005	—
Cr	0,001	—	—	0,002	0,005	0,001	0,003	0,008	—	—	—	—
Fe ³⁺	—	0,059	—	0,078	0,138	0,026	—	—	—	0,135	—	—
Mg	1,478	1,390	0,853	1,419	1,564	1,565	1,520	0,354	1,730	1,734	—	—
Fe ²⁺	0,817	0,854	1,322	0,870	0,796	0,857	0,855	1,510	0,892	0,758	0,469	0,814
Mn	0,033	0,035	0,037	0,022	0,028	0,035	0,020	0,115	0,031	0,032	—	0,027
Ca	0,494	0,529	0,607	0,344	0,358	0,333	0,490	0,846	0,342	0,341	2,048	2,024
F	35,6	38,1	60,8	38,0	33,7	35,4	36,0	81,0	34,0	30,04	100,0	100,0
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,635	0,610	0,386	0,614	0,655	0,637	0,635	0,179	0,652	0,687	—	—
Ca/(Ca + Mg)	0,251	0,276	0,416	0,195	0,186	0,175	0,244	0,705	0,165	0,164	—	—
	Компонентный состав, мол.%					Компонентный состав, мол.%						
Pyr	52,4	42,2	31,0	53,3	56,4	54,9	52,5	12,5	57,8	60,5	—	—
Alm	29,1	34,9	46,1	33,1	29,4	30,7	29,8	53,6	29,8	26,5	18,8	28,6
Spes	1,1	1,3	1,4	0,8	1,1	1,1	0,7	4,1	1,0	1,1	—	0,9
Gros	17,4	17,9	21,5	8,3	5,5	11,6	17,0	29,8	11,4	4,8	81,2	70,5
Andr	—	3,7	—	4,5	7,6	1,7	—	—	—	7,1	—	—

Примечание. 1–12 — гранатовые амфиболиты (Cr + Am ± CPx ± Sf ± Zo ± Sp ± Pl), обр. 8167, 8171-1, 8171-2, 8094, 8159, 8165, 827, 830, 766-Б/9, 766-Б/13, 766-Б/13-1 и 766-Б/2). Ан. 11, 12 — гранаты из лейкократовой части. 1–6 — по мате-

риалам А.А. Ефимова и Е.П. Царицына [1975]; 7 и 8 — по материалам Н.А. Панеяха и др. [1983]; 9–12 — по материалам автора. Ан. 9–12 выполнены на микроанализаторе "Самбах", аналитик И.Г. Ляпичев (ВСЕГЕИ).

ющие 65–75% объема, стратифицированные метавулканиты основного состава — до 20%, эклогиты, эклогит-глаукофановые и глаукофановые сланцы и гипербазиты — около 10%.

Метаморфические толщи образуют крупные брахиформные и линейные антиклинальные складки с нетипичным для уралид простиранием

шарниров — северо-восточным в северной части блока и северо-западным — в южной. Они осложнены более мелкими складками, часто опрокинутыми, с перемятыми осевыми плоскостями и широким проявлением слоевого кливажа течения осевой плоскости (в слюдистых, слюдисто-графитистых сланцах) и скальвания (в кварцитах, кварцито-песчаниках и др.). Обыч-

Таблица 14. Химический состав (в мас. %) оливина и клинопироксенов из эколито-подобных пород куагашского комплекса

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	40,45	52,81	53,52	53,31
TiO ₂	—	0,18	0,10	0,29
Al ₂ O ₃	—	1,70	4,16	3,24
FeO*	16,91	4,26	7,35	6,75
MnO	0,26	0,12	0,19	0,20
MgO	40,92	16,60	11,09	11,37
CaO	0,01	23,38	21,28	22,39
Na ₂ O	—	0,12	1,60	1,60
K ₂ O	—	—	0,04	—
Cr ₂ O ₃	—	0,17	0,04	0,17
V ₂ O ₃	—	—	0,04	0,05
CoO	0,07	0,02	—	0,04
NiO	0,18	0,04	0,01	0,03
Сумма	98,80	99,40	99,43	99,42
Число катионов на 4 "0" (1) и 6 "0" (2-4)				
Si	1,035	1,948	1,985	1,984
Al ^{IV}	—	0,052	0,015	0,016
Al ^{VI}	—	0,022	0,166	0,124
Ti	—	0,006	0,003	0,008
Cr ³⁺	—	0,005	0,001	0,005
Mg	1,559	0,913	0,612	0,630
Fe ²⁺	0,362	0,131	0,228	0,210
Mn	0,006	0,003	0,006	0,007
Ca	0,003	0,923	0,846	0,891
Na	—	0,009	0,116	0,116
K	—	0,004	0,0018	—
Ni	0,0017	0,0004	0,0003	0,0009
Co	0,0014	0,0004	—	0,0010
F	18,8	12,6	27,2	25,0
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,809	0,872	0,724	0,744
Ca/(Ca + Mg)	0,002	0,503	0,580	0,586
Компонентный состав, мол.%				
Fo	80,9			
Fa	18,8			
Mn-Ol	0,3			
Di		83,0	65,8	69,3
Jd		0,9	12,2	12,0
Hd		12,1	11,8	10,8
Ig		0,3	0,6	0,7
Ti-Al минал		0,6	0,3	0,8
Ca-Al минал		3,1	9,3	6,4

* Суммарное железо, рассчитанное на FeO.

Примечание. 1 — оливин (обр. 1057-1); 1, 2 — порфириновый амфиболовый верлит с Ol, CPx и Mt; 2-4 — клинопироксены (обр. 1057-1, 1137-1а и 1137-16); 3, 4 — полосчатый амфиболит с Zo и реликтами CPx [Панях и др., 1983].

Таблица 15

Средний химический состав (в мас.%) и основные петрохимические характеристики эклогитоподобных пород куагашского комплекса и вмещающих габброидов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45,68	47,65	45,80	49,61	44,80	45,27
TiO ₂	0,69	0,38	0,47	1,36	0,12	0,15
Al ₂ O ₃	19,54	17,80	16,33	14,24	20,66	20,14
Fe ₂ O ₃	3,05	1,02	1,82	4,28	0,89	0,88
FeO	4,14	6,10	5,65	5,90	4,87	5,21
MnO	0,14	0,04	0,08	0,18	0,06	0,07
MgO	9,80	10,09	12,29	7,87	12,65	12,03
CaO	12,74	11,81	12,24	10,36	10,98	11,52
Na ₂ O	1,72	2,08	1,58	2,55	1,67	1,70
K ₂ O	0,07	0,11	0,13	0,62	0,08	0,10
P ₂ O ₅	0,12	0,05	0,07	0,28	0,03	0,04
Cr ₂ O ₃	0,03	0,05	0,07	Не опр.	0,05	0,11
П.п.п.	1,42	2,36	2,33	"	2,82	2,26
Сумма	99,14	99,54	98,86	97,25	99,68	99,48
n	12	16	36	5	5	7
Нормативный состав по CIPW, мол.%						
Or	0,6	0,6	0,6	3,3	0,6	0,6
Ab	14,2	17,8	13,6	21,5	14,2	14,2
An	45,3	38,9	37,0	25,6	48,7	47,0
Q	—	—	—	2,2	—	—
Fo	8,4	9,7	13,4	—	19,7	17,3
Fa	1,6	4,1	4,1	—	5,7	5,5
Wo	7,1	7,9	9,5	10,1	2,4	3,9
En	12,3	11,2	11,5	19,6	3,3	5,3
Fs	2,0	4,6	3,0	5,4	0,8	1,5
Ap	0,3	0,2	0,3	0,7	—	0,2
Plm	1,4	0,8	0,9	2,6	0,2	0,3
Mt	4,4	1,4	2,5	6,3	1,4	1,4
Основные петрохимические характеристики						
K ₂ O/Na ₂ O	0,04	0,05	0,08	0,24	0,05	0,06
МИ	42,8	41,5	38,1	56,8	31,5	33,9
ФИ	12,3	15,6	12,3	23,4	13,8	13,5
Si	51,8	51,9	57,0	36,8	62,6	60,2
ДИ	0,6	0,6	0,6	5,5	0,6	0,6
КИ	66,0	59,8	61,9	45,2	71,7	69,6
ЦИ	37,5	39,9	45,2	44,7	33,5	35,4

Примечание. 1 — гранатовые амфиболиты; 2 — гранатсодержащие амфиболиты; 3 — амфиболиты; 4 — габбро-амфиболиты; 5 — троктолиты, интенсивно измененные; 6 — оливиновое габбро, измененное. По данным А.А. Ефимова и Е.П. Царицына [1975], А.А. Ефимова [1984]. Н.А. Панеяха и С.Ф. Соболева [1983] и автора.

но складки опрокинуты на восток, к осевой зоне Уралтауского поднятия, что, по мнению В.И. Ленных [1977], может быть вызвано поддвиганием метаморфических толщ Уралтауского поднятия под зеленокаменные толщи палеозоя Сакмарского синклиория. Многие исследователи [Горохов, Шарфман, 1963; Плюснин, 1963; Добрецов, 1974; и др.] указывают на наличие крутых надвигов, взбросов и взбросо-сдвигов вдоль Главного Уральского разлома, по которым на метаморфические толщи Уралтауского поднятия надвинуты гипербазиты Кемпирсайского пояса и зеленокаменные толщи Тагило-Магнитогорского прогиба. Зона разлома характеризуется проявлением меланжа, брекчирования и катаклаза. Оперяющие ее структуры более мелкого ранга сопровождаются также мощными (до 15–20 м) зонами брекчирования и катаклаза, а также зеленосланцевыми изменениями. Многие из них имеют характер левых сдвигов и сопровождаются будинированными телами измененных гипербазитов. В районе западного контакта метаморфические толщи изменяют свое северо-восточное простирание на субмеридиональное "уральское". Амплитуда перемещений вдоль Западного (Темясовского) разлома составляет не менее 10 км. Кливаж осевой плоскости здесь также имеет субмеридиональное направление.

Структурно-текстурные особенности и минеральный состав высокобарических пород максютовского комплекса во многом определяются блоковым строением этого региона, а также спецификой состава исходных пород и интенсивностью прогрессивного и регрессивного метаморфизма. В осевой части антиклинорий наблюдаются блоки, где сохранились эклогитовые парагенезисы, а вмещающие метаморфические породы слабо подвержены регрессивным изменениям. В блоках, расположенных в непосредственной близости от Главного Уральского разлома, исходные высокобарические ассоциации практически нацело замещены парагенезисами зеленосланцевой фации. В зависимости от степени наложенного зеленосланцевого метаморфизма Н.Л. Добрецовым [1974] выделены четыре зоны: 1) зона со "свежими" эклогитами ("эклогитовая фация" по А.П. Казаку [1963]); 2) зона с гранат-глаукофановыми породами и диафоритами по эклогитам (глаукофансланцевая фация по А.П. Казаку); 3) зеленосланцевая зона с псевдоморфозами по гранату, глаукофану, лавсониту и реликтами этих минералов (промежуточная зона по Н.Л. Добрецову); 4) зеленосланцевая зона с редкими реликтами граната (зеленосланцевая фация по А.П. Казаку). Н.Л. Добрецовым детально охарактеризованы соответственно три типа ассоциаций — эклогитовый, глаукофанизированный эклогитовый и зеленосланцевый.

Ассоциации эклогитового типа обнаруживаются на всей площади выходов максютовского комплекса. Среди эклогитов выделяют "обычные", "рудные" (более железистые, нередко с роговой обманкой), диопсидовые (или маложелезистые), "безрутиловые" (сфеновые) и лавсонитовые эклогиты [Добрецов, 1974; Алексеев, 1975; Ленных, 1977]. К первому типу относятся наиболее распространенные эклогиты биминерального состава со слабоокрашенным омфацитом ($F = 20-30\%$); содержание $Ru \leq 1-2$ мас.%. Эклогиты образуют конформные линзы и будины (мощность до 30 м), с которыми связаны горизонты энстатитовых метапироксенитов (до 5 м), залегающих в их подошве. К "рудным" эклогитам относятся омфацитовые и омфацит-каринтиновые разновидности, содер-

жашие 2–5 мас. % *Ru*, образующие пластовые будинированные залежи (мощность до 80–100 м, протяженность до 1 км). Среди эклогитов этого типа встречаются рутил-магнетитовые породы. По мнению А.А. Алексеева [1975], они образовались при метаморфизме силловых залежей габбро-диабазов гипабиссальной фации. В диопсидовых эклогитах клинопироксен представлен диопсидом или жадеитсодержащим диопсидом, а гранат — альмандин-гроссуляром или даже гроссуляром. Породы этого типа отличаются повышенным содержанием CaO и MgO ; они образуют разнообразные по форме и размерам (от первых десятков сантиметров до 12–15 м) включения в серпентинитах. В некоторых участках с незавершенностью процессов эклогитизации встречаются диопсид-пумпеллиитовые породы с реликтовой диабазовой структурой. Сфеновые эклогиты характеризуют промежуточное звено между эклогитами и зеленокаменными породами; по химическому составу они сходны с эклогитами первого типа, но TiO_2 в них связывается с другой минеральной фазой — со сфеном. Они образуют силловые залежи, дайки и небольшие (до 60–70 м в поперечнике) изометричные тела. Эклогиты с лавсонитом или псевдоморфозами по нему образуются очень редко. Они встречены на флангах Шубинского месторождения и на Караяновском участке, где они тесно связаны с карбонатными породами и появляются на участках с наложенными зеленокаменными изменениями [Добрецов, 1974].

Ассоциации зеленосланцевого типа характеризуются устойчивым минеральным составом (основные минералы — актинолит, альбит, кварц, хлорит, клиноцоизит, второстепенные — мусковит, сфен, гранат и кальцит). Кроме этих минералов, могут присутствовать стильномелан, лавсонит и гематит, глаукофан и хлормеланит. В ассоциациях промежуточного типа в результате окварцевания и глаукофанизации исходных эклогитов образуются эклогит-глаукофановые, гранат-глаукофансланцевые и глаукофансланцевые парагенезисы. Наряду с перечисленными типами в Ташлинском блоке встречена специфическая ассоциация глаукофанизированных метабазитов [Добрецов, 1974]. Эти породы ассоциируют с телами серпентинитов, они слабодиссланцованные, массивные, с реликтами эффузивных структур. Фенокристы плагиоклаза вместе с основной массой замещаются агрегатом альбита, эпидота и глаукофана. По мнению Н.Л. Добрецова [1974], ассоциации глаукофанизированных метабазитов связаны с более поздним этапом прогрессивного метаморфизма зеленокаменных толщ (папеозоя) Тагило-Магнитогорского прогиба.

Большинство исследователей, изучавших максютковский комплекс, являются сторонниками магматической (преимущественно интрузивно-силловой) природы субстрата высокобарических пород, а все многообразие ассоциаций, по их мнению, вызвано спецификой исходного состава и термодинамическим режимом прогрессивного и регрессивного метаморфизма. Условия формирования эклогитовых, эклогит-глаукофановых и глаукофановых парагенезисов оцениваются по-разному. Большинство из них полагает, что при эклогитообразовании общее $P = 11–15$ кбар, а равновесия эклогит-глаукофановых и глаукофановых ассоциаций оцениваются от 7 до 11 кбар [Добрецов, 1974; Ленных, 1977; Авченко, 1982]. Используя данные Н.Л. Добрецова [1974], мы рассчитали температуры устойчивости сосуществующих минералов в этих ассоциациях с использованием

геотермометров Л.Л. Перчука [1970], Эллиса и Грина [Ellis, Green, 1979]; они составили 350–750 °С (для глаукофановых сланцев – 500–550 °С). Близкие температуры были получены Н.Г. Удовкиной [1985] по геотермометру Эллиса и Грина: для эклогитов – 770–780 °С, для эклогитов с хлормеланитом и диопсид-жадеитом – 650–750 °С, для глаукофанизированных эклогитов – 450 °С.

Эклогиты Белорецкого комплекса описаны А.А. Алексеевым, Г.В. Алексеевой [1979] в составе метаморфитов миогеосинклинальных толщ Башкирского поднятия, в 18–20 км западнее Главного Уральского разлома. Эклогиты в основном залегают среди мраморов, слюдяно-карбонатных и слюдяных сланцев (R_1); площадь их выхода не превышает 1,5 км². Фрагменты (реликты?) подобных пород встречаются среди амфиболитов. Для эклогитов характерны дайкообразные тела мощностью 5–10 м и протяженностью до 300 м, реже овальные тела размером 200 × 300 м с секущими и субсогласными границами.

Свежие или слабоизмененные эклогиты представляют собой массивные мелкозернистые породы с плотностью 3,30–3,42 г/см³. Они сложены омфацитом (60–70 мас.%), пироп-альмандиновым гранатом (30–35 мас.%) и рутилом (0,8–1,2 мас.%); из второстепенных минералов присутствуют кварц, магнетит, апатит, пирротин. Омфацит содержит 30,6–32,8 мол.% Jd -компонента. Гранат имеет следующий состав: $Py_{18-23}Alm_{44}Spes_{1,1-1,8}(Gros + Andr)_{24-36}$. В нем хорошо выражена зональность; центральная часть зерен обычно переполнена рутилом, кварцем, амфиболом. Зерна рутила сконцентрированы в основном в омфаците. Эклогитовые парагенезисы крайне неустойчивы и замещаются амфиболом, иногда в сочетании с кислым и средним плагиоклазом. В процессе амфиболитизации в первую очередь наблюдается замещение омфацита тонкозернистым симплектитовым агрегатом буровато-зеленого амфибола ($N_g = 1,685-1,688$; $N_p = 1,664-1,668$; $-2V = 70^\circ$), кислого плагиоклаза (микродиаблостовая, диаблостовая структуры) и уменьшение плотности до 3,05–3,00 г/см³. В зависимости от интенсивности процесса образуются последовательно симплектитовые гранатовые амфиболиты, гранат-плагиоклазовые и гранатовые амфиболиты и амфиболиты с реликтами граната или без него. Параллельно с развитием амфибола появляются мусковит-фенгит ($-2V = 30-32^\circ$), цоизит, эпидот, кварц, карбонат, сфен, хлорит. По мнению А.А. Алексеева и Г.В. Алексеевой [1979], они возникли при метаморфизме базальтоидных интрузивных пород субвулканического–гипабиссального уровня формирования. По гранат-клинопироксеновому геотермометру [Перчук, 1970] T – P условия их образования соответственно оцениваются в 520–540 °С и 9–10 кбар. Совместно с амфиболитами эклогиты образуют единую эклогит-амфиболитовую ассоциацию, характерную для других регионов Уральского складчатой области.

Уфалейский комплекс включает эклогиты, эклогит-глаукофановые и глаукофановые сланцы восточного крыла одноименного антиклинория. Они приурочены к узкой полосе метаморфитов сланцевого обрамления, которая на западе граничит с гнейсо-мигматитовыми толщами уфалейской свиты, а на востоке примыкает к Главному Уральскому разлому, разграничивающему миогеосинклинальные толщи (R_2) Уралтауского поднятия от эвгеосинклинальных образований (S – D) Тагило-Магнито-

горской зеленокаменной зоны. Высокобарические ассоциации этого комплекса детально изучены Г.А. Кейльманом [1971, 1974, 1975], Н.Л. Добрецовым [1974] и А.И. Белковским [1976].

Эклогиты и эклогитоподобные породы обычно ассоциируют с клинопироксенитами, амфиболитами и гранатовыми амфиболитами. Все тела этой ассоциации сконцентрированы в полосе сопряжения гнейсовых ядер с их сланцевым обрамлением. В зоне, примыкающей к Главному Уральскому разлому, среди пород этой ассоциации, а также независимо от нее появляются парагенезисы с глаукофаном, лавсонитом и реже омфацитом [Кейльман, Бутин, 1975]. Для пород этого комплекса характерны линзы и дайкообразные тела протяженностью от нескольких метров до 70 м и мощностью от нескольких сантиметров до 20–25 м. Контакты тел неизменных пород с вмещающими метаморфитами резкие. Отмечается амфиболитизация, особенно интенсивная в зоне эндоконтакта, приводящая к полному исчезновению исходных парагенезисов; в экзоконтактовой зоне также развиты процессы кислотного выщелачивания—окварцевания и мусковитизации, приведшие к появлению слюдисто-кварцевых, двуслюдяных и гранат-двуслюдяных сланцев.

Эклогиты характеризуются тонкозернистой сланцеватой и массивной текстурой; они состоят (мас.%) из граната (30–35), омфацита (50–65), голубовато-зеленого амфибола (0–20), рутила (0,5–1,5). Из вторичных минералов характерны цоизит, роговая обманка, парагонит, альбит, кварц, ильменит и сфен. Состав граната: $Pyr_{11-15}Alm_{63-64}Spes_{0,9-1,6}(Andr + Gros)_{18-25}$, железистость 81–85%. Омфацит ($F = 32-38\%$) содержит 30–32 мол.% *Jd*-компонента [Белковский, 1976]

Эклогиты салдинского комплекса приурочены к наиболее древним породам одноименного метаморфического комплекса, для которого характерны два четко выраженных геолого-структурных элемента: гнейсо-амфиболитовое ядро и его сланцевое обрамление. Среди двупироксеновых гнейсов и амфиболитов встречаются эклогиты, образующие три сближенных меридиональных тела (длина составляет 2,5–4 км, ширина — от 0,2–0,3 до 1,5 км). Они впервые обнаружены Ф.Ю. Левинсон-Лессингом в 1905 г. и гораздо позднее закартированы и изучены [Крылов, Бутин, 1975].

Биминеральные омфацит-гранатовые эклогиты сохранились в виде реликтов среди клинопироксен-гранатовых амфиболитов, которые существенно отличаются от амфиболитов вмещающих толщ. Между теми и другими наблюдаются постепенные переходы, они, в свою очередь, последовательно замещаются ассоциацией из роговой обманки, плагиоклаз-андезина, скаполита и магнетита. "Свежие" разновидности эклогитов представляют собой массивные зеленовато-темные породы с аномальной плотностью — 3,10–3,44 г/см³, состоящие из омфацита (30–40 мас.%), граната (до 50 мас.%), единичных зерен ортопироксена и рутила. Вторичные минералы представлены амфиболом, плагиоклазом, скаполитом и магнетитом. Гранат пироп-альмандинового ряда: $Pyr_{20}(Alm + Spes)_{56}(Gros + Andr)_{24}$; $N = 1,686-1,688$; $a = 11,596 \text{ \AA}$. Амфибол зеленый или буровато-зеленый; $N_g = 1,672-1,680$; $N_p = 1,650-1,658$; $c:N_g = 18,24^\circ$; $2V = 97-110^\circ$. По химическому составу эклогиты соответствуют базальту океанического типа, они образовались в узлолокализованных зонах умеренных и высо-

ких давлений при температурах уровня гранулитовой фации [Крылов, Бутин, 1975].

Северный и Полярный Урал. Северное окончание Урала является классической областью проявления эклогит-глаукофансланцевого и глаукофансланцевого метаморфизма, который достаточно детально освещен в работах Ю.Е. Молдавандзева и А.С. Перфильева [1962], Н.Г. Удовкиной [1959, 1963, 1971, 1985], В.Ф. Морковкиной [1976, 1978], Н.Л. Добрецова [1964, 1974, 1977], Г.А. Кейльмана и В.В. Бутина [1975], В.И. Ленных и др. [1976], В.В. Шалагинова [1975], А.П. Казака [1976, 1981], В.Н. Пучкова и др. [1983] и др.

Различают два формационных типа высокобарических ассоциаций: связанный с офиолитами и вне связи с ними [Казак, 1987]. К первому типу относятся ассоциации с глаукофаном, эклогитами, жадеититами, родингитами, нефритами и везувианитами; для них характерны вытянутые протяженные пояса и сложный полиминеральный состав, включающий глаукофан, гранат, омфациит, хлормеланит, рибекит, эгирин-авгит, сине-зеленый амфибол и др. Глаукофановые сланцы этого типа часто приурочены к зонам с серпентинитовым меланжем (салатимский и райизинский комплексы). Для второго типа ассоциаций характерны невыдержанные прерывистые зоны или отдельные участки, располагающиеся в подошве надвиговых структур. Минеральный состав этого типа включает глаукофан, эпидот, альбит, пумпеллиит, лавсонит, стильпномелан, актинолит и другие минералы зеленосланцевой фации высоких давлений (тип Санбагава по: [Миясиро, 1976]).

Высокобарические ассоциации Северного и Полярного Урала в виде протяженных (около 1000 км) зон прослеживаются с перерывами от бассейна ручья Большая Щучья на севере до широты Кумбинского массива габбро на юге. С различной детальностью (с юга на север) здесь изучены салатимский, хулгинский, харутапзинский, пайерский (войкаросыньинский), райизинский, харчерузинский, сьумкеуский, марункеуский, большещучинский и другие комплексы. В целом рассматриваемый регион представляет собой область разнотипного и разновозрастного эклогитового, эклогит-глаукофанового и глаукофанового метаморфизма. Отмечается общая закономерность: глаукофансланцевый метаморфизм проявлен по периферии докембрийских блоков (антиклинориев), в краевых гипербазитовых массивах или в подошве крупных надвиговых структур, а эклогит-глаукофансланцевый и эклогитовый — во внутренней и ядерной частях антиклинориев, где развиты более древние офиолитовые комплексы. Глаукофановые и гранат-глаукофановые парагенезисы обычно замещают исходные эклогитовые и по времени проявления могут быть сопоставлены с прогрессивным глаукофансланцевым метаморфизмом краевых частей докембрийских блоков [Добрецов и др., 1977; Казак, 1981]. По данным Н.Л. Добрецова и др. [1977], глаукофансланцевые ассоциации Северного и Полярного Урала могут быть отнесены к внутриконтинентальному типу. Их появление связывается с эпохами сжатия узких трогов с океанической корой типа Красного моря, что подтверждается наличием серпентинитового меланжа. По мнению большинства исследователей, глаукофансланцевый метаморфизм проявился в позднем рифее и раннем палеозое (O-S₁).

Салатимский глаукофансланцевый комплекс Северного Урала приурочен к узкой, но выдержанной по простираю полюсе, примыкающей с запада к одноименной зоне меланжа; протяженность этой полосы около 500 км (от Кумбинского габбрового массива на юге до широты р. Маньи на севере). Комплекс детально изучен В.В. Шалагиновым [1975], которым подмечено парное расположение глаукофансланцевых поясов: первый совпадает с Салатимской зоной меланжа, а второй удален от первого на 12–13 км. Глаукофановые сланцы приурочены к тектонической зоне, разделяющей зеленокаменные толщи Тагило-Магнитогорского синклинория и метаморфиты Уралтауского поднятия. Они пространственно тяготеют к габбро-гипербазитовым телам с серпентинитовым меланжем. В зоне меланжа наблюдаются глыбы дунитов, гарцбургитов, габбро-диабазов, эклогитов и эклогитоподобных пород, родингитов, нефритов, жадеитов и различных кристаллических пород, среди которых отсутствуют глаукофановые сланцы. Непосредственно к зоне серпентинитового меланжа примыкает толща черных графитистых сланцев и кварцитов. От альбит-актинолит-хлоритовых, эпидот-актинолит-хлоритовых и эпидот-хлорит-карбонатных сланцев наблюдаются постепенные переходы к существенно глаукофановым и стильпномелан-глаукофановым сланцам, которые расположены западнее зон меланжа и образуют полосу шириной от нескольких сотен метров до 2,5 км. В этих породах глаукофан представлен коротко- и длиннопризматическими агрегатами, обычно в страстании с эпидотом и стильпномеланом. Кроме глаукофана, в сланцах могут присутствовать амфиболы промежуточного ряда (кросситы и глаукофан-кросситы), а также альбит, актинолит, эпидот и гистерогенный хлорит.

Второй пояс проявлен менее отчетливо. Он располагается западнее шовной зоны на границе с метаморфитами Уралтауского поднятия. Глаукофановые сланцы наблюдаются среди мусковит-альбит-кварцевых сланцев и слюдистых кварцитов (R_3). По мнению А.П. Казака [1981], оба пояса разновозрастны и фиксируют крупные надвиговые структуры "уральского" простираания.

Хулгинский комплекс включает эклогиты, эклогитоподобные породы (гранатовые амфиболиты), эклогит-глаукофановые, глаукофановые и хлорит-лавсонитовые сланцы. Они приурочены к подстилающей одноименный гипербазитовый массив толще метаморфитов (мощностью 500–1200 м), состоящей из амфиболовых, гранат-амфиболовых и двупироксеновых кристаллических сланцев и гранатовых, гранат-цоизитовых и цоизитовых амфиболитов. Толща в целом повторяет изгибы контакта гипербазитового массива. В обнажениях по рекам Средняя Кечпель и Левая Кечпель устанавливается пологое – от 10–20 до 40° – погружение метаморфитов под гипербазитовый массив [Добрецов и др., 1977]. Закономерность в распределении высокобарических ассоциаций и характер зональности в основном повторяют салатимскую зону [Казак, 1981].

Глаукофановые и гранат-глаукофановые сланцы образуют полосу шириной до 500 м в западной части экзоконтактной зоны, где толщи метаморфитов испытали интенсивный зеленосланцевый метаморфизм и натриевый метасоматоз. В гранат-глаукофановых сланцах глаукофан замещается сине-зеленым амфиболом, а затем актинолитом. Среди зеленосланцевых

толщ отмечаются мусковит-альбит-актинолитовые сланцы с реликтовым глаукофаном.

Харутапэинский глаукофансланцевый комплекс расположен западнее одноименной горы. Глаукофановые сланцы приурочены к толще вулканогенно-осадочных пород ($R_3?$), которая по данным В.И. Ленных и др. [1976], слагает ядро складки, запрокинутой на запад; крылья ее сложены сланцами (O). Складка сорвана надвигом. О значительных перемещениях различных блоков свидетельствуют цепочки тектонических клиньев или "останцов", сложенных глаукофановыми сланцами и располагающихся в 600–700 м западнее подошвы надвига. В наиболее представительном разрезе по р. Чигим-Харута наблюдается чередование глаукофановых сланцев с альбит-хлоритовыми и альбит-эпидот-хлоритовыми сланцами. Особенно широко развиты глаукофановые сланцы в подошве шарьяжной пластины, где их мощность составляет 10–15 м [Казак, 1981]. По мере удаления от надвиговой зоны наблюдается резкое уменьшение их количества. В осевой части зоны можно видеть все переходы от глаукофанитов до слабоизмененных пород с редкими иголками глаукофана. Парагенезисы глаукофана или глаукофан-кроссита со стильномеланом и железистым эпидотом при полном отсутствии граната свидетельствуют о проявлении более низкотемпературного метаморфизма, чем в эклогитовых и эклогит-глаукофановых комплексах [Ленных и др., 1976; Пучков и др., 1983].

Пайерский (войкаросьнинский) полиметаморфический комплекс, включающий эклогитоподобные породы, жадеититы и глаукофановые сланцы западной части одноименного массива, впервые был детально охарактеризован Н.Л. Добрецовым и Л.Г. Пономаревой [1965]. Гипербазитовый массив под названием Пай-Ер впервые был описан в 1936 г. Г.Л. Падалкой. Он известен также как Войкаро-Сыньинский или Хараматалоуско-Войкарский [Морковкина, 1967]. Массив вытянут в субмеридиональном направлении свыше 150 км от широты р. Хулги на юге до широты р. Хараматалоу на севере. В западном его обрамлении от горы Пай-Ер до верховьев р. Хулги прослеживается серия перечисленных высокобарических пород, приуроченная к толще метаморфитов, примыкающих к непосредственному контакту с гипербазиитами. По мнению Н.Л. Добрецова [1974], эклогитоподобные породы, друзиты, бластомилониты по амфиболитам и жадеититы, залегающие среди гипербазитов, связаны между собой не только пространственно, но и генетически, образуя единый метаморфический пояс.

В размещении высокобарических ассоциаций намечается определенная зональность, которая показана в работах Н.Л. Добрецова и Л.Г. Пономаревой [1965], В.Ф. Морковкиной [1967]. Они отмечают, что среди пород пироксенито-габброидного комплекса широким развитием пользуются гранат-клинопироксен-плаггиоклазовые эклогитоподобные породы и друзиты. С западной стороны к ним примыкают гранат-глаукофановые и глаукофановые сланцы, которые, в свою очередь, сменяются толщей филлитовых сланцев ордовика. Жадеититы и альбититы, развитые в пределах гипербазитового массива, слагают параллельные полосы юго-западного направления [Добрецов, Пономарева, 1965; Морковкина, Гаврилов, 1965]. Диопсидовые пироксениты, приуроченные к телам жадеититов и альбититов

тов, образуют оторочки вокруг них или самостоятельные жилы. В зоне развития жадеитов и альбитов среди гипербазитов породы интенсивно дислоцированы и участками катаклазированы.

Жадеиты и альбиты образуют жилы и линзы (мощность от 1—5 до 20 м, протяженность до 100—150 м), реже изометричные тела — "штоки" по В.Ф. Морковкиной. Линзы альбитов сложены слюдистыми альбититами с мусковитизированным флогопитом и примесью диопсид-жадеита или тремолита, реже с примесью цоизита, апатита и граната. По мнению Н.Л. Добрецова и Л.Г. Пономаревой [1965], жадеиты образовались за счет лейкократовых габбро и плагиоклазитов при натриевом метасоматозе в условиях высоких давлений (или при кристаллизации из расплава), а альбиты — в процессе альбитизации жадеитов. В.Ф. Морковкина [1967] предполагает образование жадеитов в результате замещения альбитов.

Глаукофановые сланцы и метабазиты с глаукофаном встречены в районе ручья Средний Кечь-Пель [Молдавандцев, Перфильев, 1962; Добрецов, 1963], где последовательно с востока на запад обнажены: 1) гранатовые габбро-амфиболиты, контактирующие с гипербазитами; 2) гранатосодержащие амфиболиты с прослоями полосчатых сланцев из альбита, кварца, граната, цоизита, хлорита, мусковита, сфена (по рутилу); редкие линзы кросситовых сланцев с рутилом, кварцем и альбитом; гранат-амфиболовых пород с роговой обманкой и глаукофаном, псевдоморфозами эпидота по гранату; 3) глаукофановые сланцы; 4) порфиритоиды с альбитом, хлоритом, эпидотом, карбонатом и мусковитом, линзы эпидот-актинолитовых сланцев; 5) толща филлитовых сланцев.

Райзинский комплекс кроме глаукофановых сланцев, которые наблюдаются в северной части массива Рай-Из, между зоной серпентинитового меланжа и неметаморфизованными палеозойскими осадочно-вулканогенными образованиями, включает родингиты, везувианиты, диопсидиты, жадеиты, нефриты и эклогитоподобные породы [Казак и др., 1976; Добрецов и др., 1977]. Здесь так же, как и в других районах Северного и Полярного Урала, наблюдаются постепенные взаимопереходы от метаэффузивов основного состава до обычных глаукофанитов (разрез по р. Нырдовомен-Шор). Среди глаукофановых сланцев наблюдаются линзовидные тела зеленых сланцев с хлормеланитом и мусковит-кварцевых сланцев с эгирином и диопсид-жадеитом. В зоне надвига гипербазитов на осадочно-вулканогенные толщи, в пределах северного контакта массива Рай-Из, отмечаются гранатовые и гранат-цоизитовые амфиболиты, эклогиты, жадеиты и другие породы, которые отсутствуют внутри массива. По мнению Н.Л. Добрецова и др. [1977], этот факт может свидетельствовать о значительной амплитуде надвиговых перемещений. Кроме граната, амфибола, цоизита и жадеита, в этих породах присутствуют в повышенных количествах (до 3—4%) сфен, рутил, апатит, ортит, ильменит, магнетит и шпинель.

Харчерузинский комплекс располагается в восточном экзоконтакте гипербазитового массива Харче-Рузь [Добрецов и др., 1977; Казак, 1981]. Последний имеет неправильную серпообразную форму с вытянутым на восток окончанием и сложен антигоритизированными гарцбургитами и оливин-антигоритовыми породами ("войкаритами"), среди которых

встречаются жилообразные тела дунитов. Породы, слагающие массив, испытали интенсивный динамометаморфизм и обладают тонкостанцеватой отдельностью. Среди них встречаются линзовидные тела гранатовых и гранат-цоизитовых амфиболитов и гранатовых метагаббро. Породы массива подстилаются на севере и северо-западе альбитовыми, альбит-цоизитовыми, альбит-мусковитовыми сланцами и альбит-цоизитовыми амфиболитами; контакты между ними преимущественно дизъюнктивные.

Сыумкеуский комплекс приурочен к западному экзоконтакту одноименного гипербазитового массива. Глаукофановые сланцы в ассоциации с кварц-мусковитовыми и графитистыми сланцами прослеживаются здесь в полосе протяженностью свыше 20 км от оз. Ингли-Лор на юге до ручья Герд-Из-Шор на севере. Среди аповулканогенных зеленых сланцев глаукофан большей частью реликтовый. Южнее оз. Ингли-Лор среди зеленых сланцев встречены блоки измененных эклогитов и эклогитоподобных пород, состоящих из омфацита, граната, паргасита, керсутитовой роговой обманки и рутила [Добрецов и др., 1977; Казак, 1981]. Западнее массива обнажаются толщи метаморфитов рифея, в составе которых преобладают альбитовые, цоизитовые и гранатсодержащие амфиболиты с округлыми порфиробластами альбита и граната. Среди альбитовых амфиболитов встречаются пачки (до 10–12 м) слюдяно-графитисто-кварцевых и гранатсодержащих биотит-альбитовых сланцев. На широте ручья Большая Щучья среди метаморфитов преобладают глаукофановые сланцы, очковые альбитовые амфиболиты и эклогиты.

Марункеуский полиметаморфический комплекс является классическим примером сочетания различных типов высокобарических ассоциаций — эклогитов, эклогитоподобных пород, эклогит-глаукофановых и глаукофановых сланцев [Удовкина, 1971; Добрецов, 1974; Казак, 1981]. Глаукофановые сланцы приурочены к протяженному поясу вдоль западного борта Марункеуского и Харбейского блоков, который трассирует зону контакта гнейсо-эклогитового и гнейсо-амфиболитового комплексов с отложениями няровейской свиты. Ширина выходов глаукофановых сланцев варьирует от нескольких десятков до 150–200 м, протяженность до 1,5 км. Глаукофан присутствует как в метавулканитах альбит-эпидот-хлоритового состава, так и в мусковит-альбит-кварцевых сланцах, где он образует крупные шестоватые кристаллы. Характерны следующие парагенезисы [Добрецов, 1974; Казак, 1981]: 1) $Gl + Ep + Ab + Sf \pm Chl$; 2) $Am + Gl + Ep + Sf + Ms \pm Ab$; 3) $Gl \pm Act + Ab + Chl + Ep + Ms + Sf \pm Cc$; 4) $Act + Ab + (Zo - Ep) + Chl + Ms + Sf$. При этом парагенезисы 1 и 2 — первичные, а 3 и 4 отражают различные стадии зеленокаменных изменений. С глаукофаном могут присутствовать переходные типы амфиболов — амфибол-кросситы, глаукофан-кросситы.

Эклогиты и эклогитоподобные породы приурочены к внутренним частям Марункеуского и Харбейского блоков. В южной части хребта Марункеу, известной под названием "Слюдяной горки", на сравнительно ограниченной территории Н.Г. Удовкиной [1959, 1971, 1985] изучены многочисленные разновидности эклогитов, габбро и ультраосновных пород с отчетливыми переходами высокоглиноземистого габбро в кианитовые эклогиты, троктолитов и плагиоклазовых перидотитов в эклогиты, плагиоклазовых перидотитов с телами анортозитов в пироповые перидотиты

и гранатовые друзиты. Ею обнаружены весьма редкие смарагдит-гранатовые и хромит-кианит-смарагдит-гранатовые породы с высоким содержанием хрома в кианитах [Удовкина, 1971, 1985]. Среди метаморфического комплекса развиты рутиловые эклогиты, слюдиты, кварц-мусковитовые сланцы и породы, содержащие высокохромистый омфацил, а также хром-содержащий кианит и гранат.

По данным Н.Г. Удовкиной [1971] и Н.Л. Добрецова [1974], эклогиты и гранатовые перидотиты приурочены к осевой части антиклинориев. Н.Г. Удовкиной [1964, 1971] были выделены следующие петрографические типы эклогитов и эклогитоподобных пород: пироповые, кианитовые и кианит-цоизитовые, каринтиновые, альмандиновые, рутиловые, биминеральные пироп-альмандиновые, биметасоматические эклогиты и друзит-эклогиты, ильменитовые пироксениты и гранатовые перидотиты. Каринтиновые эклогиты встречаются в зоне экзоконтакта с гипербазитами и связаны через амфибол-гранатовые породы и друзиты постепенными переходами с плагиоклазовыми перидотитами. Гранат состава $\text{Pyr}_{35-45}\text{Alm}_{25-35} \times (\text{Gros} + \text{Andr})_{17-22}$ ($F = 45-52\%$) устойчив с омфацилом ($F = 9-15\%$), содержащим 24-28 мол.% *Jd*-компонента. Альмандиновые эклогиты отличаются высокой железистостью граната и повышенной щелочностью омфацила. Среди эклогитов этого типа встречаются в виде линз и шпировидных обособлений рутиловые эклогиты, в которых устойчивы гранат состава $\text{Pyr}_{13-14}\text{Alm}_{57-59}(\text{Gros} + \text{Andr})_{26}$ ($F = 82\%$) с омфацилом (35 мол.% *Jd*-компоненты; $F = 47\%$). Биминеральные пироп-альмандиновые эклогиты и гранатовые пироксениты с ильменитом в виде жил встречаются среди гипербазитов. Гранат в них имеет следующий состав: $\text{Pyr}_{30-40}\text{Alm}_{38-42}(\text{Gros} + \text{Andr})_{19-30}$ ($F = 51-59\%$); омфацил содержит 34-43 мол.% *Jd*-компонента ($F = 16-26\%$). Друзитовые эклогиты ассоциируют с плагиоклазовыми и гранатовыми перидотитами и эклогитами и являются промежуточным звеном в этом ряду. В их состав входят как реликтовые минералы габбро и гипербазитов, так и минералы эклогитовых ассоциаций [Удовкина, 1971, 1985].

Большешучьинский комплекс располагается в крайней северной оконечности Урала, в бассейне ручья Большая Щучья. В размещении высокобарических ассоциаций здесь сохраняется общая для всего Северного и Полярного Урала закономерность. Глаукофановые сланцы располагаются среди metabазитов и обрамляют зону, сложенную амфиболитами и гнейсами; наиболее мощная глаукофансланцевая полоса приурочена к шовной части широтного разлома вдоль ручья Большая Щучья. По мнению В.В. Бутина и др. [1979], субширотная ориентировка структурных элементов в метаморфитах левобережья этого ручья обусловлена тектоническим привлечением гнейсо-эклогитового марункеуского комплекса к отложениям няровейской свиты. В глаукофановой зоне наблюдаются все промежуточные стадии от metabазитов или более кислых метаморфитов к анхимономинеральным глаукофанитам (ширина зоны 1,5-5 км, протяженность около 18 км). Вдоль западной экзоконтактовой зоны Большешучьинского гипербазитового массива отмечается толща графитистых сланцев с тектоническими клиньями или блоками эклогитов с омфацилом, гранатом, рутилом и барруазитовым амфиболом. Некоторые блоки эклогитов полностью замещены зеленосланцевыми парагенезисами без глаукофана.

Нередко в зеленосланцевой толще обнаруживаются реликты омфациита и хлормеланита [Добрецов, 1974].

Зона глаукофансланцевого метаморфизма в бассейне ручья Большая Щучья детально охарактеризована Н.Л. Добрецовым [1974] и позднее Г.А. Кейльманом, В.В. Бутиным [1975, 1979] и А.П. Казаком [1981]. По их данным, среди глаукофановых сланцев встречаются глаукофан-кросситовые, гранат-кросситовые и кросситовые сланцы. Вторая зона глаукофановых сланцев прослеживается к востоку от гипербазитового массива. Вмещающими породами здесь являются различные метаэффузивы и графитисто-углистые сланцы, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. Наблюдаются все промежуточные разновидности: от слабоизмененных диабазов до глаукофановых сланцев и глаукофанитов. Последние приурочены непосредственно к подошве гипербазитового массива. Кроме глаукофана и кроссит-глаукофана здесь встречаются лавсонит, эпидот, стильпноделан и пумпеллиит.

По мнению Н.Л. Добрецова [1974] и А.П. Казака [1981], процесс глаукофанизации проходил в два этапа: 1) прогрессивный метаморфизм рифейского возраста; 2) раннепалеозойский метаморфизм, который был прогрессивным для нижнепалеозойских толщ и регрессивным по отношению к ранее сформировавшимся докембрийским толщам. Второй этап метаморфизма проявился лишь в экзоконтактовых зонах крупных гипербазитовых массивов.

КАЗАХСТАНСКО-ТЯНЬШАНЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Особенностью региона является широкое развитие эклогито-гнейсовых, эклогито-сланцевых высокобарических ассоциаций, а глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые ассоциации распространены локально. Классической областью проявления эклогитовых парагенезисов прежде всего являются метаморфические комплексы Кокчетавского массива. Они известны также среди метаморфических толщ Макбальского и Актюзского блоков Киргизского хребта. Об эклогитах улутауского метаморфического комплекса имеются лишь незначительные сведения.

Кокчетавский комплекс эклогитов является наиболее изученным. Первые сведения об эклогитах Кокчетавского массива (антиклинория) имеются в ранних работах М.А. Абдулкабировой [1946, 1949]. Вопросы геологии и петрологии этих пород позднее занимались многие исследователи: И.А. Ефимов [1959, 1961, 1964], И.Ф. Трусова [1957, 1960], О.М. Розен [1966, 1971, 1975], Н.Л. Добрецов и Н.В. Соболев [1970], Л.Л. Перчук [1969], В.Г. Кушев и Д.П. Виноградов [1978], Н.Г. Удовкина [1985], а также А.А. Заячковский [1976, 1979], Ю.М. Розен, Ю.А. Подкуйко, Шлыгин [1980]; Розен и др. [1972]; Бирюков и др. [1981].

Эклогиты и их измененные разновидности залегают среди метаморфитов берлыкской (нижняя) и жолдыбайской (верхняя) свит зерендинской серии. В разрезе нижней свиты (мощностью около 3000 м) преобладают силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы и сланцы (иногда с кордиеритом); плагиоклаз-диопсидовые породы и доломитовые мраморы образуют линзы различной мощности и протяженности. Верхняя свита состоит из двуслюдяных и мусковитовых сланцев с гранатом и кианитом и редких линз амфи-

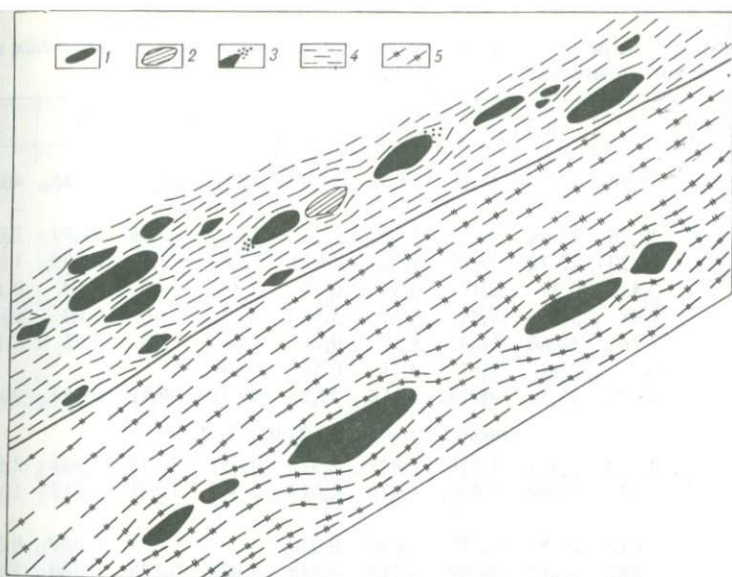


Рис. 9. Линзы эклогитов в гнейсовых и сланцевых толщах Кокчетавского массива на участке Кумдыколь. По В.Г. Кушеву, Д.П. Виноградову [1978]

1 — эклогиты; 2 — амфиболизированные эклогиты; 3 — участки, обогащенные кварцем у торцов будин; 4 — кварц-гранат-слюдяные сланцы; 5 — гнейсы

болитов. Возраст вмещающих метаморфитов и эклогитов определен как протерозойский (К—Ar, Rb—Sr радиологическими и Pb-изохронным методами; Елисеев и др., 1968; Добрецов, 1974; Кушев, Виноградов, 1978). Эклогиты и продукты их изменения составляют около 15% из общего объема метаморфитов зерендинской серии, площадь выхода которых в пределах Кокчетавского массива оценивается в 200 × 150 км [Ефимов, 1964; Розен, 1966; Кушев, Виноградов, 1978].

Участок Кумдыколь расположен в окрестностях одноименного озера, в 30 км юго-западнее г. Кокчетав. Здесь сконцентрировано более 40 линзовидных и дайкообразных тел эклогитов, совместно с которыми встречаются одиночные линзы пиропсодержащих серпентинитов, гранат-клиногумитовых и карбонатитоподобных пород. Приведенные нами исследования на этом участке позволяют расширить информацию о петрологии эклогитов и эклогитоподобных пород. Линзы гранат-клиногумитовых пород обнаружены одиночными скважинами на участке Сулу-Тюбе (по данным Ю.А. Подкуйко). Линзовидные и дайкообразные тела эклогитов часто сгруппированы в протяженные цепочки (рис. 9) с явлениями будинажа и развальцевания. Мощность тел варьирует от первых десятков сантиметров до первых сотен метров.

Пиропсодержащие серпентиниты, залегающие в виде линз (мощностью 2,5–3 м, длина 15–18 м), впервые детально охарактеризованы И.А. Ефимовым [1961]. Породы состоят (в мас. %) из пиропового граната (10–25), клиногумита (4–7), реликтового оливина (1–2), клинопироксена (0–2), серпентина (до 55); акцессорные минералы представлены рутилом, тита-

Таблица 16

Химический состав (в мас.%) гранатов из эклогитов и эклогитоподобных пород кокчетавского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	37,94	37,45	37,19	37,62	37,40	38,50	37,99	37,85	40,59
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	22,28	21,61	21,23	21,37	21,86	22,60	22,26	21,92	23,02
FeO*	23,33	23,38	23,82	24,31	24,11	21,08	23,49	24,99	13,70
MnO	0,43	0,37	0,47	0,54	0,44	0,39	0,40	0,53	0,15
MgO	7,68	5,75	5,84	6,12	5,56	7,17	6,40	5,00	16,78
CaO	7,76	10,60	10,02	8,97	9,71	9,65	8,93	9,55	5,18
Na ₂ O	—	0,19	0,17	0,21	0,18	0,19	—	—	—
Сумма	99,42	99,35	98,74	99,14	99,26	99,58	99,47	99,84	99,42
Число катионов на 12 "0"									
Si	2,923	2,917	2,918	2,941	2,922	2,958	2,942	2,948	2,956
Al	2,023	1,984	1,963	1,970	2,013	2,047	2,032	2,013	1,976
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ³⁺ **	0,013	0,082	0,077	0,059	0,020	—	—	0,009	0,046
Mg	0,882	0,667	0,683	0,713	0,648	0,821	0,738	0,580	1,821
Fe ²⁺	1,490	1,441	1,486	1,530	1,555	1,354	1,521	1,618	0,788
Mn	0,028	0,024	0,031	0,035	0,029	0,025	0,026	0,035	0,009
Ca	0,641	0,885	0,842	0,752	0,813	0,795	0,741	0,797	0,404
F	62,8	68,4	68,5	68,2	70,6	62,3	67,3	73,6	30,2
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,368	0,313	0,310	0,313	0,290	0,373	0,323	0,260	0,696
Ca/(Ca + Mg)	0,421	0,570	0,552	0,513	0,556	0,492	0,501	0,579	0,182
Компонентный состав, мол.%									
<i>Pyr</i>	29,0	22,1	22,4	23,6	21,1	27,4	24,4	19,2	60,3
<i>Alm</i>	49,0	47,8	48,4	50,5	50,7	45,2	50,3	53,4	26,1
<i>Spes</i>	0,9	0,8	1,0	1,1	1,4	0,9	0,8	1,1	0,3
<i>Gros</i>	20,5	25,2	23,9	21,9	25,8	26,5	24,5	25,9	11,0
<i>Andr</i>	0,6	4,1	3,8	2,9	1,0	—	—	0,4	2,3

* — суммарное железо, рассчитанное на FeO; ** — определено расчетным способом.

Примечания: 1 — эклогит (обр. БК-4); 2-8 — амфиболитизированные эклогиты (обр. БК-6/1) — край зерна, БК-6/2 — внутренняя часть зерна, БК-7, БК-8, БК-9, БК-10 и БК-13); 9-11 — гранат-клиногумитовая порода, кол. Ю. А. Подкуйко (обр. ЮП-1 — край, внутренняя часть и центр зерна); 12-18 — амфиболитизированные эклогиты (обр.

номагнетитом, ильменитом, шпинелью, апатитом и цирконом. Состав (в мол.%) граната (табл. 16): $Pyr_{63}Alm_{26}Gros_5Andr_6$; $F = 29\%$. Гранат-клиногумитовые породы отличаются соотношениями породообразующих минералов (в мас.%); гранат (15-35), клиногумит (25-30), клинопироксен (3-15), ортопироксен (1-5), гистерогенный серпентин (15-30); акцессорные минералы представлены рутилом, ильменитом, шпинелью и титаномагнетитом. Состав граната: $Pyr_{58-61}Alm_{26-27}Spes_{0,3-1,1}Gros_{11-15} \times \times \times Andr_{1-2}$; $F = 30-31\%$. Клинопироксен с аномальным составом: (табл. 17); $Di_{6,8}Jd_{7,4}Hd_{1,1}Ca-Tsch_{1,4}$; $F = 9\%$. Ромбический пироксен по составу относится к ферросилит-энстатиту; $F = 13\%$ (см. табл. 17). Карбонатито-

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	40,95	40,67	38,38	38,48	38,44	37,62	38,13	38,01	39,80	40,00
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	0,38	0,42
Al ₂ O ₃	23,26	23,44	21,20	21,74	21,38	21,64	21,70	22,33	20,41	24,77
FeO*	13,38	13,54	25,20	23,98	25,22	23,78	24,50	21,84	21,75	13,81
MnO	0,14	0,12	0,53	0,51	0,56	2,76	0,96	0,12	0,48	—
MgO	16,22	16,95	5,18	4,85	4,95	3,10	3,71	8,95	6,97	16,69
CaO	6,34	5,16	8,66	9,65	8,55	11,01	10,49	8,14	8,98	3,78
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0,19	0,22	—
Сумма	100,29	99,88	99,15	99,21	99,10	99,91	99,49	99,58	99,36	99,47
Число катионов на 12 "0"										
Si	2,960	2,944	3,013	3,013	3,022	2,957	2,997	2,903	3,110	2,972
Al	1,983	2,000	1,962	2,007	1,982	2,006	2,011	2,010	1,875	2,170
Ti	—	—	—	—	—	—	—	—	0,022	0,024
Fe ³⁺ **	0,036	0,025	0,036	—	0,011	0,013	—	0,032	0,148	0,107
Mg	1,748	1,829	0,606	0,566	0,580	0,363	0,434	1,018	0,810	1,728
Fe ²⁺	0,773	0,795	1,619	1,570	1,647	1,550	1,610	1,383	1,253	0,697
Mn	0,009	0,007	0,035	0,034	0,037	0,184	0,064	0,008	0,032	—
Ca	0,491	0,400	0,729	0,810	0,721	0,927	0,884	0,666	0,750	0,300
F	30,7	30,3	72,8	73,5	74,0	81,0	78,8	57,2	60,7	28,7
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,691	0,695	0,268	0,257	0,256	0,173	0,206	0,426	0,387	0,713
Ca/(Ca + Mg)	0,219	0,180	0,546	0,589	0,554	0,719	0,671	0,395	0,481	0,148
Компонентный состав, мол.%										
<i>Pyr</i>	57,9	60,4	20,3	26,0	19,4	12,0	14,5	33,2	28,3	62,9
<i>Alm</i>	25,6	26,2	54,2	48,1	55,2	51,2	53,8	44,4	44,5	26,2
<i>Spes</i>	0,3	0,3	1,1	1,1	1,3	6,1	2,2	0,2	1,1	—
<i>Gros</i>	14,4	11,9	22,6	24,8	23,6	30,0	29,5	20,6	18,4	5,0
<i>Andr</i>	1,8	1,2	1,8	—	0,5	0,7	—	1,6	7,7	5,8

БК-3 край зерна, внутренняя часть из 15 анализов); 19 — гранатовый перидотит (по: [И. А. Ефимов, 1961]). Ан. 1-14 — с участка Кумдыколь, 15-18 — с участка Сулу-Тюбе; кол. Ю. А. Подкуйко, остальные образцы автора. Анализы выполнены на микросонде JXA-5A; аналитик В. И. Сагин (Владивосток, ДВГИ).

подобные породы слагают одиночную линзу на южном берегу оз. Кумдыколь (мощность 1,5-2 м, длина около 5 м). Они состоят (в мас.%) из кальцита + доломита (90-95), форстерита (1-3), флогопита (1-2) клинопироксена (1-3), графита, гистерогенного серпентина.

Для эклогитов характерны гетерогранобластовая, нематобластовая, диабластовая и нередко коронарная структуры. По особенностям минерального состава различаются гранат-омфацитовые и рутиловые (до 3-5 мас.% Ru) эклогиты. И. А. Ефимов [1968, 1976]; кроме этих разновидностей выделяются эклогиты с пироповым гранатом и флогопитом. Гранат имеет чаще всего зональное, реже однородное строение.

Таблица 17

Химический состав (в мас.%) клино- и ортопироксенов из эклогитов и эклогитоподобных пород кокчетавского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	44,62	51,72	51,00	52,39	50,18	52,82
TiO ₂	0,61	—	0,18	—	0,17	0,17
Al ₂ O ₃	12,30	0,90	6,88	3,80	8,48	4,18
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	10,27	8,77	10,50	8,13	16,47	9,73
MnO	0,11	0,10	—	—	—	—
MgO	17,21	13,43	9,50	11,65	12,48	11,55
CaO	12,68	24,10	19,08	20,27	12,45	18,33
Na ₂ O	1,88	—	2,99	2,38	0,47	2,43
K ₂ O	0,85	—	0,02	0,02	0,02	—
Сумма	100,53	99,02	100,15	98,64	100,72	99,21

Число катионов на 6 "O"

Si	1,591	1,951	1,880	1,951	1,876	1,965
Al ^{IV}	0,409	0,040	0,120	0,049	0,124	0,035
Al ^{VI}	0,108	—	0,179	0,118	0,250	0,148
Ti	0,016	—	0,005	—	0,005	0,005
Fe ³⁺	—	—	—	—	—	—
Mg	0,914	0,755	0,523	0,646	0,695	0,640
Fe ²⁺	0,306	0,277	0,324	0,253	0,515	0,302
Mn	0,003	0,003	—	—	—	—
Ca	0,484	0,974	0,754	0,809	0,499	0,730
Na	0,169	—	0,214	0,174	0,036	0,175
K	—	—	0,001	—	—	—
F	25,1	26,8	38,3	28,1	42,6	32,1
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,747	0,729	0,617	0,719	0,574	0,679
Ca/(Ca + Mg)	0,346	0,563	0,590	0,556	0,418	0,533

Компонентный состав, мол.%

Di	41,2	70,4	43,9	58,7	45,5	52,4
Jd	15,2	—	20,7	16,6	3,7	17,3
Hd	27,6	27,3	31,3	24,7	33,4	29,8
Ig	0,3	0,3	—	—	—	—
Ca-Fe ³⁺ минал	—	—	—	—	—	—
Ca-Ti минал	1,4	—	0,5	—	0,5	0,5
Ca-Al минал	14,3	2,0	3,6	—	16,9	—

Примечание. 1,3 — эклогиты (обр. БК-4 и БК-6); 2,4—11 — амфиболитизированные эклогиты (обр. БК-4/1, БК-8 — внутренняя часть зерна и кайма соответственно, БК-10, БК-13, БК-3, ЮП-2, 1600-27а и СТ-82-4); 12, 13 — гранат-клиногумитовая порода (12 — клинопироксен, 13 — ортопироксен; обр. ЮП-1); 14 — эклогит (среднее из 12

7	8	9	10	11	12	13	14
52,75	53,86	53,24	55,09	53,85	51,92	54,92	52,47
0,20	0,50	—	—	—	0,12	—	0,74
6,55	1,71	2,79	3,10	10,86	8,28	2,03	10,23
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3,04
9,64	16,03	12,79	10,12	3,71	3,68	8,93	4,97
—	—	0,05	0,07	—	—	—	0,09
9,75	12,75	16,32	17,29	9,22	20,83	33,30	9,39
17,66	10,91	13,47	12,55	14,00	12,70	0,22	15,30
3,30	2,27	0,31	0,27	7,01	0,96	—	3,61
—	1,15	0,04	0,15	—	0,10	—	0,19
99,85	99,18	99,01	98,64	98,65	98,59	99,40	100,03

Число катионов на 6 "O"

1,944	2,028	1,996	2,023	1,921	1,831	1,916	1,921
0,056	—	0,004	—	0,079	0,169	0,083	0,079
0,229	0,076	0,119	0,138	0,378	0,186	—	0,363
0,006	0,014	—	—	—	0,003	—	0,021
—	—	—	—	—	—	—	0,084
0,535	0,716	0,912	0,976	0,490	1,129	1,732	0,512
0,297	0,505	0,401	0,321	0,111	0,112	0,261	0,152
—	—	0,002	0,002	—	—	—	0,003
0,697	0,440	0,541	0,509	0,536	0,495	0,008	0,600
0,236	0,166	0,025	0,031	0,485	0,075	—	0,266
—	0,055	—	—	—	—	—	0,009
35,7	41,4	30,5	24,8	18,5	9,0	13,1	22,89
0,643	0,586	0,694	0,751	0,815	0,910	0,869	0,768
0,566	0,381	0,372	0,343	0,522	0,305	0,005	0,540

Компонентный состав, мол.%

44,9	36,8	51,2	57,6	44,0	67,7	—	42,8
23,3	13,9	2,6	3,2	45,3	7,4	—	27,5
29,3	47,9	41,0	33,4	10,7	11,1	—	15,8
—	—	0,2	0,2	—	—	—	0,3
—	—	—	—	—	—	—	0,3
0,6	1,4	—	—	—	0,3	—	2,2
1,9	—	5,0	5,6	—	13,5	—	2,7

анализов, по данным В.Г. Кушева, Д.П. Виноградова [1978] и др.); 9—13 — кол. Ю.П. Подкуйко, остальные образцы автора. Химический состав определялся на микрозонде JXA-5-A, аналитик В.И. Салин (Владивосток, ДВГИ).

Таблица 18

Химический состав (в мас.%) амфиболов из измененных эклогитов кокчетавского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	41,65	40,22	45,98	48,70	43,83	39,73
TiO ₂	0,71	1,18	0,59	1,51	1,06	1,61
Al ₂ O ₃	13,63	14,12	8,18	7,11	10,27	12,93
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	15,38	15,15	13,63	10,53	14,35	16,65
MnO	—	0,09	0,04	—	—	—
MgO	10,03	11,51	13,65	14,21	13,08	10,28
CaO	10,76	11,23	11,38	11,95	10,30	10,32
Na ₂ O	2,10	2,16	1,60	1,72	2,16	2,25
K ₂ O	1,86	0,25	0,13	0,43	0,50	1,83
H ₂ O	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Сумма	99,12	95,91	95,18	96,16	95,55	95,66
Число катионов на 22 "0"						
Si	6,291	5,970	6,807	7,178	6,458	6,050
Al ^{IV}	1,709	2,030	1,193	0,822	1,542	1,950
Al ^{VI}	0,718	0,441	0,235	0,414	0,242	0,368
Ti	0,081	0,132	0,066	0,167	0,118	0,185
Fe ³⁺	—	—	—	—	—	—
Mg	2,258	2,546	3,011	3,121	2,872	2,330
Fe ²⁺	1,943	1,881	1,688	1,298	1,768	2,117
Mn	—	0,012	0,005	—	—	—
Ca	1,742	1,787	1,805	1,887	1,626	1,681
Na	0,615	0,622	0,459	0,492	0,617	0,663
K	0,359	0,047	0,025	0,081	0,094	0,355
F	46,3	42,5	35,9	29,4	38,1	47,6
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,537	0,574	0,640	0,706	0,619	0,524
Ca/(Ca + Mg)	0,436	0,412	0,375	0,377	0,631	0,419

Примечание. 1 — эклогит (обр. БК-6); 2—13 — амфиболизованные эклогиты (обр. БК-7, БК-8, БК-9, БК-10, БК-13, БК-3, ЮП-2, 1600-27а — центр, внутренняя часть и край зерна зонального амфибола, СТ-82 — внутренняя зона и кайма зонального

Состав варьирует в следующих пределах: $Pyr_{19-33}Alm_{45-53}X$ \times $Spes_{0,9-1,1}(Gros + Andr)_{21-26}$. Сосуществующие с подобными гранатами клинопироксены отличаются переменным содержанием *Jd*-компонента — от 14 до 45 мол.% (в среднем 27,5); *F* варьирует от 19 до 38%. Наиболее железистые омфацинты (соответственно и гранаты) характерны для рутиловых эклогитов (более 3—5 мас.% Ru). В амфиболизованных и интенсивно окварцованных эклогитах клинопироксен отвечает диопсиду (0—7,4 мол.% *Jd*-компонента), а сосуществующий с ним гранат обогащается *Alm*-компонентом (содержание *Pyr*-компонента падает). Амфибол, как правило, является гистерогенным минералом (табл. 18). Он встречается с более железистым гранатом (менее 28—30 мол.% *Pyr*-компонента) и клинопироксеном геденбергит-диопсидового и существенно диопсидового ря-

	7	8	9	10	11	12	13	14
	43,96	47,48	43,69	46,08	47,14	45,04	46,18	46,51
	0,23	—	0,37	0,24	—	0,48	0,22	1,54
	12,98	10,30	13,35	11,06	10,31	14,74	13,80	12,52
	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	7,00
	12,58	12,28	10,97	9,17	9,40	8,34	8,11	8,89
	—	—	—	0,07	—	—	—	0,10
	12,10	14,31	14,20	15,67	15,64	14,52	14,94	9,76
	10,17	9,41	10,90	11,46	11,64	8,70	8,35	10,29
	2,65	1,89	1,76	1,17	1,11	3,96	3,12	1,76
	1,29	0,18	0,85	0,68	0,65	0,63	0,43	0,59
	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,78
	95,96	95,85	96,09	95,60	95,89	96,41	95,15	100,74
Число катионов на 22 "0"								
	6,495	6,767	6,308	6,632	6,774	6,407	6,549	6,146
	1,505	1,233	1,692	1,368	1,226	1,593	1,451	1,701
	0,756	0,498	0,580	0,508	0,521	0,879	0,855	0,249
	0,026	—	0,040	0,026	—	0,051	0,024	0,153
	—	—	—	—	—	—	—	0,696
	2,664	3,039	3,055	3,361	3,350	3,078	3,158	1,922
	1,554	1,463	1,325	1,104	1,129	0,992	0,962	0,982
	—	—	—	0,009	—	—	—	0,011
	1,610	1,437	1,687	1,768	1,793	1,326	1,269	1,457
	0,759	0,522	0,493	0,327	0,309	1,092	0,858	0,451
	0,243	0,033	0,156	0,125	0,119	0,115	0,078	0,100
	36,8	32,5	30,3	24,7	25,2	24,4	23,4	33,8
	0,632	0,675	0,697	0,751	0,748	0,756	0,766	0,659
	0,377	0,321	0,356	0,345	0,349	0,301	0,287	0,431

амфибола); 14 — эклогит (среднее из 11 анализов); 8—13 — кол. Ю. А. Подкуйко, остальные образцы автора. Анализы выполнены на микрозонде JXA-5A; аналитик В. И. Сапин (Владивосток, ДВГИ).

дов (*Jd*-компонента < 5—6 мол.%). Различают несколько разновидностей амфиболов. Амфиболы ранней стадии образуют псевдоморфозы по омфацинту и гранату (по содержанию 0,8—1,1 ф.е. Na — близки к баррузитам); в свою очередь, они замещаются амфиболами ряда роговой обманки (0,5—0,7 ф.е. Na). Железистость в этом направлении меняется от 23—32 до 43—46% (см. табл. 18). Плагиоклаз (7—22 мол.% *An*) в виде самостоятельной минеральной фазы появляется лишь в интенсивно измененных разновидностях эклогитов в парагенезисе с субкальциевым амфиболом, эпидотом, биотитом, мусковитом, клиногумитом и хлоритом. Химический состав гистерогенных минералов отражен в табл. 19, 20.

По химическому составу (табл. 21) эклогиты и их измененные разновидности трудно сопоставить с конкретными породами габбро-перидоти-

Таблица 19

Химический состав (в мас.%) плагиоклазов из измененных эклогитов кокчетавского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	62,27	63,24	62,42	62,99	62,84	67,08	66,50	62,68
Al ₂ O ₃	23,64	22,13	23,28	23,07	22,60	19,91	20,37	22,66
CaO	3,92	2,66	3,79	3,38	3,22	1,20	1,46	4,68
Na ₂ O	9,44	10,71	8,77	10,03	9,81	9,16	10,67	9,05
K ₂ O	0,47	0,38	0,08	0,15	0,31	2,16	0,04	0,14
Сумма	99,74	99,12	98,34	99,62	98,78	99,51	99,04	99,21
Число катионов на 8 "O"								
Si	2,749	2,788	2,811	2,776	2,796	2,985	2,948	2,795
Al	1,230	1,150	1,235	1,199	1,186	1,044	1,064	1,191
Ca	0,186	0,126	0,183	0,160	0,153	0,057	0,069	0,224
Na	0,808	0,915	0,766	0,857	0,847	0,791	0,917	0,782
K	0,027	0,021	0,005	0,008	0,018	0,123	0,002	0,008
Фазовый состав, мол.%								
<i>Ab</i>	79,2	86,1	80,3	83,6	83,2	81,4	92,8	77,1
<i>An</i>	18,2	11,9	19,2	15,6	15,0	5,9	7,0	22,1
<i>Or</i>	2,6	2,0	0,5	0,8	1,8	12,7	0,2	0,8
<i>Pb</i>	19	12	19	16	15	7	7	22

Примечание. 1–6 – эклогиты участка Кумдыколь (кол. автора, обр. БК-6, БК-7, БК-9, БК-10, БК-13 и БК-3); 7, 8 – эклогиты участка Сулу-Тюбе (кол. Ю. А. Подкуйко, обр. ЮП-2 и 1600-27 а). Анализы выполнены на микрозонде JXA-5 А. Аналитик В. И. Сапин, Владивосток (ДВГИ).

тового ряда; аномальные отклонения наблюдаются прежде всего в содержании Al₂O₃, ΣFe и MgO. По мнению В. Г. Кушева и Д. П. Виноградова [1978], они имеют метаморфогенную природу и образовались в условиях гранулитовой фации при $T = 600\text{--}800^\circ\text{C}$ и $P = 8,5\text{--}10$ кбар. Однако известны примеры совместного нахождения эклогитов и эклогитизированных диабазов [Ленных, 1977; Удовкина, 1985; и др.], которые противоречат подобному выводу. Нами проведены расчетные определения $P\text{--}T$ условий формирования эклогитовых парагенезисов с использованием геотермометра Эллиса и Грина [Ellis, Green, 1979] и геобарометра Ньютона и Перкинса [Newton, Perkins, 1982]; значения T при этом варьируют от 640–770 (для измененных эклогитов) до 830–875 $^\circ\text{C}$ (для неизмененных разновидностей); P варьирует соответственно от 11,7–12,4 до 17,9–18,2 кбар.

Макбальский комплекс приурочен к ядерной части одноименного поднятия западного фланга Терскей-Киргизской складчатой системы каледонид Северного Тянь-Шаня. В пределах Макбальского поднятия развиты метаморфиты позднего протерозоя, образующие ряд брахиформных куполовидных структур более мелкого ранга. Эклогиты располагаются среди кварцито-сланцев киргизской серии, которые по возрасту и составу сопоставимы с метаморфическими породами Уралтауского поднятия. Эклогиты этого комплекса залегают в виде дайкообразных и линзовидных тел, часто буди-

Таблица 20

Химический состав (в мас.%) эпидотов, биотита, клиногумита и хлорита из измененных эклогитов и эклогитоподобных пород кокчетавского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	38,43	37,62	36,84	34,84	29,32
TiO ₂	—	—	5,34	1,18	—
Al ₂ O ₃	31,96	31,92	15,06	—	19,20
FeO	1,65	1,77	15,40	11,87	4,15
MgO	—	0,04	13,01	46,97	32,57
CaO	24,00	23,82	0,08	—	—
Na ₂ O	—	—	0,24	—	—
K ₂ O	—	—	9,41	—	—
Сумма	96,04	95,17	95,38	94,86	85,24
Катионы					
Si	2,979	2,942	2,838	2,711	2,257
Al	2,920	2,942	1,368	—	1,743
Ti	—	—	0,309	0,069	—
Mg	—	0,005	1,493	5,447	3,736
Fe ²⁺	0,107	0,115	0,992	0,773	0,267
Ca	1,994	1,996	0,006	—	—
Na	—	—	0,036	—	—
K	—	—	0,925	—	—

Примечание. 1, 2 — эпидот из амфиболизированных эклогитов (обр. ЮП-2, 1600-27а), участок Кумдыколь; 3 — биотит из амфиболизированного эклогита (обр. БК-6), кол. автора, участок Кумдыколь; 4 — клиногумит из клиногумит-гранатовой породы (обр. ЮП-1); 5 — хлорит из этой же породы; 2, 4 и 5 — кол. Ю.А. Подкуйко, (участок Сулу-Тюбе). Анализы выполнены на микрозонде JXA-5А, аналитик В.И. Сапин (Владивосток, ДВГИ).

нированные и образующие серию цепочек (мощность тел от 0,5–3 м до 1 км, длина от первых метров до первых километров). В некоторых случаях мелкие линзы дисконформны по отношению к складчатым структурам вмещающих метаморфических пород.

В эклогитах повсеместно обнаруживаются продукты амфиболизации и кислотного выщелачивания. Вторичные минералы представлены амфиболом, известковисто-железистым гранатом, кварцем, мусковитом и хлоритом. Кварц-мусковитовые и кварц-гранат-мусковитовые сланцы образуют оторочки вокруг линз эклогитов. Эклогиты состоят из *Gr* (25–30 мас.%), *Omf* (40–45 мас.%), амфибола, рутила, кианита и других минералов в переменных количествах.

В неизмененных эклогитах гранат содержит до 35 *Pyr* и 16–21 мол.% Са-компонента [Медведева, 1961], в измененных — содержание *Pyr*-компонента снижается до 7 мол.%, а Са-компонента увеличивается до 25 мол.%. Клинопироксены содержат до 27 мол.% *Jd*-компонента, при изменении он замещается амфиболом и плагиоклазом. Из аксессуарных минералов характерны рутил, сфен (гистерогенный), апатит, циркон. Условия образования эклогитовых парагенезисов соответствуют $T = 500\text{--}550^\circ\text{C}$ и $P = 10\text{--}12$ кбар [Московченко, 1982].

Таблица 21

Химический состав (в мас.%) и основные петрохимические характеристики эглогитов кокчетавского комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,12	50,00	40,48	45,04	48,10	55,78
TiO ₂	1,93	1,38	1,53	0,76	1,82	0,53
Al ₂ O ₃	13,98	17,03	17,32	9,65	13,49	13,74
Fe ₂ O ₃	2,51	3,08	2,19	3,83	4,87	2,36
FeO	12,37	9,38	11,97	7,64	11,78	16,76
MnO	0,20	0,24	0,16	0,14	0,22	1,15
MgO	6,80	4,82	17,86	17,00	7,43	6,32
CaO	10,12	8,28	4,97	7,47	9,93	2,75
Na ₂ O	1,28	2,45	0,43	1,20	1,77	0,02
K ₂ O	0,21	0,96	0,11	0,40	0,44	0,10
P ₂ O ₅	0,15	0,23	0,08	0,06	0,06	0,04
CO ₃	0,30	0,36	0,23	0,30	0,07	Не опр.
SO ₃	0,05	0,05	0,05	Не опр.	0,10	"
Rb ₂ O	0,05	0,04	0,05	0,01	Не опр.	"
П.п.п.	2,02	2,23	3,00	6,93	0,20	"
Сумма	100,39	100,53	100,43	100,43	100,18	99,55
Нормативный состав по CIPW, мол.%						
<i>Or</i>	1,1	6,1	0,6	2,2	2,2	0,6
<i>Ab</i>	11,0	21,0	3,7	10,0	14,7	0,5
<i>An</i>	32,3	32,3	23,9	20,0	27,8	13,1
<i>Q</i>	4,4	3,6	—	—	2,2	26,4
<i>Fo</i>	—	—	13,5	10,4	—	—
<i>Fa</i>	—	—	6,1	2,7	—	—
<i>Wo</i>	7,1	2,2	—	6,9	8,7	—
<i>En</i>	17,0	11,9	25,2	27,5	18,5	15,7
<i>Fs</i>	17,6	12,8	10,2	6,3	15,0	29,9
<i>Cr</i>	—	—	7,7	—	—	8,7
<i>Ap</i>	0,3	0,3	0,03	0,3	0,2	0,2
<i>Prt</i>	3,6	2,7	2,9	1,5	3,5	1,1
<i>Mt</i>	3,7	4,4	3,2	5,6	6,9	3,5
Петрохимические характеристики						
K ₂ O/Na ₂ O	0,16	0,39	0,26	0,33	0,25	5,0
<i>MI</i>	68,9	72,5	44,5	40,6	69,4	76,2
<i>ΦИ</i>	12,8	29,2	9,8	17,6	18,2	4,2
<i>Si</i>	29,1	23,0	54,6	56,3	28,0	23,7
<i>ДИ</i>	5,5	9,7	0,6	2,2	4,4	27,0
<i>КИ</i>	49,3	44,2	62,6	57,9	46,3	28,8
<i>ЦИ</i>	49,0	34,0	68,8	60,9	52,8	59,1

Примечание. 1-4 — эглогиты с участка Кумдыколь (обр. БК-6, БК-9, БК-10, БК-13; кол. автора); 5 — эглогиты кокчетавского комплекса (среднее из 86 анализов: [И.А. Ефимов, 1961; Трусова, 1960; Розен, 1975; Алексеев, 1975; Кушев и Виноградов, 1978] и автор); 6 — гранатиты (среднее из 4 анализов; [Розен, 1975]).

Гранат-глаукофановые ассоциации развиваются по эклогитам и вне связи с последними не встречаются [Добрецов, Н.В. Соболев, 1970; Добрецов, 1974; Бакиров, 1978]. Наблюдаются постепенные переходы от эклогитов через эклогит-глаукофановые сланцы и глаукофансодержащие гранатовые амфиболиты до гранат-глаукофанслюдяных сланцев. В эклогит-глаукофановых сланцах, по данным Н.Л. Добрецова [1974], гранат характеризуется переменной железистостью ($N = 1,790-1,813$), зеленый омфацит (хлормеланит) имеет относительно высокую железистость; глаукофан образует крупные призмы, а также каемки вокруг омфацита и псевдоморфозы по нему ($F = 43,4\%$; $-2V = 29-31^\circ$; $N_g = 1,634-1,640$; $N_p = 1,612-1,617$); из аксессуарных минералов встречаются рутил, апатит, циркон, ильменит. Глаукофан, в свою очередь, замещается зеленовато-синим "субглаукофаном" ($-2V = 70-79^\circ$; $N_g = 1,648-1,654$; $N_p = 1,626-1,631$) или сине-зеленой роговой обманкой ($N_g = 1,670$).

Актуозский комплекс приурочен к глубокометаморфизованным метаморфитам одноименного блока в складчатой системе каледонид Северного Тянь-Шаня. Метаморфиты представлены в основном кислыми гнейсами актуозской свиты, метаморфизованными в условиях кианитовой субфации амфиболитовой фации. Вместе с эклогитовыми телами метаморфиты претерпели сложные полиметаморфические преобразования [Ефимов, 1964, 1972; Добрецов, 1974; Бакиров, 1978; Московченко, 1982; Удовкина, 1985; и др.]. В гнейсах наблюдаются будинированные линзы и дайкообразные тела эклогитов. Эклогитовые парагенезисы сохранились как реликты в осевых частях крупных будин гранатовых амфиболитов, которые образуют параллельные цепочки; последние имеют мощность от нескольких сантиметров до 6 м при длине от первых десятков сантиметров до 12-15 м. Гранатовые амфиболиты - продукты преобразования эклогитов - замещаются ассоциацией с более железистым гранатом, актинолитом, дозитом, мусковитом, альбитом и другими минералами. В зонах разломов с будинами измененных эклогитов иногда встречаются линзы серпентинитов [Удовкина, 1985]; генетическая связь между ними не установлена.

Условия образования эклогитов И.А. Ефимовым [1972], А.Б. Бакировым [1978] и Н.И. Московченко [1982] оцениваются: по методу Л.Л. Перчука [1970] - $P = 11-12$ кбар и $T = 500-550^\circ\text{C}$, по методу Эллиса и Грина [1979] - $P = 12-13$ кбар и $T = 600-620^\circ\text{C}$. По данным Н.Г. Удовкиной [1985], гранаты в эклогитах характеризуются относительно высокой железистостью ($F = 76-85\%$) и следующим компонентным составом: $\text{Pyr}_{11-18}\text{Alm}_{58-62}\text{Spes}_{0,3-1,7}$ ($\text{Gros} + \text{Andr}$) $_{25-29}$; клинопироксены представлены разновидностями от омфацита до хлормеланита, содержат 12-35 мол.% Jd -компонента, умеренно железистые ($F = 34-43\%$). Ее расчеты с использованием геотермометра Эллиса и Грина [Ellis, Green, 1979] дали другие значения температур ($700-840^\circ\text{C}$).

Радиологический возраст метаморфитов актуозской свиты: α -Pb-методом А.А. Краснобаевым получены даты 2780 ± 300 и 1820 ± 180 млн лет [Бакиров, 1978], а изохронным U-Pb-методом - 1250 млн лет [Найдепов и др., 1981].

В пределах Южно-Тяньшаньской области изучены три высокобарических комплекса: хорогский и ваханский расположены в метаморфических комплексах Юго-Западной Памира, атбашинский — среди древнейших метаморфических толщ Южного Тянь-Шаня. В структурном отношении комплексы приурочены к крайней юго-западной части Урало-Монгольского подвижного пояса.

Хорогский комплекс Юго-Западного Памира включает эклогитоподобные породы, эклогитовые кристаллические сланцы и гранатосодержащие гипербазиты, пространственно и генетически связанные с одноименным гипербазитовым комплексом. Последний приурочен к шовной зоне, разделяющей метаморфиты двух серий — горанской (ядро и периферия субмеридиональной купольной структуры) и шахдаринской (субширотные складчатые структуры). Гипербазиты образуют конформные пластообразные и линзовидные тела (их мощность варьирует от долей метра до нескольких десятков метров), часто сгруппированные в цепочки, с широким проявлением будинажа. Среди гипербазитов преобладают пироксениты, плагиоклазовые и амфиболовые перидотиты, лерцолиты, габбро-нориты и оливиновые габбро-нориты. Оливин, бронзит, клинопироксен, шпинель и плагиоклаз замещаются амфиболом и гранатом. Для измененных разностей характерны венцовые (друзитовые), коррозионные и бластокактастические структуры. Контакты с вмещающими метаморфитами резкие. Вмещающие метаморфиты представлены гранат-амфиболовыми и гранат-амфибол-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами с редкими прослоями чарнокитов, двупироксен-амфиболовых и гранат-двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев и гранат-кианит-биотитовых гнейсов.

Для эклогитоподобных пород и эклогитовых кристаллических сланцев с оторочкой из гранатовых амфиболитов характерны будинированные пластообразные залежи, цепочки кулисообразно расположенных линз и одиночные линзы, реже секущие дайкообразные тела (мощность менее 12–15 м, протяженность не превышает первых сотен метров).

Среди эклогитоподобных пород К.Т. Будановой [1976] выделены две группы, которые различаются между собой количественными соотношениями и составом минералов: 1) породы, развивающиеся по метагипербазитам и приближающиеся по химизму к породам куагашского комплекса; 2) породы, не имеющие видимой связи с метагипербазитами, по химизму соответствующие базальтоидам. Породы первой группы обычно приурочены к периферии и реже к внутренним частям метагипербазитовых тел. Они образуют в последних линзообразные и шлировидные тела с неровными контурами и характеризуются наличием исходных магматических структур. В эту группу входит широкая гамма пород — от друзитов до гранатовых и гранат-клинопироксеновых амфиболитов. Аксессуарные минералы представлены сфеном, рутилом, ильменитом, апатитом и магнетитом. Клинопироксены поздней генерации образуют каймы вокруг исходных клино- и ортопироксенов, реже самостоятельные ксеноморфные зерна; $N_g = 1,702$; $N_p = 1,678$; $2V = 62^\circ$, по составу отвечают диопсиду с незначительной примесью жадеита. Бледно-розовый гранат с $N = 1,760$ имеет сле-

дующий компонентный состав: $\text{Pyr}_{42}\text{Alm}_{42}\text{Spes}_{1,5}\text{Gros}_{15}$. Амфибол по составу относится к роговым обманкам ($F = 20\%$), плагиоклаз (An_{30-45}) часто образует самостоятельные ксеноморфные зерна, реже каемки вокруг граната.

Эклогитоподобные породы второй группы обычно приурочены к осевой части линз гранатовых амфиболитов, реже образуют секущие дайкообразные и жилообразные тела. Они состоят (в мас. %) из $\text{CPx} - 20$, $\text{Gr} - 17$, $\text{Am} - 40-41$, $\text{Pl} - 15-16$, $\text{Q} - 3-4$, рутила, сфена и магнетита. Клиношироксен, образующий симплектитовые сростания с плагиоклазом, содержит (в мол. %): 6Jd и 60Di , $F = 30\%$. Состав граната: Pyr_{9-34} ($\text{Gros} + \text{Andr}$) $_{30-35}$, $F = 64-87\%$. Амфиболы характеризуются повышенной щелочностью и относятся к ряду роговая обманка-паргасит. Охарактеризованные парагенезисы сформировались при $P = 8-12$ кбар, $T = 700-900^\circ\text{C}$ [Буданова, 1976].

Ваханский комплекс эклогитов приурочен к метаморфическим толщам Бадахшанского массива, который отделен от других структур Юго-Западного Памира Южно-Памирским, Мац-Кокбайским и Гунт-Аличурским разломами [Московченко, 1982]. Метаморфиты образовались при метаморфизме вулканогенно-осадочных образований, имеющих возраст 2700 млн лет [Хорева, Блюман, 1974]. В низах разреза наблюдаются в основном слабодифференцированные гнейсы с подчиненным количеством высокомагнезиальных мраморов. Выше располагается толща разнообразных по составу (от основных до высокоглиноземистых) гнейсов и кристаллических сланцев, кварцитов, мраморов и кальцифиров. Для эклогитов характерны парагенезисы с гранатом (>30 мол. % Pyr -компонента), омфацитом, кварцем и альбитом, которые замещаются актинолитовым амфиболом, более основным плагиоклазом, цоизитом. Эти парагенезисы определяют условия раннего метаморфизма, протекающего при $P = 11-12$ кбар и $T = 700-750^\circ\text{C}$ [Московченко, 1982]. Высокобарический метаморфизм проявился локально вдоль Даршайской зоны разлома, с которой связано формирование хорогского офиолитового комплекса, включающего кварцевые и оливинные толенты, пикриты и продукты известковисто-щелочных магм [Московченко, 1982]. Становление комплекса происходило синхронно со складчатыми деформациями в условиях тангенциального сжатия.

Атбашинский комплекс эклогит-глаукофановых пород в составе одноименной свиты Атбашинского хребта представляет древнейшие образования складчатой области герцинид Южного Тянь-Шаня с возрастом 1100 млн лет [Бакиров, 1978]. Комплекс в разное время изучался И.А. Ефимовым [1964], Н.Л. Добрецовым [1974], А.Б. Бакировым [1978], Н.И. Московченко [1982], Н.Г. Удовкиной [1985] и др. В структурном отношении полиметаморфические высокобарические ассоциации приурочены к зоне глубинного разлома в южном окончании Урало-Тяньшаньского линеамента Урало-Монгольского подвижного пояса, что предопределило в основных чертах их специфику. В зоне глубинного разлома встречаются тела гипербазитов, которые совместно с вмещающими метаморфитами атбашинской свиты, включающими конформные линзовидные и дайкообразные тела эклогитов, подвергнуты сложным полиметаморфическим преобразованиям — глаукофанизации, зеленосланцевому диафторезу.

зу и средне- и низкотемпературному метасоматозу. Исходные метаморфиты атбашинской свиты представлены различными гнейсами, кристаллическими сланцами и мраморами.

Эклогиты приурочены к толщам кварц-слюдяных сланцев и гнейсов. Для них характерны будинированные линзовидные и дайкообразные тела мощностью от нескольких сантиметров до 5 метров и протяженностью от первых метров до 20 м. Будины часто со скорлуповатой отдельностью и четкой метаморфической зональностью. Наружные оторочки обычно представлены глаукофанизированными эклогитами. Гранат замещается хлормеланитом, слюдой (фенгитом), глаукофаном и карбонатом, клинопироксен последовательно хлормеланитом, глаукофаном, сине-зеленой роговой обманкой. Гранат из эклогитового парагенезиса, по данным А.Б. Бакирова [1978], содержит (в мол.%) 18–20 *Pyr* и 20 *Gros*, количество *Jd*-компонента в клинопироксенах от 35 до 50 мол.%. В некоторых парагенезисах с гранатом и омфацитом сосуществует кианит. В глаукофанизированных разновидностях в гранатах заметно снижается содержание *Pyr* (до 9–11 мол.%) и увеличивается количество Са-компонента (до 29 мол.%). Амфиболизация, как правило, сопровождается интенсивным окварцеванием пород вплоть до появления слюдисто-кварцевых сланцев и кварцитов.

Гранат-глаукофановые массивные породы описаны А.Б. Бакировым [1964] и Н.Л. Добрецовым [1974] в юго-восточной и юго-западной частях Атбашинского хребта как производные по эклогитам. Они состоят из граната, бледноокрашенного глаукофана, рутила, клиноцоизита и вторичных минералов — сфена, альбита, хлорита и кварца. Глаукофановые сланцы встречаются в юго-западной части структуры среди слюдяно-кварцевых сланцев и карбонатных пород. По мнению Н.Л. Добрецова [1974], глаукофановые сланцы образовались за счет метабазитовых сланцев в результате натриевого метасоматоза, хотя вопрос о происхождении растворов, обогащенных Na_2O , остается открытым. Кроме глаукофановых сланцев, известны находки карбонатсодержащих глаукофановых сланцев, в которых глаукофан в ассоциации с эпидотом, сфеном и гранатом (без альбита) включен в кальцит- или кварц-мусковит-альбитовую ассоциацию. Подобные ассоциации могли образоваться при метаморфизме мергелистых осадков [Добрецов, 1974; Московченко, 1982].

Глаукофансланцевые парагенезисы описаны Н.Л. Добрецовым [1974] также и в западной части Канско-Атбашинского глубинного разлома (участок Джульбарс-Сай и район Канской серпентинитовой полосы), и в пределах Западного Узбекистана, где они приурочены к трем офиолитовым поясам — Тубаберген-Маджерумскому, Кокпатас-Таскубумскому и Бешмазар-Катармайскому. Кроме глаукофана, в этих сланцах отмечается винчит. Отрывочные сведения имеются о глаукофановых сланцах Зеравшанского хребта и Зирабулак-Зиаэтдинских гор [Добрецов, 1974].

ИРТЫШКО-ЗАЙСАНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Сведения о высокобарических ассоциациях в пределах Иртышко-Зайсанской складчатой области практически отсутствуют. К настоящему времени имеется информация лишь по жадеитам и жадеитовым сланцам в районе месторождения жадеита в Северном Прибалхашье [Москалева,

1962; Добрецов, Пономарева, 1965; Добрецов, 1984]. Все тела жадеитов в Прибалхашье сосредоточены в пределах Кентерлауского гипербазитового массива, поэтому комплекс высокобарических ассоциаций назван здесь кентерлауским.

Гипербазитовый массив представляет собой конформную пластовую интрузию в яшмо-порфиритовой толще нижнего палеозоя; длина его 36 км, ширина варьирует от десятков метров (пережимы в результате буднирования) до 1,5 км. Породы массива интенсивно серпентинизированы; сохранились редкие участки исходных гарцбургитов. В пределах массива широко развиты гранитоиды и связанные с ними метасоматиты — альбититы, кварц-альбитовые, альбит-амфиболовые, амфиболовые, гранат-амфиболовые, жадеит-альбитовые породы и мономинеральные жадеититы. Метасоматиты, включая и жадеититы, группируются в виде линейных цепочек и зон, приуроченных к осевой части гипербазитового массива; в пределах последнего известно более 20 пространственно сопряженных тел жадеитов и альбитовых жадеитов (их размеры от 5×1 до 60×15 м).

Характер метасоматической зональности изучен В.Н. Москалевой [1962], она выделяет два типа: 1) мономинеральные жадеитовые породы слагают почти целиком тело, и только по периферии наблюдается кайма амфиболовых и амфибол-хлоритовых пород; 2) в осевой части тела — кварцевая и кварц-альбитовая порода, ближе к периферии — жадеит-альбит-амфиболовая порода, которая сменяется амфиболовой и вермикулитовой оторочками (мощность последней до 2—3 м). Наряду с чистым жадеитом (до 90—92 мол.% *Jd*-компонента) встречаются разновидности, обогащенные диопсидовым и акмитовым компонентами. В зеленых разновидностях этого минерала содержится 0,3—0,5 мас.% Cr_2O_3 . Кварц и жадеит являются антагонистами и не встречаются в пределах одной метасоматической зоны.

АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

По особенностям проявления высокобарического метаморфизма Алтае-Саянская складчатая область сопоставляется с Северным и Полярным Уралом. Высокобарические ассоциации здесь также пространственно и генетически связаны с поясами и крупными линейными телами гипербазитов. Среди высокобарических пород резко преобладают глаукофановые сланцы, реже встречаются жадеитовые породы; эклогиты и гранатовые амфиболиты известны как ксенолиты в серпентинитовых массивах. К настоящему времени детально изучены четыре комплекса: чарский глаукофансланцевый с ксенолитами эклогитов и гранатовых амфиболитов, борусский жадеитовых пород и глаукофансланцевые куртушубинский и теректинский [Добрецов, 1974].

Чарский глаукофансланцевый комплекс (с блоками эклогитов и гранатовых амфиболитов) связан с одноименным гипербазитовым поясом, приуроченным к герцинидам Зайсанской складчатой системы. Гипербазиты представлены серпентинитами с мощной корой выветривания типа бирбиритов. Вмещающими породами являются эффузивно-осадочные толщи (D). В центральной части пояса Н.Л. Добрецовым [1974] изучены блоки метаморфических пород в серпентинитах и вдоль тектонического контакта с нижнекаменноугольными отложениями, а также блоки метаморфизованных

сланцев в подошве гипербазитового массива. Последние представлены кремнистыми сланцами, переходящими в слюдяные сланцы и кварциты. В разрезе блоков, включенных в серпентиниты, встречаются известняки, кремнистые породы, метаэффузивы основного состава, различные по составу сланцы, кварциты, гранатовые амфиболиты и эклогиты. По мнению Н.Л. Добрецова [1974], эти породы характеризуют состав фундамента Зайсанской складчатой системы.

Среди метаморфических пород встречены ассоциации с глаукофаном, натриевым амфиболом (ряд актинолит–рибекит), мусковитом, альбитом, хлоритом, сфеном, ставролитом и гранатом. Гранат из глаукофаносодержащих пород отличается высоким содержанием (в мол.%) альмандинна – до 70, умеренным гроссуляра – до 20 и пирропа – до 10.

Гранатовые амфиболиты слагают округлые и линзовидные тела до 300 м в поперечнике. В одном из таких тел Н.Л. Добрецовым [1974] обнаружены реликты эклогита, состоящего из клинопироксена ($N_g = 1,706$; $2V = 82^\circ$; $c : N_g = 49^\circ$), граната ($N = 1,795$; $\alpha = 11,587 \text{ \AA}$; $F = 85\%$) и рутила. В гранатовых амфиболитах клинопироксен полностью вытесняется роговой обманкой, цоизитом и сфеном. В последующие стадии метасоматических преобразований появляется слюда (типа фенгита), актинолит и глаукофан, при этом исчезает полностью гранат.

В окрестностях пос. Георгиевка, на водоразделе рек Борщевулак–Каида Е.Д. Василевская и А.П. Казак [1971] описывают блоки размером $1 \times 2,5$ км среди фаунистически охарактеризованных известняков, эффузивов и кремнистых сланцев (D). В этих блоках обнажаются сланцы с натриевым амфиболом, альбитом, эпидотом, глаукофаном, лавсонитом, стильпно-меланом и гранатом. Среди них преобладают глаукофановые сланцы и амфиболиты. Глаукофаны окрашены в синий цвет по N_g (показатели преломления $N_g = 1,642\text{--}1,658$; $N_p = 1,620$; $c : N_g = 8\text{--}10^\circ$; состав граната: $Py_{57}Alm_{26}Spes_8$ (Gros + Andr)₁₉).

Значения радиологического возраста эклогитов и гранатовых амфиболитов – 545–477 млн лет ($V\text{--}\epsilon_1$), метаморфических сланцев – 474–314 млн лет. В последних обнаружена фауна силурийского возраста [Василевская, Казак, 1971; Добрецов, 1974].

Теректинский комплекс приурочен к одноименному горсту. Он представлен глаукофановыми сланцами, которые сопряжены с метабазами уймонской свиты, залегающей в основании теректинской серии протерозоя [Добрецов, 1974]. Глаукофановые сланцы образуют маломощные (до 0,5 м) прослои и линзы. Характерны следующие парагенезисы: $Gl + Act$ (винчит) + $Stp + Q$, Am (кроссит) + $Stp + Cc$, $Gl + Stp$, Act (винчит) + $Stp \pm Q$, $Gl + Cc$. Кроме отмеченных минералов встречаются альбит, мусковит, сфен и клиноцоизит.

Кургушубинский комплекс глаукофансланцевых пород приурочен к метаморфитам предположительно рифейского возраста [Добрецов, 1974; Добрецов и др., 1977] в зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома. В разрезе по р. Аккол наблюдаются следующие парагенезисы: $Gl + Ab + Law + \pm Stp \pm Sf \pm Pum$, $Gl + Ab + Act$ (винчит) + $Law + Cc + Ms + Stp + Sf$, $Gl + Ab + Act + Ep + Chl + Stp + Sf + Pum$. Кроме того, найдены лавсонит-актинолитовые и лавсонит-пумпеллиит-эпидотовые сланцы без глаукофана; Na–Fe-амфибол типа кроссита обнаружен только в эпидот-кальцит-

альбитовых сланцах. Вмещающие метаморфиты характеризуются наличием таких минералов, как альбит, актинолит, эпидот, мусковит, стильпномелан, кварц, гранат и пумпеллит. Лавсонит образует крупные лейсты с прямоугольно-квадратными сечениями ($N_g = 1,684$; $N_g N_p = 0,020$; $2V = 82-84^\circ$). Пумпеллит встречается в виде радиально-лучистых агрегатов с аномальной интерференционной окраской. Среди глаукофановых сланцев обнаружен жадеитсодержащий пироксен-хлормеланит, обрастающий реликтовый авгит. Гранаты в зеленых сланцах отличаются высоким содержанием *Spes*-компонента.

Борусский комплекс жадеитовых и жадеит-глаукофановых пород ассоциирует с гипербазитами хр. Борусс в Западном Саяне. В районе рек Кашутка и Кантегир и в водораздельной части хр. Борусс Н.Л. Добрецовым [1963, 1964, 1984] изучены пояса офиолитов и зоны меланжа, приуроченные к их подошве и представленные глыбами и блоками различной величины вмещающих метаморфитов и экзотических пород, "цементированных" серпентинитовыми сланцами. В одной из таких зон в подошве главного офиолитового тела и внутри него встречены глыбы и блоки жадеитов, альбититов, гранатовых амфиболитов, амфиболитов и амфиболовых сланцев, кварцитов, слюдяных сланцев и кварцевых пород.

Жадеититы крупнозернистые, в них зональный жадеит замещается альбитом, канкринитом, фенгитом и анальцимом. Самое крупное тело размером 100×50 м имеет округлую форму и сложено диопсид-жадеитом без характерных амфиболовых оторочек, которые часто встречаются в других телах жадеититов, подвергнутых, как правило, интенсивной альбитизации. Отмечаются также линзовидные тела мелкозернистых альбититов с натриевым амфиболом типа магнезиорибекита или кроссита. В слюдитях и слюдяных оторочках светлая слюда представлена фенгитом.

Гранатовые амфиболиты образуют округлые и изометричные тела от 5 до 20 м в поперечнике. Гранат *Gros-Andr*-ряда ассоциирует с *Jd*-клинопироксеном, натриевым амфиболом, анальцимом и натролитом. Образование этих минералов происходило в несколько этапов. Высокобарические породы борусского типа образуются в следующих *P-T* условиях: альбит-жадеитовые породы $P = 8-10$ кбар, $T = 400-500^\circ\text{C}$, жадеититы — $P = 10-11$ кбар, $T = 600^\circ\text{C}$ [Добрецов и др., 1977].

БАЙКАЛО-ВИТИМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Первая информация о наличии эклогитоподобных пород в метаморфитах ольхонской серии (Западное Прибайкалье) принадлежит Н.А. Божко и Л.И. Деминой [1973]. В последние годы появляются обширные сведения о наличии эклогитовых и эклогитоподобных парагенезисов в гнейсовых и офиолитовых комплексах Муйской глыбы Северного Прибайкалья [Габов, Картавченко, 1984; Габов и др., 1984; Ащепков, 1984; Кушев, Габов, 1984; и др.]. По материалам этих исследователей и автора приводится характеристика высокобарических комплексов — ольхонского, муйского и котокельского.

Ольхонский комплекс эклогитоподобных пород приурочен к метаморфитам одноименной серии Байкальской складчатой системы в районе урочища Улан-Харгана и пос. Черноруд (Западное Прибайкалье). Среди мрам-

мором, кварцитов, амфиболитов, двушироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев тажеранской свиты наблюдаются цепочки изолированных тел базит-гипербазитового состава с линзами эклогитоподобных пород. Наиболее крупное из них (до $1,5 \times 0,7$ км) обнажается юго-западнее урочища Улан-Харгана. Оно сложено шпинелевыми пироксенитами и метаморфизованными габброидами. Меньшее по размерам тело ($0,8 \times 0,3$ км) расположено северо-западнее пос. Черноруд. Чаше наблюдаются линзовидные и эллипсоидальные будинированные тела шириной от 0,5 до 7–8 м и протяженностью от первых метров до 70 м, зажатые в толщах кварцитов, мраморов и гнейсов. Вблизи относительно крупных будин Н.А. Божко и Л.И. Деминой [1973] описываются структуры типа меланжа. Это самые разнообразные по форме и размеру агломераты из глыб, валунов, обломков и галек различных по составу пород, расположенных хаотично и сцементированных материалом вмещающих метаморфитов. Они представлены безоливиновыми, реже оливиновыми вебстеритами, кортландитами, арижитами, амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, клинопироксенитами (иногда с гранатом), гранат-клинопироксеновыми (\pm ортопироксен) и гранат-клинопироксен-плаггиоклазовыми породами; кроме того, встречаются габбро, габбро-нориты, габбро-пироксениты и их метаморфизованные аналоги. Для клинопироксенов из эклогитоподобных ассоциаций $N_g = 1,706$, $N_p = 1,675$, $2V = 61-63$, $c : N_g = 39$; ортопироксен-бронзит $c - 2V = 81-83^\circ$, $c : N_g = 0-2^\circ$, $N_g = 1,689$, $N_p = 1,678$; оливин $c - 2V = 83^\circ$ (28 мол.% Fa); шпинель $c - N = 1,778$; плаггиоклаз $c - N_g = 1,577$, $N_p = 1,567$, содержит 78–80 мол.% An. Состав граната: $Py_{29-46}Alm_{32-42}$, $Spes_{2-3} \times X$ ($Gros + Andr$) $_{12-26}$. Связь эклогитоподобных пород с полосчатым габбро-гипербазитовым комплексом и дислокациями надвигового характера здесь несомненна [Божко, Демина, 1973].

Муйский комплекс эклогитов и эклогитоподобных пород приурочен к метаморфическим толщам Северо-Муйской глыбы, находящейся внутри Байкало-Муйского офиолитового пояса [Добрецов, 1981]. В составе эклогит-гнейсовой формации эклогиты и эклогитоподобные породы также известны в западном продолжении этого пояса, в бассейне р. Холодной (северное окончание оз. Байкал), где они слагают более мелкие блоки или чешуи. Вмещающие породы представлены глубокометаморфизованными толщами муйской серии предположительно архейского возраста — биотитовыми, гранат-биотитовыми, биотит-роговообманковыми, гранат-диопсидовыми, гранат-роговообманковыми, диопсид-роговообманковыми гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями и линзами мраморов и амфиболитов.

Эклогиты и эклогитоподобные породы обнажаются в бассейне ручья Спокойного в виде цепочек линзовидных будинированных тел среди переслаивающихся гранат-сланцевых и двуслюдяных сланцев и гранат-биотит-микроклиновых гнейсов. Среди метаморфитов наблюдаются зоны какталаза и складки волочения, к которым приурочены дайкообразные тела (мощность от 5–10 см до первых метров) основного состава, преобразованные в гранатовые амфиболиты и амфиболиты с вкрапленностью сульфидов. Линзы и будинированные тела эклогитов среди дислоцированных гнейсо-сланцевых толщ по периферии рассланцованы и превращены в гранатовые и гранат-сланцевые амфиболиты. По трещинкам в будинах

и межбудинных пространствах наблюдаются зонки и оторочки слюдитов и кварц-слюдяных метасоматитов с рутилом. Размеры линз и будин варьируют от 0,5–5 до 10–12 м в поперечнике и от 5–10 до 50 м. Одно из наиболее крупных тел имеет параметры 800×100 м.

Эклогиты содержат (в мас.%) гранат (35–40), клинопироксен (40–60), кварц (2–10), рутил (0,1–4), амфибол (0–5), цоизит (0–10), слюда (0–2). Гранат характеризуется большим идиоморфизмом по сравнению с зернами клинопироксена; по данным Н.Ф. Габова и др. [1984], он имеет состав (в мол.%): 13–21 *Pyr* и 20–31 кальциевого компонента. Клинопироксены относятся к омфацитовому ряду (24–37 мол.% *Jd*-компонента). Амфибол образует с плагиоклазом симплектитовые структуры и каймы вокруг исходных клинопироксена и граната; по составу он относится к промежуточному кроссит-глаукофановому ряду с содержанием Na_2O до 4–5 мас.%. Рутил обычно замещается сфеном.

Гранатовые амфиболиты образуются в результате регрессивных изменений эклогитов и, в свою очередь, замещаются гранат-амфиболовыми и далее амфибол-слюдяными сланцами, которые часты в оторочках будин. Процесс амфиболлизации стадийный – от образования симплектитовых кайм совместно с кислым плагиоклазом вокруг клинопироксена до однородных зерен амфибола, образующих участки анхимономинерального состава, шпирь, линзы и т.д. Амфибол ранней генерации, развивающийся по омфациту, обогащен Na_2O (соответствует кросситу и кроссит-глаукофану); амфибол второй генерации (вместе с плагиоклазом) образует симплектитовые каймы и относится к субкальциевому типу; амфибол поздней генерации встречается в виде крупных порфиробластов и относится к группе обыкновенных роговых обманок.

Эклогитовые парагенезисы формировались при $T = 650^\circ\text{C}$ и $P = 10$ кбар, а гранатовых амфиболитов (на регрессивном этапе) – при $T = 550–600^\circ\text{C}$ и $P = 4–5$ кбар [Габов и др., 1984].

Кроме эклогитов Муйской глыбы, Н.Ф. Габовым с соавт. [1984] и Н.Л. Добрецовым [1983] изучались эклогитоподобные породы Северного Прибайкалья и западной части Байкало-Муйского офиолитового пояса, которые пространственно и, по-видимому, генетически связаны с метаморфизованными олистостромными образованиями и прослеживаются вдоль офиолитового пояса (от с. Байкальского до Чайского массива). Эклогитоподобные породы характеризуются двумя типами парагенезисов – с плагиоклазом и без него. Клинопироксен в первом случае относится к салиту, во втором – к омфациту, обедненному *Jd*-компонентом (до 10 мол.%). Приуроченность эклогитов эклогитоподобных пород к подошвам крупных надвиговых структур, по мнению этих авторов, позволяет считать их отторженцами более глубинных толщ. Геолого-структурная позиция и особенности внутреннего состава офиолитов Байкало-Муйского пояса позволяют сопоставить их с офиолитами Красного моря.

Котокельский комплекс эклогитоподобных пород приурочен к одноименному офиолитовому комплексу на восточном берегу оз. Байкал, в окрестностях пос. Турка, и включает друзитовые эклогиты и гранатовые амфиболиты. Наблюдения по восточному берегу оз. Байкал (руководитель Н.Л. Добрецов) проводились с участием автора в 1983 г. При осмотре обнажений (карьеры, расчистки) вдоль дороги между поселками Турка и

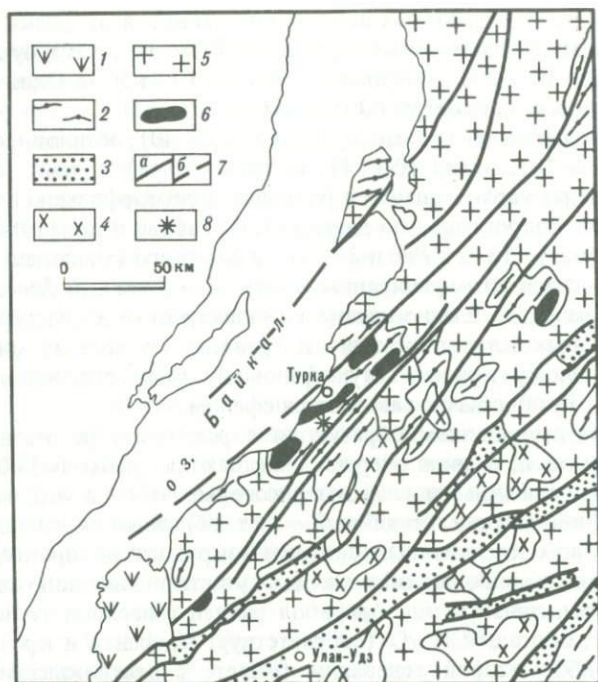


Рис. 10. Взаимосвязь эклогитоподобных пород котокельского комплекса с линейными телами габброидов офиолитовой серии в восточной части оз. Байкал (с использованием геологической карты Евразии м-ба 1 : 5 000 000, 1972)

1 — четвертичные отложения; 2 — метаморфиты офиолитовой серии (AR_2); 3 — терригенные отложения (MZ), выполняющие линейные грабены (J_2-K_1); 4 — сиениты (PZ_3); 5 — граниты, гнейсо-граниты (AR_2-PR_1); 6 — тела габброидов офиолитовой серии (AR_2-PR_1); 7 — разломы достоверные (а) и предполагаемые (б); 8 — участок Котокель

Исток изучена зона эклогитоподобных пород (рис. 10). Здесь полосчатый комплекс представлен серией вытянутых в северо-восточном направлении (вдоль Котокельской зоны разлома) тел габброидов с четко выраженной расслоенностью: в осевой части наблюдаются нориты, габбро-нориты, ближе к периферии — полосчатые амфиболитовые и клинопироксен-амфиболовые габбро, в эндоконтактной зоне — полосчатые амфиболовые габбро-нориты и диориты.

Друзитовые эклогитоподобные породы (друзит-эклогиты по Н.Г. Удовкиной [1971, 1985]) приурочены к осевой части массива, которая сложена неотчетливо полосчатыми норитами и габбро-норитами с габбровой и габбро-офиолитовой структурой. Они залегают в виде линз, шширов и желваков (мощность от 3–5 см до 3,5–5 м), образуя постепенные контакты с вмещающими габброидами, поэтому можно проследить все стадии изменения. Начальная стадия эклогитизации характеризуется появлением коронарных или келифитовых каемок клинопироксена и амфибола с плагиоклазом или без него вокруг панидиоморфных призматических кристаллов ортопироксена. Амфибол с плагиоклазом и клинопироксеном образует сложные симплектитовые или диабластовые структуры. Следующий этап — обра-

Таблица 22

Химический состав (в мас.%) гранатов из эклогитоподобных пород котокельского комплекса

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
SiO ₂	38,29	37,86	Число катионов на 12 "0"		
TiO ₂	—	0,14	Fe ²⁺	1,750	1,563
Al ₂ O ₃	21,53	19,60	Mn	0,105	0,047
FeO	26,94	27,25	Ca	0,278	0,795
MnO	1,59	0,70	F	67,4	72,8
MgO	7,31	4,99	Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,313	0,266
CaO	3,34	9,46	Ca/(Ca + Mg)	0,247	0,577
Сумма	100,00	100,00	Компонентный состав, мол.%		
Число катионов на 12 "0"			Pyr	28,4	19,5
Si	3,050	2,968	Alm	58,8	52,4
Ti	—	0,009	Spec	3,5	1,6
Al	1,971	1,811	Gros	9,3	15,3
Fe ³⁺	1,750	0,224	Andr	—	11,2
Mg	0,846	0,583			

Примечание. Ан. 1, 2 (обр. 990-Б/16 и 990-Б/11) выполнены на микроанализаторе "Самебах", кол. автора, аналитик И.Г. Ляпичев (ВСЕГЕИ).

зование гранатовой каймы вокруг амфиболовой, реже клинопироксеновой. В породе образуются друзитовые структуры, состоящие из двух или трех concentрических зон, при этом происходит четкая дифференциация мафитовой и салитовой составляющих. При последующих регрессивных изменениях, особенно в тех участках, которые были подвержены катаклазу, в результате наложенной перекристаллизации исчезают орто- и клинопироксены и вместо венцовых структур появляются гранобластовая и гетерогранобластовая. При таких преобразованиях в породе увеличивается содержание граната за счет амфибола и клинопироксена. Пятнистые текстуры сменяются более массивными или сланцеватыми с равномерным или шпировидным распределением граната. По составу порода отвечает гранатовому амфиболиту и эклогитовому кристаллическому сланцу, в котором клинопироксен промежуточной стадии сохраняется в виде реликтов или полностью вытеснен гранатом и амфиболом.

Гранат в друзит-эклогитах имеет следующий состав: $Pyr_{2,8}Alm_{5,9}Spes_4 \times XGros_9$ (табл. 22), в гранатовых амфиболитах — $Pyr_{2,0}Alm_{5,2}Spes_2 (Gros + Andr)_{2,6}$, $F = 67-73\%$, т.е. в гранатах от внутренних к внешним зонам происходит заметное увеличение Mn, Fe и Ca. Клинопироксены в друзит-эклогитах (табл. 23) характеризуются сравнительно низким содержанием Jd -компонента (7–11 мол.%) и умеренной железистостью ($F = 32-39\%$); $c:N_g 42^\circ$, $2V = 62^\circ$, $N_g - N_p = 0,028-0,032$. Плагиоклаз в салической части породы имеет следующий фазовый состав: $Ab_{59,3}An_{39,8}Or_{0,9}$. Амфиболы промежуточной стадии относятся к субкальциевым ($c:N_g$ — травяно-зеленый; $N_p - N_g = 19^\circ$; $N_g - N_p = 0,024$); в гранатовых

Таблица 23

Химический состав (в мас.%) клинопироксенов из эклогитоподобных пород котокельского комплекса

Компоненты	1	2	Компоненты	1	2
SiO ₂	49,38	45,43	Число катионов на 6 "O"		
TiO ₂	0,41	1,20	Mn	—	0,008
Al ₂ O ₃	4,51	14,16	Ca	0,877	0,467
FeO	10,18	14,63	Na	0,112	0,065
MnO	—	0,26	K	—	0,009
MgO	12,06	12,65	F	32,1	39,3
CaO	22,14	11,89	Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,0679	0,603
Na ₂ O	1,56	0,91	Ca/(Ca + Mg)	0,569	0,403
K ₂ O	—	0,18	Компонентный состав, мол.%		
Сумма	100,24	101,31	Di	55,8	40,5
Число катионов на 6 "O"			Jd	10,6	6,5
Si	1,825	1,666	Hd	29,6	—
Al ^{IV}	0,175	0,334	Ig	—	0,9
Al ^{VI}	0,022	0,278	Fe ³⁺ -Al минал	—	48,3
Ti	0,011	0,033	Ti-Al минал	1,0	3,8
Mg	0,664	0,692	Ca-Al минал	3,4	—
Fe ²⁺	0,314	0,448			

*Суммарное железо, рассчитанное на FeO.

Примечание. Ан. 1 и 2 (обр. 990-Б/11 и 990-Б/16) выполнены на микроанализаторе "Самебах", кол. автора, аналитик И.Г. Ляпичев (ВСЕГЕИ)

амфиболитах образуется сине-зеленый, обогащенный Na₂O амфибол барруазитового ряда. В друзит-эклогитах наблюдается замещение плагиоклаза (40 мол.% An) альбитом, иногда с характерной шахматной структурой. В гранатовых амфиболитах плагиоклаз исчезает почти полностью. Из акцессорных минералов присутствуют рутил (появляется в гранатовых амфиболитах), сфен, апатит, ильменит. По химизму друзит-эклогиты практически неотличимы от габбро-норита, все изменения носят изохимический характер, исключая Na₂O, содержание которого растет к внешним зонам колонки.

ДЖУГДЖУРО-СТАНОВАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Тектоническая позиция этого региона — пограничное положение между Сибирским кратоном и Монголо-Охотской подвижной областью — благоприятна для локализации высокобарических комплексов (рис. 11). Однако об этих комплексах имеются скудные сведения. Приводимые здесь данные в значительной степени расширяют возможности нахождения рассматриваемых высокобарических ассоциаций среди докембрийских метаморфических и расслоенных базит-гипербазитовых комплексов. В зависимости от фаций глубинности (или уровня эрозионного среза) дается геолого-

петрографическая характеристика чогарского, сутамского, холодниканского и станового высокобарических комплексов. При этом холодниканский комплекс объединяет собственно Холодниканское, Тангракское, Авгенкурское, Верхнекавактинское, Бурпалинское, Дамбукинское и Дес-Леглиерское проявления высокобарических ассоциаций. Исходя из структурных закономерностей локализации высокобарических пород следует ожидать открытия новых комплексов джугджуро-каларского типа, связанных с расслоенными внешними частями одноименных анортозитовых массивов.

Чогарский комплекс эклогитоподобных пород приурочен к гранулитам основного состава, характеризующим одноименную фацию глубинности [Карсаков, 1978]. Они образуют будины, конформные линзы, размеры которых не превышают первые метры в поперечнике и "желваки" (15 см в поперечнике) среди двупироксеновых и амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев. Породы состоят (в мол.%) из пироп-альмандинового граната: $Pyr35$, Са-компонента 11, ($F = 60\%$), клинопироксена (Jd -компонента 5, $F = 20\%$), ортопироксена, рутила, магнетита, иногда плагиоклаза. Вокруг клинопироксен-гранатовых обособлений интенсивно развиваются гиперстен-плагиоклаз-магнетитовые симплектиты, иногда с переменным количеством амфибола. В результате регрессивных процессов (в первую очередь амфиболитизации) стираются различия между эклогитами и вмещающими гранулитами.

Сутамский комплекс эклогитовых кристаллических сланцев приурочен к гранулитам одноименной фации глубинности [Маракушев, Полин, 1962; Маракушев, 1965] в пограничной области, разграничивающей гранулитовое кристаллическое основание Алданского массива и метаморфические комплексы Джугджуро-Становой складчатой области. Описание эклогитовых кристаллических сланцев в Сутамском блоке впервые выполнено А.А. Маракушевым и Ю.К. Полиным [1962]. Наличие подобных пород среди двупироксеновых кристаллических сланцев и гиперстеновых гнейсов в Сутамском и Верхнетимптонском блоках неоднократно отмечалось геологами-съемщиками А.Е. Брейдо, В.Г. Ветлужским, Ф.Р. Леоновой, И.А. Усольцевым, автором и др.

В бассейне р. Сутам эклогитовые кристаллические сланцы залегают в тесной ассоциации с гиперстен-гранатовыми и амфибол-гранатовыми кристаллическими сланцами, с которыми связаны постепенными переходами. А.А. Маракушев и Ю.К. Полин [1962] выделяют клинопироксен-гранатовые (иногда с гиперстеном и амфиболом), амфибол-гранатовые (иногда с гиперстеном) и гиперстен-гранатовые эклогитовые кристаллические сланцы, залегающие в виде конформных линз с отчетливой полосчатостью. Кроме перечисленных минералов, в них может присутствовать в переменных количествах плагиоклаз. Мощность линз от первых сантиметров до 12–15 м, протяженность – от первых метров до первых сотен метров.

Эклогитовые кристаллические сланцы характеризуются массивной и полосчатой текстурами. Для последней характерно наличие светлых (плагиоклаз, иногда совместно с кварцем) и более темных (гранат, клинопироксен, гиперстен, амфибол) прослоев. Темноцветные минералы часто

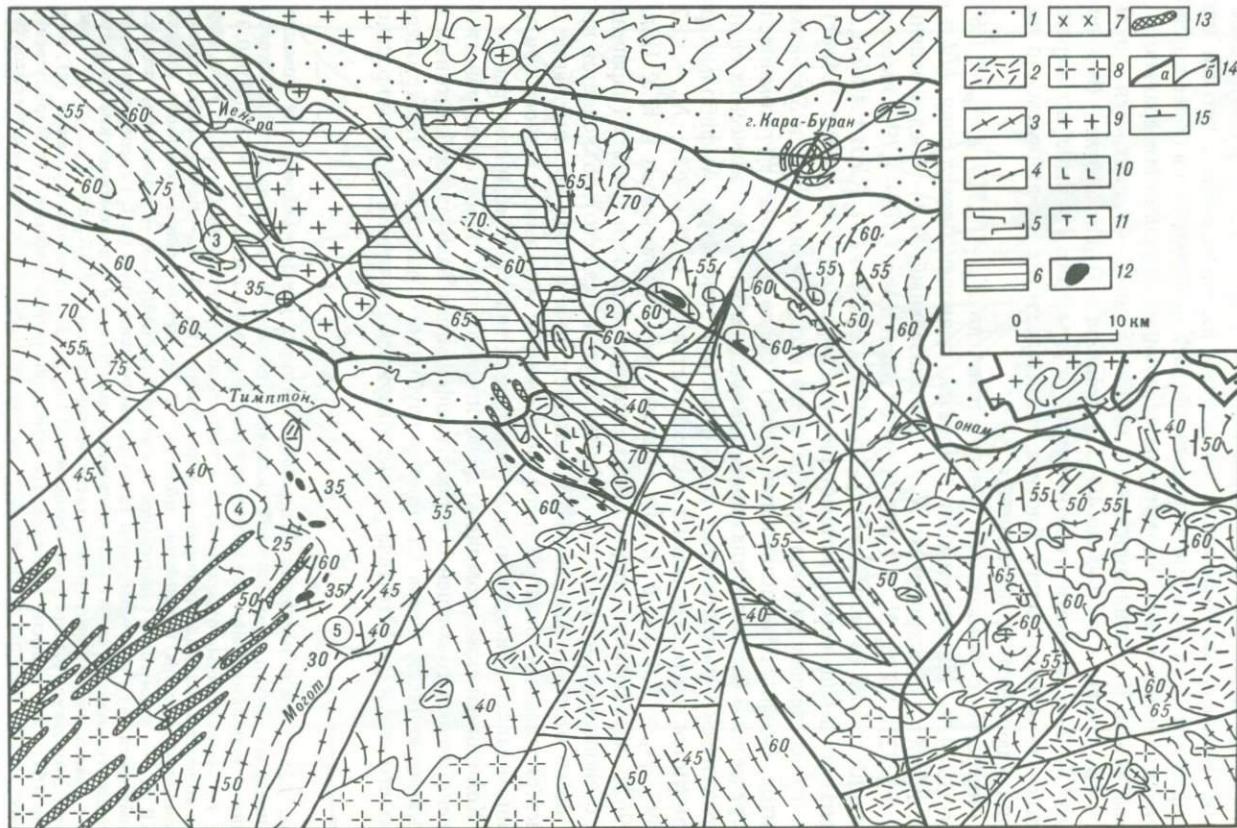
образуют шпировидные и гнездообразные скопления; текстура в таких случаях пятнистая. Структура чаще всего гранобластовая, при этом идиоморфизм клинопироксена выражен четко по сравнению с другими минералами. Исключение составляют некоторые разновидности с четким идиоморфизмом и зональностью граната, обычно включенного в более крупные зерна клинопироксена. Характерны следующие вариации минерального состава (в мас.%): клинопироксен — от 18–25 до 40–45, гиперстен — от 0–1 до 9–16, гранат — от 2–5 до 40–55, амфибол — 0–28, биотит — 0–5, ортоклаз — 2–6, магнетит, апатит ± рутил и ильменит. Наличие антипертитов ортоклаза и чешуйчатого биотита свидетельствует, по-видимому, о наложенных процессах гранитизации.

Гиперстен с показателем преломления по $N_g = 1,707$ и $N_p = 1,694$; $F = 35–42\%$. Клинопироксен относится к диопсидовому ряду ($Jd = 4–4,5$ мол.%); плеохроирует: N_g — светло-зеленый, N_p — бледно-зеленый; $N_g = 1,721–1,725$, $N_p = 1,691–1,694$. Гранат ($N = 1,789–1,790$) имеет следующий состав (в мол.%): $Pyr_{29–43}Alm_{38–44}Spes_{1–1,7}Gros + Andr_{18–19}$, гранат из вмещающих метаморфитов: $Pyr_{17}Alm_{56}Spes_5(Gros + Andr)_{22}$, т.е. существенная разница прежде всего в содержании Pyr - и $Spes$ -компонентов. Наиболее магниезный гранат (более 40 мол.% Pyr -компонента) встречается в бесплаггиоклазовых разновидностях кристаллических сланцев (практически соответствуют классическому эклогиту). Амфиболы характеризуются умеренно низкой железистостью ($F = 28–48\%$); $N_g = 1,676–1,699$, $N_p = 1,655–1,673$. По мнению А.А. Маракушева и Ю.К. Полина [1962], чрезвычайно широкий интервал устойчивости граната (парагенезисы с диопсидом, амфиболом, плагиоклазом и без него) объясняется прежде всего относительно высокой железистостью пород. Формирование охарактеризованных парагенезисов возможно в коровых условиях при умеренном давлении и относительно невысоких значениях температуры.

Холодниканский комплекс эклогитоподобных пород пространственно и генетически совмещен с серий конформных базит-гипербазитовых тел, локализующихся вдоль Станового глубинного разлома, а также оперяющих его структур. Эти тела характеризуются различной степенью расслоен-

Рис. 11. Схема размещения базит-гипербазитовых и высокобарических комплексов в пределах Джугджуро-Становой складчатой области и южной части Алданского массива (с использованием геологической карты региона БАМа м-ба 1 : 1 500 000, 1977)

1 — четвертичные отложения; 2 — терригенные отложения ($J_1–K_2$); 3 — эффузивы андезитовой, дацит-липаритовой формаций ($K_1–2$); 4 — палеозойды, мезозойды Монголо-Охотской складчатой области; 5 — метаморфиты станового комплекса (AR_2); 6 — гранулиты зверевского комплекса (AR_1); 7 — гранулиты алданского комплекса (AR_1); 8 — выступы гранулитового основания (AR_1) среди метаморфитов станового комплекса (AR_2); 9 — гранитоиды (MZ); 10 — докембрийские гранитоиды; 11 — расслоенные базит-гипербазитовые комплексы (от AR_2 до $PZ_{2–3}$); 12 — анортозиты джугджуро-каларского комплекса (AR_1); 13 — разломы основные (а), оперяющие (б); 14 — линзы эклогитовых кристаллических сланцев. По Маракушеву, Полину [1962]. Цифры в кружках — проявление высокобарического метаморфизма: 1 — Холодниканское, 2 — Верхне-Кавактинское, 3 — Тангракское, 4 — Зоргинское (становой высокобарический комплекс), 5 — Сутамское (сутамский высокобарический комплекс), 6 — Пуриканское (холодниканский высокобарический комплекс); 7, 8 — чогарский высокобарический комплекс; 9 — Сивакано-Токское, 8 — Чогарское; 9–12 — холодниканский высокобарический комплекс; 9 — Дамбукинское, 10 — Верхне-Сутамское, 11 — Бурпалинское, 12 — Дес-Леглиерское



ности и подвержены разнофациальным метаморфическим преобразованиям — от амфиболитовой фации до зеленосланцевой включительно. Как правило, они образуют протяженные кулисообразные цепочки или пояса, состоящие из крупных пластообразных и серии отштуркованных от них и разлинзованных дайкообразных тел, в свою очередь подвергнутых будинированию. Все тела располагаются в полосе шириной до 12–15 км по обе стороны от оси Станового разлома и оперяющих его структур. Вдоль Станового разлома (на протяжении более 200 км) в разное время и с различной детальностью изучены Авгенкурское, Тантракское, Холодниканское, Верхнекавактинское, Бурпалинское, Верхнесутамское и Дамбукинское проявления высокобарического метаморфизма (рис. 11, 12). Однотипное проявление — Дес-Леглиерское приурочено к группе расслоенных базит-гипербазитовых тел в одноименной зоне разлома субширотного простирания в пределах Нимырьского блока Алданского массива. Для всех перечисленных проявлений свойственны многие общие черты: структурная приуроченность ассоциаций к зоне разлома, признаки расслоения, общий тип дислокаций и полиметаморфических преобразований, соотношений с вмещающими метаморфитами и т.д. Поэтому они объединены нами в один холодниканский комплекс. Состав этого комплекса и его характеристика в будущем значительно пополнятся новыми проявлениями и дополнительной информацией.

Авгенкурское проявление высокобарических ассоциаций изучено В.М. Кастрыкиной [1974]. Среди гранатовых чарнокитов, гиперстен-биотитовых гнейсов и двупироксеновых кристаллических сланцев в бассейне р. Сутам (верхнее течение) встречено линзовидное тело гранатовых пироксенитов, грубозернистых с такситовой структурой, обусловленной крупными (до 1,5 см в поперечнике) гнездами граната, в сочетании с клинопироксеном и амфиболом. Плотность породы 3,44 г/см³. Кроме того, среди относительно слабо дифференцированного одноименного массива габбро и габбро-анортзитов В.М. Кастрыкиной исследованы гранатовые пироксениты с плотностью 3,35 г/см³. Первые характеризуются наличием граната повышенной марганцовистости ($\text{Pyr}_{28}\text{Alm}_{20}\text{Spes}_{26}(\text{Gros} + \text{Andr})_{26}$; $F = 46\%$), вторые — граната с повышенной магнизиальностью и низкой марганцовистостью ($\text{Pyr}_{50}\text{Alm}_{32}\text{Spes}_{1,4}(\text{Gros} + \text{Andr})_{17}$; $F = 39\%$). Клинопироксены в марганцовистых гранатовых пироксенитах относятся к ряду



Рис. 12. Схема размещения высокобарических комплексов в шовной части Станового глыбинного разлома. По В.Г. Ветлужских, И.А. Усольцеву и данным автора

1 — терригенные отложения (МЗ); 2 — эффузивы от среднего до кислого состава (K_{1-2}); 3 — метаморфиты станового комплекса, включая древнестановые гранитоиды (AR_2); 4 — гранулиты зверевского комплекса (AR_1); 5 — гранулиты алданского комплекса (AR_1); 6 — зоны диафтореза; 7 — монзониты, мангериты (K_2); 8 — мезозойские гранитоиды; 9 — гранито-гнейсы (AR_1); 10 — габбро-нориты, габбро, габбро-амфиболиты (от AR_{1-2} до PR_1); 11 — метагипербазиты (от AR_{1-2} до PR_1); 12 — линзы эклэгитов и эклэгитоподобных пород (вне масштаба); 13 — мезозойские дайки субщелочного, кислого и среднего состава; 14 — разломы основные (а), оперяющие (б); 15 — элементы залегания полосчатости и сланцеватости. Цифры в кружках — проявления высокобарического метаморфизма: 1–3 — холодниканский высокобарический комплекс (1 — Верхне-Кавактинское, 2 — Тантракское, 3 — Холодниканское); 4–5 — становой высокобарический комплекс (4 — Якутское, 5 — Зоргинское)

фассаит-диопсида с низким содержанием Jd -компонента (2,4 мол.%): во втором случае содержание Jd -компонента увеличивается в 2 раза (4,8 мол.% Jd ; $F = 20\%$). Амфибол в тех и других окрашен в бледно-сине-зеленый цвет по N_g и бледно-зеленый по N_p ; $2V = 56^\circ$, $c: N_g 17^\circ$. По химическому составу и оптическим константам он относится к чермакит-паргаситовому ряду. Акцессорные минералы представлены магнетитом, шпинелью ($N = 1,763$), пирротином. Для рассматриваемых пород в целом характерно наличие коронарных структур и структур замещения: клинопироксен замещается амфиболом и гранатом, шпинель — гранатом. Содержание марганца в породах первой группы довольно высокое (6,65 мас.%), при этом более марганцовистые минералы (Gr и Am) замещают менее марганцовистые. А.А. Маракушевым [1965] отмечено, что повышенное содержание Mn и Sr в гранате снижает нижний предел устойчивости граната с клинопироксеном в отношении давления, чем в объясняется появление $Gr-Di$ парагенезисов в условиях умеренной и малой глубинности. Поскольку гранаты отличаются относительно высокой (для первого и второго случаев) магнезиальностью, образование таких парагенезисов возможно лишь при высоком давлении, которое, на наш взгляд, достигается взбросо-сдвиговыми дислокациями в зоне Станового разлома.

Тангракское проявление высокобарических ассоциаций, включающее гранатопироксениты, гранатопироксениты, гранатопироксениты и гранатопироксениты, изучено автором в процессе крупномасштабного геологического картирования. Весь комплекс базит-гипербазитовых пород, с которыми пространственно сопряжены высокобарические ассоциации, сосредоточен в полосе северо-западного простирания, совпадающей с направлением Станового разлома и отстоящего от последнего на расстоянии от 5–6 до 20–25 км. С направлением главного роя базит-гипербазитовых тел совпадают протяженные зоны диафтореза, образующие в местах пересечения обширные поля. Зональность наложенного метаморфизма, который для базит-гипербазитовой серии носит прогрессивный характер, проявлена не везде отчетливо; обычно в осевой части зон он соответствует зеленосланцевой фации, а по краям — фациям эпидотовых амфиболитов и амфиболитовой. Чаще всего среди метаморфитов зеленосланцевой фации расположены клинья разнофациального диафтореза и блоки гранулитов, практически не затронутые регрессивными процессами. Они-то и помогают восстановить исходный состав более ранних парагенезисов и проследить эволюцию наложенных метасоматических преобразований. Вмещающие гранулиты нами отнесены к сыгынахской и джилдинской свитам, характеризующим низы разреза зверевской серии (курультино-гонамской по: [Ветлужских и др., 1966]).

Тела метагаббро и метагипербазитов с линзовидными обособлениями эклогитоподобных ассоциаций имеют размеры от первых десятков метров до 3–4 км в длину при ширине от нескольких метров до 1,5–2 км. Как правило, внутренняя часть этих тел состоит из габбро-норитов и амфибол-клинопироксеновых габбро, которые по направлению к контакту сменяются амфиболовыми габбро, габбро-диоритами и кварцевыми диоритами. В центральной части крупных массивов среди габбро-норитов и клинопироксеновых габбро отмечаются линзовидные тела перидотитового и пироксенитового состава. Среди вмещающих гранулитов — биотит-

гиперстеновых и биотитовых гнейсов, двупироксеновых и амфибол-двупироксеновых плагиосланцев в береговых обнажениях р. Тимптон, в 4–6 км выше устья р. Тантрак, наблюдаются также линзы бронзититов (мощность от 0,4–0,7 до 2–2,5 м и протяженность до первых десятков метров).

Эклогитоподобные породы приурочены к осевой и внутренней частям расслоенных тел. Они образуют маломощные (до 2–3 м) линзы, будины, шпировидные и реже изолированные дайкообразные тела. Характерны следующие парагенезисы: $Gr + CPx \pm OPx \pm Am$, $Gr + Am \pm CPx \pm Pl$ и $Gr + Am \pm Pl$. Для этих пород характерны текстура массивная и полосчатая, структура порфиробластовая, гетерогранобластовая и гранобластовая.

Гранат окрашен в буровато-красный цвет; по отношению к клинопироксену и амфиболу он более идиоморфный, часто с зональным строением. Зональность прямая – внутренняя часть и ядро более магнезиальные, чем краевая зона. По химическому составу гранат относится к пиропальмандиновому ряду (табл. 24): $Pyr_{17-24} Alm_{57-60} \times Spes_{2,4-3,2} (Gros + Andr)_{17-20}$; $F = 70-74\%$ (относительно высокожелезистый). Ромбический пироксен сохранился в виде реликтов; по химическому составу он относится к ферросилит-энстатитовому ряду: $Fs_{44} En_{55}$, $F = 45\%$ гиперстены из вмещающих гранулитов отличаются большей железистостью ($F = 53-63\%$) и преобладанием Fs - над En -компонентом (табл. 25). Клинопироксены (табл. 26) умеренно железистые ($F = 29-34\%$) и содержат 8–9 мол.% Jd -компонента. Амфиболы принадлежат субкальциевому ряду с повышенным содержанием Na_2O (до 2,5 мас.%) и умеренной железистостью ($F = 43-44\%$, табл. 27). Фазовый состав плагиоклаза (табл. 28): $Ab_{45-55} An_{45-54} Or_{0,4-0,6}$. Аксессуарные минералы представлены сфеном, магнетитом, апатитом, цирконом и пиритом. Из гистерогенных минералов характерны амфибол актинолитового ряда, цоизит, биотит, мусковит и реже карбонат. В процессе наложенной амфиболизации образуются гранатовые амфиболиты, амфиболиты (часто с цоизитом), цоизит-актинолитовые породы и сланцы. В зонах диафтореза высокобарические парагенезисы частично или полностью замещены парагенезисами зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фаций.

Холодниканское проявление эклогитоподобных пород изучено автором в 1984 г. Оно расположено в 7 км южнее одноименного перевала, на меридиональной ветке БАМ. Полотно железной дороги проложено по днищу искусственного каньона-карьера, вскрывшего на полную мощность конформное пластообразное тело (мощность 250–280 м, протяженность 0,7–0,8 км) метаморфических пород базит-гипербазитового состава. Вмещающими породами являются в различной степени диафторированные биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы, кварцито- и гранито-гнейсы с линзами (мощность от 1–2 до 120 м) слюдисто-полевошпатовых и слюдястых кварцитов. Контакты тела четкие, прямолинейные, без заметного термального воздействия на вмещающие метаморфиты. В кровле последнего обнажаются крупнозернистые и пегматоидные горнблендиты, в которых присутствует рассеянная и участками обильная вкрапленность сульфидов железа, сравнительно реже – никеля и меди (пирит, халькопирит, пирротин и пентландит). Кроме сульфидов, отмечаются гнезда и прожилковые обособления тремолитового асбеста с пучковатой, спутанно-аглокнистой и радиально-лучистой текстурой. Ортоамфиболиты рассланцованы параллель-

Таблица 24

Химический состав (в мас.%) гранатов из эклогитоподобных пород холодниканского комплекса и вмещающих гранулитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	37,49	37,83	37,75	38,10	38,80	38,15	36,78	38,22
TiO ₂	—	0,15	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	19,36	19,61	20,50	20,57	21,70	21,74	19,40	20,70
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	2,00	0,67	0,83	1,56	Не опр.	—
FeO	31,23	28,75	26,88	29,65	27,30	26,30	30,27	28,36
MnO	1,01	1,12	1,41	—	—	1,19	2,33	2,47
MgO	5,46	6,20	4,28	3,54	9,03	7,81	4,74	3,10
CaO	5,45	6,34	7,19	7,43	2,35	3,28	6,48	7,17
Сумма	100,00	100,00	100,01	100,01	100,01	100,01	100,00	100,02
Число катионов на 12 "O"								
Si	2,962	2,965	2,986	3,020	2,991	2,961	2,915	3,036
Al	1,803	1,811	1,909	1,920	1,969	1,937	1,812	1,936
Ti	—	0,009	—	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	0,236	0,159	0,119	0,040	0,048	0,091	0,246	—
Mg	0,643	0,724	0,504	0,419	1,037	0,904	0,560	0,367
Fe ²⁺	1,828	1,725	1,778	1,966	1,760	1,707	1,760	1,884
Mn	0,067	0,074	0,094	—	—	0,078	0,156	0,166
Ca	0,461	0,533	0,609	0,635	0,194	0,272	0,551	0,610
F	74,0	70,4	77,9	82,4	69,9	65,4	75,9	83,7
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,253	0,287	0,212	0,176	0,371	0,336	0,226	0,152
Ca/(Ca + Mg)	0,418	0,424	0,547	0,603	0,158	0,231	0,496	0,624
Компонентный состав, мол.%								
<i>Pyr</i>	21,4	23,6	16,9	13,9	34,7	30,5	18,5	12,1
<i>Alm</i>	61,0	56,6	59,5	65,1	58,8	57,7	58,1	62,2
<i>Spes</i>	2,2	2,4	3,2	—	—	2,6	5,2	5,5
<i>Gros</i>	3,6	9,6	14,4	19,0	4,1	4,6	6,0	20,2
<i>Andr</i>	11,8	7,8	6,0	2,0	2,4	4,6	12,2	—

Примечание. 1–6 эклогитоподобные породы: 1 – из Ларбинского блока (обр. 7/82, кол. Л.П. Карсакова), 2 – из водораздела рек Тимитон и Танграк (обр. 17/82, кол. Р.Ф. Черкасова), 3–6 – из Холодниканского расслоенного базит-гипербазитового массива (обр. 19/84-1, 19/84-2, 1105-Б/1 и 1105-Б/2, кол. Р.Ф. Черкасова и автора); 7, 8 – вмещающие гранулиты (обр. 811-Б/1 и 1104-Б/3, кол. автора). Анализы 1–8 выполнены на микроанализаторе "Сamebax", аналитики И.Г. Ляпичев (ВСЕГЕИ) и автор.

но контакту и характеризуются отчетливой полосчатостью, азимут падения которой 285°, угол 70–75°. В эндоконтактной зоне среди них наблюдаются конформные прослои габбро-амфиболитов (иногда с клинопироксеном) и линзы (мощность до 2–2,5 м) кварц-альбитовых метасоматитов с пылеватым и мелкочешуйчатым графитом и реликтовым клинопироксеном. Среди метагаббро встречаются линзы (мощность 0,5–0,8 м) гранатовых

Таблица 25

Химический состав (в мас.%) ромбических пироксенов из эклогитоподобных пород холодниканского типа и вмещающих гранулитов

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	49,12	48,89	50,94	49,60
TiO ₂	0,09	0,12	0,08	—
Al ₂ O ₃	1,90	1,30	1,32	0,96
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,19
FeO	27,34	31,62	22,16	33,67
MnO	0,34	0,54	0,18	—
MgO	18,76	15,67	23,24	13,89
CaO	0,58	0,54	0,35	0,68
Na ₂ O	1,58	1,32	1,73	—
Сумма	100,00	100,00	100,00	99,99
Количество катионов на 6 "O"				
Si	1,844	1,882	1,859	1,960
Al	0,097	0,059	0,057	0,045
Ti	0,002	0,003	0,002	—
Fe ³⁺	—	—	—	0,035
Mg	1,050	0,899	1,264	0,818
Fe ²⁺	0,858	1,018	0,676	1,113
Mn	0,011	0,018	0,006	—
Ca	0,023	0,022	0,014	0,029
Na	0,115	0,099	0,122	—
F	45,0	53,1	34,8	57,6
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,547	0,465	0,650	0,424
Ca/(Ca + Mg)	0,021	0,024	0,011	0,034
Компонентный состав, мол.%				
En	54,4	43,3	64,7	41,0
Fs	44,4	52,6	34,6	57,5
Cs	1,2	1,1	0,7	1,5

Примечание. 1 — эклогитоподобные породы ($Gr + Am + CPx + OPx \pm Pl$, обр. 17/82, кол. Р.Ф. Черкасова); 2–4 — вмещающие гранулиты ($Gr + CPx + OPx \pm Am \pm Pl$, обр. 811-Б/1, 812-Б и 1104-Б/3, кол. автора). Анализы выполнены на микроанализаторе "Самбах", аналитик И.Г. Ляпичев (ВСЕГЕИ).

и гранат-клинопироксеновых амфиболитов. Непосредственно в лежачем боку ортоамфиболиты перемежаются с аналогичными метагаббро. Среди последних встречаются жилы амфибол-альбитового состава (мощность 0,2–0,6 м, протяженность от первых метров до 12–15 м). Кроме метасоматитов, в подошве тела найдены линзы гранат-клинопироксеновых и гранатовых амфиболитов, содержащих участками до 25–30% порфиروбластического рыжевато-красного граната. Азимут падения полосчатости в этих породах 290°, угол падения 70°. Метасоматиты характеризуются "пятнистой" или "рябчиковой" текстурой и состоят из амфибола, альбита, крупнопластинчатого флогопита (до 3 × 4 см) и тонковолокнистого тремо-

Таблица 26

Химический состав (в мас.%) клинопироксенов из эклогитоподобных пород холодниканского и станового комплексов и вмещающих гранулитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	48,24	51,05	52,53	52,30	50,06	51,29
TiO ₂	0,10	0,42	0,15	—	0,28	—
Al ₂ O ₃	3,95	3,45	1,38	6,09	3,00	2,39
FeO*	29,31	10,42	9,19	16,21	13,15	14,25
MnO	0,39	—	0,33	—	0,33	—
MgO	14,90	11,51	12,71	14,89	11,00	11,18
CaO	1,08	22,48	22,99	11,12	21,40	20,93
Na ₂ O	2,03	1,32	1,15	—	1,44	—
K ₂ O	—	—	0,10	—	—	—
Сумма	100,00	100,65	100,53	100,61	100,66	100,03
Число катионов на 6 "O"						
Si	1,836	1,891	1,942	1,953	1,867	1,952
Al ^{IV}	0,164	0,109	0,058	0,047	0,132	0,048
Al ^{VI}	0,013	0,042	0,003	0,221	—	0,059
Ti	0,003	0,012	0,004	—	0,008	—
Mg	0,845	0,635	0,700	0,829	0,612	0,634
Fe ²⁺	0,933	0,323	0,284	0,506	0,410	0,453
Mn	0,012	—	0,011	—	0,011	—
Ca	0,044	0,892	0,911	0,445	0,856	0,853
Na	0,150	0,096	0,083	—	0,104	—
K	—	—	0,004	—	—	—
F	52,5	33,7	28,9	37,9	40,1	41,7
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,472	0,663	0,704	0,621	0,592	0,583
Ca/(Ca + Mg)	0,049	0,584	0,565	0,349	0,583	0,574
Компонентный состав, мол.%						
<i>Di</i>	39,3	56,8	61,7	56,7	48,9	63,6
<i>Jd</i>	14,0	9,3	8,3	—	9,9	—
<i>Hd</i>	1,8	31,2	28,5	28,3	38,8	31,1
<i>Ig</i>	1,1	—	1,1	—	1,0	—
Fe ³⁺ -Al минал	—	—	—	—	—	—
Ti-Al минал	0,3	1,2	0,4	—	0,8	—
Ca-Al минал	0,9+42,6	1,5	—	15,0	0,6	5,3

* Суммарное железо, рассчитанное на FeO.

П р и м е ч а н и е. 1-3 — эклогитоподобные породы холодниканского комплекса типа (*Gr* + *CPx* ± *OPx* + *Am* ± *Pl* + *Sf*; обр. 7/82, 17/82, 18/82); 4 — гранатовый амфиболит с реликтами *CPx*, становой тип (обр. 1088-Б/8); 5-6 — вмещающие гранулиты (*Am* + *CPx* ± *OPx* + *Pl* ± *Q* + *Sf*; обр. 811-Б/1, 1104-Б/3). 1 — кол. Л.П. Карсакова; 2,3 — кол. Р.Ф. Черкасова, остальные образцы автора. Анализы выполнены на микроанализаторе "Сатевбах", аналитик И.Г. Ляпичев (ВСЕГЕИ).

Таблица 27

Химический состав (в мас.%) амфиболов из эклогитоподобных пород котокельского и холодниканского типов и вмещающих гранулитов

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	42,49	39,02	40,11	42,06	41,23	41,78	41,94
TiO ₂	1,79	2,76	3,31	2,01	1,33	1,49	1,98
Al ₂ O ₃	11,37	12,42	12,27	10,88	14,02	14,24	11,85
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	4,63	8,57	4,43
FeO	16,37	19,89	16,00	16,19	14,62	11,34	14,06
MnO	—	—	—	—	—	—	0,10
MgO	11,15	8,39	10,12	11,86	8,34	8,18	9,38
CaO	11,65	10,94	11,38	11,05	11,62	11,74	11,20
Na ₂ O	2,18	2,51	2,47	2,52	2,22	—	2,27
K ₂ O	0,59	1,49	1,54	0,70	—	0,70	0,55
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,24
Сумма	97,59	99,42	97,20	97,27	98,00	97,98	98,00
Количество катионов на 22 "0"							
Si	6,309	5,977	6,097	6,240	6,169	6,183	6,286
Al ^{IV}	1,691	2,023	1,903	1,760	1,831	1,817	1,714
Al ^{VI}	0,300	0,220	0,295	0,143	0,639	0,667	0,377
Ti	0,200	0,317	0,378	0,225	0,150	0,167	0,223
Cr	—	—	—	—	—	—	0,029
Fe ³⁺	—	—	—	—	0,521	0,956	0,500
Mg	2,467	1,915	2,293	2,623	1,859	1,806	2,096
Fe ²⁺	2,033	2,548	2,034	2,009	1,829	1,405	1,762
Mn	—	—	—	—	—	—	0,012
Ca	1,853	1,796	1,853	1,756	1,862	1,865	1,798
Na	0,627	0,745	0,728	0,725	0,645	—	0,659
K	0,111	0,291	0,299	0,133	—	0,131	0,106
F	45,2	57,1	47,0	43,4	49,6	43,8	45,7
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,548	0,429	0,530	0,566	0,504	0,562	0,542
Ca/(Ca + Mg)	0,429	0,484	0,447	0,401	0,500	0,508	0,462

Примечание. 1–6 – эклогитоподобные породы: 1 – окрестности оз. Котокель (восточный берег оз. Байкала, кол. автора, обр. 990-Б/11), 2 – Ларбинский блок (кол. Л.П. Карсакова, обр. 7/82), 3 и 4 – водораздел Тимптон–Тантрак (кол. Р.Ф. Черкасова, обр. 17/82 и 18/82), 5 и 6 – Холодниканский расщепленный базит-гипербазитовый массив (кол. Р.Ф. Черкасова, обр. 19/84-1 и 19/84-2); 7 – вмещающий гранулит состава $OPx + CPx + At + Pl$ (кол. автора, обр. 1104-Б/3). Анализы выполнены на микроанализаторе "Самебах", аналитики И.Г. Ляпичев (ВСЕГЕИ) и автор.

лит-асбеста. Внутренние зоны линз обычно представлены кварц-альбитовыми метасоматитами с обильной вкрапленностью пирита.

В 300 м южнее главного описываемого тела обнажается линза мощностью около 30 м, представленная ортоамфиболитами с реликтами клинопироксена; азимут падения полосчатости 340–345°, угол падения 55°. В лежащем боку последней наблюдаются линзовидные обособления биотит-содержащих амфибол-гранатовых метасоматитов (от 20–25 до 40 мол.%

Таблица 28

Химический состав (в мас.%) плагиоклазов из эклогитоподобных пород котокельского и холодниканского комплексов и вмещающих гранулитов

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	58,06	57,81	54,54	57,48
TiO ₂	0,06	—	0,06	0,16
Al ₂ O ₃	24,96	25,76	27,21	25,82
FeO*	—	—	—	0,19
MnO	0,06	—	0,11	—
MgO	0,88	0,89	0,83	0,46
CaO	8,17	9,42	11,44	9,29
Na ₂ O	6,72	6,01	5,30	6,23
K ₂ O	0,16	0,07	0,10	0,10
Сумма	99,87	99,96	99,59	99,73
Число катионов на 8 "O"				
Si	2,636	2,596	2,464	2,589
Al	1,317	1,364	1,450	1,371
Ti	0,002	—	0,002	0,005
Mg	0,058	0,060	0,056	0,031
Fe ²⁺	—	—	—	0,007
Mn	0,002	—	0,004	—
Ca	0,392	0,453	0,554	0,447
Na	0,584	0,523	0,464	0,544
K	0,009	0,004	0,006	0,006
Фазовый состав, мол.%				
Ab	59,3	53,4	45,3	54,6
An	39,8	46,2	54,1	44,8
Or	0,9	0,4	0,6	0,6
Pl	40	46	54	45

* Суммарное железо, рассчитанное на FeO.

Примечание. 1—6 — эклогитоподобные породы: 1 — окрестности оз. Котокель (восточный берег оз. Байкал; обр. 990-Б/11), 2—6 — холодниканский комплекс (южная часть Алданского щита обр. 7/82, 17/82, 19/82, 1105-Б/1, 1105-Б/2); 7—9 —

граната) с переменным количеством альбитизированного плагиоклаза. Метасоматиты сопровождаются оторочками кварц-амфибол-слюдитовых пород мощностью от 8—10 см до 0,3—0,4 м. Среди ортоамфиболитов также отмечены линзовидные обособления (от 1—2 до 5—8 см) кварц-альбитовых метасоматитов с голубоватым кварцем, внешне сходных со светлыми кварцитами. Вмещающими породами являются светлые кварциты с мелкочешуйчатым мусковитом и биотитом (мощность около 120—150 м), стоящие почти "на голове"; азимут падения сланцеватой отдельности 325°, угол падения 85°.

В гранатовых и клинопироксен-гранатовых амфиболитах гранат образует псевдоморфозы по клинопироксену и амфиболу; он характеризуется

5	6	7	8	9
58,34	58,35	57,11	60,45	58,48
—	—	0,12	0,08	—
26,39	25,83	25,78	23,69	25,37
—	—	—	0,20	—
—	—	—	0,04	—
—	—	1,21	0,95	—
8,59	7,86	8,90	6,62	8,76
6,77	7,38	6,42	7,55	6,91
—	—	0,10	0,24	—
100,08	99,93	99,64	99,82	100,01
Число катионов на 8 "O"				
2,610	2,627	2,562	2,697	2,618
1,390	1,358	1,363	1,246	1,363
—	—	0,004	0,002	—
—	—	0,081	0,063	—
—	—	—	0,007	—
—	—	—	0,002	—
0,412	0,376	0,427	0,316	0,420
0,588	0,639	0,558	0,653	0,599
—	—	0,005	0,014	—
Фазовый состав мол.%				
58,8	63,0	56,4	66,4	58,8
41,2	37,0	43,1	32,2	41,2
—	—	0,5	1,4	—
41	37	43	33	41

вмещающие гранулиты ($Gr + Cpx \pm Opx + Am + Sf \pm Q$; обр. 811-Б/1, 812-Б, 1104-Б/3); 2 — кол. Л.П. Карсакова, 3,4 — кол. Р.Ф. Черкасова, остальные — кол. автора. Анализы выполнены на микроанализаторе "Самебах", аналитик И.Г. Ляпичев (ВСЕГЕИ).

относительно высокой железистостью ($F = 65-70\%$) и следующим составом: $Pyr_{31-35} Alm_{57-59} Spes_{0,2-2,6} (Gros + Andr)_{6-9}$ (пироп-альмандиновый ряд). Клинопироксены по химическому составу соответствуют геденбергит-диопсиду ($F = 42\%$), в котором почти полностью отсутствует Jd -компонент. В шлифах он почти бесцветный; $c:N_g = 36^\circ$, $2V = 56-58^\circ$. Амфиболы характеризуются низким содержанием Na_2O (2,3 мас.%), $F = 46\%$, содержание TiO_2 довольно высокое — до 2 мас.%. По химическому составу и оптическим свойствам $c:N_g = 12-14^\circ$, $N_g - N_p = 0,022-0,026$; N_g — буровато-зеленый, N_p — светло-зеленый, он соответствует обыкновенной роговой обманке с повышенной титанистостью и известковистостью; замещается гранатом, биотитом и эпидотом. Плагиоклаз в

биотитсодержащих амфибол-гранатовых метасоматитах представлен андезином (37–41 мол.% An , см. табл. 28). Биотит в последних характеризуется относительно высокой магнезиальностью и соответственно низкой и умеренной железистостью ($F = 40\%$), что в значительной степени отличает его от биотитов вмещающих метаморфитов. Из аксессуарных минералов присутствуют сфен (иногда до 3,5–5 мас.%), апатит, сульфиды, магнетит.

В окрестностях холодниканского проявления геологами-съемщиками (В.Г. Ветлужских, Н.А. Соколов, В.Д. Чукурна, И.А. Усольцев и др.) отмечались линзо- и дайкообразные тела амфиболитизированных перидотитов ($OPx + CPx + Ta + Am \pm Gr \pm Ol$), гранатовых амфиболитизированных пироксенитов, гранатовых амфиболитов и габбро-амфиболитов; перечисленные ассоциации сходны с ранее описанными, за исключением первой, которая является довольно редкой и несколько необычной. Гранатсодержащая ультраосновная порода с парагенезисом $Gr + Ol + OPx + CPx + Am + Sp$ впервые обнаружена и детально охарактеризована В.И. Кицулом и П.А. Копыловым [1973] на Алданском щите. В бассейне среднего течения р. Джелтулы, в 6 км ниже ключа Орогдакит, порода этого состава образует линзовидное тело (мощностью около 10 м) среди гранулитов пестрого состава — гранатсодержащих двупироксеновых и двупироксен-амфиболовых плагиосланцев и гнейсов гиперстен-биотитовых, гранат-биотитовых, гранат-силлиманитовых и гранат-кордиеритовых, иногда с линзами форстеритовых и диопсидовых мраморов. Исходными породами, по мнению этих авторов, были дуниты, перидотиты и пироксениты. Гранат содержит (в мол.%) 37 Pyr и 2,2 $Spes$, $F = 56\%$, т.е. он сопоставим с гранатами высокобарических ассоциаций холодниканского комплекса и отличается от последних несколько меньшей железистостью. Подобные парагенезисы, по мнению В.И. Кицула и П.А. Копылова [1973], могли образоваться при $P = 8–10$ кбар в условиях их изофаціальности с вмещающими гранулитами.

Верхнекавактинское проявление высокобарических пород приурочено к одноименному расслоенному массиву о водоразделе рек Гонам–Тимптон, изученному автором в 1963–1967 гг., а позднее, в 1978–1979 гг., — сотрудниками ЛГУ (И.В. Булдаков и др.). Массив вытянут в северо-западном направлении, совпадающем с осью складчатой структуры и простиранием Станового разлома на этом участке (рис. 13); размеры его 5,5 × 3,5 км. С восточной и западной стороны он окружен более мелкими дайкообразными телами (ширина от 10–15 до 400 м, протяженность от 100–150 м до 1,5–2 км).

Внутренняя часть массива сложена габбро-норитами и оливиновыми габбро-норитами с конформными линзо- и дайкообразными телами перидотитов, пироксенитов и оливиновых пироксенитов, реже анортозитов, габбро-анортозитов и пегматоидных габбро. Во внешней его части обнажаются полосчатые габбро, габбро-диориты и диориты с клинопироксеном и амфиболом (роль последнего возрастает от внутренней к внешней части массива). Пояс линзовидных и дайкообразных тел в окружении основного массива состоит из габбро, габбро-диоритов и диоритов, сходными с такими внешней зоны массива; габбро-нориты характерны для наиболее крупных тел. Породы, слагающие Верхнекавактинский массив, мало метаморфизованы. Вмещающими породами являются гранулиты эверевско-чогарского комплекса, подвергнутые в различной степени регрессивным

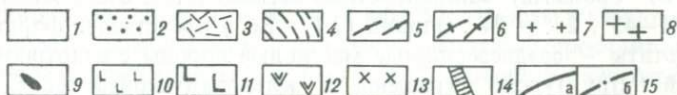
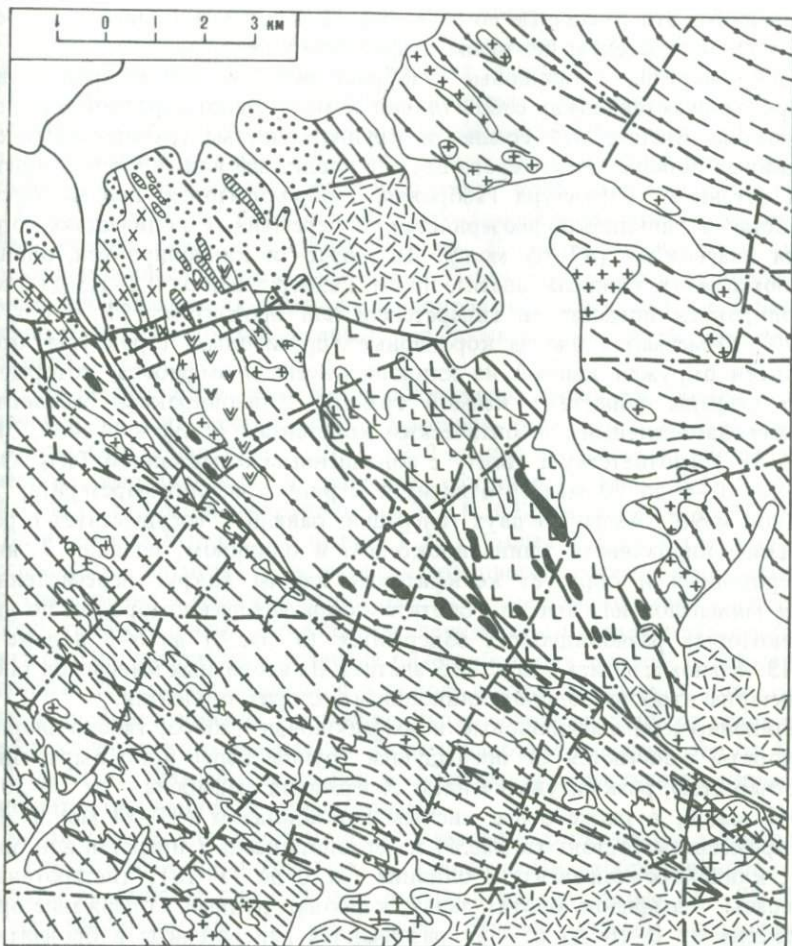


Рис. 13. Верхне-Кавказинское проявление эклогитоподобных пород. По И.Т. Сидорову, С.С. Щюцкому и данным автора

1 – четвертичные отложения; 2 – терригенные отложения Верхне-Тимптонского грабена (K_{1-2}); 3 – мезозойские эффузивы от среднего до кислого и субщелочного состава; 4 – метаморфиты станового комплекса (AR_2); 5 – гранулиты зверевского комплекса (AR_1); 6 – древнестановые гранито-гнейсы (AR_2); 7 – гнейсо-граниты двуполовшатовые (AR_2-PR_1); 8 – пегматоидные граниты (AR_2); 9 – линзы эклогитоподобных пород (показаны вне масштаба); 10, 11 – Верхне-Кавказинский расчлененный массив: 10 – габбро, габбро-амфиболиты (PR_1), 11 – нориты, габбро-нориты (PR_1); 12 – монцитоны, мангериты (K_{1-2}); 13 – граносиенит-порфиры (K_{1-2}); 14 – сиенит-порфиры (K_{1-2}); 15 – Становой глубинный разлом (а) и разломы оперяющего характера (б)

изменениям. Это различные по составу гнейсы и плагиосланцы с гиперстеном, клинопироксеном, биотитом, амфиболом и реже гранатом.

Габбро-нориты, оливиновые габбро-нориты и клинопироксеновые габбро отличаются между собой только соотношением породообразующих минералов. Внешне это средне- и крупнозернистые грубополосчатые и массивные породы темно-серого цвета с вишневым или сиреневато-кремовым оттенком. Структура габбровая, габбро-офитовая, призматически-зернистая и гипидиоморфнозернистая. В переменных количествах содержатся плагиоклаз (47–65 мол.% An), орто- и клинопироксен, оливин, титаномагнетит, шпинель, апатит, пирит. Размер зерен от 0,2–1,3 до 5 мм. Ортопироксен представлен гиперстеном или бронзитом; $2V = 65–70^\circ$ и $+70^\circ$. Отмечаются иногда коронарные (друзитовые) структуры: ортопироксен окружен каймой из клинопироксена и амфибола, которые, в свою очередь, обрастают каймой граната. Клинопироксен бесцветный или буровато-зеленый; по оптическим константам ($c : N_g = 44–46^\circ$, $2V = 52–58^\circ$) соответствует авгиту с повышенным содержанием TiO_2 . Оливин (от 0–6 до 20 мас.%) относится к ряду хризолит-форстерита; $2V$ близкое к 90° . Амфибол двух генераций: ранний – сосуществует с ромбическим пироксеном, клинопироксеном и оливином, поздний – явно гистерогенный и образует келифитовые каймы вокруг перечисленных выше минералов или вместе с биотитом образует псевдоморфозы по ним. В некоторых разновидностях содержится (в мас.%) до 6–8 и даже до 12–15 титаномагнетита и до 2–2,5 апатита. Из вторичных минералов также характерны карбонат, эпидот, клиноцоизит, хлорит, серпентин.

Клинопироксен-амфиболовые и амфиболовые габбро, габбро-диориты и диориты отличаются от предыдущей группы более ярко выраженной полосчатостью, резким увеличением содержания амфибола – от 15–20 до 40–45 мас.%, а также более кислым плагиоклазом (37–54 мол.% An).

Пироксениты состоят (в мас.%) из ортопироксена (гиперстен или бронзит), клинопироксен-авгита и оливина (от 0 до 15–18); гистерогенные минералы – амфибол, биотит, тальк, карбонат, рудный. Содержание ортопироксена от 0–10 до 65–85; различаются гиперстениты и бронзититы ($-2V = 87^\circ$ бронзита). Клинопироксен бесцветен или слабо-зеленоватый; $c : N_g = 41–43^\circ$, $2V = 54^\circ$. Оливин ($2V = 86^\circ$) представлен форстеритом.

Перидотиты – среднезернистые массивные породы с аллотриоморфнозернистой структурой, окрашены в зеленовато-черный цвет, состоят (в мас.%) из оливина (до 70–85), орто- и клинопироксена (12–15), титаномагнетита и гистерогенных минералов – хлорита, талька, серпентина, тремолита. Оливин – форстерит-хризотилового ряда ($2V = 88–90^\circ$); клинопироксен соответствует авгиту ($c : N_g = 45^\circ$, $2V = 65^\circ$), ортопироксен гиперстен-бронзитового ряда.

Метаморфические преобразования наблюдаются в отдельных линейных зонах северо-западного направления, мощность которых от первых метров до 300–500 м. Мелкие тела габброидов часто полностью подвержены зеленокаменному метаморфизму, в более крупных телах сохраняются реликты интрузивных пород. При этом изменения сопровождаются структурной перестройкой последних.

Эклогитоподобные породы, включающие гранатовые амфиболиты, гранат-амфиболовые пироксениты и гранатовые габбро-амфиболиты,

образуют конформные линзообразные тела (мощность от 0,3–0,4 до 2,5–3 м, протяженность от первых метров до 12–15 м). Они приурочены к внутренней и внешней частям основного массива, а также к наиболее крупным дайкообразным телам габбро и габбро-норитов. Содержание (в мас.%) граната в них от 8–10 до 20–25%, размеры порфиробластов от 1,5–2,5 до 6 мм; гранат окрашен в розовый и бледно-розовый цвет. По ортопироксену, клинопироксену и плагиоклазу, реже по оливиону наблюдается развитие граната. В друзитах гранат образует внешнюю (вторую или третью от центра) кайму вокруг орто- и клинопироксенов. В габбро-амфиболитах он сосуществует с плагиоклазом (37–44 мол.% *An*). В крупных порфиробластах граната наблюдаются включения клинопироксена, плагиоклаза и амфибола. Амфибол голубовато-сине-зеленый, повышенной щелочности (барруазитовый ряд).

Бурпалинское проявление высокобарических пород приурочено к серии расчлененных базит-гипербазитовых массивов, расположенных в верховьях р. Унгры. Оно обнаружено в 1971–1972 гг. при крупномасштабном геологическом картировании и впервые охарактеризовано Г.А. Габышевой (1973 г.) и позднее сотрудниками ЛГУ И.В. Булдаковым и др. (1979 г.).

Базит-гипербазитовая ассоциация Г.А. Габышевой отнесена к формации расчлененных интрузий диорит-перидотитового состава, включающей пространственно и генетически взаимосвязанные диориты, габбро-диориты, габбро, габбро-нориты, пироксениты, перидотиты и плагиоклазиты (анортозиты). Они участвуют в строении пластообразных залежей и факколито-подобных тел, располагающихся в полосе вблизи надвиговой зоны, ограничивающей мезозойские отложения Чульманской впадины от гранулитов зверевско-чогарского комплекса. Размер наиболее крупных тел от 4×2 и 6×2 до 10×3 км. По отношению к складчатым структурам вмещающих гранулитов они являются конформными.

Высокобарические ассоциации представлены гранатовыми амфиболитами, гранатовыми пироксенитами и гранатовыми габбро-амфиболитами. Гранаты отличаются относительно высокой железистостью ($F = 77–81\%$) и марганцовистостью (2,7–4,2 мол. *Spes%*), низким содержанием *Pyr*-компонента – до 13–15 мол.% (табл. 29); содержание *Jd*-компонента в клинопироксене также низкое (< 6 мол.%). Гранаты и клинопироксены сосуществуют с ромбическим пироксеном энстатит-ферросилитового ряда и плагиоклазом-лабрадором (50 мол.% *An*). Амфибол и биотит являются гистерогенными минералами.

Химический состав и основные петрохимические характеристики высокобарических пород холодниканского комплекса и исходных базит-гипербазитовых ассоциаций приведены в табл. 32.

Перечень проявлений высокобарических ассоциаций холодниканского типа не исчерпывается перечисленными примерами. Геолого-структурные особенности их локализации настолько универсальны и закономерны, что могут быть успешно использованы при поисках и прогнозировании новых проявлений высокобарического метаморфизма. Примером могут служить Дамбукинское и Дес-Леглиерское проявления высокобарических ассоциаций, которые генетически связаны с расчлененными базит-гипербазитовыми сериями изверженных пород, образующими линейно-вытянутые конформные тела в зонах повышенной подвижности.

Таблица 29

Химический состав (в мас.%) породообразующих минералов эколгитизированного габбро-диорита (Бурпалинский расслоенный массив)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	38,36	38,64	50,59	50,74	39,79	54,28	—	31,77
TiO ₂	—	—	0,31	—	2,40	—	52,44	4,02
Al ₂ O ₃	21,85	21,53	3,99	2,40	14,17	28,46	—	14,82
FeO	23,56	25,23	11,35	25,95	15,50	0,26	45,14	24,25
MnO	1,88	1,18	0,15	0,40	0,07	—	2,80	0,14
MgO	3,88	3,25	12,87	20,73	10,84	—	0,06	11,05
CaO	9,93	9,81	20,33	0,60	11,48	10,58	—	0,03
Na ₂ O	—	—	0,72	—	2,15	5,78	—	—
K ₂ O	—	—	0,01	—	2,00	0,24	—	8,70
Сумма	99,46	99,64	100,32	100,82	98,04	99,60	100,44	94,78
Содержание катионов								
Si	3,013	3,045	1,882	1,894	5,954	2,447	—	2,495
Al	2,024	2,001	0,175	0,106	2,500	1,513	—	1,372
Ti	—	—	0,009	—	0,270	—	0,990	0,213
Mg	0,454	0,382	0,713	1,153	2,337	—	0,002	1,294
Fe ²⁺	1,548	1,664	0,353	0,810	1,939	0,010	0,948	1,593
Mn	0,125	0,079	0,005	0,013	0,009	—	0,060	0,009
Ca	0,836	0,829	0,810	0,024	1,841	0,511	—	0,002
Na	—	—	0,053	—	0,624	0,505	—	—
K	—	—	—	—	0,382	0,014	—	0,872
F	77,3	81,3	33,1	41,3	45,3	—	—	55,2
Mg/(Mg+Fe ²⁺ +Mn)	0,213	0,180	0,666	0,584	0,545	—	—	0,601
Ca/(Ca+Mg)	0,648	0,685	0,532	0,020	0,441	—	—	0,004

Компонентный состав, мол.%

Gr = 1 : Pyr_{15,3}Alm_{52,3}Spes_{4,2}Gros_{28,2}Andr₀Gr = 2 : Pyr_{12,9}Alm_{56,3}Spes_{2,7}Gros_{28,1}Andr₀CPx : Di_{53,9}Jd_{5,2}Hd_{34,4}Ilm_{0,5}Ca - Ti_{0,9}Ca - Al_{5,1}OPx : En_{57,6}Fs_{41,2}Wo_{1,2}Pl : Ab_{49,0}An_{49,6}Or_{1,4} № Pl = 50

Примечание. 1 и 2 — гранаты (соответственно внутренняя часть зерна и кайма); 3 — клинопироксен; 4 — ортопироксен; 5 — амфибол; 6 — плагиоклаз; 7 — ильменит; 8 — биотит (обр. 1157-Б, кол. Г.А. Габышевой). Анализы выполнены на микрозонде JXA-5A, аналитик В.И. Сапин (Владивосток, ДВГИ).

Полосчатый комплекс (по материалам Б.Л. Годзевича) в Дамбукинском блоке представлен линзовидными телами перидотитов, габбро-норитов, амфиболовых габбро и габбро-диоритов, приуроченных к субширотному разлому вблизи тектонического шва — Джелтулакской зоны разлома, отделяющей метаморфиты станового комплекса от мезозойд Монголо-Охотской складчатой области. Длина тела варьирует от первых сотен метров до 1,5–2 км при ширине от первых десятков метров до

0,6–0,7 км. Во внутренней и эндоконтактовой частях этих тел наблюдаются линзы эклогитизированных габбро, состоящих из розового и светло-красного граната (5–25 мас.%), амфибола, реликтовых орто- и клинопироксена, плагиоклаза, новообразованного клинопироксена, содержащего до 5–6 мол.% *Ja*-компонента. Гранат часто имеет ярко выраженное зональное строение с прямым и обратным характером зональности: состав (в мол.%) граната (табл. 30): *Pyr* от 14–18 до 29%, *Alm* 49–71, *Spes* 1,9–4,2; *Gros* 11–20, *Andr* 0–5,9%. Ромбический пироксен относится к *En-Fs* ряду; плагиоклаз по составу соответствует андезину, а в интенсивно измененных разновидностях – олигоклазу. Из гистерогенных минералов характерны кварц, эпидот (клиноцоизит), мусковит и биотит. Эти минералы замещают как эклогитоподобные парагенезисы, так и парагенезисы полосчатого комплекса.

В субширотной Дес-Леглиерской зоне разлома (Нимнырский блок Алданского массива), к которой приурочена цепочка линейно-вытянутых тел метаморфизованного габбро-перидотитового комплекса, эклогитизации подвергаются перидотиты, габбро и габбро-диориты. Проявление высокобарических пород изучалось Г.Н. Киселевым, Ф.Р. Леоновой и автором. Зона разлома, по-видимому, была заложена в раннем архее, в позднем архее и протерозое, которая неоднократно активизировалась. Полосчатый базит-гипербазитовый комплекс испытал региональный метаморфизм амфиболитовой фации. Вмещающие метаморфиты относятся к разрезу федоровской свиты, насыщенной основными и ультраосновными кристаллическими сланцами.

Линзы эклогитоподобных пород имеют 15–20 м в длину при мощности 2–3 м; характерны явления будинажа и развальцевания крупных линз. Гранат в этих породах (табл. 31) отличается непостоянством состава ($Pyr_{21-49}Alm_{32-57}Spes_{1-2,9}Gros_{12-17}Andr_{1,6-5,8}$); $F = 40-73\%$; CPx отличается низким содержанием *Jd*-компонента (от 1,2–1,9 до 5,7–6,5 мол.%); амфибол относится к субкальциевому ряду с низким содержанием Na_2O . Плагиоклаз обычно представлен андезином 37–43, из акцессорных минералов присутствуют магнетит, сфен, апатит, рутил и сульфиды.

Учитывая в общих чертах сходную геолого-структурную позицию локализации Джугджуро-Каларского анортозитового пояса, для которого характерно наличие расслоенного полосчатого комплекса (внешние зоны) с составом от габбро-норитов до диоритов включительно, можно предположить что в пределах этого пояса следует ожидать проявлений высокобарического метаморфизма холодниканского и даже эклогитового типов, описанных Е.В. Шарковым [1982] для районов Сальных и Колвицких тундр (Кольский полуостров), тем более что некоторые предпосылки для подобного прогноза уже имеются. К ним относятся первые находки гранатовых амфиболитов и гранатовых пироксенитов во внешнем поясе Каларского анортозитового массива [Баженова, 1974].

Становой комплекс эклогитовых кристаллических сланцев и гранатовых амфиболитов изучен автором в 1984 г. Эклогитовые кристаллические сланцы и гранатовые амфиболиты наблюдаются на северном и южном склонах Станового хребта, в 2,5 км севернее разъезда Рихарда Зорге и в 1,5–5 км севернее разъезда Якутский. Среди биотитовых и биотит-амфиболовых плагиогнейсов и гранито-гнейсов с прослоями и линзами мономинераль-

Таблица 30

Химический состав (в мас.%) сосуществующих минералов эклогитизированных габбро (Дамбукинский блок)

Компоненты	Гранат				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	37,74	39,03	38,43	38,69	37,40
TiO ₂	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	20,76	22,00	22,84	22,60	21,14
FeO	31,98	22,55	22,96	23,58	29,08
MnO	1,24	0,85	0,93	1,15	1,88
MgO	3,51	7,32	7,43	5,89	4,01
CaO	4,43	7,20	6,88	8,20	6,44
Na ₂ O	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—
Сумма	99,66	98,95	99,47	100,11	99,95

Содержание катионов

Si	3,019	3,026	2,962	2,988	2,959
Al	1,958	2,011	2,075	2,058	1,972
Ti	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	0,038	—	—	—	0,049
Mg	0,419	0,846	0,854	0,678	0,473
Fe ²⁺	2,102	1,463	1,480	1,523	1,875
Mn	0,084	0,056	0,061	0,075	0,126
Ca	0,380	0,598	0,568	0,678	0,546
Na	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—
F	83,4	63,4	63,4	62,2	79,9
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,159	0,358	0,357	0,669	0,191
Ca/(Ca + Mg)	0,476	0,414	0,399	0,5	0,536

Компонентный состав, мол.%

Обр. М-2, Gr : Pyr_{14,0}Alm_{70,5}Spes_{2,8}Gros_{10,8}Andr_{1,9}OPx : En_{48,1}Fs_{51,0}Wo_{0,9}Pl : Ab_{62,7}An_{36,5}Or_{0,8}; Pl № 37Обр. М-3, Gr = 1 : Pyr_{28,5}Alm_{49,4}Spes_{1,9}Gros_{20,2}Andr₀Gr = 2 : Pyr_{28,8}Alm_{49,9}Spes_{2,1}Gros_{19,2}Andr₀

Примечание. 1 — обр. М-2 (внутренняя часть зерна); 2—4 — обр. М-3 (соответственно ядро, внутренняя часть зерна, кайма); 5—7 — обр. М-5-1 (соответственно ядро, край и внутренняя часть зерна); 8 — обр. М-2; 9 — обр. М-3; 10 — М-5-1; 11 — обр. М-2; 12 — обр. М-3. Образцы из кол. Б.Л. Годзевича; анализы выполнены на микрозонде JXA-5A, аналитик В.И. Сапин (Владивосток, ДВГИ).

Гранат	Ромбич. пироксен	Амфибол		Плагиоклаз		
		9	10	11	12	
37,81	37,67	48,99	41,48	38,58	57,54	61,76
—	—	—	—	2,05	—	—
21,08	20,64	2,02	17,38	12,73	26,25	24,11
29,00	28,77	30,48	16,36	21,41	0,08	—
1,20	1,03	0,26	0,13	—	—	—
4,39	4,60	16,24	9,69	6,14	—	—
6,48	6,83	0,39	9,75	11,14	7,90	4,65
—	—	—	1,93	1,05	7,49	9,44
—	—	—	0,65	2,89	0,13	0,04
99,96	99,54	98,38	97,37	96,30	99,39	100,0

Содержание катионов

2,982	2,955	1,927	5,985	6,103	2,575	2,720
1,961	1,909	0,093	2,957	2,374	1,385	1,252
—	—	—	—	0,244	—	—
0,051	0,121	—	—	—	—	—
0,516	0,538	0,952	2,084	1,447	—	—
1,862	1,766	1,002	1,974	2,832	0,003	—
0,080	0,068	0,009	0,016	—	—	—
0,548	0,643	0,017	0,508	1,939	0,379	0,220
—	—	—	0,540	0,322	0,650	0,806
—	—	—	0,120	0,584	0,008	0,002
78,3	76,7	51,3	48,6	66,2	—	—
0,210	0,227	0,485	0,512	0,338	—	—
0,515	0,544	0,018	0,420	0,573	—	—

Компонентный состав, мол.%

Gr-3 : Pyr_{23,0}Alm_{51,5}Spes_{2,5}Gros_{23,0}Andr₀Pl : Ab_{78,4}An_{21,4}Or_{0,2}; Pl № 21Обр. М-5-1, Gr-1 : Pyr_{15,7}Alm_{62,1}Spes_{4,2}Gros_{15,6}Andr_{2,4}Gr-2 : Pyr_{17,2}Alm_{61,9}Spes_{2,7}Gros_{15,7}Andr_{2,5}Gr-3 : Pyr_{17,5}Alm_{57,4}Spes_{2,2}Gros_{17,0}Andr_{5,9}

Таблица 31

Химический состав (в мас. %) эклогитизированных перидотита и габбро (Дес-Леглиерская зона, Алданский массив)

Компоненты	Обр. 1159-Б				Обр. 1160-Б						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	40,00	49,87	49,22	41,42	38,28	38,52	38,24	51,95	51,99	44,31	55,87
TiO ₂	—	0,40	0,46	1,21	—	—	—	—	—	1,29	—
Al ₂ O ₃	21,89	6,53	6,75	14,18	20,71	20,81	20,95	1,03	1,09	9,33	27,15
FeO	17,65	7,22	6,90	8,93	26,28	26,48	26,10	12,08	11,26	18,48	—
MnO	0,49	0,13	0,10	—	1,27	1,27	1,23	0,25	0,23	0,23	—
MgO	13,35	12,79	12,50	14,33	5,28	5,32	5,31	12,10	12,86	10,36	—
CaO	6,72	21,71	22,09	12,04	7,01	6,91	6,65	21,94	22,19	11,27	9,06
Na ₂ O	—	0,92	0,80	2,51	—	—	—	0,26	0,16	1,46	6,74
K ₂ O	—	—	—	0,93	—	—	—	—	—	0,55	0,13
Сумма	100,10	99,53	98,82	95,55	98,84	99,31	98,48	99,61	99,78	97,28	98,95
Содержание катионов											
Si	2,960	1,845	1,836	6,128	3,029	3,032	3,034	1,969	1,959	6,607	2,520
Al	1,910	0,285	0,297	2,473	1,931	1,932	1,959	0,046	0,048	1,641	1,444
Ti	—	0,011	0,013	0,134	—	—	—	—	—	0,145	—
Fe ³⁺	0,117	—	—	—	0,064	0,062	0,031	—	—	—	—
Mg	1,431	0,705	0,695	3,160	0,623	0,624	0,628	0,684	0,722	2,302	—
Fe ²⁺	0,976	0,223	0,215	1,105	1,674	1,682	1,701	0,383	0,355	2,305	—
Mn	0,031	0,004	0,003	—	0,085	0,085	0,082	0,008	0,008	0,029	—
Ca	0,533	0,861	0,883	1,909	0,594	0,583	0,565	0,891	0,896	1,801	0,438
Na	—	0,066	0,058	0,720	—	—	—	0,019	0,012	0,422	0,590
K	—	—	—	0,176	—	—	—	—	—	0,105	0,008
F	39,9	24,0	23,6	25,9	72,9	72,9	73,0	35,9	33,0	50,0	—
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,587	0,756	0,761	0,741	0,262	0,261	0,260	0,637	0,665	0,497	—
Ca/(Ca + Mg)	0,271	0,550	0,560	0,377	0,488	0,483	0,474	0,566	0,554	0,439	—
Компонентный состав, мол. %											
Обр. 1159-Б, Gr:	Pyr _{48,9} Alm _{32,4} Spes _{1,0} Gros _{11,9} Andr _{5,8}										
CPx:	Di _{60,4} Jd _{6,5} Hd _{21,9} Ig _{0,4} Ca-Ti _{1,1} Ca-Al _{9,7}										
CPx:	Di _{61,0} Jd _{5,7} Hd _{21,2} Ig _{0,3} Ca-Ti _{1,3} Ca-Al _{10,5}										
Обр. 1160-Б, Gr-1:	Pyr _{20,9} Alm _{5,3} Spes _{2,9} Gros _{16,7} Andr _{3,2}										
Gr-2:	Pyr _{21,0} Alm _{5,6,5} Spes _{2,9} Gros _{16,5} Andr _{3,1}										
Gr-3:	Pyr _{21,1} Alm _{5,7,1} Spes _{2,8} Gros _{17,4} Andr _{1,6}										
CPx-1:	Di _{58,0} Jd _{1,9} Hd _{38,0} Ig _{0,8} Ca-Al _{1,3}										
CPx-2:	Di _{61,1} Jd _{1,2} Hd _{35,1} Ig _{0,8} Ca-Al _{1,8}										
Pl:	Ab _{5,6,9} An _{42,3} Or _{0,8} ; Pl № 43										

Примечание. 1 — гранат; 2 и 3 — клинопироксен (соответственно центр и внешняя часть зерна); 4 — амфибол; 5–7 — гранат (соответственно центральная и внутренняя части зерна и кайма); 8 и 9 — клинопироксен (центральная часть зер-

на и кайма); 10 — амфибол; 11 — плагиоклаз (кол. Г.Н. Киселева). Анализы выполнены на микрозонде JXA-5A, аналитик В.И. Сапин (Владивосток, ДВГИ).

Таблица 32

Петрохимические особенности расслоенных базит-гипербазитовых комплексов с линзами эклогитоподобных пород

Компоненты	1	2	3/1	3/2	3/3	3/4	3/5
SiO ₂	50,98	45,44	48,58	48,62	48,04	47,51	47,36
TiO ₂	1,51	2,07	1,10	1,15	1,04	1,18	0,62
Al ₂ O ₃	15,60	15,58	13,57	14,05	21,24	18,93	6,93
Fe ₂ O ₃	3,18	3,69	5,05	4,85	2,59	3,35	3,49
FeO	9,83	14,66	8,14	8,22	6,38	6,93	9,52
MnO	0,33	0,38	0,26	0,23	0,16	0,31	0,19
MgO	6,41	6,90	6,34	6,42	3,89	5,36	19,43
CaO	8,11	8,00	13,86	12,91	10,16	9,98	11,21
Na ₂ O	2,47	1,83	2,00	2,05	4,01	3,73	0,95
K ₂ O	0,50	0,75	0,17	0,22	0,48	0,63	0,54
P ₂ O ₅	0,20	0,17	—	0,09	0,37	0,28	0,05
H ₂ O	0,34	0,18	0,51	0,45	0,20	0,38	0,09
SrO	0,04	0,06	Не опр.	Не опр.	0,11	0,08	Не опр.
SO ₃	0,02	0,02	"	0,17	0,02	0,02	0,14
П.п.п.	0,40	0,22	"	0,34	0,34	1,83	0,30
Сумма	99,06	99,30	99,52	99,77	99,03	100,09	100,82

Нормативный состав по CIPW, мол. %

Or	2,8	4,5	1,1	1,1	2,8	3,3	3,3
Ab	21,0	15,7	16,8	17,8	34,1	31,5	7,9
An	30,0	31,7	27,5	28,4	36,2	33,3	13,1
Q	4,3	—	1,9	2,0	—	—	—
Fo	—	4,2	—	—	6,9	8,9	19,4
Fa	—	6,3	—	—	6,3	6,1	6,1
Wo	38	3,0	17,2	14,5	4,8	6,2	17,4
En	16,0	7,5	15,8	16,0	—	0,7	20,7
Fs	12,7	12,4	9,4	9,5	—	0,5	5,9
Cr	—	—	—	—	0,8	—	—
Ap	0,3	0,3	—	0,3	1,0	0,6	0,3
Ptm	2,9	4,0	2,1	2,3	2,0	2,3	1,2
Mt	4,6	5,3	7,4	6,9	3,7	4,9	5,1

Петрохимические характеристики

K ₂ O/Na ₂ O	0,20	0,41	0,09	0,11	0,12	0,17	0,57
МИ	66,7	71,6	68,0	67,4	70,1	66,4	40,5
ФИ	26,8	24,4	13,5	15,0	30,9	30,4	11,7
Si	28,8	24,5	28,9	29,2	22,2	26,4	56,9
ДИ	7,1	4,5	3,0	3,1	2,8	3,3	3,3
КИ	43,4	43,4	43,3	44,4	43,1	42,7	53,2
ЦИ	41,9	41,9	51,9	49,2	24,5	29,6	75,8

Примечание. 1 — друзитовый эклогит, восточный берег оз. Байкал, окрестности оз. Котоколь (обр. 990-Б/11); 2 — гранатовый амфиболит с реликтами клинопироксена, Ларбинский блок гранулитов (обр. 7/82); Тангракская группа расслоенных мафит-ультрамафитовых тел с линзами эклогитоподобных пород: 3/1 — гранатовый амфиболит с реликтами CPx и OPx, 3/2 — гранатовый амфиболит с реликтами CPx (обр. 815-Б/7), 3/3 и 3/4 — полосчатые гранатовые габбро-амфиболиты (обр. 16/82 и 36/82), 3/5 — гранатовый пироксенит (обр. 812-Б/3а), 3/6 — полосчатое амфиболовое

	3/6	3/7	3/8	3/9	3/10	4/1	4/2	4/3
	49,45	47,83	47,35	48,45	39,84	47,78	50,63	51,56
	1,27	0,83	1,34	1,63	0,45	2,21	1,65	0,59
	13,99	13,25	14,63	15,47	4,87	11,28	14,16	15,66
	1,92	6,05	5,47	5,94	3,42	6,64	3,22	3,50
	10,09	5,62	7,35	7,97	12,93	13,87	5,89	6,46
	0,21	0,18	0,18	0,22	0,18	0,36	0,10	—
	7,26	9,68	7,55	5,67	32,52	5,32	7,25	7,53
	11,87	13,26	11,98	11,43	3,21	8,97	12,51	9,92
	2,60	2,04	2,87	2,95	0,19	0,70	4,17	2,80
	0,26	0,46	0,43	0,31	0,02	0,38	0,32	1,00
	0,08	—	0,05	0,04	0,05	0,19	0,10	0,28
	0,20	0,47	0,12	0,07	0,22	Не опр.	Не опр.	—
	0,05	Не опр.	Не опр.	0,03	Не опр.	"	"	Не опр.
	0,02	"	0,19	0,03	0,27	"	"	0,01
	0,16	"	0,22	0,23	1,15	1,62	0,16	0,38
	99,22	99,73	99,71	100,44	99,32	99,32	100,16	99,69

Нормативный состав по CIPW, мол. %

	1,7	2,8	2,2	1,7	—	2,2	1,7	6,1
	22,0	17,3	24,1	25,2	1,6	5,8	35,1	23,6
	25,6	25,6	25,9	28,1	12,5	26,7	19,2	27,3
	—	—	—	0,2	—	11,5	—	0,4
	5,3	4,1	6,3	—	49,1	—	10,0	—
	3,5	0,8	2,6	—	13,7	—	3,3	—
	13,6	16,7	13,8	11,7	1,2	7,1	17,5	8,5
	12,8	18,3	9,8	13,9	10,9	13,3	3,8	18,8
	10,8	3,3	3,7	7,5	2,9	16,9	1,2	7,9
	—	—	—	—	—	—	—	—
	0,3	—	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,6
	2,4	1,5	2,6	3,0	0,9	4,2	3,2	1,2
	2,8	8,8	8,1	8,6	4,9	9,7	4,6	5,1

Петрохимические характеристики

	0,10	0,23	0,15	0,11	0,11	0,54	0,08	0,36
	62,7	55,0	63,3	71,4	33,7	79,7	56,0	56,9
	19,4	15,9	21,6	22,2	6,1	10,7	26,4	27,7
	32,5	40,3	31,7	24,6	66,0	19,5	34,6	35,4
	1,7	2,8	2,2	1,9	—	13,7	1,7	6,5
	43,7	48,0	42,0	42,0	72,5	40,0	36,3	46,1
	51,2	53,5	46,9	44,7	83,6	51,5	43,9	41,5

метагаббро (обр. 18/82), 3/7 — амфиболовый пироксенит, 3/8 и 3/9 — то же (обр. 814/1 и 812-Б/4), 3/10 — бронзитит (обр. 812-Б/3); Холодниканская группа расслоенных базит-гипербазитовых тел с линзами эклогитоподобных пород: 4/1 — гранатовый амфиболит с реликтами CPx (обр. 19/84), 4/2 — гранатовый габбро-амфиболит с реликтами CPx (обр. 1104-Б/2), 4/3 — гранатовый амфиболит (обр. 5004), 4/4 — то же (обр. 2112/1), 4/5 — амфиболитизированный перидотит (обр. 1507), 4/6 — амфиболитизированный вебстерит (обр. 8026), 4/7 — габбро CPx-At (обр. 1104-Б), 4/8 — то же

Таблица 32 (продолжение)

Компоненты	4/4	4/5	4/6	4/7	4/8	4/9	4/10
SiO ₂	53,40	45,48	52,12	46,98	48,22	50,38	52,10
TiO ₂	0,54	0,90	0,42	1,05	1,05	1,93	1,71
Al ₂ O ₃	14,89	8,47	4,57	13,93	15,32	14,65	15,13
Fe ₂ O ₃	3,40	5,00	4,87	4,62	5,68	3,70	4,68
FeO	6,19	7,18	5,75	7,76	9,33	9,35	5,71
MnO	0,14	0,30	0,30	0,08	0,30	0,24	0,01
MgO	7,06	20,37	22,50	10,12	7,23	5,79	6,89
CaO	9,75	8,06	9,00	11,21	7,60	12,78	8,05
Na ₂ O	2,61	1,70	—	3,43	2,67	1,07	5,00
K ₂ O	1,43	0,42	—	0,60	0,47	0,48	0,44
P ₂ O ₅	0,13	0,24	0,19	0,07	0,10	0,13	0,04
H ₂ O	—	0,06	0,08	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
SrO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	”	”	”	”
SO ₃	0,01	0,01	0,04	”	”	”	”
П.л.п.	0,53	1,32	0,60	0,64	1,53	Не опр.	0,95
Сумма	100,08	99,51	100,44	100,49	99,50	100,50	100,71
Нормативный состав по СРРВ, мол. %							
Or	8,3	2,2	—	3,3	2,8	2,8	2,8
Ab	2,0	14,2	—	28,8	22,5	8,9	41,9
An	24,8	14,5	12,5	16,4	28,4	33,9	17,5
Q	3,1	—	3,6	—	0,9	7,8	—
Fo	—	23,8	—	17,7	—	—	5,8
Fa	—	4,1	—	6,7	—	—	1,6
Wo	9,5	10,3	13,1	16,7	3,6	12,0	9,2
En	17,6	16,8	56,0	—	18,0	14,5	8,9
Fs	7,9	2,9	6,2	—	11,2	11,3	1,9
Cr	—	—	—	1,7	—	—	—
Ap	0,3	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2
Plt	1,1	1,7	0,8	2,0	2,0	3,6	3,2
Mt	4,9	7,2	6,9	6,7	8,3	5,3	6,7
Петрохимические характеристики							
K ₂ O/Na ₂ O	0,55	0,25	—	0,17	0,18	0,45	0,09
МИ	58,0	38,0	32,7	55,2	67,9	69,7	60,2
ФИ	29,3	20,8	—	26,4	29,2	10,8	40,3
Si	33,9	58,2	67,7	38,0	28,2	28,1	30,3
ДИ	11,4	2,2	3,6	3,3	3,7	10,6	2,8
КИ	42,4	55,1	68,5	40,8	46,4	48,4	33,8
ЦИ	41,0	66,8	83,0	51,1	43,4	47,0	37,5

(обр. 22/84), 4/9 — то же (обр. 1105-Б/1), 4/10 — то же (обр. 1104-Б/1), 4/11–4/13 — габбро-амфиболиты (обр. 1445, 7050 и 1433); Бурпалинский расслоенный массив: 5/1 — полосчатый гранатовый габбро-амфиболит полосчатый (обр. 126-4), 5/2 — пироксенит (среднее из 5 анализов), 5/3 — амфиболовый пироксенит (обр. С-20), 5/4 — метагаббро (обр. С-37), 5/5 — амфиболитизированный пироксенит (среднее из 2 анализов), 5/6 — меланократовое габбро (среднее из 6 анализов), 5/7 — габбро (среднее из 10 анализов), 5/8 — лейкократовое габбро (среднее из 10 анализов), 5/9 — габбро-диорит (среднее из 8 анализов), 5/10 — диорит (среднее из 12 анали-

	4/11	4/12	4/13	5/1	5/2	5/3	5/4	5/5	5/6
	47,80	49,25	50,24	45,88	44,77	45,60	48,03	49,74	50,02
	1,18	0,85	0,80	1,18	3,24	1,01	0,79	1,04	1,75
	14,34	16,46	13,38	11,84	7,86	9,50	12,70	6,16	11,41
	4,38	2,84	3,86	5,26	4,74	3,38	8,19	2,55	3,25
	8,76	8,85	9,19	9,90	9,85	3,88	5,96	5,94	10,70
	0,17	0,18	0,19	0,32	0,18	0,08	0,06	0,10	0,28
	7,80	6,93	7,10	9,76	13,16	19,90	8,97	20,62	8,59
	11,84	10,21	10,37	13,75	13,78	11,44	8,26	11,14	9,46
	1,30	3,20	1,84	0,80	2,01	2,67	4,55	2,41	3,43
	0,40	0,68	0,47	—	0,46	0,19	0,35	0,30	1,13
	0,17	0,03	0,17	0,29	0,09	0,01	0,09	0,01	0,13
	0,06	0,05	0,03	—	—	0,24	0,12	—	—
	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	”	0,03	0,01	0,01	0,43	0,82	0,12	”	0,38
	1,22	0,56	1,63	0,40	—	2,04	1,34	”	—
	99,42	100,12	99,28	99,39	100,57	100,76	99,53	100,01	100,53
Нормативный состав по СРРВ, мол. %									
	2,2	3,9	2,8	—	2,8	1,1	2,2	1,7	6,7
	11,0	27,3	15,7	6,8	16,8	22,6	38,8	20,4	28,8
	32,0	28,7	26,7	28,7	11,1	13,4	13,1	5,3	12,5
	2,9	—	4,6	0,5	—	—	—	—	—
	—	7,7	—	—	18,0	34,8	13,2	26,3	9,6
	—	6,5	—	—	5,5	2,2	2,0	4,1	7,1
	10,8	8,9	10,0	15,8	23,6	15,7	11,3	20,9	14,1
	19,5	6,2	17,7	24,3	7,0	—	3,4	13,8	7,7
	10,7	4,5	12,8	12,4	2,0	—	0,4	1,8	5,3
	—	—	—	—	—	2,1	—	—	—
	0,3	0,2	0,3	0,7	0,3	—	0,3	—	0,3
	2,3	1,7	1,5	2,3	6,2	2,0	1,5	2,1	3,3
	6,5	3,9	5,6	7,7	6,9	4,9	11,8	3,7	4,9
Петрохимические характеристики									
	0,31	0,21	0,26	—	0,23	0,07	0,08	0,12	0,33
	63,1	63,1	65,1	61,3	52,9	26,9	61,3	29,4	62,4
	12,6	27,5	18,2	5,5	15,2	20,0	37,2	19,6	32,5
	34,2	30,6	31,3	37,5	43,3	66,1	31,9	64,6	31,4
	2,2	3,9	7,4	0,5	2,8	1,1	2,2	1,7	6,7
	51,5	42,6	44,4	53,0	36,1	48,2	29,7	45,4	29,8
	49,8	39,4	47,6	62,5	69,2	61,7	43,6	72,7	52,0

зов); Верхнекавактинский расслоенный массив: 6/1 — гранатовый габбро-амфиболит с реликтами СРх (обр. 3476), 6/2 — гранат-амфиболовый пироксенит (обр. 6084), 6/3 — серпентинизированный перидотит (обр. 21/82), 6/4 — оливиновый пироксенит (среднее из 7 анализов), 6/5 — ферро-габбро-норит (среднее из 9 анализов), 6/6 — габбро (среднее из 12 анализов), 6/7 — габбро-норит (среднее из 18 анализов), 6/8 — оливиновый габбро-норит (среднее из 14 анализов), 6/9 — пегматоидное габбро (среднее из 4 анализов), 6/10 — анортзит (среднее из 6 анализов), 6/11 — пироксенит (среднее из 3 анализов).

Таблица 32 (окончание)

Компоненты	5/7	5/8	5/9	5/10	6/1	6/2	6/3	6/4	6/5	6/6	6/7	6/8	6/9	6/10	6/11
SiO ₂	52,26	53,56	54,86	65,09	47,03	52,28	42,72	45,70	45,28	50,98	51,26	50,55	53,24	53,60	54,48
TiO ₂	1,62	1,44	1,06	0,58	1,97	0,42	0,40	0,22	2,72	0,40	0,49	0,25	0,41	0,21	0,11
Al ₂ O ₃	12,65	11,72	18,05	16,33	12,73	3,66	3,97	7,43	14,51	19,11	17,14	19,33	11,02	27,15	4,28
Fe ₂ O ₃	3,12	2,94	2,56	1,91	7,68	5,78	2,79	1,20	5,22	0,85	4,51	1,21	0,34	1,49	1,61
FeO	8,16	8,28	5,99	3,21	11,73	6,46	13,45	9,79	11,36	5,29	3,96	5,07	9,72	0,91	7,36
MnO	0,15	0,13	0,14	0,08	0,31	0,32	0,22	0,19	0,20	0,11	0,11	0,10	0,20	0,02	0,18
MgO	7,29	8,04	4,54	2,01	5,82	19,85	30,39	30,28	7,09	9,16	7,57	9,44	16,33	0,92	16,37
CaO	9,41	8,13	7,92	4,40	10,38	10,65	1,41	4,88	9,36	10,74	11,26	10,13	6,29	10,57	14,88
Na ₂ O	4,58	4,80	3,88	4,72	1,32	—	0,02	0,22	2,83	3,10	3,05	2,54	2,28	4,76	0,55
K ₂ O	0,76	0,96	1,01	1,67	—	—	0,04	0,09	0,43	0,26	0,30	0,32	0,18	0,36	0,16
P ₂ O ₅	0,16	0,10	0,28	0,18	0,14	0,04	0,07	0,10	1,24	0,05	0,18	0,13	0,01	0,01	0,01
H ₂ O	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,06	0,04	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
SrO	Не опр.	—	—	—	Не опр.	Не опр.	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	0,35	—	0,02	0,02	0,09	0,01	0,26	0,12	0,39	0,04	0,05	0,10	0,07	0,02	0,14
П.п.п.	—	—	—	—	1,09	0,16	4,10	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,51	100,10	100,31	100,20	100,35	99,67	99,84	100,22	100,63	100,09	99,88	99,17	100,09	100,02	100,13
Нормативный состав по СРПВ, мол. %								Нормативный состав по СРПВ, мол. %							
Or	4,5	6,1	6,1	10,0	—	—	0,6	0,6	2,2	1,7	1,7	1,7	1,1	2,2	1,1
Ab	38,8	40,4	33,0	39,9	11,0	—	—	1,6	24,1	26,2	25,7	21,5	19,4	40,4	4,7
An	12,0	7,5	28,9	18,4	34,8	10,0	6,1	19,2	25,6	37,3	32,3	40,6	19,2	51,5	8,6
Q	—	—	3,7	18,2	6,7	6,0	—	—	—	—	0,9	—	—	0,6	2,6
Fo	9,0	8,4	—	—	—	—	30,5	35,5	4,6	9,1	—	4,6	6,9	—	—
Fa	5,9	4,9	—	—	—	—	9,0	8,8	3,7	3,7	—	1,8	3,1	—	—
Wo	14,2	13,2	3,6	1,2	6,6	17,7	—	1,7	5,9	6,4	9,5	3,7	5,0	0,3	27,3
En	5,3	8,0	11,3	5,0	14,5	49,5	32,1	24,7	11,0	9,7	18,9	16,9	30,8	2,2	40,8
Fs	3,2	4,2	7,3	3,3	12,5	7,0	10,6	5,7	7,7	3,7	3,0	5,7	13,3	0,1	12,5
Cr	—	—	—	—	—	—	1,7	—	—	—	—	—	—	—	—
Ap	0,3	0,3	0,7	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	2,7	0,3	0,3	0,3	—	—	—
Pm	2,3	2,9	2,1	1,2	3,7	0,8	0,8	0,5	5,2	0,8	0,9	0,5	0,8	0,5	0,2
Mt	4,4	4,2	3,7	2,8	11,1	8,3	3,9	1,6	7,6	1,4	5,3	1,9	0,5	2,1	2,3
Петрохимические характеристики								Петрохимические характеристики							
K ₂ O/Na ₂ O	0,17	0,20	0,26	0,35	—	—	2,0	0,41	0,15	0,08	0,10	0,13	0,08	0,08	0,29
МИ	61,1	58,5	65,7	72,1	77,2	38,8	34,8	27,0	70,3	40,6	53,2	40,3	38,6	72,5	35,9
ФИ	36,2	41,5	38,2	59,2	11,3	—	4,1	6,0	25,8	23,8	22,9	22,0	28,1	32,6	4,6
Si	30,3	32,0	25,1	14,8	21,7	61,2	65,1	72,5	26,1	48,8	38,8	50,5	56,2	10,9	62,4
ДИ	4,5	6,1	9,8	18,2	6,7	6,0	0,6	0,6	2,2	1,7	2,6	1,7	1,1	2,8	3,7
КИ	26,3	23,9	40,2	23,4	49,3	59,5	68,8	79,4	41,2	56,1	51,2	62,1	56,9	53,7	49,4
ЦИ	44,3	45,8	28,0	13,5	48,4	83,3	88,6	78,5	45,7	34,8	37,9	35,4	60,4	5,2	83,1

Ан. 2 и 6/5 — кол. Л.П. Карсакова; ан. 3/3, 3/4, 3/6, 4/1 и 4/8 — кол. Р.Ф. Черкасова; ан. 4/3, 4/4, 4/5, 4/6, 4/11, 4/12, 4/13 — кол. И.А. Усольцева и Н.С. Соколова; ан. 5/2, 5/5, 5/4, 5/5, 5/6, 5/7, 5/8, 5/9, 5/10, 6/4, 6/5, 6/6, 6/9, 6/10, 6/11 — по материалам И.В. Булгакова и др. [1979 г.]; ан. 6/7 и 6/8 — по материалам И.В. Булгакова и др. [1979 г.], Л.П. Карсакова и автора; остальные по материалам автора.

Таблица 33

Химический состав (в мас.%) гранатов из эклогитоподобных пород станового типа и вмещающих метаморфитов станового комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5
SiO ₂	38,71	38,69	38,30	38,35	39,36
TiO ₂	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	21,85	21,56	21,62	21,54	21,92
Fe ₂ O ₃	—	0,57	0,74	0,87	—
FeO	24,35	23,24	24,72	24,67	26,52
MnO	—	—	0,83	—	—
MgO	4,56	5,15	5,31	4,98	3,46
CaO	10,57	10,80	8,45	9,61	9,06
Na ₂ O	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—
Сумма	100,04	100,01	100,01	100,01	100,32
Число катионов на 12 "0"					
Si	3,009	3,000	2,987	2,987	3,081
Al	2,000	1,968	1,983	1,975	2,020
Ti	—	—	—	—	—
Cr ³⁺	—	—	—	—	—
Fe ³⁺	—	0,033	0,043	0,051	—
Mg	0,528	0,596	0,617	0,578	0,403
Fe ²⁺	1,583	1,507	1,610	1,607	1,736
Mn	—	—	0,055	—	—
Ca	0,880	0,897	0,705	0,802	0,760
F	75,0	71,7	72,3	73,6	81,2
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,250	0,283	0,270	0,265	0,188
Ca/(Ca + Mg)	0,625	0,601	0,533	0,581	0,654
Компонентный состав, мол. %					
<i>Pyx</i>	17,7	19,9	20,7	19,3	13,9
<i>Alm</i>	52,9	50,2	53,9	53,8	59,9
<i>Spes</i>	—	—	1,8	—	—
<i>Gros</i>	29,4	28,2	21,4	24,3	26,2
<i>Andr</i>	—	1,7	2,2	2,6	—

Примечание. 1—4 — эклогитовые кристаллические сланцы (*Gr* + *Am* + *Pl* + *Q* + *CPx*, обр. 1077-Б, 1077-Б/2, 1077-Б/6, 1077-Б/8); 5—10 — гранатовые амфиболиты (*Gr* + *Am* + *CPx* + *Q*, обр. 1085-Б/1, 1085-Б/9, 1088-Б/3, 1088-Б/8, 1088-Б/9); 11,

ных и плагиоклазовых амфиболитов, относящихся к разрезу иликанской серии, встречено 5 будин, представленных гранатовыми амфиболитами (4) и одна — эклогитовыми кристаллическими сланцами (размер будин от 4 × 1,5 до 12 × 3 м). Вмещающие метаморфиты в этом районе образуют простую антиклинальную складку, осложненную по серии субширотных и северо-восточных разломов складками волочения и взбросо-сдвиговыми дислокациями с зонами брекчирования, катаклаза и мионитизации (их мощность варьирует от 0,5—0,6 до 2,5—3 м). В результате выщелачивания и окварцевания они окрашены в пестрый ржаво-бурый и желто-коричневый

	6	7	8	9	10	11	12
	38,08	37,72	38,09	37,23	36,73	39,89	37,35
	21,14	20,97	20,67	21,03	20,07	26,72	19,47
	0,55	1,58	1,09	2,75	5,25	—	3,48
	26,45	28,16	26,24	27,50	24,01	9,16	21,32
	—	—	—	—	2,29	—	3,77
	2,79	4,19	2,93	4,55	3,03	—	1,40
	11,01	7,39	11,00	6,96	8,08	24,97	12,68
	—	—	—	—	0,33	—	0,20
	—	—	—	—	0,13	—	0,20
	100,01	100,01	100,01	100,01	100,01	100,75	100,01
Число катионов на 12 "0"							
	3,002	2,979	3,007	2,941	2,926	3,017	2,981
	1,963	1,949	1,921	1,956	1,883	2,380	1,829
	—	—	—	—	—	—	0,009
	—	—	—	—	0,008	—	0,013
	0,032	0,094	0,065	0,163	0,315	—	0,209
	0,328	0,493	0,345	0,536	0,366	—	0,167
	1,744	1,860	1,732	1,816	1,599	0,580	1,428
	—	—	—	—	0,154	—	0,255
	0,930	0,625	0,930	0,539	0,690	2,023	1,084
	84,2	79,1	83,3	77,2	81,4	100,0	89,5
	0,158	0,210	0,166	0,228	0,173	—	0,905
	0,739	0,559	0,729	0,501	0,653	100,0	0,867
Компонентный состав, мол. %							
	10,9	16,6	11,5	18,5	13,0	—	5,7
	58,1	62,4	57,6	62,8	56,9	22,3	48,8
	—	—	—	—	5,5	—	8,7
	29,4	16,3	27,7	10,2	7,7	77,7	25,5
	1,6	4,7	3,2	8,5	16,9	—	11,3

12 — вмещающие метаморфиты (обр. 1058-Б/2 и 1064-Б/2): 11 — гранатовый амфиболит, 12 — гранат-амфибол-биотитовый плагиогнейс. Анализы выполнены на микроанализаторе "Сателит" кол. автора, аналитик И.Г. Ляпичев (ВСЕГЕИ).

цвета и изобилуют охристым лимонитом, низкотемпературным кварцем, слюдами, аргиллизитом и карбонатами.

Будина эклогитовых кристаллических сланцев в осевой части представлена мелко- и среднезернистыми породами, состоящими (в мол.%) на 40—55 из панидиоморфного граната, 35—50 амфибола, 8—10 кварца с реликтами клинопироксена; ближе к контакту резко увеличивается количество короткошестоватого амфибола до 60—80. Гранат здесь образует шпирь, гнезда, порфиробласты, содержание его уменьшается до 15—20. Края будин довольно резкие, четкие. Во внешней кайме появляются мономинер-

Таблица 34

Химический состав (в мас.%) амфиболов из эклогитоподобных пород станового типа и вмещающих метаморфитов станового комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	41,72	42,86	41,58	42,32	41,86	41,54
TiO ₂	1,13	—	1,28	—	—	—
Al ₂ O ₃	14,35	14,79	15,35	15,08	14,83	14,22
Fe ₂ O ₃	3,88	3,60	6,79	7,33	6,25	5,49
FeO	11,33	11,80	8,34	9,06	12,73	15,89
MnO	—	—	—	—	—	—
MgO	10,54	10,41	10,80	10,41	8,58	7,17
CaO	11,98	12,19	11,44	11,68	11,15	11,77
Na ₂ O	1,76	1,52	1,57	1,28	1,99	1,93
K ₂ O	0,79	0,81	0,66	0,80	0,79	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0,14	—	—	—
Сумма	97,97	97,97	97,96	97,96	97,99	98,01
Количество катионов на 22 "O"						
Si	6,152	6,305	6,079	6,203	6,208	6,250
Al ^{IV}	1,848	1,695	1,921	1,797	1,792	1,750
Al ^{VI}	0,731	0,867	0,722	0,806	0,809	0,770
Ti	0,126	—	0,140	—	—	—
Cr	—	—	0,017	—	—	—
Fe ³⁺	0,430	0,399	0,748	0,809	0,700	0,621
Mg	2,316	2,282	2,353	2,274	1,906	1,609
Fe ²⁺	1,397	1,452	1,020	1,111	1,585	2,000
Mn	—	—	—	—	—	—
Ca	1,893	1,922	1,792	1,834	1,780	1,897
Na	0,503	0,433	0,446	0,365	0,574	0,564
K	0,148	0,152	0,123	0,150	0,149	—
F	37,6	38,9	30,2	32,8	45,4	55,4
Mg/(Mg + Fe ²⁺ + Mn)	0,624	0,611	0,698	0,672	0,546	0,446
Ca/(Ca + Mg)	0,450	0,457	0,432	0,446	0,483	0,541

Примечание. 1–4 – эклогитовые кристаллические сланцы (*Gr* + *Am* + *Q* ± *Pl* ± *CPx*; обр. 1077-Б, 1077-Б/2, 1077-Б/6, 1077-Б/8); 5–10 – гранатовые амфиболиты (*Gr* + *Amf* ± *CPx*; обр. 1085-Б/1, 1085-Б/3, 1085-Б/6, 1088-Б/3, 1088-Б/8, 1088-Б/9); 11–14 – вмещающие метаморфиты (обр. 1052-Б/2-1, 1052-Б/2-2, 1058-Б/2,

ральные амфиболовые (с пегматоидной структурой) и кварц-гранат-плагноклаз-амфиболовые (с порфиробластовой структурой) участки, которые резко сменяются биотит-амфиболовыми гнейсами. Внешняя зона будин имеет скорлуповато-концентрическую текстуру, при этом сами будины "обтекаются" пластичными гнейсовыми толщами. Мелкие будины сложены полностью короткошестоватыми крупнозернистыми амфиболитами со сложной изрезанной слюдитовой и кварц-слюдитовой каймой. Слюда представлена биотитом или мусковитом, чаще всего их сочетанием. Гранат в таких будинах встречается спорадически.

Будины гранатовых амфиболитов характеризуются зональным строе-

7	8	9	10	11	12	13	14
44,39	39,88	47,85	37,42	40,98	40,79	41,83	38,31
0,80	—	0,55	1,06	1,08	1,01	1,10	1,15
9,63	14,16	6,64	15,04	11,27	11,74	13,50	13,32
5,75	7,85	7,54	4,10	8,39	6,47	7,96	5,27
13,29	14,75	8,32	20,50	12,36	14,62	9,88	18,04
—	—	0,43	0,40	0,31	0,25	0,24	0,60
10,34	7,31	13,50	4,44	9,33	8,58	10,09	6,16
11,79	11,97	11,59	11,72	11,35	11,78	11,25	11,55
1,60	1,74	1,11	2,11	1,82	1,57	2,13	1,74
0,17	0,37	0,24	1,16	1,00	1,14	—	1,95
0,23	—	0,18	0,15	0,09	0,08	—	—
97,99	98,03	97,94	98,09	98,02	98,03	97,97	98,08
Количество катионов на 22 "O"				Количество катионов на 22 "O"			
6,606	6,050	6,953	5,846	6,198	6,200	6,177	5,957
1,394	1,950	1,037	2,154	1,802	1,800	1,823	2,043
0,293	0,580	1,000	0,612	0,203	0,301	0,524	0,396
0,090	—	0,060	0,124	0,123	0,115	0,122	0,135
0,027	—	0,020	0,018	0,010	0,009	—	—
0,644	0,896	0,825	0,482	0,955	0,740	0,884	0,616
2,293	1,652	2,928	1,033	2,113	1,945	2,220	1,427
1,654	1,871	1,013	2,678	1,562	1,858	1,219	2,346
—	—	0,052	0,053	0,040	0,032	0,030	0,079
1,879	1,945	1,807	1,968	1,837	1,918	1,730	1,925
0,461	0,512	0,312	0,639	1,532	0,463	0,610	0,523
0,032	0,072	0,044	0,231	0,192	0,221	—	0,386
41,9	53,1	25,7	72,2	42,5	48,9	35,5	62,2
0,581	0,469	0,733	0,274	0,569	0,507	0,640	0,371
0,450	0,541	0,382	0,656	0,465	0,497	0,438	0,574

1064-Б/2): 11, 12 – биотитсодержащие гранатовые амфиболиты (соответственно *Am*-1 и *Am*-2), 13 – то же, 14 – гранат-амфибол-биотитовый плагногнейс. Анализы выполнены на микроанализаторе "Самебах", кол. автора, аналитик И.Г. Ляпичев (ВСЕГЕИ).

нием. В осевой части породы более равномерно-зернистые и содержат до 30–35 мас.% граната и примерно столько же короткошестоватого амфибола. В центральной части одной из подобных будин встречены реликты клинопироксена ($c : N_g = 52^\circ$, $2V = 57–58^\circ$; $N_g - N_p = 0,028–0,032$), химический состав которого приведен в табл. 36. Ближе к контакту наблюдается перекристаллизация пород с образованием шпиров, гнезд и крупных зональных порфиробластов граната (содержание <20–25 мас.% *Gr*), а амфиболовая масса в таких участках приобретает пегматоидную структуру. Внешняя оторочка будин сложена кварц-слюдитовыми (слюда представлена биотитом, часто с мусковитом) и кварц-амфибол-слюдитовыми мета-

Таблица 35

Химический состав (в мас.%) плагиоклазов в эклогитоподобных породах станого комплекса

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	58,87	48,41	50,77
Al ₂ O ₃	25,80	32,16	30,92
CaO	8,18	16,62	14,72
Na ₂ O	7,16	2,64	3,53
Сумма	100,01	99,83	99,94
Число катионов на 8 "0"			
Si	2,631	2,217	2,312
Al	1,357	1,734	1,653
Ca	0,392	0,815	0,719
Na	0,620	0,234	0,312
Фазовый состав, мол.%			
Ab	61,3	22,3	28,7
An	38,7	77,7	71,3
Pl	39	78	71

Примечание. 1 и 3 — плагиоклазосодержащий гранатовый амфиболит (обр. 1088-Б/5 и 1088-Б/9); 2 — плагиоклазосодержащий гранатовый амфиболит с реликтами клинопироксена (обр. 1088-Б/8). Анализы выполнены на микроанализаторе "Самбах", кол. автора, аналитик И.Г. Ляпичев, (ВСЕГЕИ).

соматитами. Во вмещающих гнейсах также проявлены окварцевание, биотитизация (по амфиболам) и мусковитизация (по амфиболам и биотитам).

Для эклогитовых кристаллических сланцев и гранатовых амфиболитов характерны гранобластовая, порфири- и гетерогранобластовая, реже диабластовая и келифитовая (друзитовая) структуры. Гранаты и амфиболы образуют несколько генераций, поздние генерации по химическому составу и оптическим свойствам сходны с аналогичными минералами вмещающих метаморфитов. Особенно это видно на примере зональных зерен граната (табл. 33): ядро более магнезиальное и менее железистое, с низким (до полного отсутствия) содержанием *Spes*-компонента. Состав граната (в мол. %) из внутренней зоны следующий: $Pyr_{18-21}Alm_{50-54}Spes_{0-1,8} \times (Gros + Andr)_{21-29}$; из внешней зоны: $Pyr_{11-14}Alm_{57-60}Spes_{5,5} \times (Gros + Andr)_{20-31}$; для вмещающих пород: $Pyr_6 Alm_{49}Spes_{8,7} (Gros + Andr)_{37}$. Железистость (в %) в этом направлении меняется от 71–75 и 77–83 до 90. Внешняя кайма зональных гранатов обычно имеет диабластовую структуру из-за угловатых и червеобразных включений кварца, альбита и амфибола поздней генерации. Гранаты из вмещающих метаморфитов отличаются прежде всего повышенным содержанием MnO и CaO и относительно низким — MgO. Клинопироксен относится к ряду геденбергит-диопсида (*Jd* отсутствует) и встречен в обр. 1088-Б/3 и 1088-Б/8. По нему развивается амфибол ранней генерации. Во втором образце отчетливо видны коронарные структуры: внутренняя часть представлена гранатом и клинопироксеном, которые окружены широкой каймой амфибола;

следующая зона сложена гранатом с каймой амфибола и симплектитовой структурой, обусловленной червеобразными вростками цоизита и плагиоклаза (15–18 мол.% An). Последний образует самостоятельные ксеноморфные зерна. Амфибол внутренней зоны окрашен в сине-зеленый цвет (по N_g), $c:N_g = 19-22^\circ$, $N_g - N_p = 0,022$ (химсостав показан в табл. 34). Амфибол внешних зон имеет буровато-зеленый цвет (по N_g), $c:N_g = 24-26^\circ$, $N_g - N_p = 0,024-0,026$. Железистость у них переменная и варьирует в широких пределах – от 30–45 до 55–72% (см. табл. 34). Амфиболы из вмещающих метаморфитов отличаются от описанных прежде всего повышенным содержанием TiO_2 , MnO и K_2O , более низким – Al_2O_3 и MnO . Содержание An -компонента в плагиоклазе, сосуществующем с буровато-зеленым амфиболом, варьирует от 39 до 72 мол.% (табл. 35). Из гистерогенных минералов, кроме того, характерны кварц, цоизит, актинолитовый амфибол, сфен, биотит. Акцессорные минералы представлены рутилом, магнетитом, апатитом, пиритом, сфеном (ильменитом) и цирконом. Исходные парагенезисы будин являются в целом чужеродными для метаморфитов иликанской серии. В результате наложенных процессов (амфиболитизация, окварцевание и др.) происходит выравнивание составов тех и других пород. По-видимому, первоначально таких будин было больше; они сохранились в качестве реликтовых только во внутренних частях блоков, в меньшей мере подвергнутых регрессивным изменениям.

При сопоставлении химических анализов высокобарических пород холодниканского и станового комплексов с их неметаморфизованными аналогами (табл. 36, см. табл. 33) выявляются различия в содержании практически всех петрогенных компонентов, в первую очередь Na_2O и SiO_2 . Отсюда следует, что высокобарический метаморфизм осуществляется при вполне подвижном поведении в первую очередь Na_2O и SiO_2 . В зависимости от внешних условий системы и химического потенциала щелочей определялся путь метаморфических преобразований – эклогитовый, эклогит-глаукофансланцевый и др. или только образование эклогитоподобных пород – эклогитовых кристаллических сланцев, гранатовых пироксенитов, гранатовых амфиболитов, гранат-амфиболовых габбро и др.

ТИХООКЕАНСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Тихоокеанский пояс отличается от Урало-Монгольского ярко выраженной асимметричностью, обусловленной его структурным положением между древними кратонами и глубоководной впадиной Тихого океана. Пояс в целом состоит из ряда концентрических зон, которые, в свою очередь, разделяются на складчатые области различного возраста, при этом наиболее древние из них приурочены к внешней части пояса, более молодые – к внутренней [Хаин, Левин, 1980]. Внешние зоны характеризуются прерывистостью, а внутренние – выдержанностью и постоянством на протяженных отрезках пояса. От Сибирского и Восточно-Китайского кратонов в восточном направлении известны Верхояно-Колымская, Корьякско-Камчатская, Сихотэ-Алинская и Сахалинско-Хоккайдская складчатые области, а также система островных дуг.

Наиболее полные сведения по геологии и петрологии высокобарических

Таблица 36

Петрохимические особенности эклогитоподобных пород станового комплекса

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	46,24	47,51	47,71	49,54	49,71	51,12	52,05	56,69	42,76	43,68	42,40	45,15	46,04	46,85	63,95
TiO ₂	2,16	1,91	1,80	1,89	1,32	1,49	1,54	1,61	2,20	2,82	1,00	2,64	2,29	2,60	0,85
Al ₂ O ₃	14,49	14,40	14,00	15,88	16,63	12,99	13,48	14,91	13,74	13,50	15,25	10,31	12,31	10,43	11,42
Fe ₂ O ₃	3,55	3,70	3,19	2,88	3,59	3,89	4,36	2,60	8,56	5,42	3,55	5,54	4,40	5,14	5,31
FeO	13,00	11,32	11,60	12,11	7,04	10,17	9,23	8,59	10,99	14,05	17,14	14,44	14,58	12,35	1,65
MnO	0,25	0,27	0,35	0,32	0,16	0,24	0,23	0,25	0,28	0,28	0,89	0,23	0,23	0,16	0,10
MgO	6,85	5,32	4,26	4,84	5,03	7,10	5,73	3,35	6,68	5,83	5,02	7,32	7,07	6,69	1,92
CaO	9,99	11,34	11,57	11,36	8,65	8,61	8,46	7,73	11,09	11,53	11,97	10,90	10,66	13,12	12,19
Na ₂ O	0,46	0,18	0,04	0,31	2,38	0,61	0,90	1,20	2,07	0,83	0,62	0,75	0,75	0,47	0,02
K ₂ O	0,59	0,49	0,64	0,38	0,91	0,54	0,56	0,67	0,67	0,44	0,15	0,18	0,13	0,16	0,95
P ₂ O ₅	0,24	0,19	0,42	0,36	0,52	0,46	0,40	0,13	0,41	0,17	0,08	0,21	0,16	0,25	0,10
П.п.п.	2,79	2,57	3,94	0,83	3,53	2,02	2,57	1,45	0,42	0,87	1,72	1,54	1,18	1,11	1,67
Сумма	100,61	99,20	99,52	100,70	99,47	99,24	99,51	99,18	99,87	99,42	99,79	99,21	99,80	99,33	100,13
Нормативный состав по CIPW, мол.%								Нормативный состав по CIPW, мол.%							
Or	3,3	2,8	3,9	2,2	5,6	3,3	3,3	3,9	3,9	2,8	1,1	1,1	0,6	1,0	5,6
Ab	3,7	1,6	0,5	2,6	19,9	5,2	7,9	10,0	17,3	6,8	5,2	6,3	6,3	4,2	0,5
An	35,9	37,0	35,9	40,9	32,0	30,9	30,9	31,7	26,4	31,7	38,4	24,2	30,0	25,6	28,1
Q	5,3	9,9	11,5	10,6	5,8	13,3	15,6	22,1	—	1,6	—	4,4	4,7	7,5	38,2
Fo	—	—	—	—	—	—	—	—	5,2	—	3,0	—	—	—	—
Fa	—	—	—	—	—	—	—	—	3,3	—	7,3	—	—	—	—
Wo	5,0	7,7	7,9	5,6	3,1	3,9	3,6	2,4	10,9	10,3	8,5	11,7	8,0	15,8	13,1
En	17,1	13,3	10,6	12,1	12,6	17,7	14,3	8,3	9,2	14,6	8,3	18,3	17,6	16,7	4,8
Fs	17,4	15,2	16,2	17,4	8,0	13,5	11,2	11,6	5,7	17,3	19,1	17,9	19,7	14,4	—
Ap	0,7	0,3	1,0	0,8	1,3	1,0	1,0	0,3	1,0	0,3	0,2	0,7	1,0	0,7	0,3
Jm	4,1	3,6	3,5	3,6	2,6	2,9	2,9	3,0	4,2	5,3	2,0	5,0	4,4	5,0	1,7
Mt	5,1	5,3	4,6	4,2	5,1	5,6	6,3	3,7	12,5	7,9	5,1	8,1	6,5	7,4	5,3
Петрохимические характеристики								Петрохимические характеристики							
K ₂ O/Na ₂ O	1,28	2,72	16,0	1,23	0,38	0,89	0,62	0,56	0,32	0,53	0,24	0,24	0,17	0,34	47,5
МИ	71,0	74,2	78,0	76,0	68,2	66,8	70,7	77,3	74,8	77,2	81,1	73,4	73,1	72,5	78,6
ФИ	9,5	5,6	5,6	5,7	27,6	11,8	14,7	19,5	19,8	9,9	6,0	7,9	7,6	4,6	7,4
Si	27,7	25,0	21,2	23,2	26,3	31,5	27,3	20,1	22,8	21,7	18,3	25,7	26,0	26,8	19,3
ДИ	8,6	12,7	15,4	12,8	11,4	16,6	18,9	26,0	3,9	4,4	1,1	5,5	5,3	8,5	43,8
КИ	53,3	50,3	46,5	53,0	44,6	48,6	45,2	40,0	40,8	46,3	49,7	42,5	47,6	42,3	32,9
ЦИ	49,4	45,4	43,8	43,7	32,7	44,6	39,3	29,3	52,0	55,7	53,5	61,7	56,5	60,0	25,2

Примечание. 1–8 — эклогиты и эклогитовые кристаллические сланцы (обр. 1077-Б/6, 1077-Б/1, 1077-Б/2, 1077-Б, 1077-Б/10, 1077-Б/7, 1077-Б/3 и 1077-Б/9); 9, 10 — гранатоподобные амфиболиты (обр. 1085-Б/3 и 1085-Б/2); 11–15 —

гранатовые амфиболиты (обр. 1088-Б/9, 1088-Б/6, 1088-Б/5, 1088-Б/7 и 1088-Б/4). Кол. автора, аналитик А.С. Соловьев (Лаборатория магматической тектоники ИГиГ ДВНЦ АН СССР).

комплексов имеются лишь для Корякско-Камчатской и Сахалинско-Хоккайдской складчатых областей; менее изучена в этом отношении Верхояно-Колымская и практически нет литературы по Сихотэ-Алинской складчатой области.

ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В пределах Верхояно-Колымской складчатой области высокобарические ассоциации приурочены к гнейсовым комплексам срединных массивов. К настоящему времени более детально охарактеризован лишь **охотский комплекс** эколгито-гнейсовых пород в составе одноименного срединного массива [Авченко, 1974, 1977]. Эколгитовые кристаллические сланцы широко развиты в бассейне р. Кухтуй среди метаморфитов, представленных биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами и их гранитизированными аналогами, залегающими в виде конформных линзовидных и пластообразных тел (мощность 0,1–20 м, протяженность от первых метров до первых десятков метров). Структура пород порфиروبластовая с гранобластовой основной массой; размер зерен варьирует от 0,5–1 до 10 мм. Главными минералами являются амфибол ($N_g = 1,705-1,690$; $-2V = 65-72$, $c : N_g = 16-22^\circ$; $F = 50-70\%$); светло-зеленый клинопироксен ($N_g = 1,725-1,718$; $N_p = 1,704-1,693$; $2V = 56-62$; $c : N_g = 40-45^\circ$; $F = 30-45\%$), гранат ($F = 75-81$ мол.%), плагиоклаз № 55–40; кварц, магнетит; в бескварцевых разновидностях встречается ортопироксен ($N_g = 1,745-1,720$; $N_p = 1,730-1,705$; $-2V = 55-62^\circ$; $F = 45-60\%$). Эколгитовые кристаллические сланцы наряду с вмещающими гнейсами подвержены гранитизации и преобразуются в гранатовые амфиболиты и амфиболиты.

КОРЯКСКО-КАМЧАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Высокобарические ассоциации здесь пространственно и генетически связаны с расчлененными офиолитовыми комплексами. По масштабам проявления тех и других, несмотря на недостаточную их изученность, Корякско-Камчатская складчатая область может быть сопоставлена с Северным и Полярным Уралом. Здесь максимально проявился глаукофансланцевый (Западно-Тихоокеанский) и в меньшей мере эколгит-глаукофансланцевый (Калифорнийский) типы метаморфизма [Добрецов, 1983]. Высокобарические ассоциации первого типа имеют разный возраст – от раннего палеозоя до позднего мезозоя включительно. Офиолитовые и ассоциирующие с ними глаукофансланцевые пояса прослеживаются от Корякии на севере до Сулавеси на юге. Глаукофансланцевые пояса, за некоторым исключением, не связаны с мощными зонами меланжа и крупными надвигами, столь характерными для эколгит-глаукофансланцевых поясов.

В пределах рассматриваемой складчатой области с запада на восток Н.Л. Добрецовым [1974] выделены следующие расчлененные гипербазитовые пояса с высокобарическими ассоциациями (в основном глаукофансланцевого типа): Пекульнейский, Ваежский, Пенжинский, Тайгоносский (Западно-Чукотский и Западно-Камчатский по В.В. Велинскому [1979]), Срединно-Камчатский, Ганальский (Восточно-Камчатский по В.В. Велинскому [1979]) и Карагинско-Кроноцкая зона (Камчатско-Вывенская по

В.В. Велинскому [1979]). Преобладающий тип высокобарических ассоциаций глаукофансланцевый, менее распространенный — эклогитоподобный или смешанный — эклогит-глаукофансланцевый. Глаукофановые сланцы с лавсонитом описаны Н.Л. Добрецовым и Л.Г. Пономаревой [1965] в ассоциации с гипербазитами хр. Пенжинский. Миндалекаменные метаэффузивы основного состава с жадеитом, лавсонитом, хлормеланитом и глаукофаном изучены этими авторами в районе Пенжинского края [Пономарева, Добрецов, 1966].

Пекульнейский комплекс эклогитоподобных пород приурочен к одноименному гипербазитовому комплексу и детально охарактеризован Г.В. Пинусом, В.В. Велинским и др. [Пинус и др., 1973; Велинский, 1979; Паланджян и др., 1982; и др.]. В районе хр. Пекульней прослеживается прерывистая зона (более 4 км) эклогитоподобных пород, которая по отношению к основному направлению Пекульнейского гипербазитового массива имеет секущий характер. Парагенезисы эклогитоподобных пород: $Gr + Am$, $Gr + CPx + Am$, $Gr + CPx$, $Gr + CPx + Sp$. Аналогичные породы встречены в районе г. Красной, в Чирынайских горах и в бассейне р. Хатырки, где они приурочены к одноименным гипербазитовым массивам. Для эклогитоподобных пород характерны цепочки линз и дайкообразных тел, которые в совокупности объединяются в протяженные зонки, залегающие среди серпентинитов, серпентинизированных дунитов и габбро. Размеры линз 2–4 м по простиранию при мощности 0,5–1 м. Плотность эклогитоподобных пород варьирует от 2,83 до 3,55 г/см³ (в среднем 3,35 г/см³). Гранаты характеризуются следующим компонентным составом: $Pyr_{36} Alm_{32} Spes_{1,4} (Gros + Andr)_{31}$, $F = 47\%$, клинопироксены содержат 4,5% Jd -компонента, $F = 14\%$.

Тайгоносский комплекс эклогитов и эклогитоподобных пород встречен на юго-восточном берегу п-ова Тайгонос среди серпентинитов мыса Поворотного [Гельман, Некрасов, 1968]. Пластовые тела серпентинитов с реликтами гарцбургитов и дунитов залегают среди кремнисто-вулканогенных толщ мела. Эклогиты и эклогитоподобные породы приурочены к контактовой зоне серпентинитовых тел; для них характерны конформные линзы мощностью до 50 м и длиной до первых сотен метров. Эти породы встречены, кроме того, в гальке валанжин-готеривских конгломератов, т.е. они имеют меловой возраст. Средний минеральный состав (в мас.%) эклогитов и эклогитоподобных пород следующий: гранат (15–25), амфибол (40–50), CPx (30–35), рутил, магнетит, апатит. Компонентный состав граната: $Pyr_{21} Alm_{48} Spes_3 Gros_{28}$; $F = 70\%$. Клинопироксен содержит около 10 мол.% Jd -компонента. Амфибол бурого цвета и соответствует каринтину.

Пенжинский глаукофановый комплекс (с лавсонитом, жадеитом и арагонитом) изучен в междуречье Белая–Таловка среди отложений илпенайской свиты девонского возраста [Добрецов, Пономарева, 1965; Пономарева, Добрецов, 1966]. К толще метаморфитов приурочено конформное пластовое тело габбро-гипербазитового состава. Среди вмещающих метаморфитов в зоне экзоконтакта прослежены следующие четыре зоны: глаукофансланцевая, зеленосланцевая, промежуточная и контактово-измененных пород. Контурсы глаукофансланцевой зоны не совпадают с контурами пластовой расслоенной интрузии.

Высокобарические ассоциации эклогит-глаукофансланцевого и глаукофансланцевого типа в основном тяготеют к двум поясам — Сусунайскому (СССР, о-в Сахалин) и Камуикотан (Япония). Другие проявления высокобарического метаморфизма мало исследованы.

Вальзинский комплекс эклогит-глаукофановых пород приурочен к метаморфическим толщам Сусунайского хребта и Восточно-Сахалинских гор объединяемых в вальзинскую серию [Егоров и др., 1967; Егоров, Шашкина, 1968; Добрецов и др., 1968; Добрецов, 1974; Семенов, 1982]. Высокобарические ассоциации встречены в зоне, совпадающей с полосой развития верхней зеленокаменной толщи, приуроченной к ядрам синклиналиных складок. Здесь развиты метабазиты с тонковолокнистым глаукофаном или мелкозернистым лавсонитом, а также эклогиты, ортоамфиболиты, амфибол-эпидот-альбитовые и хлоритовые сланцы с сине-зеленым амфиболом, характерным для более высокотемпературных зон, чем глаукофансланцевая. Более высокотемпературные породы ассоциируют с линзами серпентинитов, среди них отмечаются прожилковатые и пятнистые агрегаты пумпеллиита. Глаукофановые сланцы включают такие высокобарические минералы, как глаукофан-кроссит, лавсонит, хлормеланит. Глаукофан и лавсонит совместно не встречаются.

Две линзы (их размер колеблется от 60×5 до 40×25 м) эклогитов и эклогитоподобных пород обнажаются по р. Сокол (рис. 14). Они ассоциируют с субширотными базит-гипербазитовыми телами, превращенными в амфиболиты, серпентинитовые и тальк-серпентинитовые сланцы. В разное время эти образования изучались А.Е. Егоровым [Егоров и др., 1967], Н.Л. Добрецовым [Добрецов и др., 1968; Добрецов, 1974], В.П. Шашкиной [1969], Д.Ф. Семеновым [1982] и др. Для линз характерно зональное строение: ядро сложено эклогитами, которые ближе к контакту сменяются гранатовыми и клинопироксен-гранатовыми амфиболитами; внешние зоны представлены вторичными кварцитами с пятнистыми реликтовыми участками пород ядра. Мощность последней варьирует от 1,5–2 м до 6–8 м.

Эклогиты и эклогитоподобные породы состоят (в мас.%) из клинопироксена (20–70), граната (≤ 30) и кварца (≤ 70). Гистерогенные минералы, кроме кварца, представлены хлоритом, амфиболом, альбитом, стильпномеланом, сфеном и апатитом. Структура этих пород от мелко- до крупнозернистой, порфириблестовая, сланцеватая. Кварц часто образует прожилки, пересекающие порфирибласты клинопироксена и граната. Вокруг зерен последнего иногда наблюдается клинопироксеновая келифитовая кайма. Чаще всего в шлифах устанавливается замещение клинопироксена гранатом. В порфириблестах последнего отмечаются мелкие (0,05–0,15 мм) обильные включения кварца и клинопироксена ранней генерации. Размер зерен граната варьирует от 0,3–0,8 до 3–4 мм. Амфибол замещает клинопироксен, образуя частичные или полные псевдоморфозы по зернам последнего.

Многостадийные преобразования этих пород отражают следующую метасоматическую зональность: а) слабо окварцованные гранат-клинопироксеновые породы (ядро крупных линз); б) окварцованные эклогиты и эклогитоподобные породы (внутренняя зона); в) кварцитоподобные породы

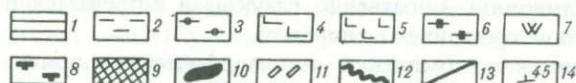
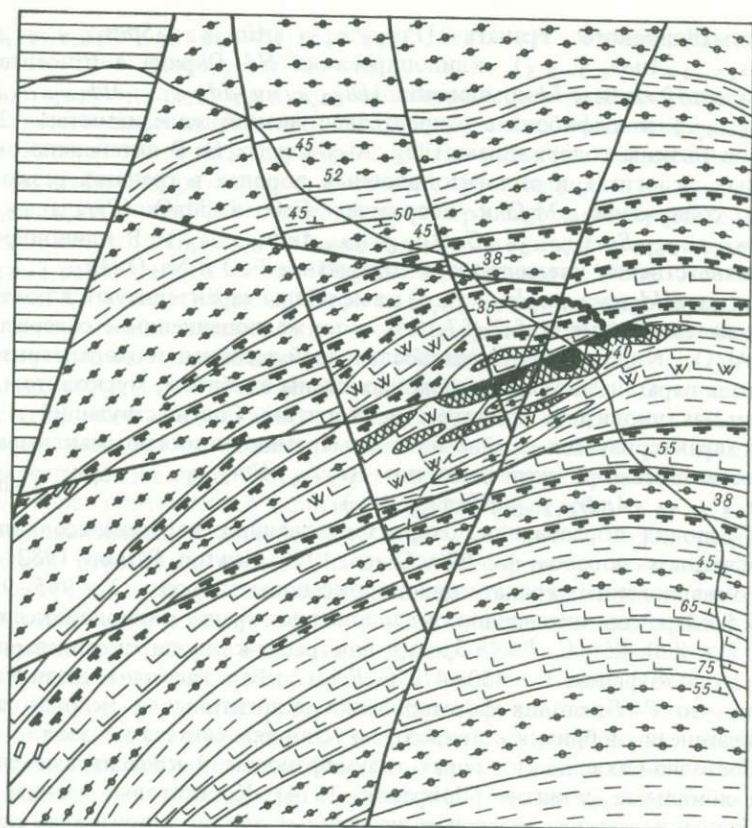


Рис. 14. Схематическая геологическая карта бассейна р. Сокол. По данным автора

1 — неогеновые отложения; 2 — сланцы серицит-альбитовые, серицит-хлорит-альбитовые, кварц-серицит-хлорит-альбитовые; 3 — сланцы кварц-альбит-актинолитовые, кварц-альбит-эпидот-актинолитовые; 4 — ортоамфиболиты; 5 — габбро-амфиболиты с реликтами магматических структур; 6 — ортосланцы с глаукофаном; 7 — сланцы с лавсонитом; 8 — серпентинитовые, тальк-серпентинитовые сланцы; 9 — вторичные кварциты (метасоматиты) с реликтами эклогитоподобных пород; 10 — линзы эклогитоподобных пород (показаны вне масштаба); 11 — развалы штолен; 12 — контуры карьера; 13 — разломы; 14 — элементы залегания сланцеватости

с реликтовыми $Gr-CPx$ -парагенезисами (внешняя зона); г) метаморфиты зеленосланцевой фации с обилием актинолита, иногда с глаукофаном, винцитом и лавсонитом.

На примере Gr , CPx и Am из разных частей метасоматической колонки можно проследить характер минеральных преобразований. Слабо окварцованные $Gr-CPx$ парагенезисы характеризуются (в мол.%) наличием пи-

роп-альмандинового граната ($Pyr_{19,4-21,7}Alm_{38-39}Spes_{10,9-11,4} \times$
 $\times Gros_{25-29}Andr_{1,5-3,5}$), клинопироксена $Hd-Di$ -ряда с относительно
 низким содержанием Id -компонента ($Di_{52,3-78,7}Id_{2,9-6,1}Hd_{14,4-36,6} \times$
 $\times Ig_{2,6-5,5}$) и амфибола с относительно низкой железистостью (23,0–
 33,5%) и низким содержанием TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O . В интенсивно оквар-
 цованных эклогитах и эклогитоподобных породах в гранатах резко сни-
 жается содержание MgO и возрастает FeO и MnO ($Pyr_{5,6-14,0} \times$
 $\times Alm_{20,7-56,8}Spes_{8,1-39,5}Gros_{18,6-38,0}Andr_{0,6-7,0}$). В клинопироксе-
 нах соответственно увеличивается содержание FeO и Na_2O ($Di_{50,5-58,3} \times$
 $\times Id_{7,8-13,6}Hd_{28,5-33,2}Ig_{2,1-5,2}$); амфиболы характеризуются более вы-
 сокой железистостью (55,2–57,1%), а также повышенным содержанием
 TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O . В зеленосланцевой ассоциации охарактеризован-
 ные выше парагенезисы полностью вытеснены альбитом, мусковитом, кар-
 бонатом, актинолитом, эпидотом и хлоритом. Сосуществующий с ними
 гранат характеризуется крайне низкой марганцовистостью, максимальной
 известковитостью и железистостью ($Pyr_{0,2}Alm_{27,6-30,8}Spes_{0,1-0,2} \times$
 $\times Gros_{68,2-70,7}Andr_{0,2-0,3}Uvar_{1,1-1,2}$).

P - T -условия образования, охарактеризованных парагенезисов опреде-
 лен расчетным способом по: Ellis, Green, 1979; Newton, Perkins, 1982; для
 слабо окварцованных гранат-клинопироксеновых пород – $T = 945-950^\circ C$,
 $P = 19,4$ кбар; для интенсивно окварцованных гранат-клинопироксеновых
 пород $T = 830-850^\circ C$, $P = 15,3$ кбар; для гранат-клинопироксен-кварцевых
 пород с глаукофаном $T = 430-470^\circ C$, $P = 12$ кбар. Расчетные данные пока-
 зывают, что P - T -условия формирования эклогитовых и эклогитоподоб-
 ных парагенезисов близки к природным условиям синтеза алмазов.

В Восточно-Сахалинских горах глаукофановые и кросситовые сланцы
 имеют локальное развитие [Добрецов, 1974]. Кросситовые сланцы обра-
 зуют жилы и тонкие прослои в железистых эпидот-хлоритовых сланцах
 вблизи серпентинитов. Амфибол представлен переходными разновид-
 ностями от глаукофана до высокожелезистого кроссита и глаукофансо-
 держащего актинолита. Собственно глаукофан встречается в виде иголь-
 чатых кристаллов, срощившихся с хлоритом.

Высокобарические комплексы метаморфического пояса Камуикотан
(Япония), по мнению Н.Л. Добрецова [1974], являются вероятным ана-
 логом вальзинского комплекса на Сахалине. Метаморфическая зональ-
 ность пояса Камуикотан описана Банно и Хадано [Banno, Hadano, 1963].
 Комплекс сложен метабазитами и филлитами в тесной ассоциации с гипер-
 базитами. Характерны две зоны – лавсонит-пумпеллиит–эпидот-глауко-
 фановая и пумпеллиит-эпидот-глаукофановая (более высокотемпера-
 турная). Вторая зона тяготеет к контактам крупных гипербазитов-
 вых тел.

Важнейшая особенность глаукофанового метаморфизма пояса Камуи-
 котан – широкое развитие ассоциаций с Gl , Law , $Gl + Law$, $Jd + Q$, которые
 свидетельствуют о высоком давлении при их формировании. В этом отно-
 шении высокобарический комплекс Камуикотан (Япония) можно сопоста-
 вить с пенжинским комплексом Корякии (СССР).

Комплекс Санбагава (Япония) приурочен к одноименному поясу, ко-
 торый по протяженности (около 1000 км) можно сравнить с глаукофан-
 сланцевым поясом Северного и Полярного Урала. Наиболее полная харак-

теристика этого пояса дана в работах [Seki, 1957; Miyasiro, Banno, 1958; Miyashiro, 1961; Миясиро, 1976; и др.].

В отличие от других глаукофансланцевых поясов пояс Санбагава прослеживается почти непрерывно. Высокобарические ассоциации здесь включают жадеит, лавсонит, глаукофан, иногда вместе, а также пумпеллит, жадеит, альбит, хлорит, эпидот, мусковит, сфен, кварц.

Зональный глаукофансланцевый метаморфизм, характерный для всего пояса в целом, проявился как минимум в два этапа — в раннем мезозое (до T_2) и позднем мезозое [Miyashiro, Haramura, 1966]. Первый этап (около 240 млн лет) наложился на досилурийские метаморфиты, испытывающие региональный метаморфизм уровня амфиболитовой фации и содержащие эклогитовые включения (около 450 млн лет). Второй этап снивелировал исходные эклогитовые и глаукофансланцевые парагенезисы, в результате чего образовались зеленосланцевые диафориты. Исходя из наличия реликтовых ранних парагенезисов и стадийности наложенных процессов можно предполагать, что на месте глаукофансланцевого пояса существовал протяженный эклогит-гипербазитовый пояс.

Францисканский комплекс эклогит-глаукофановых пород расположен в районе Береговых хребтов Западной Калифорнии, в восточной части Тихоокеанского пояса. Его характеристика приводится для полноты обзора высокобарических комплексов Тихоокеанского подвижного пояса. Глаукофановые сланцы и эклогиты Калифорнии известны с конца XIX в. и изучались многими исследователями [Бейли, Блейк, 1969; Миясиро, 1976; Колман, 1979; и др.]. Высокобарические ассоциации с глаукофаном, лавсонитом, пироп-альмандиновым гранатом, гидрогранатом, омфацитом, жадеитом, эгирином и эгирин-авгитом приурочены к линейным зонам, совпадающим с надвиговыми и сдвиго-сбросовыми дислокациями и протяженными поясами альпинотипных гипербазитов.

Эклогитовые, глаукофановые сланцы приурочены исключительно к метаморфитам францисканской формации и представлены эвгеосинклинальными образованиями — метаэффузивами, кремнистыми и карбонатными отложениями, метаграувакками, испытывавшими глаукофансланцевый метаморфизм; возраст этих образований — J_3 — К. Различаются следующие зоны метаморфизма: ломонитовая, пумпеллитовая и лавсонитовая. Эклогиты среди метаморфитов встречаются в виде изолированных блоков и будинированных тел. Их возраст определен радиологическим методом 140–170 млн лет [Coleman, 1965; Фирсов, Добрецов, 1969]. Глаукофановые сланцы приурочены к лавсонитовой зоне. Для них характерны парагенезисы $G1 + Ab + Q + Chl + Law + Ms \pm Pum \pm Stp + Cc + Sf$.

По данным Бейли и Блейка [1969], гранаты из эклогитов имеют следующий состав (в мол.%): $Pyr_{10} Alm_{58} Spes_{3,5} (Gros + Andr)_{2,9}$; $F = 86\%$ клинопироксены отличаются высоким содержанием ($Jd < 36$ мол.% и $Eg < 15$ мол.%) и низкой железистостью (до 14%). В эклогит-глаукофановых сланцах эти минералы характеризуются иным составом; гранаты: $Pyr_6 Alm_{46} Spes_{12} (Gros + Andr)_{3,6}$; $F = 89\%$; клинопироксены содержат до 8 мол.% Jd и до 30 мол.% Eg , $F = 37\%$; амфибол представлен глаукофаном (до 6,3 мас.% Na_2O ; $F = 55\%$).

Физические условия глаукофансланцевого метаморфизма оцениваются: $T = 200$ – $300^\circ C$, $P = 6,5$ – 8 кбар [Emst, Seki, 1967].

Таблица 37

Основные черты докембрийских и фанерозойских высокобарических комплексов

№ п/п	Типы ассоциаций	Комплексы	Морфологические, геолого-структурные особенности	Парагенезис	Главные типоморфные минералы			P-T условия образования
					Гранат	Клинопироксен	Амфибол	
1	Тулесайский PC - PZ ₁₋₃	Уфалейский Салдинский Белорецкий Тулесайский Кокчетавский Актюзский Ваханский Муйский	Будины, линзы и изометричные тела, сгруппированные в цепочки, реже одиночные; вмещающие породы — метаморфиты амфиболитовой, реже гранулитовой фаций	$Omf + Gr + Ru + Q \pm Opx \pm Ky \pm Sa$	F 36-84 Pyr 12-43 Alm 24-48 Spes 1,0-3,7 Ca-Gr 12-34	F = 11-30 Jd 14-36% Ca-Tsch 14-20%	Вторичный F = 15-30 Na 0,2-0,5 ф.е.	750-870°C, 14,6-21,8 кбар
2	Китарсайский PC - PZ ₂₋₃	Марункеуский (часть) Китарсайский Котокельский	Будины и линзы в осевой части и подошве протяженных пластов серпентинизированных перидотитов и габбро в шовных зонах различных СВК	$CPx - Omf + Gr + Pl_{4,7-6,5} + Ru \pm Am \pm Q \pm Ky \pm Sa$	F 5 1-65 Pyr 28-39 Alm 35-49 Spes 0,5-1,1 Ca-Gr 20-35	F = 15-31 Jd 13-19,5% Ca-Tsch 3,4-16,4%	F = 38-42 Na 0,3-0,5 ф.е.	850-960°C, 12,3-13,8 кбар
3	Мамытский PC - PZ ₂₋₃	Харчерузинский Мамытский Хорогский	(мощность до 0,8-1,5 км, протяженность до 9-12 км); зоны и линзы в подошве крупных расчлененных габбро-гипербазитовых массивов, на границе мио- и эвгеосинклиналей	$Gr + Am + Sf \pm Zo \pm Ky \pm Sa \pm Sp \pm CPx$	F 35-62 Pyr 29-54 Alm 29-42 Spes 0,7-2,6 Ca-Gr 13-33	F = 13-27 Jd 10-12% Ca-Tsch 3-14%	F = 15-45 Na 0,3-1,0 ф.е.	690-820°C, 10,4-11,6 кбар
4	Куагашский PZ ₂₋₃	Куагашский Марункеуский (часть)	Протяженные маломощные зоны, линзы, будины, нодулы или желваки среди троктолитов расчлененных габбро-гипербазитовых массивов	$Gr + CPx \pm Am \pm Zo \pm Ky \pm Sf \pm Sp \pm Sa$	F 30-38 Pyr 52-64 Alm 35-46 Spes 0,7-1,4 Ca-Gr 13-22	F = 25-27 Jd 8-12,2% Ca-Tsch 6,4-9,3%	F = 12-37 Na 0,5-1,1 ф.е.	810-1180°C, 9,9-11,9 кбар
5	Максютовский R - PZ ₁ PZ ₂₋₃ MZ	Хулгинский Райзинский Максютовский Макбальский Атбашинский Санбагавский Калифорнийский	Эклогит-глаукофансланцевые пояса с блоками и глыбами исходных эклогитов и эклогитоподобных пород (протяженность до 700-1000 км)	$CPx - Jd + Gr + Gl \pm Ru \pm Am \pm Ep \pm Law \pm Pum \pm Ab$	F = 75-87 Pyr 6-17 Alm 54-69 Spes 1,4-12 Ca-Gr 9-29	F = 15-36 Jd 45-81% Ca-Tsch 0,8-11,2%	F = 28-55 Na 1,2-1,8 ф.е.	200-690°C, 8-12,4 кбар
6	Салатимский PZ ₁₋₃	Харутапеинский Сыумкеуский Большешульчинский Салатимский Чарский Теректинский Куртшубинский Пенжинский	Глаукофансланцевые пояса, линейные зоны, линзы, протяженные цепочки в тесной генетической связи с офиолитовыми поясами (протяженность свыше 700 км)	$Gl + Jd + Ep \pm Pum \pm Ab \pm Gr \pm Act \pm Plm$	F = 74-81 Pyr 12-14 Alm 56-69 Spes 1,9-6,6 Ca-Gr 5-27	F = 7-36 Jd 56-81% Eg до 7%	F = 12-31 Na 1,4-1,9 ф.е.	470-620°C, 8-12,2 кбар
7	Борусский PZ ₁₋₃	Райзинский Войкаросынинский Кентерлауский Борусский	Протяженные цепочки, реже одиночные линзы в осевой части и подошве крупных (30-40 км длиной) пластин серпентинизированных гипербазитов, сгруппированных в виде поясов	$Eg - Jd + Ab \pm Plm \pm Ep \pm Law \pm Ti - Mt \pm Gr$	F = 79-81 Pyr 9-14 Alm 49-56 Spes 1,6-2,2 Ca-Gr 21-28	F = 7-16 Jd 56-91% Eg до 9,8%	F = 13-33 Na 1,5-1,8 ф.е.	450-490°C, 6,2-8 кбар

Рассмотренные в этом разделе высокobarические ассоциации по вещественному составу и геолого-структурным особенностям можно отнести к следующим семи типам: тулпсайскому, китарсайскому, мамытскому, куагашскому, максютовскому, салатимскому и борусскому. Для тулпсайского типа характерны будины, линзы и изометричные бескорневые тела, которые образуют протяженные цепочки среди гранулитовых, серогнейсовых и сланцевых докембрийских комплексов.

Высокobarические ассоциации этого типа представлены различными по минеральному составу эклогитами — биминеральными, рутиловыми, кианитовыми и др. К этому типу относятся тулпсайский, уфалейский, кокчетавский и другие комплексы (табл. 37). Китарсайский тип приурочен к узким линейным телам гипербазитового и габбро-гипербазитового состава, которые локализуются в зоне сопряжения гнейсовых купольных структур со сланцевым обрамлением. Эклогитовые кристаллические сланцы образуют линзы, будины и дайкообразные тела, сгруппированные в цепочки в осевой части и подошве протяженных пластин гипербазитового и габбро-гипербазитового состава. Характерны омфацитовый клинопироксен, гроссуляр-пироп-альмандинный гранат, основной плагиоклаз. К этому типу относятся китарсайский, котокельский и частично марункеуский комплексы. Мамытский тип локализуется в пределах крупных расслоенных габбро-гипербазитовых интрузий. Последние, возможно, приурочены к границам эв- и миогеосинклиналей (мамытский, харчерузинский и хорогский комплексы) или границам кратонов и складчатых областей (холодниканский комплекс). Гранатовые и клинопироксен-гранатовые амфиболиты слагают мощные (до 0,8—1,5 км) и протяженные (до 9—12 км) зоны и линзы в подошве габбро-гипербазитовых массивов.

Куагашский тип представлен единственным одноименным комплексом. Гранатовые и клинопироксен-гранатовые амфиболиты образуют будины, линзы и нодули в краевой фации Кемпирсайского массива. Их размещение контролируется системой дизъюнктивных нарушений меридионального направления. Максютровский тип является смешанным по составу и представлен сочетанием эклогитов, эклогит-глаукофановых и глаукофановых сланцев. Перечисленные породы образуют протяженные эклогит-глаукофансланцевые пояса, цепочки крупных по размеру тел, реже разрозненные линзы в тесной генетической связи с офиолитовыми поясами (максютовский, хулгинский, райизинский, макбальский, санбагавский, францисканский и другие комплексы). Салатимский тип представлен только глаукофансланцевыми ассоциациями, которые так же, как и в предыдущем случае, образуют протяженные глаукофансланцевые пояса, линейные зоны, цепочки и крупные линзы в тесной взаимосвязи с крупными офиолитовыми поясами (салатимский, сьумкеуский, большещучинский, чарский, пенжинский и другие комплексы). Борусский тип является менее распространенным и представлен жадеитами и жадеитовыми сланцами, образующими цепочки или одиночные линзовидные тела в осевой части или подошве сравнительно крупных пластин серпентинизированных гипербазитов (борусский, кентерлауский, войкаросьнинский и другие комплексы).

Высокobarические ассоциации тулпсайского типа распространены среди докембрийских гранулитовых и серогнейсовых комплексов кратонов и срединных массивов. Ассоциации китарсайского, мамытского и

куагашского типов имеют более широкий возрастной диапазон. Отдельные комплексы встречаются среди докембрийских толщ, но большинство из них приурочено к образованиям палеозойского возраста. Эклогит-глаукофансланцевые ассоциации максютовского типа обнаруживаются преимущественно среди фанерозойских отложений, хотя отдельные комплексы обнаружены среди более древних толщ. Салатимский и борусский типы ассоциаций чаще приурочены к палеозойским образованиям.

Формирование высокобарических ассоциаций связывается с линейными структурами разного ранга, обладающими высокой подвижностью. Петрохимическая направленность высокобарического (дислокационного) метаморфизма определяется не только химическим потенциалом щелочей и других растворов, но и реакцией вещества на специфические $P-T$ условия, которые, по мнению Г.А. Кейльмана [1971], являются определяющими и приводят к возникновению пространственно и энергетически выгодных сочетаний ионов в соответствующих типах кристаллической решетки. В процессе дислокационного метаморфизма в зависимости от $P-T$ параметров минеральная перестройка исходного субстрата осуществляется на разных фациальных уровнях.

ГЛАВНЫЕ ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ И ПЕТРОХИМИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ПОРОД

ГЛАВНЫЕ ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Главные типоморфные минералы рассматриваемых пород (гранаты, пироксены и амфиболы) характеризуются определенным переменным составом и устойчивы в широком диапазоне P - T условий формирования высокобарических ассоциаций. Особенности их химического состава и значения коэффициентов распределения петрогенных компонентов между сосуществующими минералами несут важную информацию о физико-химических условиях образования этих пород, т.е. о режиме метаморфизма. Такие минералы, как плагиоклаз, кварц, лавсонит, стильпномелан, шпинель, рутил, кианит, ставролит и муассанит, являющиеся типоморфными для определенных режимов метаморфизма, могут в какой-то мере контролировать получаемые значения давления и температуры посредством геологических барометров и термометров.

Г р а н а т ы образуют устойчивые парагенезисы с клинопироксеном и амфиболом определенного состава в эклогитах, эклогитоподобных и эклогит-глаукофансланцевых породах. Информативность гранатов чрезвычайно велика, поскольку они характеризуются широким изоморфизмом главных компонентов, а соотношения между последними являются функцией P - T условий минералообразования [Н.В. Соболев, 1964; Кицул, 1966; Удовкина, 1971; Московченко, 1983; Добрецов, 1974; Авченко, 1982; и др.]. Определяющими характеристиками гранатов являются его железистость (содержание *Alm*-компонента), магнизиальность (содержание *Pyr*-компонента), марганцовистость (содержание *Spes*-компонента) и кальциевость (содержание *Gros* + *Andr*-компонентов). Корреляционные связи между первыми двумя компонентами отрицательные: увеличение магнизиальности соответственно сопровождается уменьшением его железистости и т.д.

Самые магнизиальные гранаты встречаются в ксенолитах гранатовых перидотитов ($Pyr_{60-79} Alm_{20-25} Spes_{0,4-0,8} (Gros + Andr)_{0-15}$; F от 14-17 до 30%) и из кимберлитовых трубок Якутии и Южной Африки [Wagner, 1914; Лазько и др., 1981; Н.В. Соболев и др., 1984; и др.]. Высокомагнизиальные гранаты характерны также для эклогитов и эклогитоподобных пород, образовавшихся за счет троктолитов (в мол.%): F (36), Pyr (52-54), $Spes$ (0,7-1,0), Са-компонент (15-17), $Uvar$ 0,1. Следует отметить, что кроваво-красный цвет граната из пород куагашского и мамытского типов еще не свидетельствует о его высокой магнизиальности, так как часто наиболее "пиропистые" гранаты окрашены в бледно-розовый цвет, а кроваво-красные гранаты относятся к существенно альмандиновым разновидностям.

Гранаты из рассматриваемых эклогито-гнейсовых комплексов отличают-

ся сравнительно высоким содержанием (в мол.%) *Pyr* (28–43) и *Gros* + *Andr* (12–34), относительно низким *Spes* (0,4–2,2) и *Uvar* (в пределах 0,1–0,2); $F = 36–64\%$. Гранаты из эклогит-сланцевых ассоциаций тулупсайского типа более железистые ($F = 62–84\%$), с низким содержанием (в мол.%) *Pyr* (11–23) и *Gros* + *Andr* (12–28) и относительно высоким для эклогитов содержанием *Spes* (от 1,0–1,6 до 3,7); в некоторых из них содержится до 0,2 *Uvar*-компонента. С гранатами этой группы сопоставляются гранаты из эклогитов францисканского комплекса (Калифорния); последние отличаются лишь несколько низкой магнезиальностью (*Pyr* в среднем 9,6 мол.%).

Гранаты из эклогит-глаукофановых сланцев максютовского типа отличаются от рассмотренных прежде всего низким содержанием (в мол.%) *Pyr* (6–17) и относительно высоким *Spes* (от 5,2 до 12); содержание *Uvar* не превышает 0,2; $F = 75–87\%$. Наиболее низкие содержания *Pyr*-компонента (5,9–12 мол.%) установлены в эклогит-глаукофановых сланцах калифорнийского комплекса. Аномально высокие (до 35,7 мол.%) содержания *Spes*-компонента установлены в высокобарических ассоциациях холодниканского комплекса [Кастрыкина, 1974].

Гранаты из эклогитоподобных пород китарсайского и мамытского комплексов занимают промежуточное положение между гранатами из эклогит-сланцевых и эклогит-глаукофансланцевых комплексов: *Pyr* (14–26), *Spes* (1,7–5,7), *Gros* + *Andr* (14–26), $F = 62–71\%$. В известной мере их можно сопоставить с гранатами из гнейсовых и гнейсо-сланцевых комплексов (в гранатах из гнейсовых толщ содержится в мол.% 14–23 *Pyr*, 2,6–5,1 *Spes*, 5–12, *Gros* + *Andr*, $F = 71–81$ мол.%, в гранатах из гнейсо-сланцевых толщ – 15–17 *Pyr*, более 5,0 *Spes*, $F = 79–84$ мол.%).

Гранаты из ксенолитов алмазонасных гроспидитов [Н.В. Соболев и др., 1966] характеризуются умеренной магнезиальностью и марганцовистостью (24 *Pyr*; 0,6 *Spes*; $F = 40\%$) и высоким содержанием (в мол.%) Са-компонента (54 *Gros* и 5 *Andr*). В то же время алмазы обнаружены в эклогитах из ксенолитов кимберлитовой трубки "Мир" [Добрецов и др., 1975], в которых гранаты характеризуются относительно высокой магнезиальностью (39 мол.% *Pyr*, $F = 53\%$), низкой марганцовистостью (0,7 мол.% *Spes*) и умеренным содержанием (в мол.%) Са-компонента (14,2 *Gros* и 2,1 *Andr*). Высокой магнезиальностью обладают гранаты из эклогитовых включений в кристаллах алмаза (35–58 *Pyr*, 0,4–1,2 *Spes*, 15–37 (*Gros* + *Andr*) и от 0,2–0,4 до 9,0 *Uvar*; $F = 24–47\%$).

Состав образующихся гранатов во многом определяется составом исходных минералов, по которым они развиваются. Чаще всего гранаты образуются по оливинам, пироксенам и амфиболам. В этом случае они характеризуются (в мол.%) соответственно высокой (более 35), повышенной (30–35) и умеренной (до 30) магнезиальностью; в этом направлении последовательно увеличивается его железистость. Если образование граната происходит за счет существенно полевошпатовой породы, то в его составе практически отсутствуют *Pyr*- и *Alm*-компоненты. Такие гранаты по составу близки к гранатам из скарноидов (базификатов). Они содержат (в мол.%) от 30 до 81 *Gros*, 0–19 *Alm*, 1,5–7,1 *Andr*, 0–4,1 *Pyr*, от 0–0,9 до 30–41 *Spes*; $F = 95–100\%$.

В процессе роста гранатов изменение P - T параметров условий их обра-

зования приводит к появлению зональности. От внутренних к внешним зонам наблюдается последовательное увеличение их железистости и уменьшение магнезиальности.

Для сопоставления гранатов из эклогитов, эклогитоподобных пород изученных нами комплексов — тулепсайского, китарсайского, мамытского, куагашского, котокельского, холодниканского и станowego — с гранатами других высокобарических комплексов использовано несколько тройных диаграмм. На диаграмме $(Alm + Spes) - Pyr - (Gros + Andr)$ фигуративные точки гранатов из эклогитов и эклогитоподобных пород (рис. 15) сконцентрированы в поле гранатов из эклогитов, выделенном Н.В. Соболевым. Часть фигуративных точек попадает в поле гранатов эклогит-глаукофансланцевого типа (санбагавский и францисканский комплексы). В поле гранатов глаукофановых сланцев сконцентрированы фигуративные точки гранатов из пегматитов, базификатов, щелочных метасоматитов и частично эклогит-глаукофановых сланцев.

На классификационной диаграмме Р. Колмана [Coleman et al., 1965], построенной с учетом "пироповости" гранатов (см. рис. 15), большая часть фигуративных точек гранатов из эклогитов и эклогитоподобных пород концентрируется в полях В и С (поле В соответствует гранатам из эклогит-гнейсовых комплексов, поле С — гранатам из эклогит-глаукофановых и глаукофановых сланцев). В поле В попадают фигуративные точки гранатов тулепсайского, куагашского и частично китарсайского комплексов, а также из гранатовых перидотитов, в поле С — гранаты из эклогитоподобных пород котокельского и холодниканского комплексов, в поле Д (поле глаукофановых сланцев) — гранаты из эклогит-глаукофановых комплексов и частично гранаты холодниканского комплекса. В поле А сконцентрированы фигуративные точки гранатов из алмазоносных ксенолитов кимберлитовых трубок Якутии и Южной Африки (пироповые перидотиты и эклогиты с пироповым гранатом). В это поле попадают фигуративные точки пироповых гранатов куагашского комплекса.

На тройной диаграмме $(FeO + MnO) - MgO - CaO$ Б.Г. Лутца и К.Н. Никишова [1963] большая часть фигуративных точек гранатов из эклогитов и эклогитоподобных пород сконцентрирована в поле гранулитовой фации и лишь частично — в поле эклогитовой и кимберлитовой фаций (рис. 16); гранаты из алмазоносных ксенолитов и куагашского и китарсайского комплексов попадают в поле эклогитовой и кимберлитовой фаций.

На тройной диаграмме $Mg - Ca - Fe$, отражающей особенности состава гранатов и пироксенов, сосуществующих с алмазами в эклогитовом типе парагенезисов (рис. 17), большая часть гранат-клинопироксеновых пар из эклогитов и эклогитоподобных пород тулепсайского, китарсайского, мамытского и холодниканского комплексов сконцентрирована в поле алмазоносных эклогитов.

Значительные вариации химического состава изученных гранатов и как следствие этого перекрытие разнотипных полей, по-видимому, объясняются многими причинами: гетерогенной природой исходного субстрата, прогрессивной и регрессивной зональностью гранатов, чутко реагирующей на изменение $P-T$ условий, многоактными метасоматическими преобразованиями. С учетом этого вряд ли целесообразно выделять самостоятельную эклогитовую фацию. Этому мнению придерживается Н.Л. Добрецов [1974]

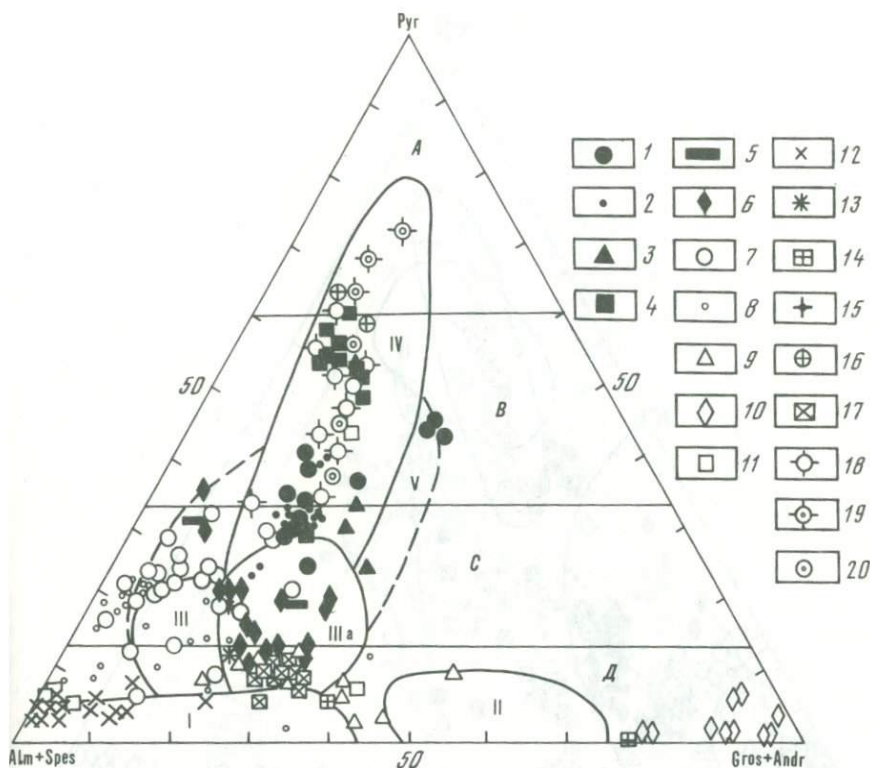


Рис. 15. Тройная диаграмма для гранатов из разных типов эклогитов [Coleman et al., 1965], совмещенная с полями гранатов разных типов высокобарических пород [Соболев, 1964; Добрецов, 1974]

Поля гранатов: I – гранат-глаукофановых сланцев; II – Са-эклогитов максютовского комплекса; III–IIIa – эклогитов разных комплексов (Калифорния, Япония), измененных эклогитов; IV – поля гранатов из эклогитов; V – предполагаемое поле гранатов из эклогит-гнейсовых комплексов. 1–6 – высокобарические комплексы: 1 – тулпсайский, 2 – китарсайский, 3 – мамытский, 4 – куагашский, 5 – котокельский, 6 – холодниканский, становой; 7–14 – вмещающие метаморфиты: 7 – гнейсовая серия, 8 – сланцевая серия, 9 – базификаты, 10 – скарнонды, 11 – щелочные метасоматиты, 12 – пегматиты, 13 – гранулиты зверевского комплекса, 14 – метаморфиты станowego комплекса; 15–18 – разные породы, По Н.Л. Добрецову [1974], В.Г. Кушеву и Д.П. Виноградову [1978]: 15 – эклогиты Кокчетавского массива, 16 – пироповые серпентиниты (там же), 17 – гранат-глаукофановые сланцы, 18 – линзы гранатовых амфиболитов в гипербазитах; 19–20 – ксенолиты эклогитов в кимберлитах: 19 – магматического генезиса; 20 – метаморфического генезиса

и ряд других исследователей, которые считают, что коровые эклогиты образуются в условиях гранулитовой, амфиболитовой и глаукофансланцевой фаций, т.е. в широком интервале P – T условий.

Клинопироксены также являются главными породообразующими минералами эклогитов и некоторых эклогитоподобных пород – гранатовых пироксенитов, эклогит-глаукофановых и эклогитовых кристаллических сланцев, некоторых гранатовых амфиболитов и жадеитовых пород.

Клинопироксены встречаются в виде короткопризматических и ксено-

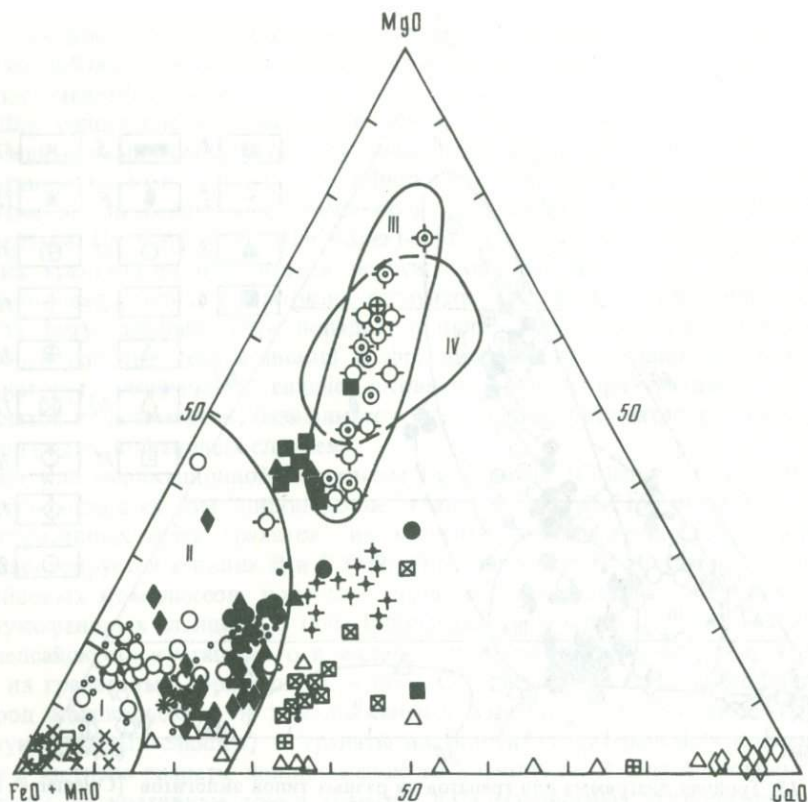


Рис. 16. Тройная диаграмма (FeO+MnO)-MgO-CaO для гранатов из различных высокобарических и метаморфических комплексов. По Б.Г. Лутцу и К.Н. Никишову [1963], Н.Л. Добрецову [1974], В.Г. Кушеву и Д.П. Виноградову [1978]

Поля гранатов метаморфических фаций: I — амфиболитовой, II — гранулитовой, III — эклогитовой, IV — кимберлитовой. Остальные условные обозначения см. на рис. 15

морфных зерен, иногда с отчетливой ориентировкой, совпадающей с полосчатостью или сланцеватостью породы. Такую же ориентировку имеет и вторичный амфибол, образующий псевдоморфозы по клинопироксену. Кроме келифитовых амфиболовых каемок, часто наблюдаются диабластовые и симплектитовые структуры, обусловленные вторичными включениями и продуктами твердого распада: по омфакиту образуются пятнистые и червеобразные агрегаты плагиоклаза (12–15 мол.% *An*) и диоксида, иногда в сочетании с сине-зеленым натриевым амфиболом. Клинопироксены обычно окрашены в зеленоватый, травяно-зеленый и яблочно-зеленый цвет, реже бесцветные.

По особенностям химического состава среди клинопироксенов различаются несколько типов: 1) жадеиты (содержат (в мол.%) от 81 до 91 *Jd*-компонента и 0,2–0,9 Са-молекулы Чермака; $F = 7-16\%$); они встречаются среди жадеититов в гипербазитовых массивах Пай-Ер, Рай-Из и Борус; 2) существенно жадеитовые клинопироксены, характерные для

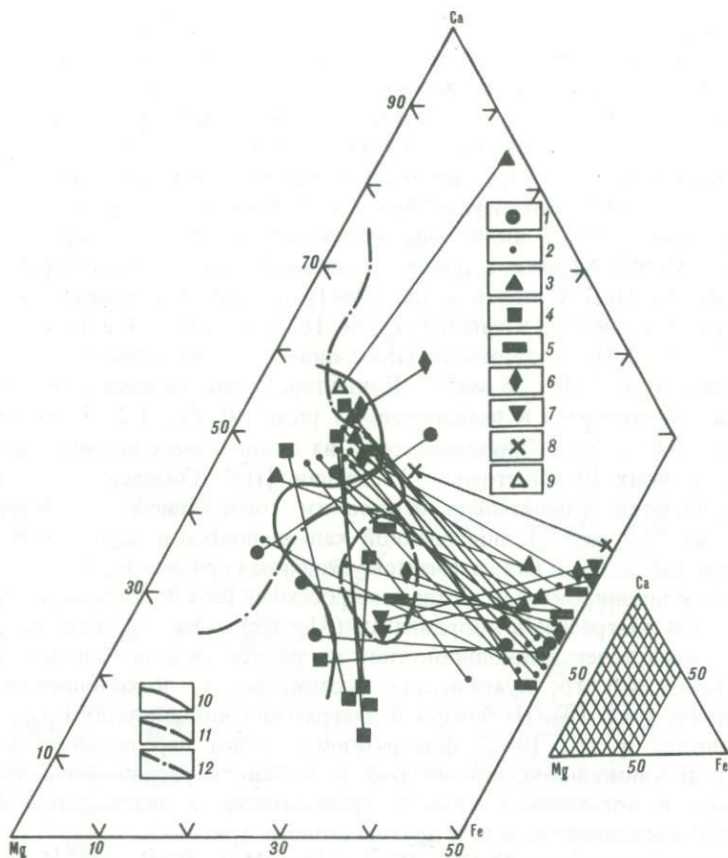


Рис. 17. Состав гранатов (вправо от сплошной и штрихпунктирной линий) и клинопироксенов (влево от сплошной и штрихпунктирной линий)

1–7 – из высокобарических комплексов: 1 – тулупсайского, 2 – китарсайского, 3 – мамытского, 4 – куагашского, 5 – котокельского, 6 – холодниканского, 7 – станового; 8 – из базификатов и скарноидов; 9 – из гранулитов зверевского комплекса; 10–12 – границы составов сосуществующих гранатов и клинопироксенов: 10 – с алмазами в эклогитовом типе парагенезисов. По Н.В. Соболеву и др. [1984], 11 – из измененных эклогитоподобных пород, ассоциирующих с расслоенными базит-гипербазитовыми комплексами, 12 – из изученных высокобарических комплексов

жадеитовых пород борусского комплекса, глаукофансланцевых и эклогит-глаукофансланцевых комплексов Южного, Северного и Полярного Урала и в виде исключения для атбашинского эклогитового комплекса (содержат (в мол.%) 56–81 Jd и 0,8–11,2 Са-молекулы Чермака; $F = 15–36\%$); 3) омфациты, являющиеся существенной составной частью эклогитов гнейсовых и гнейсо-сланцевых метаморфических комплексов – тулупсайского, уфалейского, марункеуского, кокчетавского, муйского, санбагавского, францисканского и др. (содержат (в мол.%) 14–36 Jd , 14–20 Са-молекулы Чермака; $F = 11–30\%$); 4) омфацитсодержащие клинопироксены, свойственные эклогитоподобным породам – гранатовым

амфиболитам, гранатовым габбро-амфиболитам, гранатовым пироксени-там, эклогитовым кристаллическим сланцам, некоторым эклогит-глаукофановым сланцам и др. (содержат (в мол.%) 8–19,5 Jd , 3–16 Са-молекулы Чермака; $F = 15–31\%$); 5) клинопироксены геденбергит-диопсидового ряда, встречающиеся в некоторых типах эклогитоподобных пород, большей частью подверженных регрессивным преобразованиям (содержат (мол.%) 3,5–6,5 Jd , до 4,5 Са-молекулы Чермака; $F = 14–41\%$). Клинопироксены, наблюдающиеся в виде включений в кристаллах алмазов из кимберлитов Якутии и Южной Африки, а также в алмазах Северного Урала неопределенного генезиса [Н.В. Соболев и др., 1984], отличаются сравнительно невысоким содержанием Jd -компонента (от 16 до 23 мол.%) и Са-молекулы Чермака (до 2,5); содержание Di -компонента в них самое высокое – 57–65 мол.%, $F = 11–26$ мол.%. Клинопироксены из алмазосодержащих гроспидитов относятся к омфацитовому ряду (40 Jd , 11,2 Са-молекулы Чермака, $F = 6–7\%$). Клинопироксены из эклогитовых включений в россыпных алмазах Юго-Восточной Австралии [Н.В. Соболев и др., 1984] характеризуются относительно невысоким содержанием Jd -компонента (от 6,5 до 22,7 мол.%), повышенной кальциевостью и переменной железистостью (до 20%); в них отмечается устойчивая примесь K_2O .

В поле клинопироксенов из алмазов россыпей Юго-Восточной Австралии на бинарной диаграмме в координатах $(Al + Cr) - (Na + K)$ попадает часть фигуративных точек клинопироксенов из эклогитов и эклогитоподобных пород тулепсайского, куагашского, котокельского и холодниканского комплексов (рис. 18). На бинарной диаграмме в координатах $F_{CPx} - F_{Gr}$ [Морковкина и др., 1982] фигуративные точки пар сосуществующих гранатов и клинопироксенов из этих комплексов расположены преимущественно в пограничной области гранулитовой и эклогитовой фаций с редкими отклонениями в ту и другую сторону (рис. 19).

На тройной диаграмме $Na(K) - (Fe^{2+} + Mn + Mg) - (Fe^{3+} + Al^{VI})$, составленной В.Г. Кушевым [1972], фигуративные точки клинопироксенов из эклогитов и эклогитоподобных пород изученных комплексов концентрируются преимущественно в поле натриевых клинопироксенов из высокотемпературных метасоматитов и интрузивных пород (рис. 20, а). На тройной диаграмме Н.Л. Добрецова [1974] $Al^{VI} - (Fe^{2+} + Mn + Mg) - Fe^{3+}$ фигуративные точки этих же клинопироксенов расположены в поле основных пород или в пограничной области с глаукофансланцевым полем (рис. 20, б).

На бинарных диаграммах, построенных с учетом F_{CPx} , Са, Al^{IV} и Si (рис. 21), выявляются следующие особенности: 1) в поле с координатами $Al^{IV} - F_{CPx}$ обособились три группы фигуративных точек: первая – клинопироксены из жадеитовых пород, эклогит-глаукофановых и эклогит-гнейсовых комплексов (высокое содержание Al^{IV} и умеренная F), вторая – клинопироксены из тулепсайского и китарсайского комплексов совместно с клинопироксенами из включений в алмазах (умеренное значение F и незначительное содержание Al^{IV}), третья – клинопироксены из куагашского, котокельского, холодниканского и станового комплексов (низкое содержание Al^{IV} и высокая F); 2) в поле с координатами $F_{CPx} - Ca$ также обособились три группы фигуративных точек: первая – клино-

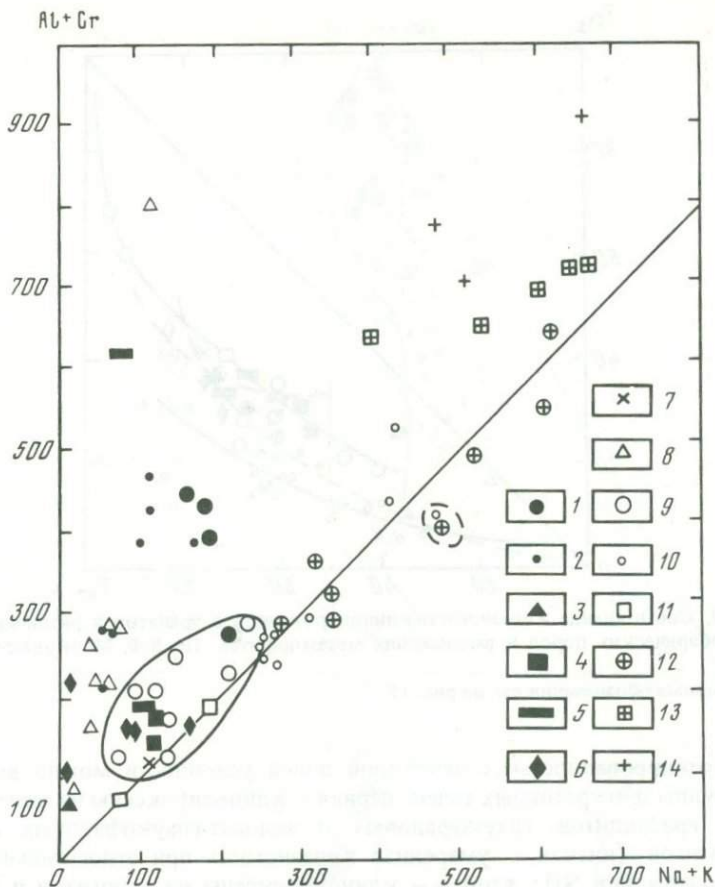


Рис. 18. Диаграмма $(\text{Na} + \text{K}) - (\text{Al} + \text{Cr})$ клинопироксенов различных ассоциаций

1-6 - клинопироксены из высокобарических комплексов: 1 - тулпсайского, 2 - китарсайского, 3 - мамытского, 4 - куагашского, 5 - котокельского, 6 - холодниканского и станового; 7, 8 - клинопироксены из вмещающих метаморфитов: 7 - гранулитов зверевского комплекса, 8 - базификатов; 9-14 - клинопироксены, сосуществующие с алмазами в эклогитовом типе парагенезисов. По Н.В. Соболеву и др. [1984]: 9 - из алмазов россыпей Юго-Восточной Австралии, 10 - из алмазов разных месторождений, 11 - из алмазоносных кианитовых эклогитов, 12 - из алмазоносных эклогитов, 13 - из алмазоносных кианитовых эклогитов, 14 - из гроспидитов (без алмазов) трубки "Загадочная"; штриховая линия - составы клинопироксенов из алмаза и эклогита (обр. М-46), сплошная линия - поле составов клинопироксенов из алмазов россыпей Юго-Восточной Австралии

пироксены из тулпсайского, станового и котокельского комплексов (низкая кальциевость, умеренная и высокая железистость), вторая - клинопироксены из включений в алмазах совместно с клинопироксенами из эклогит-гнейсовых комплексов (средняя железистость и кальциевость), третья - клинопироксены из китарсайского, куагашского и холодниканского комплексов (относительно высокая кальциевость и железистость); 3) поле с координатами $\text{Si}-F_{CPX}$ характеризуется относительно слабой

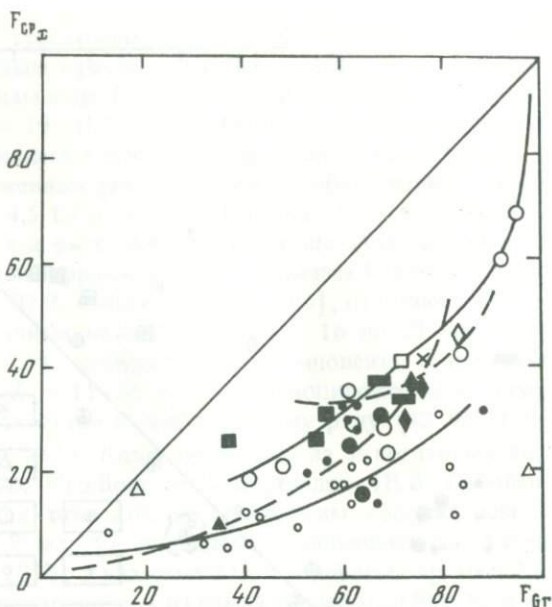


Рис. 19. Соотношение железистости клинопироксенов и гранатов в различных типах высокобарических пород и вмещающих метаморфитах. По В.Ф. Морковкиной и др. [1982]

Условные обозначения см. на рис. 15

дифференцированностью, с некоторой долей условности можно выделить две группы фигуративных точек: первая — клинопироксены из жадеитовых пород, гроспидитов, глаукофановых и эклогит-глаукофановых сланцев и эклогитов (низкая — умеренная железистость при относительно высоком содержании Si); вторая — клинопироксены из эклогитов и эклогитоподобных пород тулепсайского, китарсайского, котокельского, холодниканского и станového комплексов (средняя и высокая железистость и относительно низкое содержание Si).

Из приведенного обзора видно, что клинопироксены из высокобарических комплексов характеризуются значительными вариациями химического состава. Поля состава клинопироксенов (и сосуществующих



Рис. 20. Клинопироксены высокобарических комплексов и вмещающих метаморфитов. По Н.Л. Добрецову [1974], В.Г. Кушеву и Д.П. Виноградову [1978]

a — тройная диаграмма $\text{Na(K)}-(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg})-(\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}})$. I — клинопироксены из высокотемпературных метасоматитов и интрузивных пород; II — из метасоматически измененных интрузивных пород и среднетемпературных щелочных метасоматитов; III — из низкотемпературных метасоматитов; IV — из эклогитов;

б — тройная диаграмма $\text{Al}^{\text{VI}}-(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg})-\text{Fe}^{3+}$. Условные обозначения см. на рис. 20, *a*

1 — эклогиты тулепсайского комплекса; 2–5 — эклогитоподобные породы; 2 — китарсайского комплекса, 3 — куагашского комплекса, 4 — котокельского комплекса, 5 — холодниканского, станového комплексов; 6 — базификаты, скарнонды; 7 — гранулиты зверевского комплекса; 8 — эклогиты кокчетавского комплекса

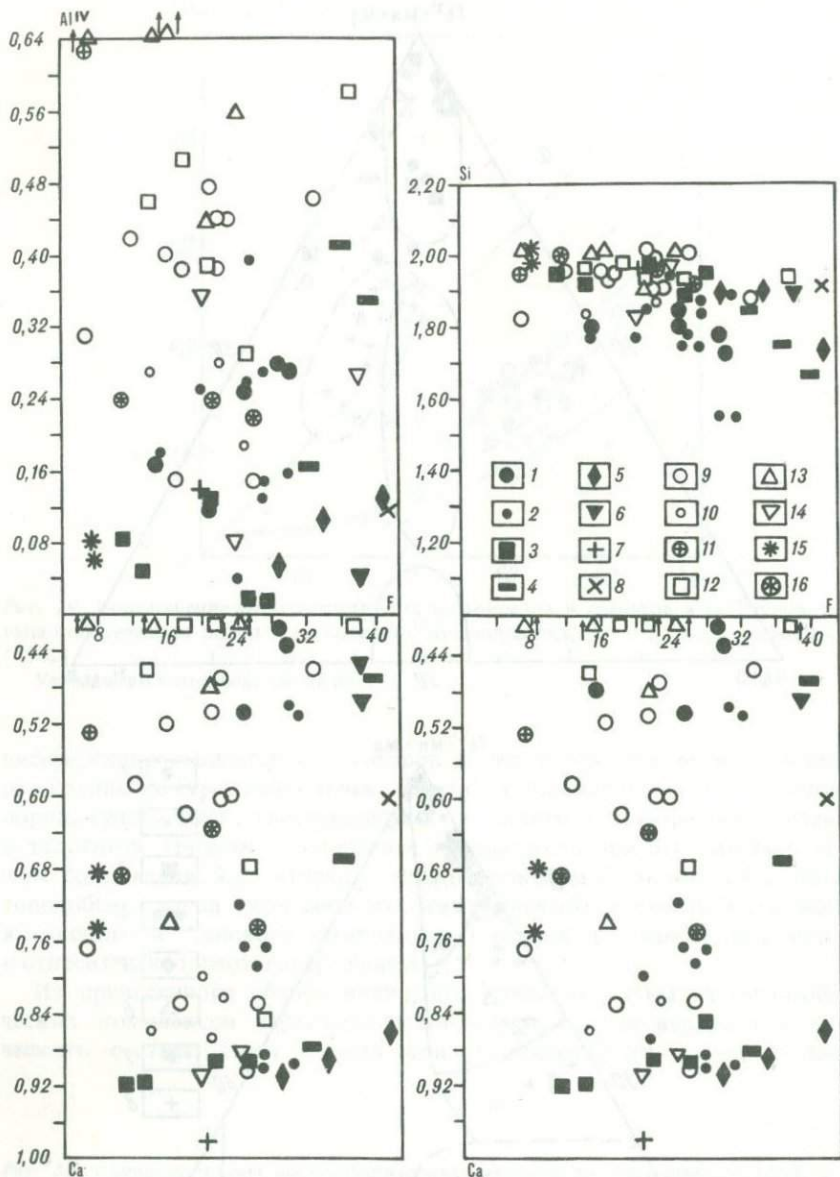


Рис. 21. Соотношение Ca, Al^{IV}, Si и F в клинопироксенах из различных пород

1–6 – условные обозначения см. на рис. 15; 7 – базификаты, скарноиды; 8 – гранулиты зверевского комплекса; 9 – эклогиты максютовского, кокчетавского и макбальского комплексов; 10 – эклогитоподобные породы Северного и Полярного Урала; 11 – гроспидиты; 12 – эклогит-глаукофановые кристаллические сланцы; 13 – жадеитовые породы; 14 – гранатовые пироксениты; 15 – ксенолиты алмазонасных эклогитов в кимберлитах; 16 – эклогитовые включения в алмазах

гранатов) из разных типов высокобарических пород перекрываются (см. рис. 19, 20). Наиболее существенной характеристикой клинопироксенов является содержание Na-компонента (жадеитового), железистость, кальциевость, глиноземистость и содержание Са-молекулы Эскола [Жариков и др., 1984]. Так, наименее железистые и глиноземистые клинопироксены встречаются в эклогитах из кимберлитовых трубок, наиболее железистые — в эклогитах из гнейсовых и гнейсо-сланцевых комплексов, а также в рутилоносных эклогитах (см. максютовский комплекс); высокой кальциевостью обладают клинопироксены из эклогитоподобных пород, образовавшихся за счет троктолитов и габбро-норитов.

Максимальной щелочностью обладают клинопироксены из жадеитовых пород, глаукофансланцевых и эклогит-глаукофансланцевых комплексов. Кроме *Jd*-компонента, в их составе отмечается постоянное присутствие *Eg*-компонента в количестве от 3–12 до 21–30 мол.%. Повышенной щелочностью, кроме того, обладают клинопироксены из ксенолитов алмазонасных эклогитов в кимберлитах Якутии и Южной Африки, а также из эклогит-гнейсовых комплексов (тулепсайский, кокчетавский и др.).

При глаукофанизации эклогитов наблюдается резкое увеличение щелочности клинопироксена, в качестве другого примера можно привести процесс эклогитизации троктолитов и габбро-норитов, который сопровождается последовательным увеличением $\mu\text{Na}_2\text{O}$ от начальной до конечной стадий процесса. Н.В. Соболевым [1974] в результате исследований ксенолитов кианитовых эклогитов трубки "Загадочной" установлена следующая зависимость: увеличение щелочности омфацитовых клинопироксенов происходит параллельно с уменьшением, а в гроспидитах — с увеличением *Gros* + *Andr*-компонентов в гранате.

Геохимическим коррелятивным признаком глубинности формирования высокобарических пород служит содержание Cr_2O_3 в сосуществующих гранатах и клинопироксенах. Относительно высокие содержания Cr_2O_3 устанавливаются в клинопироксенах (и гранатах) из включений в алмазах и сростков с алмазами в кимберлитах и гранатовых перидотитах [Удовкина, 1971; Н.В. Соболев, 1974]. Клинопироксены из сростков с алмазами по химическому составу отвечают хромдиоксидам и хромовым омфацитам [Н.В. Соболев, 1974]; они бедны Al_2O_3 (1,01–4,56 мас.%) и богаты Cr_2O_3 (0,6–1,5 мас.%). Между содержаниями Na_2O и Cr_2O_3 есть прямая корреляционная зависимость. Сосуществующие с подобными клинопироксенами гранаты отличаются высокой (в мол.%) магнезиальностью (до 70–81 *Pyr*, 7–18 Са-компонента, $F = 11–16\%$). Высокохромистые клинопироксены (до 4 мас.% Cr_2O_3) описаны Н.Г. Удовкиной [1971, 1985] в биметасоматических эклогитах марункеуского комплекса Полярного Урала. В клинопироксенах из мантийных эклогитов, кроме Cr_2O_3 , обнаруживаются повышенные содержания K_2O и P_2O_5 [Н.В. Соболев, 1974, Dawson, 1980].

Ортопироксены пользуются ограниченным распространением. Они встречены в эклогитах и эклогитоподобных породах, ассоциирующих с гранулитовыми комплексами (чогарский, холодниканский и др.) и характеризуются переменным составом: $\text{En}_{41–54} \text{Fs}_{44–58} \text{Cs}_{1,2–1,5}$; $F = 45–58\%$. От гиперстенов из вмещающих гранулитов они отличаются лишь несколько большей кальциевостью и высокой железистостью.

А м ф и б о л ы относятся к основным породообразующим минералам эклогитоподобных пород — гранатовых амфиболитов, гранат-амфиболовых габбро, эклогит-глаукофановых и глаукофановых сланцев. В эклогитах они являются большей частью гистерогенными минералами, реже имеют самостоятельное значение и сосуществуют с омфацитом и пироп-альмандиновым гранатом. К наиболее важным характеристикам, определяющим принадлежность амфиболов к той или иной генетической группе, относятся прежде всего его щелочность (в первую очередь содержание Na_2O), железистость, кальциевость и соотношение Al^{IV} и Al^{VI} . По содержанию Na_2O (в мас.%) различаются роговые обманки или каринтины [Удовкина, 1971, 1985], характерные для эклогитовых парагенезисов (0,9–1,8 Na_2O , $F = 26-48\%$), барруазиты (2–3,9 Na_2O ; $F = 26-37\%$), винчиты (4,0–5,5 Na_2O ; $F = 24-34\%$) и глаукофановые сланцы (5,6–6,9 ф.е.; F от 13–20 до 46–55%). По содержанию CaO различаются бедные CaO , субкальциевые и обогащенные CaO амфиболы. Н.Г. Удовкина [1985] предлагает магнезиальные субкальциевые роговые обманки относить к каринтинам (12–20 мас.%), а наиболее магнезиальные кальциевые разновидности с повышенной концентрацией $\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0,34$ ф.е. — к смарагдитам ($F = 7-12\%$).

Амфиболы из эклогитов и эклогитоподобных пород отличаются относительно низким содержанием Si (6,2–6,6 ф.е.) и Al^{VI} (0,3–0,8 ф.е.), соответственно более высоким содержанием Al^{IV} (1,4–1,8 ф.е.); в винчитах и глаукофанах соотношение между этими компонентами меняется: Si от 7,3–7,6 в винчитах до 7,7–7,9 ф.е. в глаукофанах, Al^{IV} изменяется соответственно от 0,4–0,7 до 0,1–0,3 ф.е.; Al^{VI} от 0,7–1,3 до 1,4–1,9 ф.е. Среди амфиболов ряда глаукофан — кроссит — феррокроссит в результате изоморфного замещения Mg и Al на $\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ происходит общее возрастание железистости амфиболов — от 19–24 до 34–48%.

В лавсонит-глаукофановых сланцах субкальциевый амфибол (роговая обманка) присутствует в качестве реликтов более ранних высокотемпературных парагенезисов. Промежуточные между глаукофан-кросситом и актинолитом амфиболы некоторые исследователи называют винчитами, кроссит-актинолитами, субглаукофанами, а переходные к роговой обманке — барруазитами [Добрецов и др., 1971; Миясино, 1976; и др.]. Н.Л. Добрецовым с соавторами [1971] предложено Na-Ca -амфиболы ряда глаукофан-актинолит (Al^{IV} менее 0,5 ф.е.) относить к винчитам (Ca -компонента 50–75 мол.%) и натриевым винчитам (Ca -компонента < 50 мол.%), кальциевым кросситам (Ca -компонента 15–25 мол.%). В ряду Ca -амфиболов с повышением температуры сосуществующий с эпидотом и хлоритом актинолит обогащается Na и Fe^{3+} , причем резкий скачок характерен в интервале 500–550°С [Добрецов, 1974]. В этом направлении возрастает железистость амфиболов [Cooper, Lovering, 1970]. С ростом давления актинолит сменяется винцитом.

На бинарной диаграмме $F-100 \text{ Ca}/(\text{Ca} + \text{Na} + \text{K})$, предложенной Н.Л. Добрецовым и др. [1971], фигуративные точки амфиболов из эклогитов и эклогитоподобных пород сконцентрированы в поле барруазитов и Na -барруазитов (рис. 22). Здесь же располагаются фигуративные точки большинства амфиболов из гнейсовых и гнейсо-сланцевых комплексов. Несколько обособились на этом рисунке амфиболы из гранатовых амфибо-

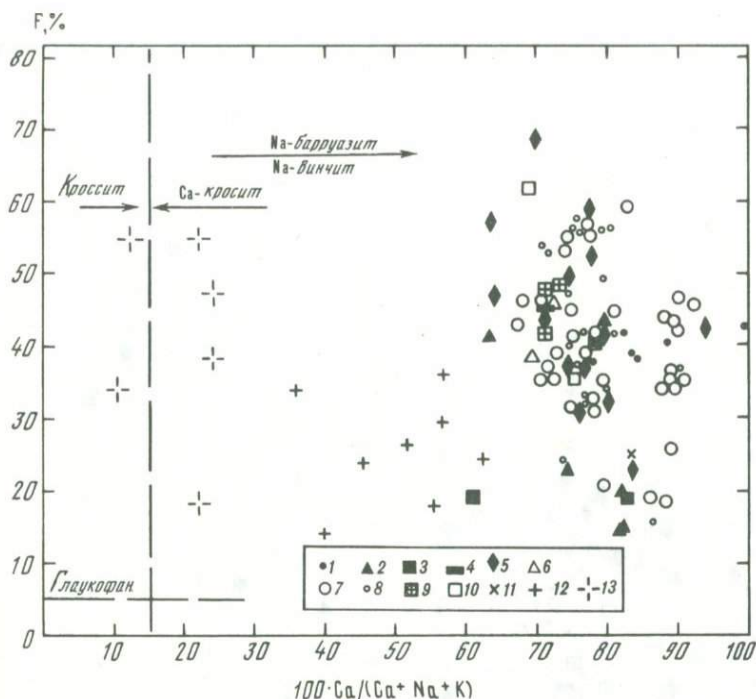


Рис. 22. Диаграмма натриевых и натриево-кальциевых амфиболов [Добрецов и др., 1971]

1–5 – амфиболы высокобарических комплексов: 1 – китарсайского, 2 – мамытского, 3 – куагашского, 4 – котокельского, 5 – холодниканского и станового; 6–10 – амфиболы из вмещающих метаморфитов: 6 – базификатов, 7 – гнейсовой серии, 8 – сланцевой серии, 9 – зверевского комплекса, 10 – станового комплекса; 11 – амфиболы из диоритов (тоналитов); 12 – амфиболы из эклогит-глаукофановых сланцев; 13 – амфиболы из эклогит-глаукофановых и глаукофановых сланцев

литов мамытского комплекса, обладающие низкой железистостью (15–27 мол.%). Более дифференцированные поля характерны для амфиболов на бинарной диаграмме $Al^{VI}-Si$ (рис. 23), на которой обособились три группы: 1) амфиболы из эклогитоподобных пород холодниканского комплекса (5,8–6,3 ф.е. Si и 0,2–0,9 ф.е. Al^{VI}); 2) амфиболы из вмещающих гранулитов и метаморфитов гнейсовых и гнейсо-сланцевых комплексов (6,2–6,8 ф.е. Si и 0,1–0,9 ф.е. Al^{VI}); 3) амфиболы из эклогитоподобных пород мамытского и куагашского комплексов (6,9–7,7 ф.е. Si и 0,5–1,3 Al^{VI}).

На классификационных диаграммах в координатах $Al^{IV} - (Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$ и $Al^{IV} - (Na + K)$, по У.А. Диру и др. [1965], фигуративные точки амфиболов из эклогитов и эклогитоподобных пород располагаются в основном в поле паргасита и чермакита, реже в поле эденита (амфиболы из гранатовых амфиболитов мамытского комплекса) и роговой обманки (амфиболы из амфиболизированных гранатовых троктолитов куагашского комплекса, рис. 24). На бинарных диаграммах $Al^{IV}-Al^{VI}$ (рис. 25)

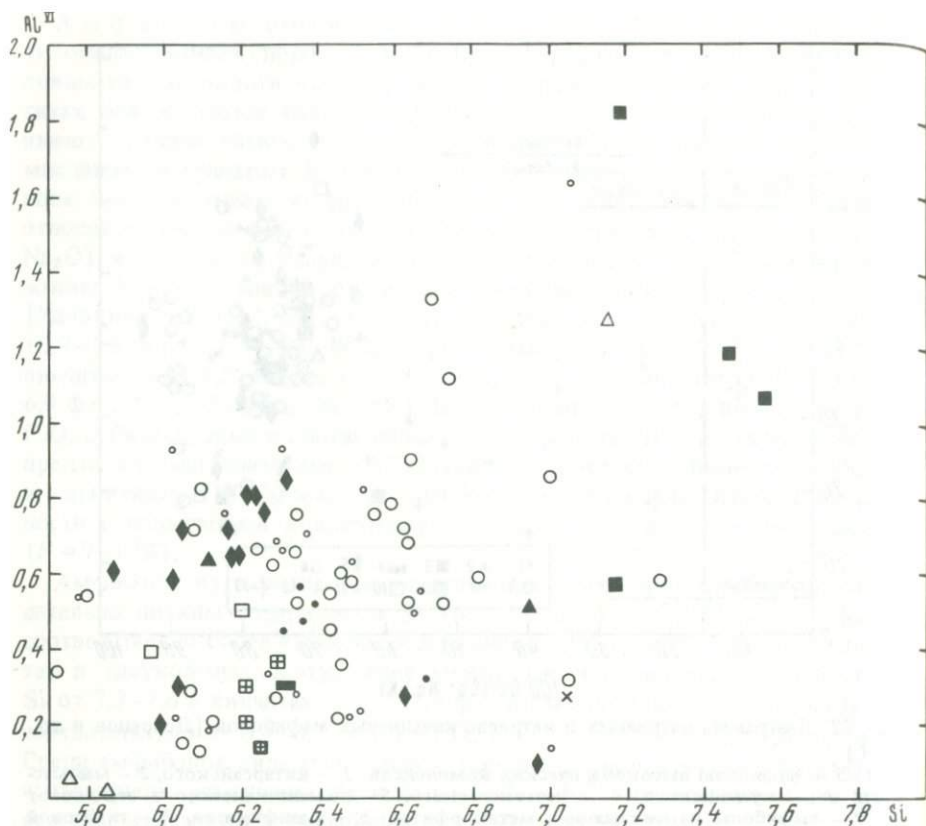


Рис. 23. Диаграмма зависимости содержания Al^{VI} от Si (в ф.е.) в элементарной ячейке амфиболов из различных высокобарических комплексов и вмещающих метаморфитов

Условные обозначения см. на рис. 22

и $K-Na$ (рис. 26) фигуративные точки рассматриваемых амфиболов концентрируются в основном в поле гранулитовой фации, а на диаграмме $Ti-(Na+K)$ — в поле амфиболитовой фации (рис. 27).

Плагноклаз является составной частью эклогитовых кристаллических сланцев китарсайского и котокельского, а также друзит-эклогитов марункеуского и котокельского комплексов. Он образует идиоморфные, реже ксеноморфные зерна. По составу плагноклаз отвечает андезину-лабрадору (33–54 мол.% An и 0,5–1,4 мол.% Or). Обычно он замещается минералами группы эпидота, реже карбонатом и андрадит-гроссуляровым гранатом, содержащим (в мол.%) 27–88 $Gros$, 0–1,6 $Spes$, 11–50 Alm и до 19 $Andr$. В эклогитах тулепсайского комплекса в результате разложения омфашита образуются $Ca-Mg$ -клинопироксен и плагноклаз, содержащий 12–15 мол.% An .

К и а н и т в качестве акцессорного минерала встречается вместе с кристаллическим графитом и муассанитом в эклогитах тулепсайского, кокчетавского, марункеуского и других комплексов, а также в эклоги-

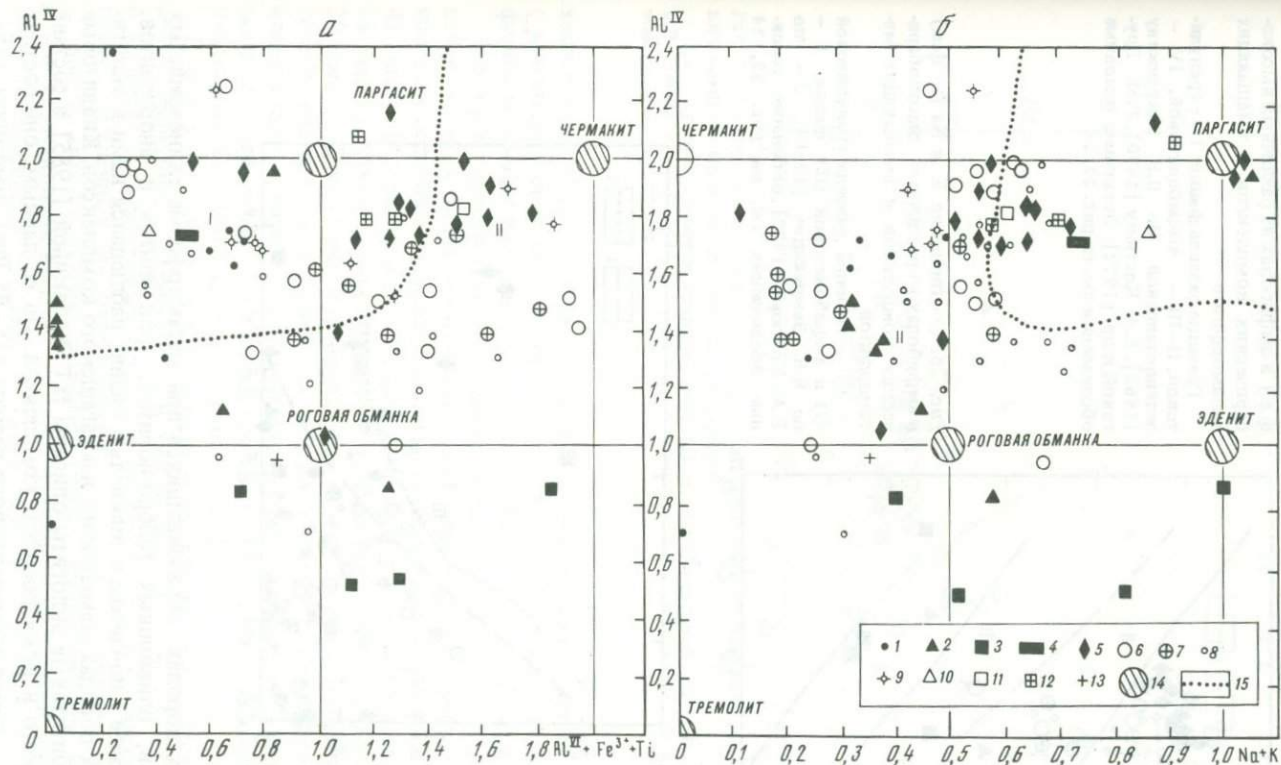


Рис. 24. Бинарные диаграммы

$a - Al^{IV} - (Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$; $b - Al^{IV} - (Na + K)$; 1-5 - амфиболы высокобарических комплексов (см. рис. 22); 6-13 - амфиболы из вмещающих метаморфитов: 6 - амфиболитов гнейсовой серии, 7 - гнейсов этой же серии, 8 - амфиболитов сланцевой серии, 9 - сланцев этой же серии, 10 - амфиболитов зверевского комплекса, 11 - гнейсов этого же комплекса, 12 - амфиболитов станового комплекса, 13 - гнейсов этого же комплекса; 14 - основные миналы кальциевых и субкальциевых амфиболов. По У.Д. Диру, Р.А. Хауи и Дж. Зусману [1965]; 15 - граница раздела гранулитовой (I) и амфиболитовой (II) фаций. По Г.М. Друговой и др. [1972]

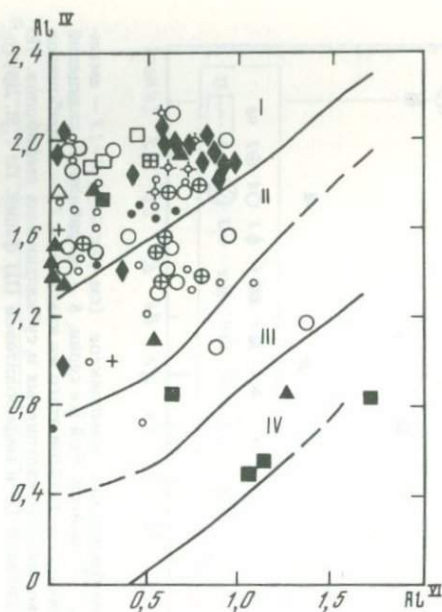


Рис. 25. Соотношение Al^{IV} и Al^{VI} (в ф.е.) в амфиболах из различных высокобарических комплексов и вмещающих метаморфитов

Границы раздела фаций: I — гранулитовой, II—III — амфиболитовой, IV — зеленосланцевой. По В.В. Закруткину [1968], Е.А. Костюку [1970], Г.М. Друговой и др. [1972]. Остальные условные обозначения см. на рис. 22, 24

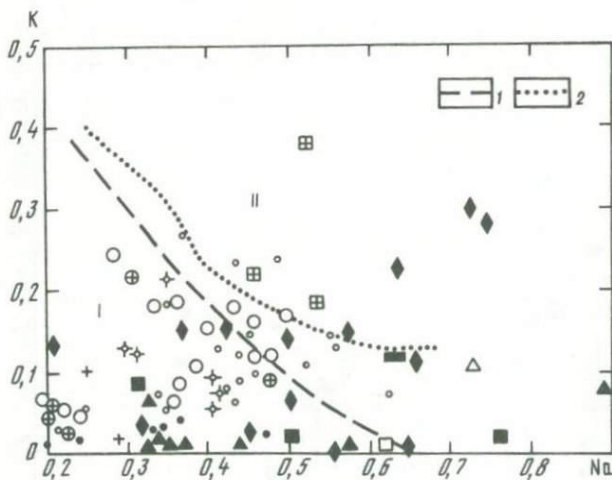


Рис. 26. Соотношение K и Na (в ф.е.) в амфиболах из различных высокобарических комплексов и вмещающих метаморфитов

1, 2 — границы раздела гранулитовой (I) и амфиболитовой (II) фаций: 1 — по В.В. Закруткину [1968], 2 — по Е.А. Костюку [1970]; остальные условные обозначения см. на рис. 22, 24

топодобных породах, образовавшихся при метаморфизме глиноземистых перидотитов, оливиновых габбро-норитов, троктолитов и анортозитов. В парагенезисе с цоизитом и шпинелью кианит наблюдался нами в эклогитоподобных породах мамытского и куагашского комплексов. Кианитовые и кианит-цоизитовые эклогиты описаны Н.Г. Удовкиной [1985] в составе марункеуского и кокчетавского комплексов. По ее данным, они состоят (в %) из пироп-альмандинового граната (15–35 *Pyr*), омфацита (15–35 *Jd*), кианита (10–16), цоизита (6–20), каринтина (2–30), кварца (0–12), рутила (0,1–0,7), мусковита и фуксита (0–6). По химизму эти породы соответствуют троктолитовому типу пород с повышенной глино-

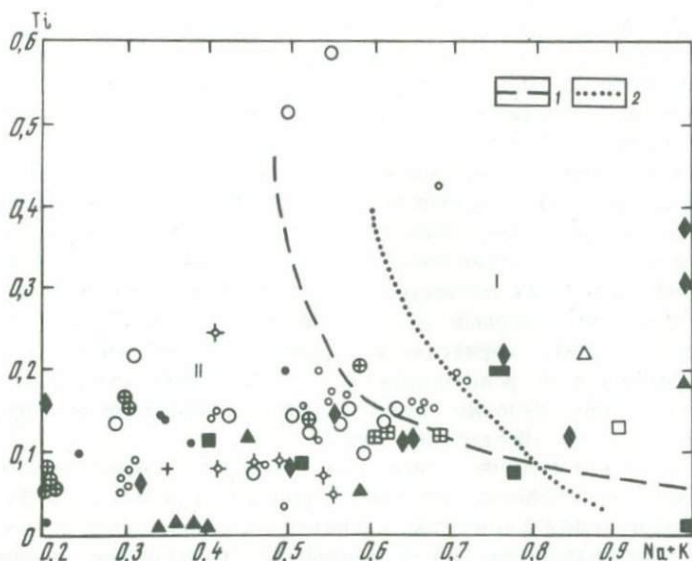


Рис. 27. Соотношение Ti и Na+K (в ф.е.) в амфиболах из различных высокобарических комплексов и вмещающих метаморфитов

1, 2 — границы раздела гранулитовой (I) и амфиболитовой (II) фаций: 1 — по В.В. Закруткину [1968], 2 — по Е.А. Костюку [1970]; остальные условные обозначения см. на рис. 22, 24

земистостью (20,1–24,8 мас.% Al_2O_3) и низкой щелочностью. Совместно с кианитом, цоизитом и шпинелью в этих породах часто встречаются сапфирин, муассанит и графит.

К в а р ц присутствует в переменных количествах (от 1–3 до 12 мас.%) почти во всех типах высокобарических пород. В измененных разновидностях (кислотное выщелачивание) содержание его увеличивается до 40–45 мас.%. В парагенезисе с кварцем часто встречаются мусковит (до 12–15 мас.%), гроссуляр-андрадитовый гранат (до 40%), амфибол (до 12–20 мас.%), реже кианит и фибролит (до 15 мас.%). Апоэклогитовые сланцы такого состава характерны для кокчетавского, вальзинского и других комплексов. Кварц образует ксеноморфные зерна, разрозненные или чаще сгруппированные в линзы, гнезда и т.д. Мелкие включения кварца наблюдаются в клинопироксене, гранате и амфиболе.

Ц о и з и т является типоморфным минералом некоторых разновидностей гранатовых амфиболитов и габбро-амфиболитов (до 7–12 мас.%). В качестве гистерогенного минерала он встречается практически во всех типах измененных высокобарических пород в количестве от 3–5 до 25 мас.%. Цоизит обычно замещает гранат, клинопироксен и основной плагиоклаз, образуя вместе с кварцем келифитовые каемки вокруг магнезиально-кальциевых амфиболов (каринтинов). В прожилковых обособлениях наряду с цоизитом встречается клиноцоизит.

Р у т и л наряду с пироп-альмандиновым гранатом и омфацитом является составной частью эклогитов, эклогит-глаукофановых сланцев и некоторых типов высокобарических пород с исходным базитовым и перидотито-

вым составом субстрата. Содержание его варьирует от 0,1–0,8 до 1,5–2,5 мас.% в обычных разновидностях до 5,5–7 мас.% в рудных типах пород. По химическому составу рутилы из эклогитов и эклогитоподобных пород сходны между собой (в мас.%): 97,7–98 TiO₂, 0,2–0,3 Al₂O₃, 0–3–0,5 FeO, 0,1–0,3 MgO, 0,2–0,3 CaO.

С ф е н в переменных количествах (от 0,3–0,9 до 6–7 мас.%) присутствует в некоторых типах эклогитоподобных пород – гранатовых и гранатоцоизитовых амфиболитах, гранатовых габбро-амфиболитах, гранатовых пироксенитах и др. В измененных эклогитах, эклогит-глаукофановых и глаукофановых сланцах совместно с ильменитом он полностью вытесняет более высокотемпературный рутил. Кроме того, сфен образуется при замещении омфацита, каринтина и барруазита субкальциевыми и кальциевыми амфиболами актинолитового ряда. Для него характерны шпировидные скопления, цепочки, каемки вокруг амфиболов и омфацитов, реже разрозненные ксеноморфные зерна.

Ш п и н е л ь в качестве аксессуарного минерала отмечается во многих типах эклогитов и эклогитоподобных пород. Она (до 1–1,5 мас.%) встречается в парагенезисе с цоизитом, кианитом и сфеном в гранатовых амфиболитах, образовавшихся при метаморфизме троктолитов, оливниновых габбро-норитов и глиноземистых перидотитов. Для нее характерны ксеноморфные зерна, образующие цепочки на границе темноцветной и салической частей породы; окраска изумрудно-зеленая. По химическому составу шпинель соответствует герциниту.

Парагенезисы глаукофановых сланцев с лавсонитом и пумпеллиитом детально охарактеризованы Н.Л. Добрецовым [1974].

Л а в с о н и т является одним из наиболее характерных минералов глаукофановых сланцев. Обычно он образует прожилки, гнездообразные скопления, реже крупные идиоморфные кристаллы, имеющие уплощенно-табличатую форму, сходную с табличками плагиоклаза; $N_g = 1,670–1,672$, погасание прямое, удлинение отрицательное, $N_g - N_p = 0,019$, $2V = 82–84^\circ$.

Пумпеллиит встречается в метаморфитах зеленосланцевой и лавсонит-глаукофановой фаций. Он обладает малой железистостью и низким содержанием Fe³⁺; $N_g = 1,692$. В глаукофансланцевых толщах пумпеллиит находится в ассоциации с лавсонитом, хлоритом, глаукофаном, актинолитом, альбитом и кварцем. В более высокотемпературных ассоциациях он вытесняется эпидотом. В отличие от последнего пумпеллиит содержит больше H₂O и меньше Fe³⁺.

ПЕТРОХИМИЯ ПОРОД

Для выявления специфики химизма высокобарических пород использованы две группы бинарных диаграмм: соотношения главных петрогенных компонентов и соотношения комбинированных петрохимических характеристик. Вторая группа диаграмм выявляет более сложные петрохимические зависимости. К основным петрогенным компонентам относятся MgO, CaO, FeO и щелочи (прежде всего Na₂O). Особенности их соотношений между собой, а также с SiO₂, Al₂O₃ и TiO₂ отражены на рис. 28–32.

Фигуративные точки на диаграммах отражают средний состав пород петрохимически охарактеризованных комплексов.

На диаграмме щелочи—CaO (рис. 28, *а*) условно можно выделить два поля эклогитов и эклогитоподобных пород. В первом поле сконцентрированы фигуративные точки габбро-амфиболитов, эклогитов, друзит-эклогитов котокельского и гранатовых амфиболитов мамытского комплексов. Во втором — точки состава троктолитов куагашского комплекса, габбро-норитов и оливковых габбро-норитов холодниканского комплекса, эклогитов и эклогитоподобных пород тулепсайского, китарсайского, холодниканского и станowego комплексов, а также магнезиальных и алмазоносных эклогитов из ксенолитов кимберлитовых трубок Якутии. В первом поле несколько обособленно (более высокие содержания суммы щелочей) располагаются фигуративные точки глаукофановых сланцев. Совершенно обособлены фигуративные точки гранатовых перидотитов и пироксенитов.

На диаграмме щелочи—Al₂O₃ (рис. 28, *б*) отчетливо проявлены различия в содержании Al₂O₃ между основной группой эклогитов и эклогитоподобными породами и троктолитами куагашского комплекса. Намеченные поля на рис. 28, *а* и 28, *б* различаются и по содержанию суммы щелочей, которая в целом выше для фигуративных точек первого поля. На диаграмме суммарное железо—SiO₂ (рис. 29) также выделяются два поля, первое из которых при содержании 45 мас. % SiO₂ (среднее) характеризуется минимальной концентрацией Σ Fe. На трех рассмотренных диаграммах фигуративные точки высокobarических пород из этих комплексов образуют два поля. В одном из них всегда располагаются фигуративные точки эклогитоподобных пород куагашского типа.

На бинарных диаграммах отношений петрогенных комплексов FeO, SiO₂, TiO₂ и FeO/MgO (рис. 30) эти поля выражены более четко. Первое поле характеризуется относительно низким содержанием SiO₂, TiO₂ и FeO и низким отношением FeO/MgO. Оно представлено фигуративными точками эклогитов, эклогитоподобных пород, троктолитов и габбро-норитов в основном куагашского комплекса. Второе поле определяется более высоким содержанием перечисленных компонентов и высоким отношением FeO/MgO. Сюда попадают фигуративные точки эклогитов из эклогит-гнейсовых и эклогит-сланцевых комплексов, друзит-эклогитов котокельского и гранатовых амфиболитов мамытского, холодниканского и станowego комплексов, а также эклогит-глаукофановых сланцев. Фигуративные точки глаукофановых сланцев занимают промежуточное положение на рис. 30, *б, в*, а магнезиальных и алмазоносных эклогитов из ксенолитов кимберлитовых трубок Якутии и Южной Африки приурочены к первому полю.

На диаграмме Si (индекс Куно) —K₂O/Na₂O (рис. 31) также обособляются два поля. Первое характеризуется низкими значениями индекса Куно, второе — более высокими. Отношения K₂O/Na₂O в первом и втором случаях примерно сопоставимы. В пределах первого поля сконцентрированы фигуративные точки практически всех эклогитов (включая эклогиты тулепсайского комплекса) и эклогитоподобных пород мамытского, котокельского, холодниканского и станowego комплексов, а также эклогит-глаукофановых и глаукофановых сланцев, в пределах второго — фигуративные точки троктолитов, габбро-норитов, гранатовых перидотитов

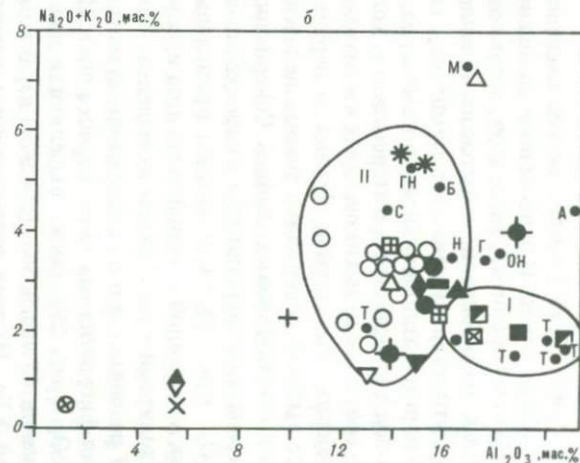
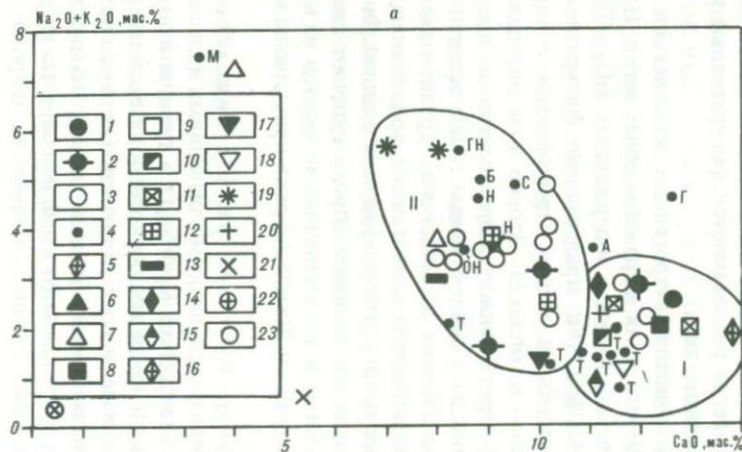


Рис. 28. Диаграмма сумма щелочей – CaO для различных типов высокобарических пород (а)

1–3 – эклогиты: 1 – тулунсайского комплекса, 2 – алмазонасные, 3 – максютовского, марункеуского, кокчетавского, макбальского, атбашинского, актюзского комплексов; 4 – эклогитоподобные породы катарсайского комплекса; 5 – алмазосодержащие магнезиальные эклогиты; 6 – эклогитоподобные породы мамытского комплекса; 7 – эклогитоподобные породы Северного, Полярного Урала и Корякии; 8 – эклогиты, эклогитоподобные породы куагашского комплекса; 9 – эклогитоподобные породы и эклогиты других регионов, генетически связанные с троктолитами и оливиновыми габбро; 10 – троктолиты; 11 – габбро-нориты; 12 – габбро-амфиболиты; 13 – эклогитоподобные породы котокельского комплекса; 14 – эклогитоподобные породы холодниканского комплекса; 15 – гранатые пироксениты Авгенкурского массива; 16 – гранатые пироксениты из ксенолитов в кимберлитах; 17 – эклогитовые кристаллические сланцы станового комплекса; 18 – эклогитовые кристаллические сланцы других регионов; 19 – эклогит-глаукофановые сланцы; 20 – глаукофановые сланцы; 21–23 – ксенолиты из кимберлитовых трубок Якутии: 21 – пироксениты, 22 – перидотиты, 23 – гранат-шпинелевые перидотиты. Средние составы (по Р. Дэли и С.П. Соловьеву): А – анортозит, Б – базальт, Г – габбро, ГН – габбро-норит, М – монзонит, Н – норит, ОН – оливиновый норит, С – сиенит, Т – троктолит

Диаграмма сумма щелочей – Al₂O₃ для различных типов высокобарических пород (б)

Условные обозначения см. на рис. 28, а

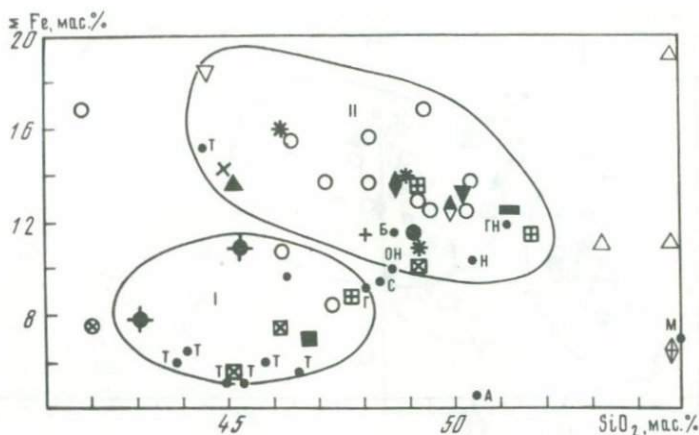


Рис. 29. Диаграмма суммарное железо – SiO_2 для различных типов высокобарических пород

Условные обозначения см. на рис. 28, а

и пироксенитов, а также эклогитоподобных пород китарсайского комплекса, магнезиальных и алмазосодержащих эклогитов из ксенолитов кимберлитовых трубок Якутии и Южной Африки.

Третий тип бинарных диаграмм построен с использованием основных петрохимических характеристик — фельзического (ФИ), мафического (МФ), кристаллизационного (КИ) индексов дифференциации и Куно (Si). Фигуративные точки высокобарических пород на этих диаграммах (рис. 32) также группируются в двух полях. Заслуживает внимания анализ диаграммы в координатах КИ – ДИ (рис. 32, б). В первом поле расположение фигуративных точек подчеркивает отрицательную корреляционную зависимость между индексами кристаллизации и дифференциации. В левом верхнем углу располагаются точки перидотитов, которые по мере возрастания ДИ сменяются троктолитами, габбро-норитами, гранатовыми и клинопироксен-гранатовыми амфиболитами и магнезиальными эклогитами. Для второго поля характерны широкие вариации индекса дифференциации при относительно стабильных значениях кристаллизационного индекса. Второе поле объединяет фигуративные точки эклогитов, эклогитовых кристаллических сланцев, габбро и габбро-амфиболитов, эклогит-глаукофановых и глаукофановых сланцев, а также гранатовых и клинопироксен-гранатовых амфиболитов, друзит-эклогитов, габбро и габбро-норитов (мамытский, холодниканский и становой комплексы).

Многообразие высокобарических пород по особенностям химического состава можно сгруппировать в две ассоциации. Более основные породы (гранатовые пироксениты, перидотиты и амфиболиты) на представленных диаграммах не образуют компактного поля, однако мы считаем целесообразным выделить их в самостоятельную петрохимическую ассоциацию. К первой ассоциации относятся гранатовые и клинопироксен-гранатовые амфиболиты куагашского комплекса. На некоторых диаграммах в это поле попадают фигуративные точки и других типов пород. Однако на всех диа-

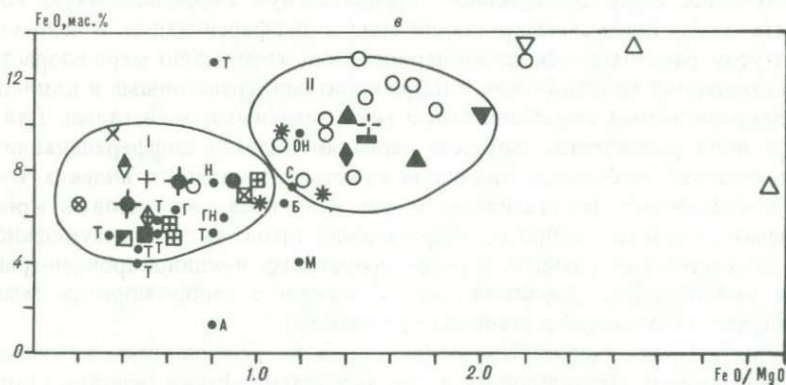
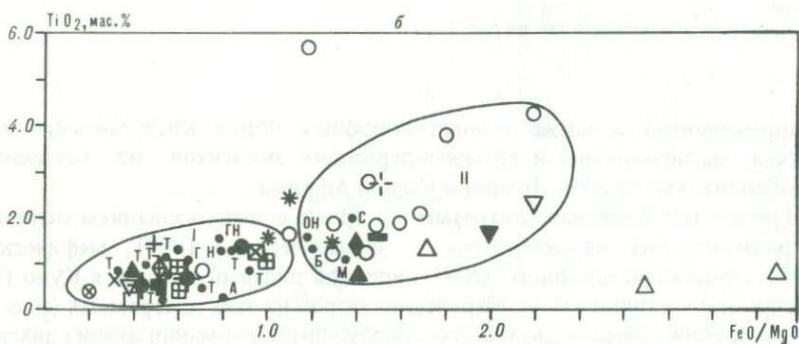
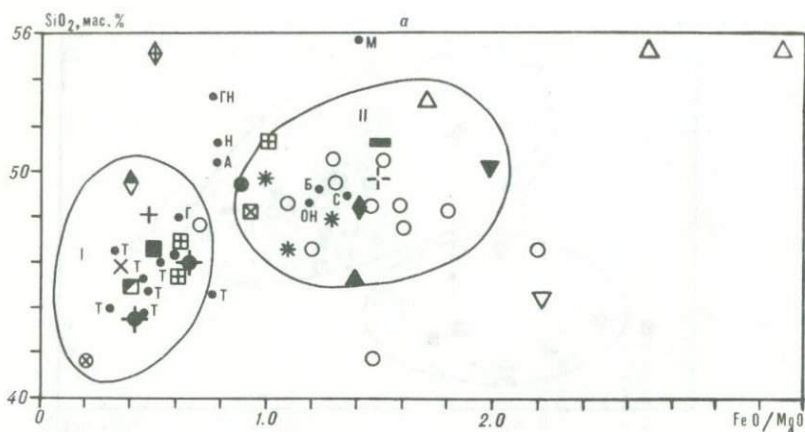


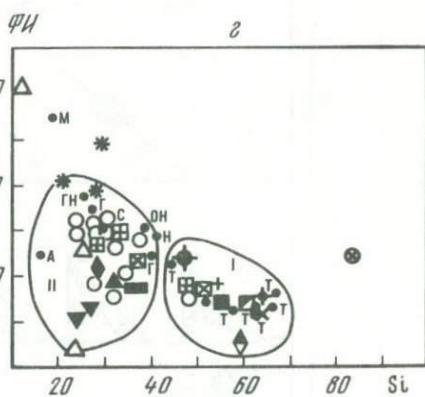
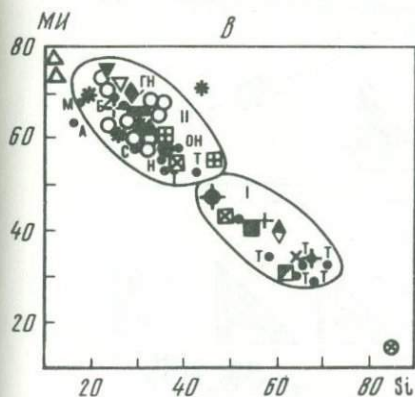
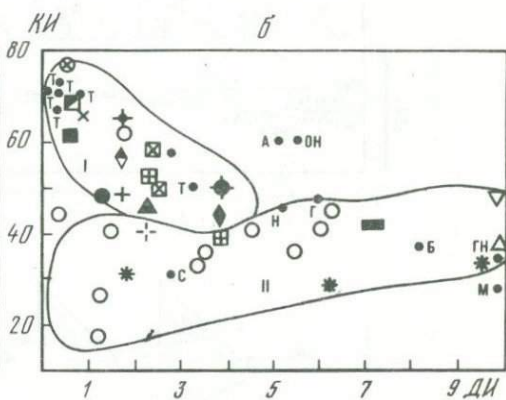
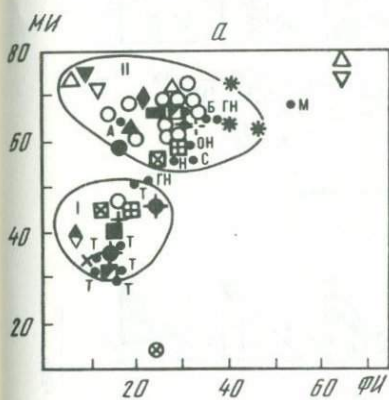
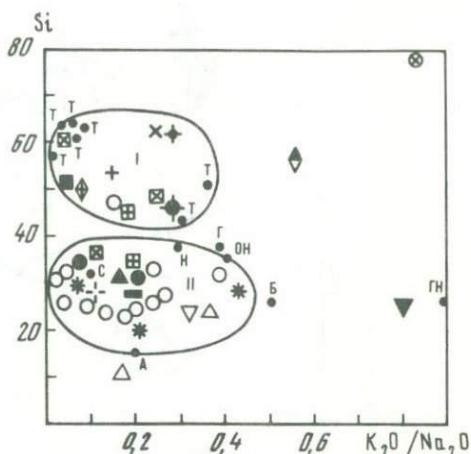
Рис. 30. Бинарные диаграммы
 а - SiO_2 - FeO/MgO ; б - TiO_2 - FeO/MgO ; в - FeO - FeO/MgO
 Остальные условные обозначения см. на рис. 28, а

Рис. 31. Диаграмма Si-K₂O/Na₂O для различных типов высокобарических пород

Условные обозначения см. на рис. 28, а

Рис. 32. Бинарные диаграммы в координатах: МИ-ФИ (а), КИ-ДИ (б), МИ-Si (в) и ФИ-Si (г)

Условные обозначения см. на рис. 28, а. На бинарных диаграммах 28-32 четко обособляются два поля фигуративных точек: поле высокобарических пород габбро-базальтовой (I) и троктолитовой (II) групп



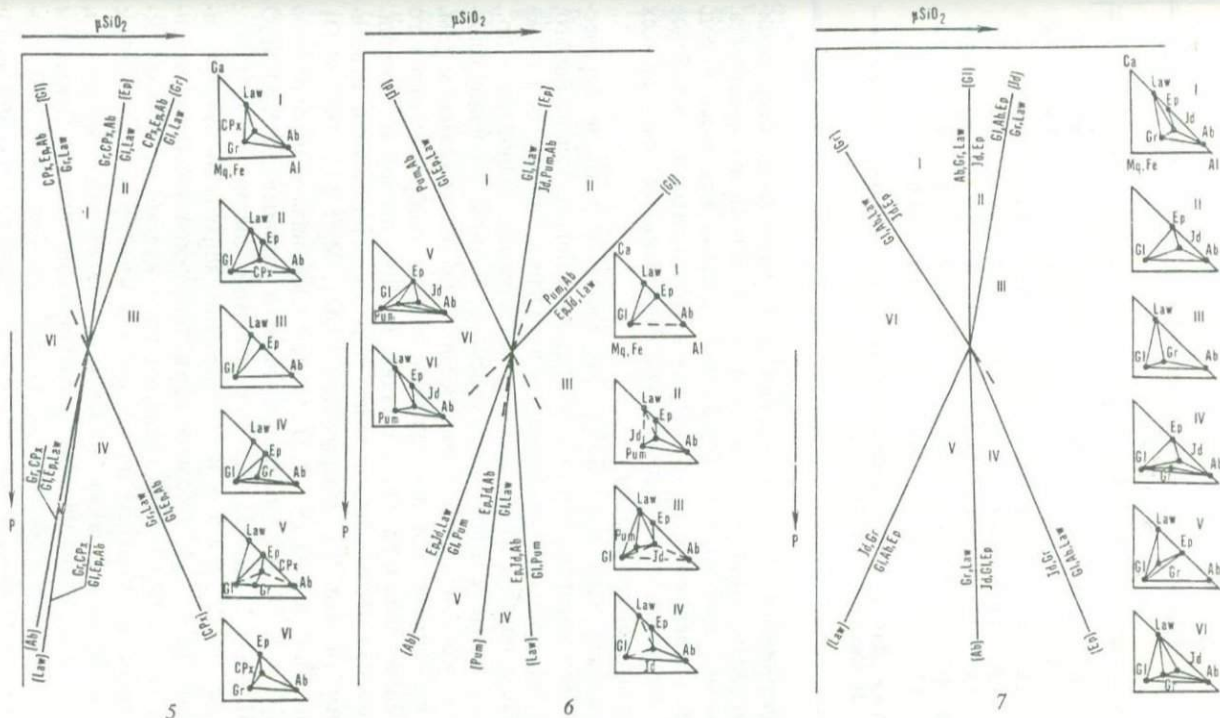


Рис. 33. Поля устойчивости различных типов высокobarических ассоциаций в координатах $P-\mu\text{SiO}_2$

1-7 — комплексы: 1 — тулпесайский, 2 — китарсайский, 3 — мамытский, 4 — куагашский, 5 — максютовский, 6 — салатимский, 7 — борусский

Таблица 38

Результаты нейтронно-активационного анализа для эклогитов и эклогитоподобных пород

Тип пород	n	Cr		Co		Sc		Sm	
		\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
Тулесайский	10	31,6	19,6	29,0	18,8	36,2	27,2	4,9	4,1
Китарсайский	6	26,2	4,8	23,6	8,2	19,9	7,6	5,8	4,6
Мамытский	22	62,0	40,2	54,6	31,4	50,7	42,4	6,0	4,7
Куагашский	13	118,4	60,4	51,9	28,0	50,7	33,8	2,7	2,0
Котокольский	15	116,6	58,4	39,2	25,7	31,4	25,7	2,5	2,0
Холодниканский	10	135,2	73,2	49,0	32,1	44,3	39,3	4,0	2,3
Становой	17	261,2	203,7	51,0	22,3	43,9	18,6	5,8	3,6

Примечание. Для Ti и Fe содержания в мас.%, для остальных элементов — в г/т. Аналитик А.И. Квасов (ИТиГ ДВНЦ АН СССР).

граммах, подчеркиваем еще раз, проявился определенный петрохимический типоморфизм эклогитоподобных пород куагашского комплекса. Это, по-видимому, связано с особенностями состава исходных пород. Такими породами, вероятнее всего, являлись троктолиты и оливиновые габбро, о чем свидетельствует расположение фигуративных точек на всех диаграммах в поле этой ассоциации.

Вторая ассоциация охватывает более широкий спектр высокобарических пород. К ним относятся различные по составу эклогиты тулесайского, кокчетавского, уфалейского, макбальского и других комплексов, а также эклогитоподобные породы китарсайского, мамытского, становой и др., эклогит-глаукофановые сланцы максютовского, группы полярноуральских, францисканского и других комплексов. Судя по диаграммам (см. рис. 28–32), исходными для них явились породы габбро-базальтового ряда, причем более лейкократового состава, чем для первой ассоциации.

Высокобарические ассоциации первого типа характеризуются относительно высоким (в мас.%) содержанием Cr_2O_3 , MgO (12–18), Al_2O_3 (от 14–15,5 до 20,4) и CaO (9–11,5), относительно низкой щелочностью (1,5–1,8 $\Sigma \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) и относительно низким отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,1–0,3); *КИ* 51–71, *ЦИ* 35–52. Нормативный состав (в мол. %): 9–24 *Fo*, 3–7 *Fa*, 10–12 *En* и 5–8 *Wo*; содержание нормативного ильменита также низкое (0,9–1,1). Сходной характеристикой обладают амфиболиты с существенно пироповым гранатом (типа куагашского комплекса), магнезиальные и эклогиты из ксенолитов кимберлитовых трубок Якутии и Южной Африки, а также эклогиты и эклогитоподобные породы, ассоциирующие с расслоенными офиолитовыми комплексами. Примером последних являются высокобарические комплексы Северного и Полярного Урала, Западного Саяна, Муйской глыбы, Джугджуро-Становой складчатой области и Корякского нагорья.

Ассоциирующиеся с высокобарическими породами рассматриваемого типа троктолиты, оливиновые габбро и габбро-нориты также обладают

La		Eu		Th		Ti		Fe	
\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s	\bar{x}	s
12,0	9,4	3,5	2,2	—	—	1,13	0,90	7,74	5,30
12,3	10,4	—	—	17,1	7,4	1,26	0,84	5,64	1,33
22,9	19,0	—	—	24,9	3,3	1,07	0,67	12,72	8,54
4,4	2,4	—	—	—	—	1,62	1,02	8,83	5,20
8,5	5,8	2,7	1,9	—	—	1,06	0,74	8,13	4,32
13,1	10,8	2,6	1,3	—	—	2,15	1,95	11,21	7,65
11,1	6,9	—	—	—	—	1,23	0,77	10,68	2,75

относительно высокой магнезиальностью (12–18,5 мас. % MgO, 61–63 Si), высокой глиноземистостью (18–22 мас. % Al_2O_3), умеренной кальциевостью (9–11 мас. % CaO) и относительно низкой щелочностью (1,5–1,8 мас. % $\Sigma \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ не превышает 0,1–0,3; *КИ* 67–71, *ЦИ* 35–52. Нормативный состав (в мол. %): 9–18 *Fo*, 3–6 *Fa*, 12–16 *En* и 3–8 *Wo*, содержание *Ilm* низкое (0,3–1,1).

Второй петрохимический тип высокобарических ассоциаций — самый распространенный и включает различные минералогические разновидности эклогитов, эклогит-глаукофановые и глаукофановые сланцы, эклогитовые кристаллические сланцы, друзит-эклогиты и некоторые разновидности гранатовых амфиболитов. Высокобарические породы этого типа обладают следующей петрохимической характеристикой (в мас. %): 6,0–9,4 MgO, от 24 до 48 Si, от 13,3 до 18,7 Al_2O_3 , 8,4–12,3 CaO, очень низким отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (от 0,03 до 0,2); *КИ* 34–46 с отклонениями до 19 и 63, *ЦИ* 41–55. Практически всегда присутствует нормативный кварц (от 1–3 до 12 мол. %) и отсутствует нормативный оливин (в некоторых разновидностях содержится в мол. % от 0,1–2 до 6–9 *Fo* и от 1 до 9 *Fa*). Нормативный клинопироксен состоит (в мол. %) из 9–16 *Wo*, 5–19 *En* и 4–15 *Fs*. В целом для высокобарических пород этого типа характерно высокое содержание нормативного ильменита (от 1,8–2,9 до 5,3–7,7 мол. %). Породы субстрата характеризуются также относительно низкой (в мас. %) магнезиальностью (6–9 MgO и 29–37 Si), низким отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, умеренной глиноземистостью (13–15,6 Al_2O_3) и кальциевостью (8–11,6 CaO), относительно высоким содержанием щелочей (от 3,0–3,9 до 4,5); *КИ* 42–46, *ЦИ* 41–45. Нормативный состав (в мол. %): от 0–1,4 до 12 *Q*, 0–1 до 5 *Fo*, 0–5 *Fa*, 4–10 *Wo*, 16–18 *En* и 5–13 *Fs*; содержание нормативного ильменита более высокое (от 1,8 до 3,2).

К петрохимической ассоциации особого типа нами отнесены гранатовые и гранат-амфиболовые пироксениты, которые часто ассоциируют с гранатовыми и гранат-шпинелевыми перидотитами, а также часть гранатовых и клинопироксен-гранатовых амфиболитов, генетически связанных с рас-

слоенными габбро-гипербазитовыми поясами. Породы этого типа отличаются высокой (в мас. %) магнезиальностью (15–20 и более MgO, индекс Куно 59–63), низкой щелочностью (менее 1%) и глиноземистостью (5–10 Al₂O₃), относительно высокой кальциевостью (11–15 CaO); КИ 49–58, ЦИ 64–83, 5–15 мол. % нормативного Fo и 17–28 мол. % En. Породы в целом отличаются резкой недосыщенностью SiO₂ и сравнительно низкой титанистостью (от 0,2–1,1 до 2,3 (мол. %) нормативного Ilm).

Первая петрохимическая классификация эклогитов предложена А.А. Маракушевым [1972]. По величине отношения Mg/Fe²⁺ + Mn к Na/K он выделил четыре петрохимических типа эклогитов: 1) из включений в кимберлитах (магнезиальные и наиболее калиевые эклогиты низкой щелочности); 2) в базальтоидах и гипербазитах; 3) в амфиболитовых и гранулитовых метаморфических комплексах; 4) в поясах глаукофановых сланцев. Позднее Н.Г. Удовкина [1985] на примере эклогитовых комплексов Урала, Северного Казахстана, Средней Азии и Чешского массива обоснованно выделила два петрохимических типа – габбро-базальтовый и троктолитовый.

При выделении петрохимических типов нами проанализирован широкий спектр высокобарических ассоциаций, включающий не только эклогиты и эклогитоподобные породы, но и продукты их изменения (максютковский смешанный эклогит-глаукофансланцевый тип, соответствующий четвертому типу по А.А. Маракушеву [1972], а также глаукофансланцевые и жадеитовые ассоциации). Уже было показано, что по петрохимическим особенностям все высокобарические породы действительно обособляются в два типа. Выделение третьего (глиноземисто-перидотитового) типа пока не получило достаточного обоснования, хотя при интерпретации имеющегося к настоящему времени эмпирического материала по высокобарическим комплексам уже невозможно обойтись их двучленной петрохимической классификацией.

В последние годы появляется довольно обширная информация по новым проявлениям высокобарического метаморфизма. По-видимому, она позволит правильно оценить жизненность предложенной трехчленной классификации или наметить новую.

По данным нейтронно-активационного анализа (табл. 38), высокобарические породы мамытского, холодниканского и станового комплексов по сравнению с другими характеризуются относительно высокими концентрациями (в г/т): Cr (до 200–460) и Co (до 70–85); кроме того, в них установлены повышенные содержания Sc (до 85–93), La (до 40), Ti (до 2,2 мас. %) и Fe²⁺ (до 12,7 мас. %). Высокобарические породы тулепсайского и китарсайского комплексов (габбро-базальтовый петрохимический тип) отличаются полярной геохимической характеристикой. В них отмечены более низкие концентрации Cr (до 30–50), Co (до 35–50), Sc (до 30–65), La (до 22), Ti (до 1,5–2,2 мас. %) и Fe²⁺ (до 7,9–12 мас. %). Эклогитоподобные породы куагашского комплекса (троктолитовый петрохимический тип) по особенностям геохимической специализации занимают промежуточное положение. По сравнению со второй группой для них характерны относительно высокие концентрации Cr (до 180), Co (до 65), Sc (до 85), Ti (до 2,6 мас. %) и Fe²⁺ (до 14 мас. %) и аномально низкие – La (до 7 г/т).

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Проблема генезиса высокобарических пород в настоящее время является предметом обсуждения в связи с изучением состава и строения верхней мантии и мобилистскими концепциями [Миясиро, 1976; Добрецов, 1983; В.С. Соболев и др., 1977; и др.]. Внедрение в практику петрологических исследований эксперимента в условиях высоких и сверхвысоких давлений в совокупности с накопленным эмпирическим материалом позволило в значительной степени расширить наши представления о физических условиях образования этих пород и дать не только качественную, но и количественную оценку многих петрологических процессов. Особенно интенсивно экспериментальные исследования проводятся в последние тридцать лет в связи с осуществлением "Проекта верхней мантии". К фундаментальным следует в первую очередь отнести исследования процесса перехода габбро (базальта) в эклогит (Boyd, England, 1958; Lovering, 1958; Коннеди, 1961; Иодер, Тилли, 1965; Грин, Рингвуд, 1968; Dawson, 1980; Рингвуд, 1981; Boyd, 1970; и др.). Обширную информацию о природе некоторых типов высокобарических пород также несут ксенолиты в базальтах и кимберлитах.

При решении проблем, связанных со строением и эволюцией земной коры и верхней мантии, особенно важное значение имеют эклогиты и эклогитоподобные породы, гетерогенная природа которых рассматривалась многими исследователями. Генетическая систематика этих образований заложена П. Эскола [Escola et. al., 1939]. Он выделил четыре группы эклогитов и эклогитоподобных пород. В первой группе рассматривались ксенолиты этих пород в кимберлитах, базальтах, базальтовых брекчиях, во второй — прожилковые образования их в гипербазитах и их серпентинизированных аналогах, в третьей — линзовидные включения пород в гнейсовых комплексах, в четвертой — эклогиты и эклогитоподобные породы в глаукофансланцевых поясах и жадеитовые породы среди слюдяносланцевых толщ. Вторую группу П. Эскола можно сопоставить с охарактеризованными ранее китарсайским, мамытским и частично куагашским типами высокобарических ассоциаций, третью — с тулепсайским, четвертую — с максютовским и частично борусским типами ассоциаций.

При изучении францисканского эклогит-глаукофансланцевого пояса (Калифорния) Р. Колман с сотр. [Coleman et. al., 1965] предложили следующую классификацию эклогитов и эклогитоподобных пород: 1) из кимберлитов, базальтов и ультраосновных пород; 2) линзы в гнейсовых комплексах; 3) прослой и линзы среди метаморфитов альпийского типа, включая глаукофансланцевые толщи. Второй вариант классификации практически сопоставим с первым; отличия заключаются лишь в объединении первой и второй групп П. Эскола в одну общую.

Большое разнообразие морфологических и минералогических типов

высокобарических ассоциаций и их приуроченность к магматическим и метаморфическим комплексам разных уровней глубинности послужили поводом для дискуссии о генезисе этих пород. Большинство исследователей считают их метаморфическими образованиями, расходясь в определении первичного субстрата. Так, например, одни из них утверждают, что исходными были породы габбро-гипербазитового состава [Абдулкабиров, 1946; Перчук, 1967; 1970; Перчук и др., 1969; Кушев, Виноградов, 1978; Маракушев, 1972; Абдулин и др., 1977, 1981; Удовкина, 1985; и др.], другие причисляют высокобарические породы к продуктам регионального метаморфизма мергелистых осадков в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций [Трусова, 1958; Розен, 1966, 1975]. Некоторые исследователи выделяют особый тип метаморфизма вулканогенно-осадочных пород в связи с погружением океанических плит в зонах субдукции на большие глубины — эклогитовый и глаукофансланцевый [Миясиро, 1976].

Большой вклад в познание природы различных типов высокобарических ассоциаций внесли сотрудники Сибирского отделения АН СССР — академик В.С. Соболев и его школа. Ими признается возможность образования эклогитов, жадеититов и глаукофановых сланцев в эклогит-глаукофансланцевых поясах за счет метаморфизма пород габбро-базальтовой ассоциации [В.С. Соболев, 1964; В.С. Соболев и др., 1977; Добрецов, 1964, 1974, 1981; Добрецов, Н.В. Соболев, 1970; и др.]. Возникновение подобных пород, по их мнению, происходило в пределах земной коры, но при локальном повышении давления в зонах глубинных разломов. Н.Л. Добрецов и Н.В. Соболев [1970] отмечают, что эклогиты большей частью приурочены к краевым, а глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы — к внутренним шовным зонам, отделяющим эвгеосинклинальные зоны от миогеосинклинальных, и по времени образования совпадают с ранней стадией развития геосинклиналей.

Эклогиты и эклогитоподобные породы, по мнению Е.Д. Ессена, В.С. Файфа и Ф.Д. Тернера [Essene et. al., 1965], образовались на контакте с ультраосновной магмой, внедрившейся в условиях высоких давлений во время глаукофанового метаморфизма, и являются особой магматической формацией высоких давлений. И.А. Ефимовым [1964] эти породы рассматриваются как магматические образования, которые кристаллизуются из эклогитовой магмы на уровне верхней мантии и перемещены впоследствии при поднятии материкового хребта на более высокие горизонты земной коры. А.А. Заячковским с соавторами [1979] и Е.Д. Шлыгиным [1980] высказано предположение о взрывном происхождении эклогитов и эклогитоподобных пород Кокчетавского массива, при этом, как они считают, эксплозивная деятельность протекала уже среди интенсивно дислоцированных метаморфитов. По мнению К. Смуликовского [1964], эти породы имеют гетерогенное происхождение. На примере кристаллического массива Снежника (Судеты) этим исследователем выявлено образование эклогитовых парагенезисов за счет мраморов стронской серии.

Главной причиной образования глаукофановых, лавсонит-глаукофановых и эклогит-глаукофановых сланцев, по мнению В.П. Де Ровера [1970] и У.Г. Эрнста [1970], следует считать сверхдавление, создаваемое в надвиговых зонах при перемещении тел альпинотипных гипербазитов в верхние

горизонты земной коры. При этом глаукофансланцевые пояса приурочены к активным континентальным окраинам. Вмещающие породы этих комплексов классифицируются как эвгеосинклинальные и включают измененные основные вулканиты, габброиды и серпентинизированные гипербазиты. Последние содержат линзы и блоки глаукофановых и лавсонит-глаукофановых сланцев, гранатовых амфиболитов и эклогитов.

Пространственная совмещенность эклогитов и эклогитоподобных пород с разнофациальными метаморфическими и базит-гипербазитовыми комплексами, а также наличие ксенолитов этих пород в кимберлитовых трубках явились основанием для выделения корового и мантийного типов пород (Н.В. Соболев, 1974, 1983; Владимиров и др., 1976; Екимова, 1979; Dawson, 1980; Н.В. Соболев и др., 1984; Удовкина, 1985). Некоторые исследователи считают возможными реакции эклогитизации в процессе погружения блоков коры в мантию и взаимодействия их с мантийным веществом [Лазыко и др., 1973; Н.В. Соболев, 1974; Dawson, Smith, 1977; В.С. Соболев, 1964; Dawson, 1980; В.С. Соболев, А.В. Соболев, 1977; Маракушев и др., 1982; и др.]. Полярных взглядов придерживается Х.С. Йодер [1979], который рассматривает эклогиты в качестве выплавки из мантийных гранатовых перидотитов.

Относительная глубинность формирования эклогитов и эклогитоподобных пород до последнего времени оценивалась по наличию или отсутствию в них в качестве самостоятельной минеральной фазы кристаллов алмаза. Предполагалось, что наиболее глубинными из них являются алмазоносные разновидности [Н.В. Соболев, 1974, 1983; Dawson, 1980; и др.]. В последние годы подобная оценка глубинности признана несостоятельной, так как алмаз найден во многих разновидностях высокобарических пород, образовавшихся на самых разных уровнях глубинности [Розен и др., 1972; Proc. of the Second... 1979; Н.В. Соболев, 1983; и др.].

Из приведенного обзора представлений о происхождении высокобарических пород становится очевидной сложность этой проблемы. Рассмотрим в краткой форме условия формирования изученных высокобарических комплексов, чтобы высказать отношение по этому вопросу.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ РЕАКЦИИ

Последовательность формирования высокобарических парагенезисов, а также их регрессивных преобразований относительно надежно устанавливается по реакционным соотношениям между минералами. Твердофазные реакции приводят к возникновению келифитовых, венцовых или коронарных структур, реакционных кайм на стыке зерен разных по химизму минералов и к появлению зональных кристаллов. Последние особенно характерны для гранатов (Табл. IV, а, б). Зональность может быть прямой (прогрессивной) и обратной (регрессивной). Появление венцовых структур, реакционных кайм и зональных кристаллов обусловлено специфической реакцией вещества на изменение P - T условий среды, поэтому последовательный анализ этих образований поможет разобраться в направленности реакций и восстановить естественный ход метаморфических преобразований.

Для выяснения физико-химической обстановки формирования высоко-

барических ассоциаций большое значение имеет определение условий инертности—подвижности химических компонентов в процессе природных преобразований исходных пород. В случае подвижности многих компонентов прогрессивная или регрессивная направленность процессов высокобарического метаморфизма может быть обусловлена изменением большого количества интенсивных факторов равновесия (щелочности, кремнекислотности, окислительного потенциала, парциального давления пара, концентрации этих компонентов в одной из фаз системы, давления, температуры и др.). При инертном поведении большинства компонентов эти процессы контролируются небольшим количеством интенсивных факторов, определяющими из которых являются давление и температура.

Условия инертности-подвижности химических компонентов в процессе формирования различных типов высокобарических ассоциаций определены нами на основании синтеза имеющегося эмпирического материала по изученным высокобарическим комплексам и литературным источникам. За основу взяты результаты анализа минеральных парагенезисов высокобарических пород и реакционные взаимоотношения между некоторыми минералами или сообществами минералов, отчетливо фиксируемые в шлифах (Табл. I—VIII).

Из геолого-петрографического обзора различных высокобарических комплексов следует, что парагенетическая группа эклогитов и эклогитоподобных пород включает от четырех-пяти до шести минералов: $Gr + Omf(CPx) + Ru + Q$, $Gr + Omf(CPx) + Ru + Ky$ (или Sa) $\pm Q$, $Gr + CPx + Pl + Ru \pm Am \pm Q$; $Gr + CPx + Am + Sf \pm Ep(Zo) \pm Ky$ (или Sp). Такие минералы, как сфен, плагиоклаз (или альбит), эпидот (или цоизит), часто являются метастабильными и появляются в породах, подвергшихся регрессивным изменениям. Парагенетическая группа из глаукофановых сланцев и существенно жадитовых пород и сланцев борусского комплекса включает от пяти-шести до семи минералов: $Gl + Jd$ (или $Jd - CPx$) $+ Ab + Mt$ (или $Ti - Mt$) $+ Q \pm Gr \pm Ep$ (или Law) $\pm Pum$ (или Stp). И наконец, промежуточная парагенетическая группа эклогит-глаукофановых сланцев также включает пять—семь минералов: $Gr + Jd - CPx + Gl + Ru + Q \pm Ab \pm Ep$ (или Law). Все вариации возможных парагенезисов для различных типов высокобарических ассоциаций показаны на рис. 33. Особенности их состава можно отразить 10 главными химическими компонентами: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , $FeO(+MnO)$, MgO , CaO , Na_2O , K_2O и H_2O .

Как считает Д.С. Коржинский [1957], вода относится к самым подвижным компонентам при всех процессах. При избытке кислорода в системе ее можно представить как сочетание двух гидроксильных групп: $2OH = H_2O + 1/2 O_2$. Кислород также является вполне подвижным компонентом, поскольку магнетит обычно принимает активное участие в реакциях минералообразования, замещаясь минералами сложного состава, в которых Fe^{2+} резко преобладает над Fe^{3+} — гранатом, клинопироксеном, амфиболом и др. Присутствие магнетита при вполне подвижном поведении кислорода и наиболее вероятном изотермно-изохорическом характере процессов минералообразования исключает вполне подвижное состояние железа. Учитывая невысокие содержания Fe_2O_3 и K_2O в минералах высокобарических пород, а также изоморфизм между Fe^{3+} и Fe^{2+} , Na и K, эти пары компонентов можно рассматривать как FeO и Na_2O . Исходя из практи-

чески эквивалентных соотношений между окисным и закисным железом в магнетите формула последнего при расчете химических реакций условно принимается как 2FeO .

Железистость гранатов, клинопироксенов, амфиболов и других высокобарических минералов, по мнению Н.В. Соболева [1964], В.И. Кицула и др. [1973], определяется главным образом величиной химического потенциала H_2O и в меньшей степени давлением. Увеличение $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$, по данным этих исследователей, приводит к уменьшению железистости F , а возрастание давления — к увеличению магнезиальности темноцветных минералов и содержания Na_2O в сосуществующих клинопироксенах и амфиболах; увеличение $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ и возрастание давления уменьшают основность плагиоклазов. Эти выводы подтверждаются наблюдениями в шпифах. В процессе эклогитизации исходного субстрата габбрового, троктолитового и перидотитового состава наблюдается последовательное раскисление основного плагиоклаза вплоть до его полного исчезновения, повышение магнезиальности (гранатов, клинопироксенов и амфиболов), натриевости (клинопироксенов и амфиболов и др.). В процессе таких преобразований благодаря многокомпонентному составу большинства высокобарических минералов и широкому изоморфизму в каждом из них чаще происходит внутреннее перераспределение прежде всего таких компонентов, как FeO , CaO , MgO и Al_2O_3 , без образования самостоятельных минеральных фаз, т.е. избыток и дефицит перечисленных компонентов компенсируются внутри самой системы простым изменением количественных соотношений между минералами.

При эклогитизации пород с аномально высокими содержаниями глинозема и извести (троктолиты, мобилизат анортозитового состава) избыток этих компонентов реализуется в форме таких минеральных фаз, как корунд, кианит, шпинель, сапфирин, эпидот, гроссуляр, клинопироксен диопсидового ряда и др., а при вполне подвижном поведении H_2O и CO_2 — диаспор, эпидот и цоизит. По этим причинам к инертным компонентам, кроме FeO , следует отнести MgO , Al_2O_3 и CaO .

Присутствие рутила и титанистых минералов — сфена, ильменита и титаномагнетита при вполне подвижном поведении O_2 , CO_2 и H_2O исключает вполне подвижное поведение TiO_2 . В ходе минеральных преобразований происходит его перераспределение между сосуществующими гранатами, клинопироксенами и амфиболами; при значительных концентрациях TiO_2 , особенно при высоком парциальном давлении O_2 и H_2O , образуются рутиловые (или рудные) эклогиты и эклогит-глаукофановые сланцы.

Поведение Na_2O и SiO_2 определяется не только внешними условиями минералообразования, но и составом субстрата. В породах габбро-базальтового ряда в процессе эклогитизации и глаукофанизации наблюдается насыщение высокобарических минералов этими компонентами. Ранее подчеркивалось, что содержание Na_2O в клинопироксене и амфиболе находится в прямой зависимости от давления или уровня глубинности формирования высокобарических пород. Избыток Na_2O и SiO_2 переходит в раствор и является причиной образования сопутствующих высокобарическому метаморфизму блоков кварца, альбититов и кварц-альбитовых метасоматитов (см. характеристику холодниканского комплекса). Породы троктолитового и глиноземисто-перидотитового рядов определяются аномаль-

ной недосыщенностью Na_2O и SiO_2 . Инертное поведение этих компонентов препятствовало бы протеканию метаморфических реакций. В действительности этого не происходит, хотя масштабы высокобарического метаморфизма чрезвычайно ограничены. Только в сочетании с субстратом габбро-базальтового ряда наблюдается некоторая компенсация дефицита Na_2O и SiO_2 . Масштабы проявления высокобарического метаморфизма в этом случае довольно значительные (см. характеристику кугашского комплекса). Увеличение давления при этом сопровождается увеличением натриевости сосуществующих с высокомагнезиальным гранатом клинопироксенов и амфиболов, хотя их относительная натриевость более низкая, чем в первом случае. Масштабность минеральных преобразований, следовательно, определяется не только давлением и основностью плагиоклаза (источник в первую очередь Na_2O , CaO и Al_2O_3), но и степенью слоенности исходного субстрата. При этом все преобразования возможны лишь при вполне подвижном поведении Na_2O и SiO_2 .

Следовательно, ряд подвижности-инертности компонентов при образовании высокобарических ассоциаций можно классифицировать следующим образом: 1) инертные компоненты — TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO и FeO ; 2) вполне подвижные компоненты — Na_2O и SiO_2 ; 3) легко подвижные компоненты — H_2O , CO_2 и O_2 .

Образование минеральных парагенезисов многими исследователями [Коржинский, 1957; Маракушев, 1965; Кицул и др., 1973; и др.] рассматривается как необратимый процесс в открытой системе, характеризующийся обменом с окружающей средой веществом и энергией. К системе применимо "минералогическое правило фаз" Д.С. Коржинского [1957]: максимальное возможное число минералов равно числу инертных компонентов ($\Phi = KI$). Согласно этому правилу, с каждым инертным компонентом связан один экстенсивный фактор равновесия (масса или молярное количество компонента, объем, энтальпия, энтропия и др., которые определяются начальным состоянием системы или сохраняют независимость от него), а с каждым вполне подвижным компонентом — один интенсивный фактор (давление, температура, химический потенциал, парциальное давление пара и кислорода, концентрация какого-либо компонента в одной из фаз системы и т.д., входящие в число факторов равновесия и определяющиеся внешними условиями).

При формировании высокобарических ассоциаций ведущая роль принадлежит прогрессирующему давлению, которое определяется внешними условиями. При этом все метаморфические преобразования, как правило, идут без изменения объема замещаемой породы. В этом случае фактором равновесия является не давление, а объем исходного субстрата, а наибольшее число сосуществующих минералов будет на единицу превышать число инертных компонентов: $\Phi = KI + 1$ [Коржинский, 1957].

В целом разные типы высокобарических ассоциаций представлены пятью инертными (TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , FeO и MgO) и двумя вполне подвижными (Na_2O и SiO_2) компонентами. Согласно "минералогическому правилу фаз" Д.С. Коржинского, они должны характеризоваться пяти- и шестиминеральными парагенезисами; четырех- и семиминеральные парагенезисы, по-видимому, объясняются другим соотношением инертных и вполне подвижных компонентов.

Выяснению условий инертности—подвижности некоторых компонентов в значительной мере способствует анализ реакционных оторочек, которые позволяют одновременно видеть начальные и конечные фазы природных процессов минералообразования. В частности, по наличию келифитовых (коронарных) и симплектитовых структур, характерных для некоторых высокобарических комплексов, можно определить специфику начальных, конечных или промежуточных стадий минералообразования.

Начальные стадии эклогитизации с образованием эклогитоподобных парагенезисов можно показать на примере келифитовых и симплектитовых структур, свойственных котокельскому комплексу. На границе с плагиоклазом андезин-лабрадорového ряда выделяются четыре разновидности реакционных оторочек (Табл. VII, VIII, а): 1) OPx (ядро) $\rightarrow CPx + Ab + Q$ симплектит (внутренняя зона) $\rightarrow Gr$ (внешняя кайма); 2) CPx (ядро) $\rightarrow Ab + Am + Q$ симплектит (внутренняя зона) $\rightarrow Gr$ (внешняя кайма); 3) OPx (ядро) $\rightarrow Am + Ab + Q$ симплектит (внутренняя зона) $\rightarrow Gr$ (внешняя кайма); 4) CPx (ядро) $\rightarrow Am + Ab + Mt$ (внутренняя зона) $\rightarrow Gr$ (внешняя кайма). В приведенном примере реакционные оторочки возникают на границе OPx или CPx ($Jd=0$) со средним или основным плагиоклазом. Во всех случаях преобразования имеют двухступенчатый характер: промежуточная стадия — образование метастабильного симплектитового агрегата из CPx (Jd до 12 мол. %), Ab и (или) Q или $Am, Ab, \pm Q \pm Mt$. Конечная стадия — образование замкнутой каймы известковисто-магнезиально-железистого граната. Реакции подобного типа, неравновесные в целом и равновесные на каждой промежуточной стадии, названы Д.С. Коржинским [1957] мозаично-равновесными. Они обусловлены неодинаковыми значениями интенсивных параметров на стадиях минералообразования.

В целом в твердофазных преобразованиях участвуют шесть минералов: 1) $OPx + Pl \rightarrow Gr + CPx + Ab + Q$; 2) $CPx + Pl \rightarrow Gr + Am + Ab + Q$; 3) $OPx + Pl \rightarrow Gr + Am + Ab + Q$; 4) $CPx + Pl \rightarrow Gr + Am + Ab + Mt$. Шестиминеральные ассоциации с учетом реакционных соотношений должны определяться инертным поведением по крайней мере пяти (при $V=const$) химических компонентов. Из восьми компонентов, слагающих эти минералы, H_2O и O_2 являются вполне подвижными. Остальные шесть компонентов — SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , FeO и Na_2O — играют, по-видимому, роль инертных, так как относительно большое количество минералов, участвующих в реакции, приводит к внутреннему перераспределению и компенсации образовавшегося дефицита или избытка какого-либо инертного компонента простым изменением количественных соотношений между минералами. В случае, когда минеральные преобразования осуществляются при постоянном объеме, число инертных компонентов будет соответствовать пяти. Из перечисленных компонентов, по-видимому, Na_2O можно относить к вполне подвижным, поскольку полной сбалансированности в отношении этого компонента не происходит. После насыщения новообразованных клинопироксена, амфибола и альбита избыток Na_2O переходит в раствор или является причиной дезанортизации плагиоклаза на смежных участках. Таким образом, процессы эклогитизации пород габбрового состава обусловлены преимущественно изменением главных факторов метаморфизма (P , T , μ , H_2O и O_2) и в меньшей мере щелочности и кремнекислотности растворов, концентрации в них глинозема, железа и других компонентов.

В друзит-эклогитах Слюдяной Горки (марункеуский комплекс), ассоциирующихся с плагиоклазовыми и гранатовыми перидотитами, Н.Г. Удовкиной [1964; 1971] детально охарактеризованы сходные типы келифитовых (друзитовых) структур, которые, по ее мнению, характеризуют начальные стадии эклогитизации пород габбро-перидотитового ряда. В строении участков с подобными структурами участвуют исходные (реликтовые) и новообразованные минералы. Первые представлены ромбическим и моноклинным пироксеном, основным плагиоклазом, вторые — омфацитом, гранатом, цоизитом и кианитом. Из аксессуарных минералов присутствуют магнетит, ильменит, рутил, шпинель и др. Характерны следующие типы келифитовых (коронарных) структур: 1) Ol (ядро) $\rightarrow OPx$ — бронзит (внутренняя кайма) $\rightarrow Gr$ (внешняя кайма) $\rightarrow Zo + Ky$ (псевдоморфозы по основному плагиоклазу); 2) Ol (ядро) $\rightarrow OPx$ (внутренняя кайма) $\rightarrow Gr$ (внешняя кайма) $\rightarrow Zo + Ky \pm CPx$ (псевдоморфы по основному плагиоклазу); 3) Ol (ядро) $\rightarrow CPx + Gr$ (внутренняя кайма) $\rightarrow Am$ (внешняя кайма) $\rightarrow OPx$ (основная масса перидотитового субстрата), 4) Ol (ядро) $\rightarrow Am$ — каринтин (внутренняя кайма) $\rightarrow Gr$ (внешняя кайма) $\rightarrow CPx$ (основная масса перидотитового субстрата); 5) OPx (ядро) $\rightarrow Omf$ (внутренняя кайма) $\rightarrow Gr$ (внешняя кайма) $\rightarrow Zo + Ky$ (псевдоморфозы по основному плагиоклазу); 6) OPx — бронзит (ядро) $\rightarrow CPx$ — омфацит (внутренняя кайма) $\rightarrow Gr + Am$ (внешняя кайма) $\rightarrow Pl$ (или агрегат $Zo + Ky$ по нему); 7) OPx (ядро) $\rightarrow Omf + Am$ — каринтин (внутренняя кайма) $\rightarrow Gr$ (внешняя кайма) $\rightarrow Zo + Ky$ (псевдоморфозы по основному плагиоклазу); 8) OPx — бронзит (ядро) $\rightarrow CPx + Alm$ симплектит (внутренняя кайма) $\rightarrow Gr$ (внешняя кайма) $\rightarrow Zo + Ky$ (псевдоморфозы по основному плагиоклазу); 9) OPx (ядро) $\rightarrow Omf + Am$ — каринтин (внутренняя кайма) $\rightarrow Gr$ (внешняя кайма) $\rightarrow CPx$ (основная масса); 10) $Omf + Am$ — каринтин (ядро) $\rightarrow Gr$ (оторочка) $\rightarrow Zo + Ky$ (псевдоморфозы по основному плагиоклазу); 11) CPx (ядро) $\rightarrow Omf + Am$ — каринтин (внутренняя кайма) $\rightarrow Gr$ (внешняя кайма) $\rightarrow Zo + Ky$ (псевдоморфозы по основному плагиоклазу); 12) CPx (ядро) $\rightarrow Gr$ (внутренняя кайма) $\rightarrow Am$ — каринтин (внешняя кайма) $\rightarrow OPx$ (основная масса); 13) $Zo + Ky$ (ядро) $\rightarrow Gr$ (внешняя кайма) $\rightarrow OPx$ — бронзит (основная масса).

Приведенные типы келифитовых (коронарных) структур возможны в результате мозаично-равновесных природных реакций по схеме: 1) $Ol + Pl \pm \pm CPx \rightarrow Gr + OPx$; 2) $Ol + OPx \rightarrow Gr + CPx + Am$; 3) $Ol + CPx + Mt$ (дополнительная фаза) $\rightarrow Gr + Am$; 4) $OPx + CPx + Mt$ (дополнительная фаза) $\rightarrow Gr + Am$; 5) $OPx + CPx \rightarrow Gr + CPx$ — омфацит + Am ; 6) $OPx + Pl \rightarrow Gr + Omf$ (или $CPx + Ab$); 7) $OPx + Pl \rightarrow Gr + Omf + Am$; 8) $CPx + Pl \rightarrow Gr + Omf + Am$; 9) $Omf + Am \rightarrow Gr + Zo + Ky$; 10) $OPx + Zo + Ky \rightarrow Gr$; 11) $Pl \rightarrow Zo + Ky \pm Gr - Gros$.

В ходе этих реакций плагиоклаз, в свою очередь, полностью замещается чаще всего цоизитом и кианитом, иногда совместно с гранатомgrossулярного ряда и ярко зеленой шпинелью. Имеются примеры, когда плагиоклаз полностью вытесняется гранатом-grossуляром с сохранением лейстовидных или таблитчатых форм последнего [Табл. III, а, б; Удовкина, 1971, 1985 и др.]

Реакции 1–8 в целом представляют собой мозаично-равновесную систему, в которой четко разграничены начальные (оливин, орто- и клинопиро-

ксен, основной плагиоклаз и магнетит) и конечные (гранат, омфацит, клинопироксен-омфацит, амфибол, доизит и кианит) минеральные ассоциации. Первые характеризуют габбровый, габбро-перидотитовый и перидотитовый субстрат, вторые — различные типы эклогитов и эклогитоподобных пород. В общей сложности каждая реакция может быть представлена как пяти- и шестиминеральная (с учетом минералов, замещающих плагиоклаз) ассоциации, сложенные восемью главными химическими компонентами: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , H_2O и O_2 . О вполне подвижном поведении H_2O указывалось ранее. Активное участие в реакциях магнетита также свидетельствует о вполне подвижном поведении кислорода. Согласно "минералогическому правилу фаз" Д.С. Коржинского, инертными могут быть пять (для пятиминеральных парагенезисов) или шесть (для шестиминеральных парагенезисов) компонентов. При $V = \text{const}$ количество инертных компонентов соответственно уменьшается на единицу.

Вследствие относительно большого числа минералов сложного состава, задействованных в природных реакциях указанного типа, практически все химические компоненты сбалансированы. Дефицит и избыток их регулируется изменением количественных соотношений участвующих в реакциях минералов. Вполне подвижное состояние из оставшихся шести компонентов (кроме H_2O и O_2) могут иметь только Na_2O и SiO_2 . В отношении этих компонентов возможны три случая: 1) в результате изоморфизма происходит перераспределение и полная компенсация этих компонентов в сосуществующих минералах сложного состава (гранаты, пироксены, амфиболы, плагиоклазы и др.) без образования новых минеральных фаз; 2) после насыщения сосуществующих минералов сложного состава избыток Na_2O и SiO_2 (порознь или совместно) служит причиной появления новых минеральных фаз или растворов, насыщенных этими компонентами; 3) при их резком дефиците ход природных реакций может прекратиться или иметь ограниченные масштабы; возникающие при этом минеральные фазы сложного состава будут характеризоваться относительно низкими содержаниями Na_2O и SiO_2 ; новых минеральных фаз, насыщенных этими компонентами, при этом не образуется.

Первый случай характерен для реакций, в которых участвует исходный плагиоклаз (лабрадор) битовнитового ряда (троктолиты, плагиоклазовые перидотиты); второй — для реакций с участием менее основного плагиоклаза ряда андезина-лабрадора; третий — для реакций, в которых исходный плагиоклаз полностью отсутствует или представлен анортитом (перидотиты и некоторые разновидности троктолитов). При сочетании второго и третьего типов реакций условия для их протекания наиболее благоприятные; масштабность проявления процессов эклогитизации при этом максимальная. Реакции 9–11 отражают характер прогрессивных и регрессивных преобразований уже сформировавшегося эклогитового или эклогитоподобного субстрата.

Келифитовые (коронарные) структуры сходного состава отмечены также в гранулитах основного состава и эклогитовых кристаллических сланцах Алданского щита [Маракушев, Полин, 1962; Маракушев, 1965; Кицул и др., 1973; и др.]. Характерны следующие типы структур: 1) Gr (ядро) $\rightarrow OPx$ — гиперстен + Pl — битовнит + Mt (симплектитовая кайма) $\rightarrow CPx$ (основная масса); 2) оторочка Gr на контакте CPx и Mt с Pl ; 3) оторочка

$Am + Ab$ на контакте CPx и Pl ; 4) $Pl + Hy + Mt$ кайма на границе Gr и CPx . При формировании подобных структур, по-видимому, имели место следующие реакции: 1) $Gr + CPx \rightarrow OPx$ — гиперстен + $Pl + Mt$; 2) $CPx + Mt + Pl \rightarrow Gr$; 3) $CPx + Pl \rightarrow Am + Ab$. Первая реакция, отражающая преобразование эклогитового парагенезиса в гранулиты основного состава, возможна лишь при инертном поведении пяти компонентов и происходит, возможно, в условиях повышающейся щелочности или кремнекислотности и снижения давления. Вторая реакция характеризует прогрессивную направленность процесса эклогитизации и осуществляется при вполне подвижном поведении Na_2O и SiO_2 , т.е. факторами равновесия в этих случаях являются в первую очередь давление, щелочность и кремнекислотность растворов. Третья реакция типична при регрессивных преобразованиях эклогитов, эклогитоподобных пород и основных кристаллических сланцев. Она осуществляется при широких вариациях щелочности и кремнекислотности при общем снижении давления и температуры.

В реакциях с образованием эклогитовых и эклогитоподобных парагенезисов по породам перидотитового и габбро-перидотитового состава в условиях верхней мантии и коры многие исследователи особо важную роль отводят шпинели [В.С. Соболев, Н.В. Соболев, 1964; Лутц, 1965; Грин, Рингвуд, 1968; Рингвуд, 1981; и др.]. В частности, Б.Г. Лутц предполагает, что образование пироповых перидотитов возможно благодаря реакции с участием шпинели: $En + Sp \rightarrow Pyr + Ol$. Шпинель и, по-видимому, сапфирин в реакциях подобного типа являются главными глиноземистыми фазами, без которых в условиях резкого дефицита глинозема минеральные преобразования не имели бы места. Анализ реакционных оторочек с участием шпинели свидетельствует в пользу такого предположения.

Реакционные взаимоотношения шпинели с другими минералами можно показать на примере келифитовых (коронарных) структур: 1) шпинель с каймой граната и диаспора на контакте с клинопироксеном (Авгенкурский массив [Кастрыкина, 1974]); 2) шпинель с каймой граната на контакте с ортопироксеном (ольхонский комплекс [Демина, Ескин, 1974]); 3) шпинель с каймой граната и плагиоклаза на контакте с клинопироксеном [Там же]; 4) шпинель с каймой амфибола и плагиоклаза на контакте с ортопироксеном [Там же]. Образование келифитовых структур в приведенных примерах осуществляется благодаря реакциям: 1) $Sp + CPx \rightarrow Gr + Al_2O_3$ (диаспор); 2) $Sp + OPx \rightarrow Gr$; 3) $Sp + CPx \rightarrow Gr + Pl$; 4) $Sp + OPx \rightarrow Am + Pl$.

Кроме шпинели и пироксенов, в левой части уравнения должен присутствовать и магнетит (или титаномagnetит), являющийся составной частью перидотитового субстрата. С учетом магнетита имеем пяти- и четырехминеральные парагенезисы, которые могут быть определены инертным поведением по крайней мере четырех или пяти химических компонентов: Al_2O_3 , MgO , CaO , FeO , $\pm SiO_2$. Такие компоненты, как H_2O , O_2 , Na_2O и частично SiO_2 (в зависимости от конкретных условий), можно считать вполне подвижными. Формирование келифитовых структур подобного типа, следовательно, обусловлено не только изменением главных факторов метаморфизма (P , T , H_2O и O_2), но и щелочности и частично кислотности растворов. Для реакций 1–3 определяющим фактором является прогрессирующее давление, а для реакции 4 — регрессирующая температура при умеренном значении давления.

Реакционные взаимоотношения ассоциации $Sp + Zo \pm Ky \pm Fl$ на границе с амфиболом с образованием альмандин-гроссуляр-пиропового граната (Табл. IV, а, б) наблюдались в эклогитоподобных породах куагашского и мамытского комплексов. В этом случае возможны сочетания следующих реакций: 1) $Sp + Pl + Mt + Am \rightarrow Gr$; 2) $Sp + Zo + Ky + Am \rightarrow Gr$; 3) $Sp + Zo + Ky + Fl \rightarrow Gr$; 4) $Sp + Zo + Fl + Am \rightarrow Gr$. Ассоциация $Sp + Zo + Ky$, как правило, возникает на границе плагиоклазового мобилізата (плагиоклаз ряда битовнита-анортита) с амфиболом: $Pl + Am \rightarrow Sp + Zo + Ky$. Во всех случаях характерны пятиминеральные парагенезисы, которые определяются инертным поведением 5 или 4 (при $V = const$) химических компонентов. Как и в предыдущем случае, вполне подвижными компонентами могут быть прежде всего H_2O , O_2 , Na_2O и частично SiO_2 , т.е. ход реакций определяется не только $P-T$ условиями и химическим потенциалом H_2O и O_2 , но и щелочностью и частично кислотностью растворов.

Зональные гранаты, характеризующие метастабильные условия природных процессов минералообразования, по своему содержанию и генетической сущности сходны с охарактеризованными ранее келифитовыми реакционными структурами. Рассмотрим два варианта зональных гранатов: 1) $Gr_{Fe-Ca} + Zo \pm Ky + Sf$ (ядро) $\rightarrow Cr_{Ca-Mg-Fe}$ (внешняя кайма) на границе с субкальциевым амфиболом (куагашский комплекс; см. табл. VI, а); 2) $Gr_{Fe-Ca} + Ep + Ru$ (ядро) $\rightarrow Cr_{Ca-Mg-Fe}$ (внешняя кайма) на границе с глаукофаном и кварцем (максютковский комплекс; Табл. VI, б). В том и другом случае реакции имеют ступенчатый характер, свойственный мозаично-равновесным системам: 1) $Pl_{70-95} + Am \rightarrow Gr_{Fe-Ca} + Zo \pm Ky$ (ранняя стадия) и $Gr_{Fe-Ca} + Zo + Sf \pm Ky + Am \rightarrow Cr_{Ca-Mg-Fe}$ (поздняя стадия); 2) $Pl + Gl + Q \rightarrow Gr_{Fe-Ca} + Ep + Ru$ (ранняя стадия) и $Gr_{Fe-Ca} + Ep + Ru + Gl + Q \rightarrow Cr_{Ca-Mg-Fe}$ (поздняя стадия). Правомерность ранней стадии в том и другом случае доказывается наличием реликтов более основного плагиоклаза. Шестиминеральные парагенезисы в обоих случаях определяются инертным поведением Al_2O_3 , MgO , FeO , CaO , TiO_2 и частично SiO_2 ; H_2O , O_2 , Na_2O , в некоторых случаях SiO_2 является вполне подвижным химическим компонентом, т.е. условия минералообразования те же, что и в предыдущих случаях. При этом наряду с изменением количественных соотношений между минералами переменного состава наблюдаются качественные изменения последних, особенно в отношении таких инертных компонентов, как CaO , FeO и MgO .

Специфика регрессивных минеральных преобразований эклогитов и эклогитоподобных пород на разных стадиях их зрелости в известной мере помогает понять глубже отдельные звенья высокobarического метаморфизма. Условность подобных аналогий вызвана необратимостью природных процессов. Регрессивные изменения обусловлены в первую очередь снижением давления и в меньшей мере температуры, а также изменением характера инертности-подвижности некоторых компонентов, химического потенциала H_2O , O_2 и других компонентов. Сущность минеральных преобразований легко проследить по наличию реакционных оторочек, симплектиковых и коронарных структур.

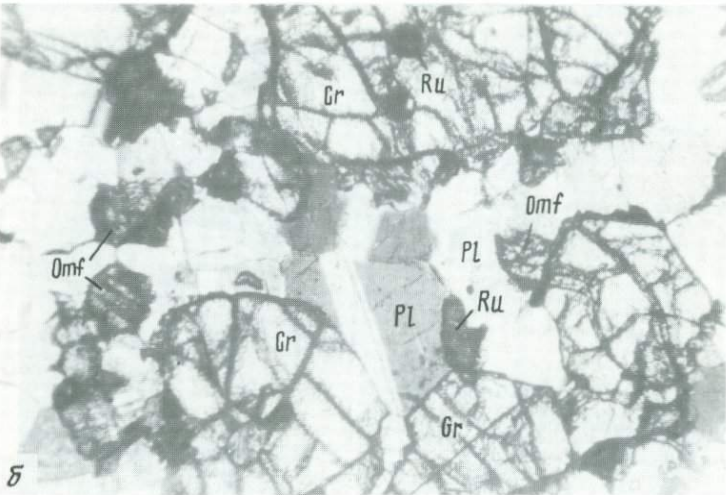
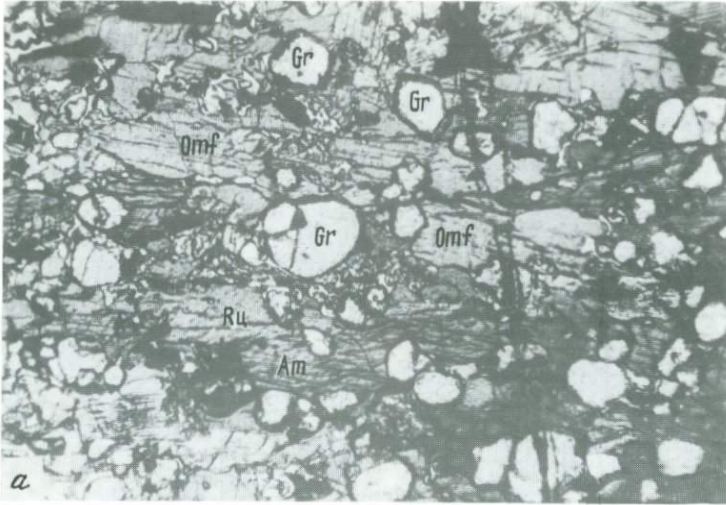
Регрессивные твердофазные изменения в пределах одного минерала сложного состава выражаются в появлении диабластовых или симплектиковых структур, в которых участвуют два-три новообразованных минера-

ла. По химическому составу минерал-хозяин и новообразованные минералы сбалансированы полностью или частично (чаще). В первом случае имеем структуры твердого распада минерала-хозяина с образованием двух и более составных компонентов, во втором необходимо присутствие еще одного или нескольких минеральных фаз. Тот и другой вариант чрезвычайно характерен для эклогитов тулупсайского комплекса (Табл. I, а, II, а, б) и в меньшей мере для эклогитоподобных пород китарсайского, мамытского, куагашского и станового комплексов: 1) $Omf \rightarrow CPx + Ab$ (распад омфацита с образованием $CPx-Ab$ симплектита); 2) $Gr + Omf \rightarrow CPx + Ab + Q$ (замещение эклогитового парагенезиса $CPx-Ab-Q$ симплектитом, который при последующих регрессивных преобразованиях, в свою очередь, замещается $Am - Pl - Q$ симплектитом); 3) $Am-1 \rightarrow Ab + Zo$ (замещение субкальциевого амфибола $Ab - Zo$ (симплектитом)); 4) $Pl \rightarrow Zo \pm Ky + Ab$ (распад основного плагиоклаза на границе с амфиболом); 5) $Gr \rightarrow CPx + Q + \text{диаспор}$ (реакционные оторочки, симплектиты).

Регрессивные изменения на контакте двух и более минералов заключаются в появлении прерывистых и концентрических реакционных кайм, состоящих из одного или нескольких минералов, характеризующих в совокупности более низкотемпературные парагенезисы. Все изменения могут быть описаны простыми (с участием двух-трех минералов) и сложными многоступенчатыми (задействовано четыре—шесть минеральных фаз) реакциями. В первом случае равновесие имеет локальный характер, во втором — равновесной является вся система в целом. Сбалансированность реакций достигается благодаря широко проявленному изоморфизму, в результате которого происходит перераспределение химических компонентов в минералах сложного состава, а также привносу—выносу некоторых из них. Возникающий избыток компонентов может быть частично (оставшаяся часть переходит в раствор) или полностью реализован в виде самостоятельной минеральной фазы, а дефицит в той или иной мере скомпенсирован благодаря наличию в системе поровых растворов и законсервированных флюидов. В первом случае реакции возможны в результате изменения главных факторов метаморфизма: снижение давления (в первую очередь) и температуры, увеличение химического потенциала H_2O и O_2 ; во втором — в результате не только перечисленных факторов, но и вследствие изменения кислотности-щелочности растворов или концентрации в них железа, глинозема, железа и других компонентов.

В различных типах эклогитов и эклогитоподобных пород часто встречаются следующие реакционные оторочки, отражающие регрессивную направленность процессов минералообразования: 1) рутил в стыке с зернами кварца обрастает каймой сфена: $Ru + Q \rightarrow Sf$; 2) гранат на стыке с омфацитом обрастает кварц-олигоклаз-амфиболовой симплектитовой каймой: $Gr + CPx \rightarrow Am + Pl + Q$; 3) омфацит на стыке с амфиболом барруазитового ряда обрастает альбит-цоизит-сфен-актинолитовой симплектитовой каймой: $Omf + Am-1 \rightarrow Am-2 + Sf + Zo + Ab$; 4) гранат на стыке с барруазитом замещается актинолитовым амфиболом, сфеном и кварцем: $Gr + Am-1 \rightarrow Am-2 + Sf + Q$ (Табл. V, б); 5) гранат на стыке с клинопироксеном и сфеном обрастает кварц-олигоклаз-амфиболовой каймой: $Gr + CPx + Sf \rightarrow Am-1 + Pl + Q$ (Табл. V, а).

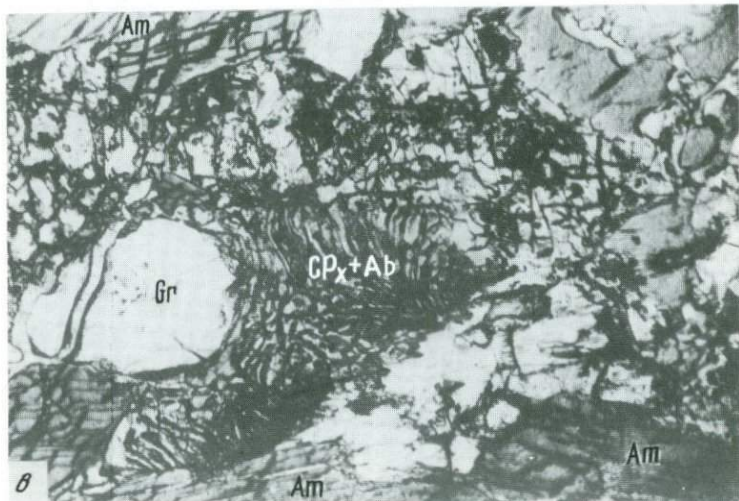
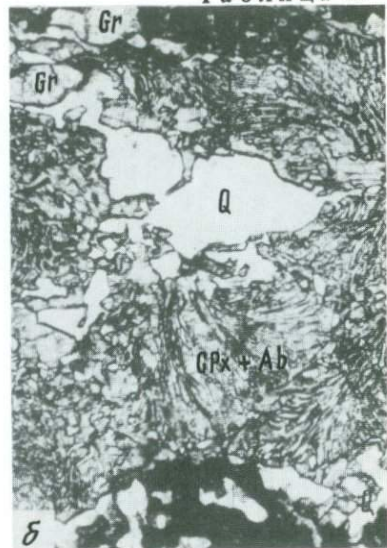
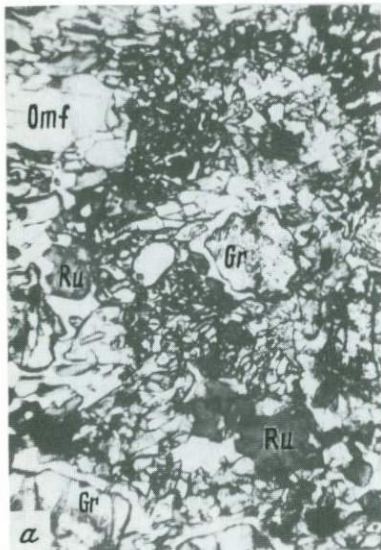
В результате многостадийных регрессивных преобразований эклогитов



Эклогиты и эклогитоподобные породы Казахского Урала

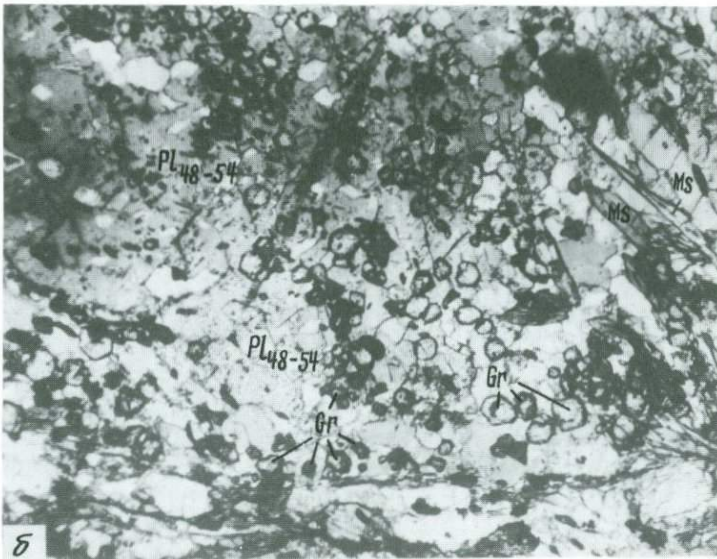
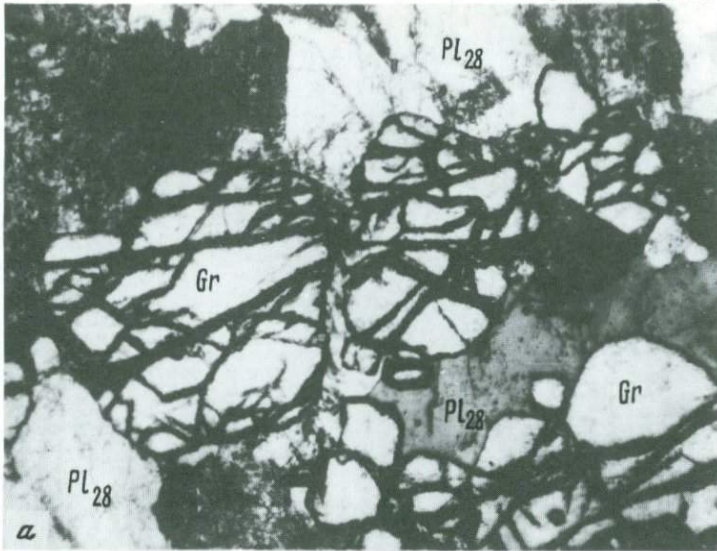
a — рutil-гранат-омфацитовый эклогит тулепсайского комплекса. В центре видны структуры распада омфацита (альбит-клинопироксеновый симплектит) и гистерогенный амфибол. Шлиф 760-Б/9, увел. 63, без анализатора; *б* — рutil-клинопироксен-плагноклаз-гранатовый эклогитовый сланец катарсайского комплекса. Шлиф 764-Б/2, увел. 63, николи на 1/2 скрещены.

Таблица II



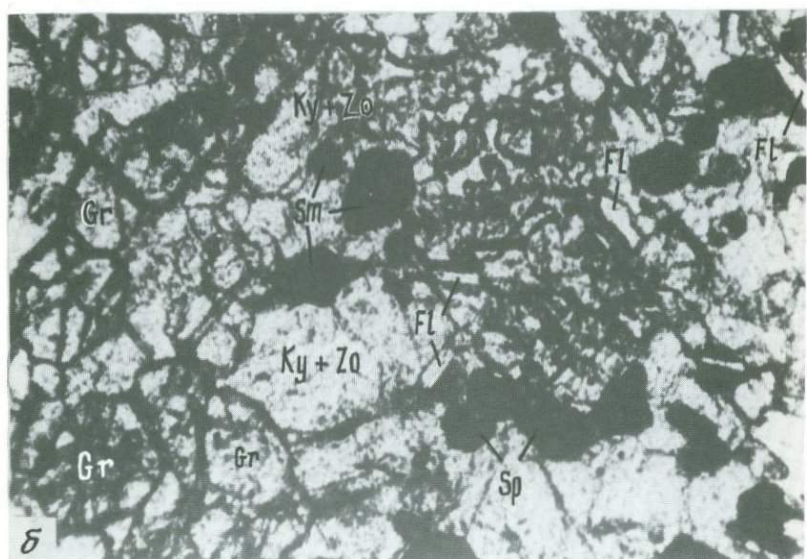
Характер вторичных изменений в эклогитах тулепсайского комплекса (Казахский Урал)

a — стадийность преобразований эклогитового субстрата: ранняя — появление каемок кварца вокруг граната и альбит-клинопироксенового симплектита за счет омфацита, замещение рутила (*Ru*) сфеном (*Sf*) и лейкоксенном; поздняя — образование плагиоклаз-амфиболового агрегата (в правой части рисунка). Шлиф 760-Б/1, увел. 63, без анализатора; *б* — замещение омфацита альбит-клинопироксеновым симплектитом на границе с гранатом и кварцем ($Gr + Omf \rightarrow CPx + Ab + Q$) и псевдоморфозы сфена (лейкоксена) по рутилу ($Ru + Q \rightarrow Sf$). Шлиф 760-Б/2, увел. 63, без анализатора; *в* — замещение граната и альбит-клинопироксенового симплектита плагиоклаз-амфиболовым агрегатом ($Gr + CPx + Ab \rightarrow Am-1 \rightarrow Am-2$). Шлиф Б-63/3, увел. 63, без анализатора



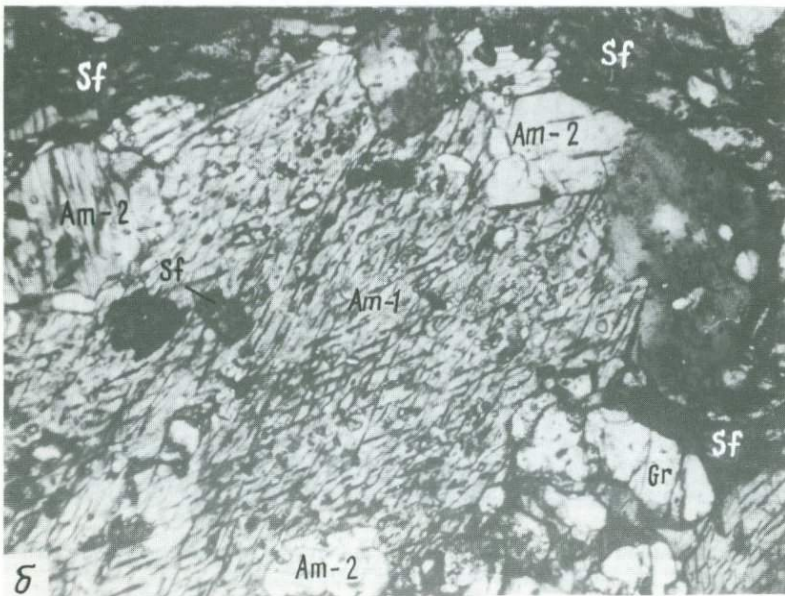
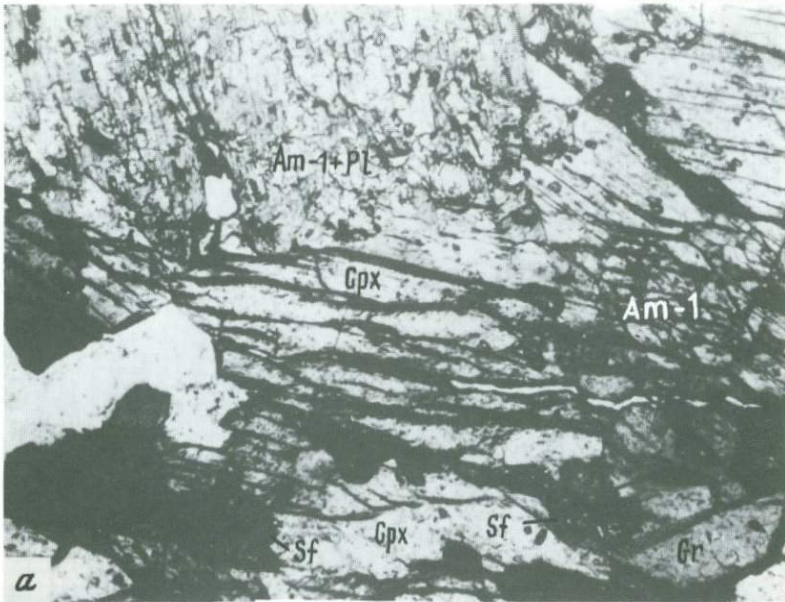
Псевдоморфозы существенно гроссулярового граната по плагиоклазовому и кварц-плагиоклазовому мобилизату

а – псевдоморфозы граната по олигоклазу в ксенолитах окварцованных пегматитов ($Pl + Q \rightarrow Gr_{Ca}$), тулупсайский комплекс (Казахский Урал). Шлиф 760-Б/9, увел. 63, без анализатора; *б* – развитие граната, эпидота и парагонита по лабрадору в полосчатом габбро ($Pl + Q \rightarrow Gr = Ca + Ep + Ms$), котокельский комплекс (оз. Байкал.). Шлиф 989-Б/2, увел. 63, без анализатора



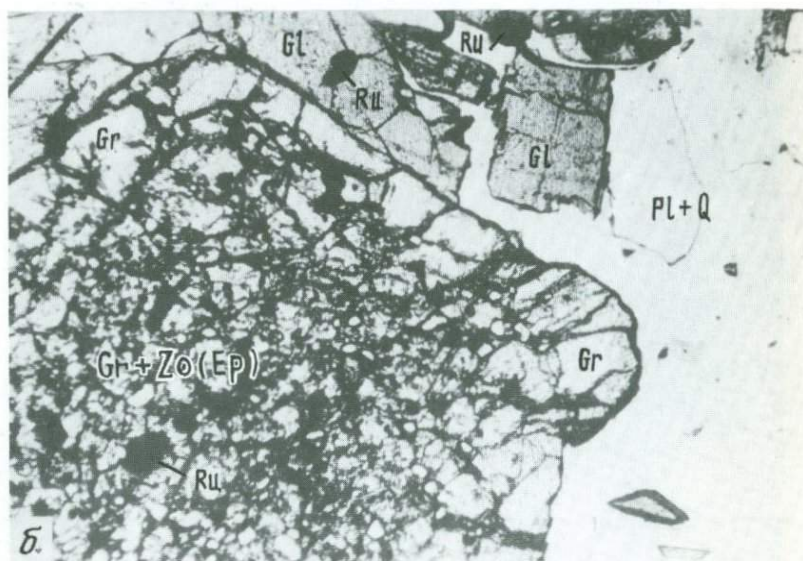
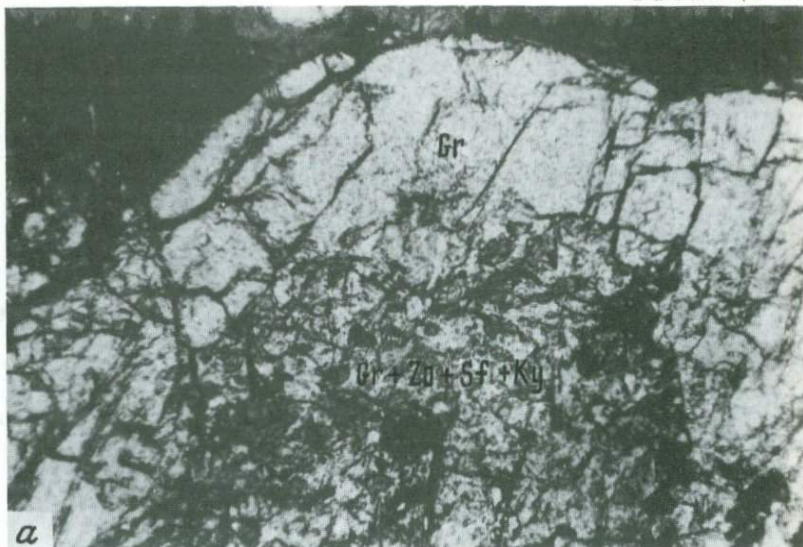
Образование граната за счет глиноземистого (апоплагиоклазового) мобилизата в эклогитоподобных породах, ассоциирующих с гипербазитовыми массивами (Казахский Урал)

а – развитие граната по амфибол-цоизит-шпинель-флогопитовому агрегату в эклогитоподобных породах китарсайского комплекса ($Am + Zo + Sp + Fl \rightarrow Gr$). Шлиф 762-Б/2, увел. 63, без анализатора; *б* – развитие граната по сфен-шпинель-флогопит-цоизит-кианитовому агрегату в эклогитоподобных породах мамытского комплекса ($Sf + Sp + Fl + Zo + Ky \rightarrow Gr$). Шлиф 765-Б/22, увел. 63, без анализатора



Регрессивные преобразования в эклогитах и эклогитоподобных породах куагашского комплекса (Казахский Урал)

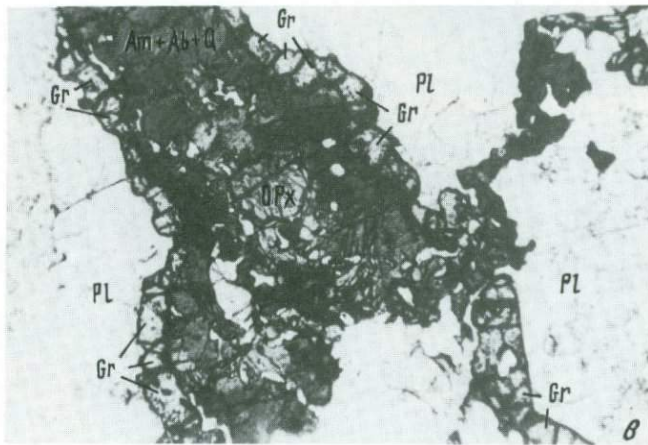
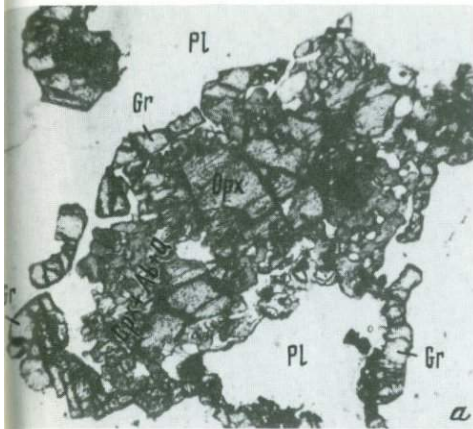
a – замещение граната, клинопироксена и сфена амфиболом-1 и плагиоклазом ($Gr + Cpx + Sf \rightarrow Am-1 + Pl$). Шлиф 766-Б/3, увел. 63, без анализатора; *b* – реакционная кайма амфибола-2 + сфена вокруг граната и амфибола-1 ($Gr + Am-1 \rightarrow Am-2 + Sf$). Шлиф 766-Б/5, увел. 63, без анализатора



Характер зональности в метастабильных гранатах куагашского (а) и максютовского (б) комплекса (соответственно Казахский и Южный Урал)

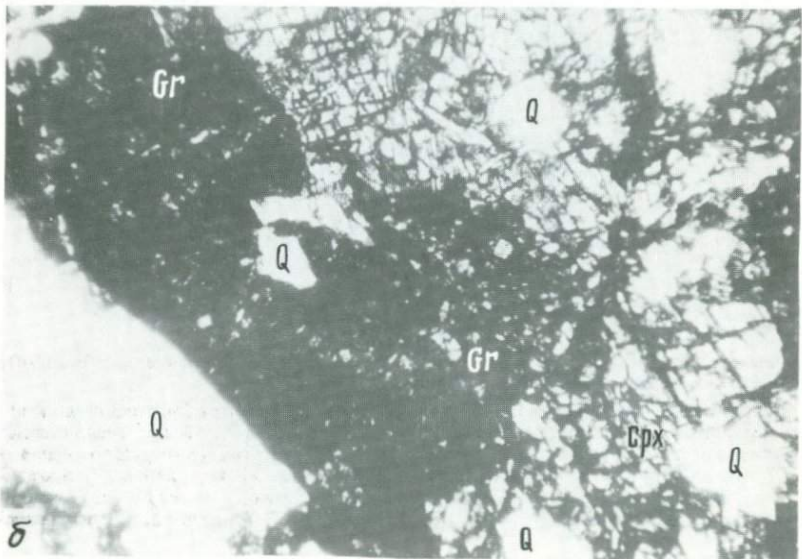
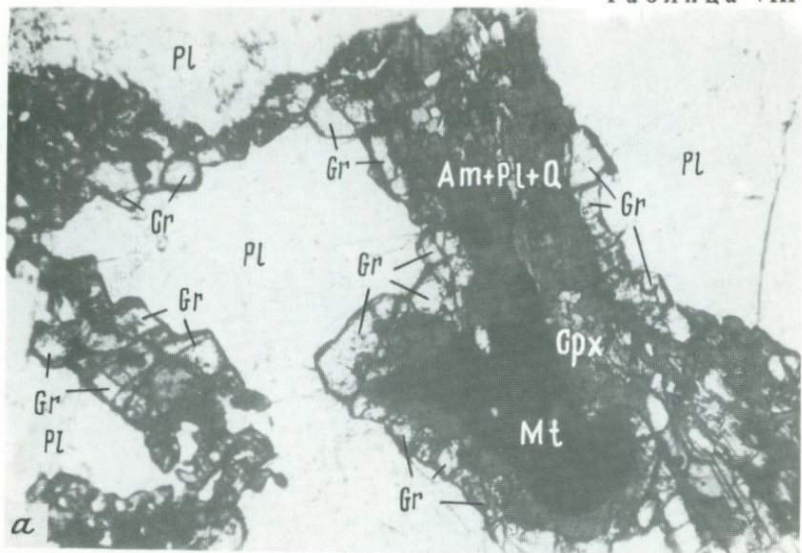
а — замещение известковистого граната, цоизита, сфена и кианита (ядро) известковисто-магнезиально-железистым гранатом (внешняя кайма) на границе с амфиболом, плагиоклазом и кварцем ($Gr_{Ca} + Zo + Sf \pm Ky \rightarrow Gr - Ca - Mg - Fe$). Шлиф 766-В/2, увел. 63, без анализатора; б — замещение известковистого граната, цоизита и рутила (ядро) известковисто-магнезиально-железистым гранатом (внешняя кайма) на границе с глаукофаном, плагиоклазом и кварцем ($Gr_{Ca} + Zo + Ru \rightarrow Gr_{Ca} - Mg - Fe$). Шлиф Б-2, увел. 63, без анализатора

Таблица VII



Коронарные структуры в друзит-эклогитах котокельского комплекса (оз. Байкал). Зональность:

a — ортопироксен (ядро) → клинопироксен + альбит + кварц (внутренняя зона) → гранат (внешняя кайма) → плагиоклаз. Шлиф 990-Б/6, увел. 63, без анализатора;
б — клинопироксен и сфен (ядро) → амфибол, альбит и кварц (внутренняя зона) → гранат (внешняя зона) → основной плагиоклаз. Шлиф 990-Б/6а, увел. 63, без анализатора;
в — ортопироксен и сфен (ядро) → амфибол, альбит и кварц (внутренняя зона) → гранат (внешняя кайма) → плагиоклаз. Шлиф 990-Б/7, увел. 63, без анализатора



Реакционные оторочки в друзит-эклгитах котокельского (оз. Байкал) и эклгито-подобных породах вальзинского (Южный Сахалин) комплексов

a – реакционные оторочки амфибол-плагноклазового (внутренняя часть) и гранатового (внешняя кайма) состава на контакте клинопироксена (реликты в ядерной части) и плагноклаза. Шлиф 990-Б/13, увел. 63, без анализатора; *б* – псевдоморфозы граната по клинопироксену на контакте с кварцем ($CPx + Q \rightarrow Gr$). Шлиф 1296-Б/15, увел. 63, без анализатора

и эклогитоподобных пород образуются неравновесные полиминеральные комплексы, состоящие из различных по составу сланцев с амфиболом нескольких генераций, граната существенно гроссулярового и андрадит-гроссулярового состава, слюды (порознь или совместно биотит, фенгит или парагонит), эпидота, карбоната (кальцита), сфена, магнетита и кварца, иногда кианита или корунда. В осевых частях ореолов измененных эклогитов и эклогитоподобных пород кокчетавского и вальзинского комплексов, в частности, кроме сланцев, нами наблюдались кварцито-сланцы и вторичные кварциты, составной частью которых являются перечисленные минералы.

При эклогитизации миндалекаменных диабазов (см. мамытский комплекс) выборочно проявлены реакции двух типов: 1) с образованием эклогитового парагенезиса — $Gr_{60-62} + CPx_{24-32} \pm Am + Sf \pm Zo \pm Ky + Sp$; состав граната: $Pyr_{24-28} Alm_{39-42} Spes_{3-4} (Gros + Andr)_{27-33}$, клинопироксен содержит 9–12 мол.% *Jd*-компонента, амфибол двух генераций: *Am*-1 (ранний) с $F = 15-23$ мол.% и 1,3–1,7 мас.% Na_2O , *Am*-2 (поздний) с $F = 42-45$ и 2,1–3,3 мас.% Na_2O ; 2) с образованием псевдоморфоз граната по миндалинам кальцита, включая также околоминдальные участки; гранат содержит до 88 мол.% *Gros*-компонента и ассоциирует с *Am*-2.

Метаморфические реакции с образованием натриевых амфиболов (глаукофан, феррокроссит, кроссит, винчит, барруазит, На-актинолит и др.), натриевых клинопироксенов (жадеит, хлормеланит и др.), лавсонита, пумпеллита и стильпноmelана детально описаны У.Г. Эрнстом [1963, 1970], И. Куширо [1969], Р.Г. Колманом и Дж. Кларком [1970], Н.Л. Добрецовым [1974] и др. Этими исследователями различались два типа реакций: 1) имеющие регрессивную направленность; 2) возникающие при прогрессивном метаморфизме. Исходными породами в первом случае являются различные по составу эклогиты и эклогитоподобные породы, генетически связанные с расслоенными базит-гипербазитовыми комплексами. В результате неравномерно проявленных регрессивных преобразований можно проследить все переходы от эклогитовых и эклогит-глаукофансланцевых парагенезисов до глаукофансланцевых и зеленосланцевых включительно. Во втором случае исходными породами являются вулканиты и метавулканиты основного состава и интрузивные породы базит-гипербазитового комплекса. Метаморфические реакции идут при последовательном увеличении прежде всего *P* и Na_2O в условиях низких и умеренных *T*.

На примере максютовского и группы полярноуральских высокобарических комплексов можно показать правомерность выделения двух типов метаморфических реакций: в одних случаях глаукофан (в ассоциации с лавсонитом, пумпеллитом и стильпноmelаном или обособленно) явно наложен на минералы эклогитов и эклогитоподобных пород, в других — образует псевдоморфозы по минералам габбро-базальтовой ассоциации.

В первом случае одновременно с глаукофаном образуются диопсид-жадеиты, хлормеланиты, мусковиты (парагониты или фенгиты), актинолиты и минералы эпидотовой группы. В гранатах при этом увеличивается железистость, в клинопироксенах — щелочность (увеличивается содержание жадеитового, акмитового или эгиринового компонентов). Вторичная природа глаукофана в высокобарических ассоциациях и вмещающих метаморфитах максютовского, макбальского, атбашинского и других комплексов

Минералы	Символ	Кристаллохимическая формула
Гранаты	<i>Gr</i> ₃₀	Ca _{0,4} Fe _{0,9} ²⁺ Mg _{1,7} Al ₂ Si ₃ O ₁₂
	<i>Gr</i> ₃₄	Ca _{0,4} Fe _{1,0} ²⁺ Mg _{1,6} Al ₂ Si ₃ O ₁₂
	<i>Gr</i> ₅₃	Ca _{0,7} Fe _{1,3} ²⁺ Mg _{1,0} Al ₂ Si ₃ O ₁₂
	<i>Gr</i> ₆₇	Ca _{0,3} Fe _{1,8} ²⁺ Mg _{0,9} Al ₂ Si ₃ O ₁₂
	<i>Gr</i> ₈₀	Ca _{1,0} Fe _{1,7} ²⁺ Mg _{0,3} Al ₂ Si ₃ O ₁₂
	<i>Gr</i> ₁₀₀	Ca _{2,2} Fe _{0,8} ²⁺ Mg ₀ Al ₂ Si ₃ O ₁₂
Клинопироксены	<i>CPx</i> ₁₃	Na ₀ Ca _{0,9} Fe _{0,1} ²⁺ Mg _{0,7} Al _{0,2} Si ₂ O ₆
	<i>CPx</i> ₂₄	Na _{0,2} Ca _{0,7} Fe _{0,2} ²⁺ Mg _{0,7} Al _{0,2} Si ₂ O ₆
	<i>CPx</i> ₂₇	Na _{0,2} Ca _{0,8} Fe _{0,2} ²⁺ Mg _{0,6} Al _{0,2} Si ₂ O ₆
	<i>CPx</i> ₃₂	Na _{0,1} Ca _{0,7} Fe _{0,4} ²⁺ Mg _{0,7} Al _{0,1} Si ₂ O ₆
	<i>CPx</i> ₃₈	Na ₀ Ca _{0,5} Fe _{0,4} ²⁺ Mg _{0,8} Al _{0,2} Si ₂ O ₆
	<i>CPx-Jd</i> ₅₅	Na _{0,5} Ca _{0,4} Fe _{0,4} ²⁺ Mg _{0,4} Al _{0,5} Si ₂ O ₆
	<i>Jd</i>	Na AlSi ₂ O ₆
Плагиоклазы	<i>Pl</i> ₁₀	Na _{0,9} Ca _{0,1} Al _{1,1} Si _{2,9} O ₈
	<i>Pl</i> ₆₀	Na _{0,4} Ca _{0,6} Al _{1,6} Si _{2,4} O ₈
	<i>Pl</i> ₇₀	Na _{0,3} Ca _{0,7} Al _{1,7} Si _{2,3} O ₈
	<i>Pl</i> ₈₀	Na _{0,2} Ca _{0,8} Al _{1,8} Si _{2,2} O ₈
	<i>Pl</i> ₉₀	Na _{0,1} Ca _{0,9} Al _{1,9} Si _{2,1} O ₈
Амфиболы	<i>Am</i> ₂₀	Na _{0,9} Ca _{1,5} Fe _{0,6} ²⁺ Mg _{2,5} Al _{1,3} Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
	<i>Am</i> ₃₈	Na _{0,6} Ca _{1,7} Fe _{1,7} ²⁺ Mg _{2,7} Al _{0,4} Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
	<i>Gl</i>	Na _{1,8} Ca _{0,3} Fe _{1,1} ²⁺ Mg _{2,0} Al _{1,8} Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂
Оливин	<i>Ol</i> ₂₀	Fe _{0,4} ²⁺ Mg _{1,6} SiO ₄
Ортопироксен	<i>OPx</i> ₄₅	Fe _{0,9} ²⁺ Mg _{1,1} Si ₂ O ₆
Шпинель	<i>Sp</i> ₅₀	Fe _{0,5} ²⁺ Mg _{0,5} Al ₂ O ₄
Сапфирин	<i>Sa</i>	Mg ₂ Al ₄ SiO ₁₀
Кианит	<i>Ky</i>	Al ₂ SiO ₅
(дистен)		
Цоизит	<i>Zo</i>	Ca ₂ Al ₃ Si ₃ O ₁₂ (OH)
Эпидот	<i>Ep</i>	Ca ₂ Fe _{1,5} ²⁺ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ (OH)
Лавсонит	<i>Law</i>	CaAl ₂ Si ₂ O ₇ (OH) ₂
Пумпеллиит	<i>Pum</i>	Ca ₃ Fe ²⁺ MgAl ₄ Si ₆ O ₂₂ (OH) ₂

установлена Б.В. Чесноковым [1959], В.И. Ленных [1977], Н.Л. Добрецовым и Н.В. Соболевым [1970], Н.Л. Добрецовым [1974], Н.Г. Удовкиной [1985] и др. Разновозрастность процессов эглогитизации и глаукофанизации, по данным Н.Г. Удовкиной [1985], подтверждается радиологическими датировками.

Во втором случае процессы глаукофанизации идут с привнесом в первую очередь Na₂O, SiO₂ и H₂O. Глаукофан в ассоциации с эпидотом, мусковитом и парагонитом образуют псевдоморфозы по оливину, пироксенам и плагиоклазу, которые перекристаллизовываясь преобразуются в струйчато-полосчатые участки уплощенно-линзовидной формы. Глаукофанизации, по-видимому, предшествует гидротермально-метасоматическая проработка

Содержание, мол. %	Комплекс
61 <i>Pyr</i> , 13 Са-комп.; 30 <i>F</i>	Куагашский
56 <i>Pyr</i> , 13 Са-комп.; 34 <i>F</i>	"
43 <i>Pyr</i> , 31 Са-комп.; 53 <i>F</i>	Тулесайский
28 <i>Pyr</i> , 3,5 <i>Spes</i> , 9 <i>Gros</i> ; 67 <i>F</i>	Котокельский
8 <i>Pyr</i> , 31 Са-комп.; 80 <i>F</i>	Тулесайский
19 <i>Alm</i> , 81 <i>Gros</i> ; 100 <i>F</i>	Куагашский
0 <i>Jd</i> ; 13 <i>F</i>	Становой
20,6 <i>Jd</i> ; 24 <i>F</i>	Тулесайский
12,2 <i>Jd</i> ; 27 <i>F</i>	Куагашский
10,6 <i>Jd</i> ; 32 <i>F</i>	Котокельский
0 <i>Jd</i> ; 38 <i>F</i>	Становой
45 <i>Jd</i> , 11,2 <i>Eg</i> ; 55 <i>F</i>	Максютовский
100 <i>Jd</i>	
10 <i>An</i>	Тулесайский
60 <i>An</i>	Китарсайский
70 <i>An</i>	Котокельский, куагашский
80 <i>An</i>	Куагашский
90 <i>An</i>	"
20 <i>F</i> ; <i>Am</i> -2 (актинолит)	"
38 <i>F</i> ; <i>Am</i> -1 (рог, обманка)	Куагашский, китарсайский
29 <i>F</i> (близок к идеальному <i>Gl</i>)	Максютовский
20 <i>F</i> (реликтовый)	Куагашский
45 <i>F</i> (реликтовый)	Холодниканский
50 <i>F</i>	Куагашский

пород в условиях сжатия. Такая обстановка возможна лишь в результате блоковых перемещений в гипабиссальных условиях. Вопрос о дефиците Na₂O, SiO₂, H₂O и других химических компонентов может, естественно, отпасть при наличии в перемещающихся дислоцированных блоках, кроме базит-гипербазитового комплекса, массивов гранитоидного состава. При анализе жадеитовых сланцев и жадеитовых пород кентерлауского комплекса (Прибалхашье) к аналогичному выводу пришла В.Н. Москалева [1962].

Специфика метаморфических реакций и условия образования парагенезисов с жадеитом и существенно жадеитовых пород детально рассмотрены в работах В.Ф. Морковкиной [1967], В.Н. Москалевой [1962], Н.Л. Доб-

Левая часть реакций	
1. Габбро-базальтовый тип	
1,458 OPx_{45} + 1,507 Pl_{60} + 0,552 Mt	
0,518 Ol_{20} + 1,334 OPx_{45} + 1,36 Pl_{70}	
0,039 Ol_{20} + 0,055 OPx_{45} + 0,312 CPx_{13} + 0,304 Pl_{70}	
0,16 CPx_{24} + 0,229 Ky + 0,012 Mt + (0,346 Na_2O)	
0,229 Gr_{53} + 0,074 CPx_{24} + (0,3146 Na_2O) + (1,018 SiO_2)	
2,33 Pl_{60} + (0,345 H_2O) + (0,173 O_2)	
1,1 Pl_{60} + 0,12 Mt	
2,468 Gr_{63} + 0,334 Mt + (1,372 Na_2O) + (4,162 SiO_2) + (0,75 H_2O) + (0,375 O_2)	
0,163 Gr_{80} + 2,468 Am_{19} + 0,39 Mt + (1,313 Na_2O) + 0,881 SiO_2	
10,2 Am_{19} + 27,09 Pl_{60} + 8,274 Mt + (12,03 H_2O) + 6,015 O_2	
11,45 Am_{19} + 27 Pl_{10} + 7,071 Mt + (8,192 H_2O) + (4,096 O_2)	
2. Троктолитовый тип	
2,704 Ol_{20} + 2,432 Pl_{80} + 0,522 Mt + (0,936 SiO_2)	
2,902 Ol_{20} + 2,432 Pl_{90} + 0,552 Mt + (0,09 Na_2O) + 1,751 SiO_2	
Pl_{80} + (0,2 H_2O) + (0,1 O_2)	
0,8 Ol_{20} + 1,92 Pl_{60} + 0,192 Mt + (0,384 Na_2O) + (1,632 SiO_2) + (1,6 H_2O) + (0,8 O_2)	
Ol_{20} + 1,2 Pl_{60} + 0,42 Mt + (0,96 Na_2O) + (3,24 SiO_2) + (0,92 H_2O) + (0,46 O_2)	
2,7 Ol_{20} + 3,36 Pl_{60} + 0,756 Mt + (2,112 Na_2O) + (7,476 SiO_2) + (2,4 H_2O) + (1,2 O_2)	
3. Тип глиноземистых перидотитов	
0,59 Ol_{20} + 0,16 OPx_{45} + Sp_{50} + (0,4 CaO) + (2,04 SiO_2)	
0,66 Ol_{20} + 0,64 CPx_{13} + 1,216 Sp_{50} + 0,116 Mt + 1,9 SiO_2	
0,44 Fo + OPx_{45} + 1,8 Sp_{50} + (0,72 CaO) + 2,98 SiO_2	
0,528 Ol_{20} + 0,432 OPx_{45} + 0,8 CPx_{13} + 1,52 Sp_{50} + 1,808 SiO_2	
CPx_{13} + OPx_{45} + 0,1 Ep + (0,3 Na_2O) + (0,42 SiO_2) + (0,54 H_2O) + (0,27 O_2)	
Ol_{19} + OPx_{45} + CPx_{13} + 0,43 Ep + (0,648 Na_2O) + (3,15 SiO_2)	

рецовым и Л.Г. Пономаревой [1964, 1965], Н.Л. Добрецовым [1974] и др. По их мнению, ассоциации с альбитом, жадеитом и диопсид-жадеитом могли образоваться в условиях высоких давлений при кристаллизации из расплава или при натровом метасоматозе за счет лейкократовых габбро или плагиоклазитов. Существует два полярных мнения: 1) жадеит образуется в результате замещения альбита; 2) альбит является производным жадеита в процессе регрессивных преобразований. Первое мнение отстаивается В.Ф. Морковкиной, второе — В.Н. Москалевой, Н.Л. Добрецовым и Л.Г. Пономаревой.

С учетом реакционных взаимоотношений между сосуществующими минералами, анализ которых приведен в этом разделе, их химического состава и инертности—подвижности компонентов рассчитаны возможные химические реакции. Последние не исчерпывают всего многообразия

Правая часть реакций	ΔV , см ³
1. Габбро-базальтовый тип	
1,166 Gr_{67} + 0,792 CPx_{32} + (0,524 Na_2O) + (1,451 SiO_2)	-42,1
1,12 Gr_{34} + 0,72 CPx_{32} + (0,336 Na_2O) + (1,514 SiO_2)	-37,8
0,244 Gr_{34} + 0,456 CPx_{27} + (0,359 SiO_2)	-9,6
0,14 CPx_{38} + 0,42 Pl_{10}	+8,9
0,351 CPx_{38} + 0,366 Pl_{10} + 0,086 Mt	+8,0
0,7 Zo + 2,097 Ky + (1,631 Al_2O_3) + (0,932 Na_2O)	-11,3
0,3 Gr_{100} + 0,58 Ky + (0,44 Na_2O) + (1,16 SiO_2)	-24,3
1,782 Gr_{80} + 0,11 CPx_{24} + 0,75 Gl	+15,6
4,865 $CPx - Jd$ + 1,423 Gl + (1,045 H_2O) + (0,507 O_2)	-25,3
10,38 Gl + 4,74 Ep + 4,74 Law + 4,74 Pum + (4,332 Na_2O) + (11,43 SiO_2)	-388,3
13 Gl + 2,665 Ep + 2,665 Law + 2,665 Pum + (11,322 Na_2O) + (69,646 SiO_2)	-11,6
2. Троктолитовый тип	
2,048 Gr_{30} + 1,408 CPx_{27} + (0,205 Na_2O)	-73,4
2,144 Gr_{30} + 1,664 CPx_{27}	-73,7
0,3 Ky + 0,4 Zo + (0,2 Na_2O) + (0,7 SiO_2)	-20,7
0,64 Gl + 0,96 Law	-29,9
0,8 Gl + 0,24 Ep	-17,3
1,92 Gl + 0,48 Pum	-38,1
3. Тип глиноземистых перидотитов	
Gr_{30}	-15,1
1,28 Gr_{30}	-20,1
1,8 Gr_{34}	-32,8
1,6 Gr_{30}	-24,9
0,8 Gl + 0,51 Am_{19} + 0,33 Mt	-18,4
0,36 Gl + 0,82 Am_{19} + 0,496 Mt + (0,098 H_2O) + (0,049 O_2)	-31,4

природных процессов, приводящих к образованию тех или иных типов высокобарических ассоциаций. При их анализе (табл. 39, 40) выявляются следующие особенности: 1) ход реакций определяется не только P - T условиями метаморфизма, химическим потенциалом воды, кислорода и других химических компонентов, но и составом субстрата (для пород габбро-базальтовой группы — избыток прежде всего SiO_2 и Na_2O , некоторый дефицит CaO и Al_2O_3 ; для пород троктолитовой группы — дефицит SiO_2 и Na_2O , избыток CaO , Al_2O_3 и MgO ; для пород группы глиноземистых перидотитов — аномально выраженный дефицит SiO_2 и Na_2O , некоторый дефицит CaO и Al_2O_3 , аномальный избыток MgO и FeO); 2) наличие расслоенных базит-гипербазитовых комплексов со значительными вариациями минерального и петрохимического состава слагающих их пород является природным регулятором большинства химических компо-

нентов и в первую очередь SiO_2 и Na_2O , которые в большинстве реакций имеют вполне подвижное поведение, т.е. кремнекислотность и щелочность в процессе минералообразования могут быть сбалансированы частично или полностью в пределах расслоенного комплекса; 3) образование глаукофан-сланцевых и существенно жадеитовых парагенезисов, кроме специфических P - T условий (высокие давления и относительные низкие и умеренные температуры), осуществляется в условиях высокого химического потенциала прежде всего H_2O , Na_2O и SiO_2 ; дефицит этих компонентов по-полняется, по-видимому, за счет флюидов и растворов глубинного происхождения и, возможно, за счет постмагматических растворов в связи с формированием гранитоидных плутонов в смежных блоках; 4) процессы Si - Na -метасоматоза и кислотного выщелачивания могут быть синхронными с проявлением процессов высокобарического метаморфизма; в результате проявления тех и других часто формируются сложные полиминеральные комплексы, часто с метастабильными минеральными парагенезисами; 5) реакции эклогитизации, глаукофанизации и жадеитизации характеризуются отрицательным объемным эффектом, т.е. осуществляются при прогрессирующем росте давления; исключения составляют реакции глаукофанизации эклогитового и эклогитоподобного субстрата (как правило, $c + \Delta V$).

Имеющийся к настоящему времени эмпирический материал по различным высокобарическим комплексам свидетельствует в пользу того, что формирование практически всех высокобарических ассоциаций возможно в коровых условиях и при трактовке их генезиса необязательно прибегать к специфичным экстремальным условиям, свойственным для гипотетичной верхней мантии. Долгое время считался бескомпромиссным вопрос происхождения эклогитов и гранатовых перидотитов.

В модели некоторых петрологов в пределах верхней мантии предполагалась самостоятельно существующий эклогитовый слой [Грин, Рингвуд, 1968; Рингвуд, 1981]. Согласно другой гипотезе, эклогиты представляют собой выплавки из гранатовых перидотитов, а кимберлитовая магма рассматривается как остаточная после выпадения эклогита [O'Hara, Mercy, 1963, 1966]. Свидетельством мантийного происхождения гранатовых перидотитов и некоторых разновидностей эклогитов и эклогитоподобных пород считались ксенолиты этих пород в туфах Гавайских островов, трубках взрыва Австралии, в дайках лампрофиров Украины, трубках взрыва щелочных пород Памира [Байраков, 1964; Дмитриев, 1966; Удовкина, 1971, 1985; и др.].

Ксенолиты кимберлитовых трубок Якутии, Южной Африки и Австралии в большинстве случаев представлены всеми разновидностями эклогитов и эклогитоподобных пород, известными в метаморфических и расслоенных базит-гипербазитовых комплексах. Среди ксенолитов трубки "Обнаженная" (Северная Якутия) В.С. Соболевым и Н.В. Соболевым [1964] описаны гранатовые перидотиты и оливиниты с реакциями перехода соответственно в эклогит и шпинелевый перидотит. На основании реакций эклогитизации и гранатизации, которые совершаются с поглощением SiO_2 , авторы утверждают, что эти образования не всегда следует рассматривать как магматические сегрегации и что некоторые из них могут иметь коровую природу, т.е. представлять собой обломки какого-то тела с характерным полосчато-слоис-

тым строением. Н.Г. Удовкиной [1971, 1985] убедительно показано, что гранатовые перидотиты Полярного Урала являются примером коровых образований. Аналогичную природу, на наш взгляд, имеют шпинелевые гранатовые перидотиты, встреченные нами среди гипербазитов Китарсайского массива (Мугоджары). Образование подобных ассоциаций, характеризующихся строгой приуроченностью к расслоенным гипербазитовым комплексам, по-видимому, осуществляется вследствие перемещения магматической колонны или пластины в полузатвердевшем состоянии и избыточного давления, возникающего при перемещении смежных блоков коры. Наличие коровых и мантийных продуктов сходного состава и с одинаковыми структурными особенностями свидетельствует о конвергентности многих природных процессов.

Области устойчивости различных парагенезисов в семи типах высокобарических ассоциаций в зависимости от химического потенциала SiO_2 и давления демонстрируются на пучковых диаграммах (рис. 33), составленных по методу Д.С. Коржинского [1957]. С ростом давления расширяется поле устойчивости прежде всего *Gr*, *Pl* и *Ky* (эклогиты тулепсайского и эклогитоподобные породы китарсайского и куагашского типов), *Zo*, *Ky* и *Sp* (эклогитоподобные породы мамытского типа), *Gr*, *Ep* и *Gl* (эклогит-глаукофансланцевый максютковский тип), *Gr*, *Gl*, *Ep* и *Jd* (глаукофановые и жадеитовые сланцы салатимского и борусского типов); с падением давления, наоборот, расширяется поле устойчивости *Omf*, *Sa* и *Am* (тулепсайский и китарсайский типы), *Ky*, *Zo*, *Gr* и *Am* (мамытский и куагашский типы), *Omf*, *Law*, *Ab* и *Pum* (максютковский и салатимский типы), *Ep*, *Ab* и *Law* (борусский тип). С увеличением μSiO_2 расширяется поле устойчивости прежде всего *Omf*, *Am* и *Ky* (тулепсайский и китарсайский типы), *Am*, *Gr* и *Zo* (мамытский тип), *Gr*, *Am* и *Ky* (куагашский тип), *Ab*, *Gl* и *Law* (максютковский тип), *Gr*, *Law*, *Gl*, и *Ab* (салатимский и борусский типы); с понижением μSiO_2 расширяется поле устойчивости *Gr*, *Sa* и *Pl* (тулепсайский и китарсайский типы), *CPx*, *Ky* и *Sp* (мамытский тип), *CPx*, *Pl* и *Zo* (куагашский тип), *Gr*, *Jd* и *Ep* (максютковский тип), *Gl*, *Law*, *Pum* (салатимский тип), *Ep*, *Jd* и *Gr* (борусский тип).

Кроме того, парагенетический анализ 40 моновариантных реакций показывает следующую зависимость: роль $\mu\text{Na}_2\text{O}$ возрастает в следующей последовательности (в порядке увеличения): мамытский тип (Na-содержащие фазы представлены *Am* и реже *CPx*) → куагашский тип (Na-содержащие фазы — *CPx*, *Am* и *Pl*) → китарсайский тип (Na-содержащие фазы — *Omf*, *Pl*, *Am*) → тулепсайский тип (Na-содержащие фазы — *Omf*, *Ab*, *Am*) → максютковский тип (Na-содержащие фазы — *CPx* — *Jd*, *Ab*, *Gl*, *Act*) → салатимский тип (Na-содержащие фазы — *Jd*, *Ab*, *Gl*, Na—*Act*) → борусский тип (Na-содержащие фазы — *Jd*, *Ab*, *Gl*). Кроме качественного изменения Na-содержащих фаз, в этом ряду наблюдается изменение их количественных соотношений вплоть до образования анхимономинеральных жадеитов и альбитов.

Для оценки P - T условий образования рассматриваемых пород были использованы различные геотермометры Л.Л. Перчука [1967, 1970]. Относительно сопоставимые значения температур получены с использованием гранат-амфиболового и пироксен-амфиболового геотермометров. Другие типы геотермометров из-за неоднозначности полученных данных менее пригодны (табл. 41).

Из всех типов высокобарических пород наиболее высокотемпературными являются гранатые и гранат-клинопироксеновые амфиболиты куагашского (750–880°C), гранатые амфиболиты мамытского (630–790°C), эклогитовые кристаллические сланцы китарсайского (до 850°C) и друзит-эклогиты котокельского (до 750°C) комплексов. Значения температур для эклогитов тулесаевского комплекса составляют 620–640°C (среднее из трех определений 630°C), для вмещающих метаморфитов – 630–750°C. Для эклогитоподобных пород холодниканского и станового комплексов характерен большой разброс температур – от 320–470 до 840–900°C. Такие колебания, по-видимому, обусловлены неустойчивым химическим составом минералов (гранаты, клинопироксены, амфиболы и плагиоклазы) под воздействием последующих регрессивных преобразований.

Температуры равновесия эклогитов и эклогитоподобных парагенезисов были также определены с помощью гранат-клинопироксенового геотермометра Дж. Эллиса и Д. Грина [Ellis, Green, 1979]. В целом полученные значения температур оказались выше на 40–60°C по сравнению с данными, полученными с использованием геотермометров Л.Л. Перчука: для эклогитов тулесаевского комплекса – 750–870°C; для эклогитовых кристаллических сланцев китарсайского комплекса – 850–960; для друзит-эклогитов котокельского комплекса – 840–880; для гранат-пироксеновых амфиболитов холодниканского комплекса – 740–850; для эклогитов кокчетавского комплекса – 820–870°C. Температура образования рутиловых эклогитов максютовского комплекса по этому геотермометру оценена в 740–820°C, а рутилсодержащих эклогитов Кокчетавского массива – 730–900°C [Удовкина, 1985]. Температура кристаллизации эклогитовых "нодулей" в ксенолитах кимберлитовых трубок Якутии в Южной Африке с использованием этого геотермометра оценивается от 900 до 1400°C [Dawson, 1980]; температуры образования гранат-перидотитовых включений в алмазах – 900–1300, а "эклогитовых" – 850–1425°C [Похиленко и др., 1976; Соболев, 1983; Соболев и др., 1984].

Литостатическое давление P_s определено двумя способами: 1) с использованием Gr - Px -геобарометра Л.Л. Перчука [1970]; 2) с использованием Gr - Pl - OPx -(CPx)- Q -геобарометра Р. Ньютона и Д. Перкинса [Newton, Perkins, 1982]. Значения P_s , полученные обоими способами, характеризуются значительными отклонениями – до 2–3 и более кбар. Второй способ определения P_s , на наш взгляд, больше соответствует реальным значениям давления, поскольку он опирается на данные экспериментов последних лет. Расчеты производились с учетом реального состава сосуществующих минералов и с использованием основных термодинамических параметров, приведенных в ряде справочников [Булах, 1974; Дорогокупец, Карпов, 1984;

Таблица 41

Температуры равновесий сосуществующих гранатов, пироксенов, амфиболов, биотитов и плагиоклазов в различных типах пород (с использованием геотермометров Л.Л. Перчука [1970])

Геотермометр	Число анализов	T, °C	\bar{x}
А. Эклогиты и эклогитоподобные породы			
<i>1. Тулесаиский тип</i>			
Гранат-пироксеновый	3	620-640	630
<i>2. Китарсаиский тип</i>			
То же	8	610-670	645
Гранат-амфиболовый	10	680-760	735
Пироксен-амфиболовый	6	610-850	670
Плагиоклаз-пироксеновый	8	500-670	600
<i>3. Мамытский тип</i>			
Гранат-амфиболовый	4	630-790	720
Пироксен-амфиболовый	2	700-780	740
<i>4. Куагашский тип</i>			
Гранат-амфиболовый	1	880	—
Пироксен-амфиболовый	1	750	—
<i>5. Котокельский тип</i>			
Гранат-пироксеновый	2	600-730	665
Гранат-амфиболовый	1	640	—
Пироксен-амфиболовый	1	750	—
Плагиоклаз-амфиболовый	1	740	—
<i>6. Холодниканский тип</i>			
Гранат-пироксеновый	2	550-720	635
Гранат-амфиболовый	4	560-750	655
Пироксен-амфиболовый	2	475-640	560
Плагиоклаз-амфиболовый	1	840	—
<i>7. Становой тип</i>			
Гранат-пироксеновый	1	320	—
Гранат-амфиболовый	10	460-900	640
Пироксен-амфиболовый	1	470	—
Плагиоклаз-амфиболовый	3	580-850	705
Б. Вмещающие метаморфиты			
<i>8. Базификаты</i>			
Гранат-пироксеновый	3	380-530	455
Гранат-амфиболовый	4	370-590	460
<i>9. Гнейсовая серия</i>			
Гранат-амфиболовый	5	630-750	665
Гранат-биотитовый	6	630-730	670
<i>10. Сланцевая серия</i>			
Гранат-амфиболовый	9	350-650	555
Гранат-биотитовый	7	330-680	535

Таблица 41

Геотермометр	Число анализов	$T, ^\circ\text{C}$	x
<i>11. Гранулиты зверевской серии</i>			
Гранат-амфиболовый	1	520	—
Пироксен-амфиболовый	2	510–690	600
Пироксен-биотитовый	2	560–600	580
Гранат-биотитовый	1	720	—
Плагиоклаз-амфиболовый	2	670–720	695
<i>12. Становой комплекс</i>			
Гранат-амфиболовый	1	600	—
Гранат-биотитовый	1	310	—

Булах, Кривовичев, 1985]. Алгоритмы подобных расчетов детально рассмотрены В.А. Курепиным [1981] и О.В. Авченко [1986].

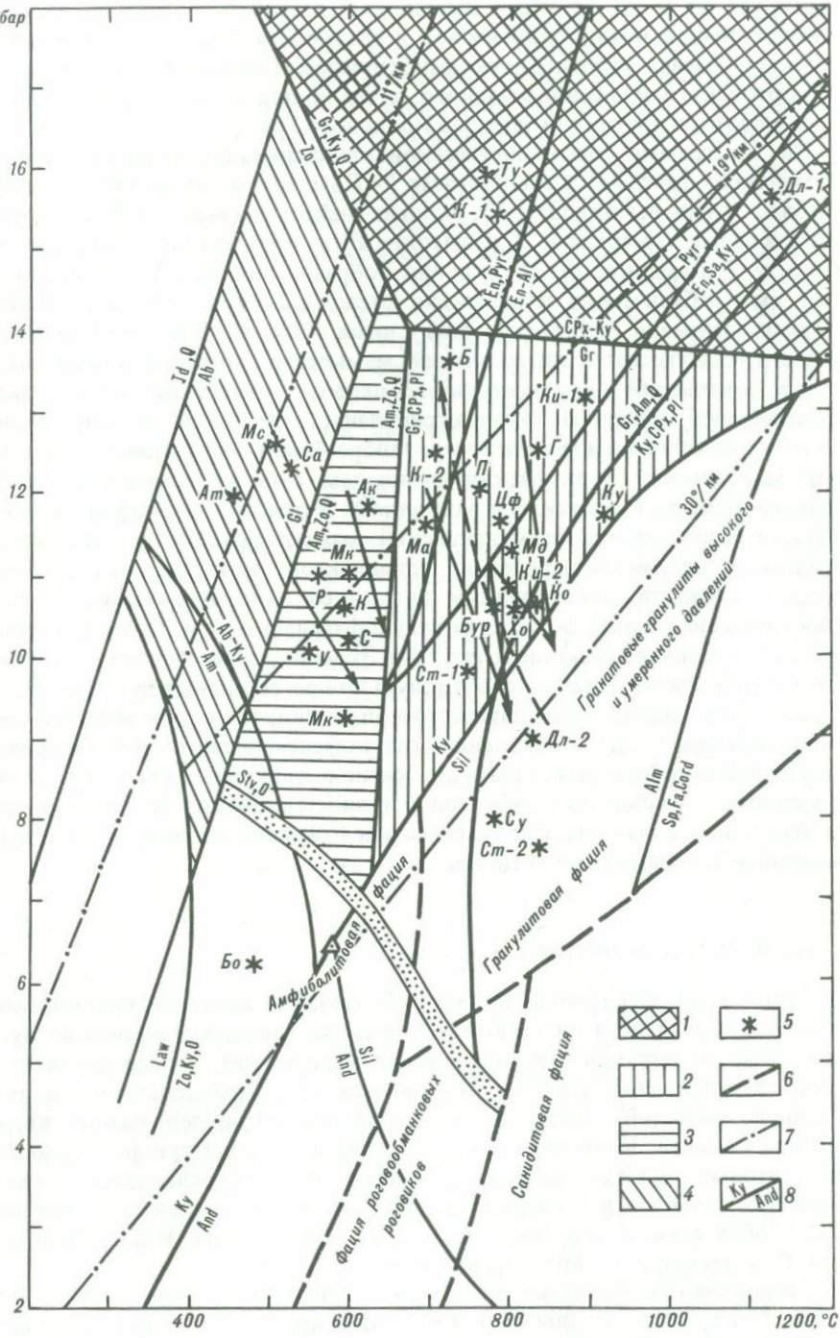
Для сравнения приведем полученные значения P_s (в кбар; в скобках — по геобарометру Л.Л. Перчука): эклогитизированные габброиды Сутамского и Бурпалинского массивов — 8,0–10,7 (6–8,5), эклогитизированные перидотиты Дес-Леглиерской зоны — 15,3–15,8 (9–11), друзит-эклогиты котокельского комплекса — 10,4 (6–8), эклогитовые кристаллические сланцы становой комплекса — 7,6 (8–10), эклогитоподобные породы холодниканского комплекса — 9,9–10,7 (8–10), эклогитоподобные породы мамытского комплекса — 11,2–11,9 (6–7), эклогитовые кристаллические сланцы китарсайского комплекса — 12,3–13,8 (10,5–11), эклогиты и эклогитоподобные породы куагашского комплекса — 9,9–11,8 (6–8), эклогиты кокчетавского комплекса — от 11,7–12,0 до 18,2 (9–11), эклогит-глаукофансланцевые (максютковский комплекс) и глаукофансланцевые (салатимский комплекс) ассоциации — 12,2–12,4 (6–9), жадеитовые породы (борусский комплекс) — 6,2 (6–7), базификаты — от 3,1–3,8 до 8,8 (4–6).









Значения P_s и T для основных типов высокобарических ассоциаций по способу Р. Ньютона и Д. Перкинса приведены в табл. 38.

Согласно Н.Л. Добрецову [1974], для высокобарических комплексов с глаукофаном, жадеитом, хлормеланитом, лавсонитом и стилипноmelаном характерны два типа ассоциаций — высокотемпературная ($T = 500\text{--}550^\circ\text{C}$) и низкотемпературная ($T = 350\text{--}450^\circ\text{C}$); давление в том и другом случае

Рис. 34. Диаграмма петрогенетической классификации высокобарических комплексов. По Н.И. Московченко [1982] и данным автора

1–4 — области формирования комплексов: 1 — эклогитовых, 2 — эклогит-гнейсовых, 3 — эклогит-сланцевых, 4 — эклогит-глаукофансланцевых и глаукофансланцевых; 5 — условия формирования конкретных комплексов; 6 — границы метаморфических фаций; 7 — геотермический градиент; 8 — кривые устойчивости критических парагенезисов. Комплексы: Ту — тулеспайский, Ки — китарсайский, Ма — мамытский, Ку — куагашский, Ко — котокельский, Хо — холодниканский (проявления: ДЛ — Дес-Леглиерское, Су — Сутамское, Бур — Бурпалинское), Ст — становой, К — кокчетавский, Ма — макбальский, Ат — атбашинский, У — уфаленский, Мк — максютковский, Са — салатимский, Бо — борусский, Цф — центрально-французский, П — группа памирских, МД — молданубикумский, Су — судетский, Р — родопский



- | | | | |
|---|---|---|---|
|  | 1 |  | 5 |
|  | 2 |  | 6 |
|  | 3 |  | 7 |
|  | 4 |  | 8 |

варьирует от 9 до 14 кбар. Высокотемпературная ассоциация является промежуточной между эклогитовой и глаукофансланцевой ассоциациями, поэтому названа эклогит-глаукофансланцевой. Последняя характерна для максютовского и францисканского, а также для сыумкеуского, большещучинского и других комплексов Полярного Урала.

На диаграмме петрогенетической классификации высокобарических комплексов (рис. 34) в координатах P - T выделены четыре области: эклогитовая (очень высокие P и T), эклогит-гнейсовая (высокие P и T), эклогит-сланцевая (умеренные T и высокие P) и эклогит-глаукофансланцевая (низкие T и высокие P). По условиям образования большая часть изученных высокобарических комплексов располагается в эклогит-гнейсовой, эклогит-сланцевой или пограничной с ними областях. В эклогит-гнейсовой области располагаются китарайский, мамытский, холодниканский, становой, котокельский и кокчетавский комплексы, в пограничной зоне с эклогит-сланцевой областью сконцентрированы комплексы преимущественно троктолитового и в меньшей мере габбро-базальтового типов — куагашский, макбальский и актюзский комплексы, а также комплексы Юго-Западного Памира (хорогский и ваханский). В эклогит-глаукофансланцевой области располагаются францисканский, максютовский и группа полярно-уральских полиметаморфических комплексов, которые, как правило, прошли сложный эволюционный путь — от эклогит-сланцевой ступени (прогрессивная ветвь) до эклогит-глаукофансланцевой и глаукофансланцевой (регрессивная ветвь) включительно. Эклогиты уфалейского, кокчетавского и актюзского комплексов в результате регрессивных преобразований "законсервировались" на промежуточной стадии, т.е. в определенной мере "подготовлены" для проявления глаукофансланцевого метаморфизма, отсутствие которого может быть объяснено объективными геологическими причинами — слабой тектонической активностью блоков, их удаленностью от блоков, испытавших глаукофансланцевый метаморфизм, и от зон повышенной тектонической активности.

МОДЕЛИ МЕТАМОРФИЗМА

Существуют две группы моделей образования высокобарических комплексов: первая не использует сверхдавление (модели простого погружения, флюиднотеплового потока и метасоматические), вторая основана на идее сверхдавления (модели тектонического сверхнадвигового и автоклавного давлений). Большинство исследователей придерживается второй группы моделей. Концепция сверхдавления и его роли при формировании эклогитовых, эклогит-глаукофансланцевых, глаукофансланцевых и жадеитовых комплексов в последние десятилетия последовательно развивалась В.С. Соболевым и его школой — Н.Л. Добрецовым, Н.В. Соболевым, А.В. Соболевым, Л.Г. Пономаревой и др.

Сторонниками простого погружения [Miyashiro, 1961; Seki, 1960, 1969, Ernst, 1965; Г. Винклер, 1969; Миясиро, 1976; и др.] выделяется особый тип метаморфизма — метаморфизм погружения, к продуктам которого причисляются метаморфиты цеолитовой, лавсонит-альбитовой и глаукофансланцевой фаций.

Модель теплового потока в известном приближении является полярной модели простого погружения. По мнению Г. Винклера [1969], этот тип метаморфизма, связанный с горообразованием, может быть противопоставлен метаморфизму погружения. Концентрация определенного количества тепла связывается с процессами, происходящими в мантии. Следствием этого метаморфизма является формирование тепловых (термальных) куполов с правильной метаморфической зональностью, при этом метаморфизм сопровождается интенсивной деформацией пород. А.А. Маракушев [1965] полностью отрицает метаморфизм погружения. По его мнению, метаморфизм обусловлен воздействием интенсивного флюидного потока из мантии в орогенную стадию развития. Высокобарические ассоциации образуются при этом в результате термодинамометаморфизма при повышенном давлении и с широким участием процессов натриевого метасоматоза. Б.Я. Хорева [1966, 1968] и В.Б. Болтыров [1973] связывают образование глаукофансланцевых ассоциаций с плутонометаморфизмом фемического профиля.

Метасоматические модели возникли в связи с гипотезой натриевого метасоматоза [Маракушев, 1965, 1968; Gresens, 1969; и др.]. Сторонники этой модели приходят к выводу, что высокобарические ассоциации кристаллизуются вне поля своей устойчивости, т.е. являются метастабильными, либо имеются особые химические условия, существенно изменяющие поля устойчивости высокобарических минералов и их ассоциаций по сравнению с данными эксперимента. Н.Л. Добрецовым [1974] показана несостоятельность первой группы моделей.

В настоящее время геологи и петрологи, занимающиеся изучением высокобарических комплексов, используют вторую группу моделей, которая базируется на гипотезе сверхдавления. Наиболее популярной является модель тектонического сверхдавления, объясняющая причину появления избыточного давления при метаморфизме и условия его реализации. Основные ее положения рассмотрены в публикациях В.С. Соболева [1949, 1960, 1961, 1962, и др.], Р. Колмана и Д. Ли [Coleman, Lee, 1962], Н.Л. Добрецова [1963, 1964] и др. По мнению В.П. Де Ровера [1970], первостепенную роль при образовании высокобарических ассоциаций играет флюидное сверхдавление тектонического происхождения. Позднее Н.Л. Добрецов [1974] был вынужден отказаться от этой модели, мотивируя это данными полевых наблюдений. В частности, среди высокобарических комплексов он описывает совершенно недеформированные породы с хорошо сохранившимися исходными структурами, формами зерен и миндалин, при этом породообразующие минералы не сопровождались какой-либо предпочтительной ориентировкой.

Разновидностью гипотезы сверхдавления является надвиговая модель, особенно популярная в последние годы в связи с развитием идей новой глобальной тектоники. Сторонники ее — Е.Г. Бейли, М.К. Блейк [1969], У.Г. Эрнст [1970] и др. На примере францисканского комплекса (Калифорния) У.Г. Эрнст рассматривает четырехстадийную тектоническую модель, в которой главной была стадия быстрого расширения океанического дна в позднеюрское время, обусловившая движение под континентальный блок вдоль зоны Беньюфа, где и формировались эклогит-глаукофансланцевые и глаукофансланцевые ассоциации. Роль "смазки" играли линзы

серпентинитов, которые вместе с эклогитами "затаскивались" из океанического ложа. Доказательством этой модели служат крупные надвиги с гипербазитами, приуроченность наиболее высокотемпературной зоны к полосе надвига, складки волочения и др. Подобные закономерности устанавливаются также в других комплексах, в частности в максютовском, группе полярноуральских и др.

Модель автоклавного сверхдавления развивалась Н.Л. Добрецовым [Добрецов, Пономарева, 1965; Добрецов, 1968, 1974] на примере высокобарических ассоциаций пенжинского комплекса (Корякия). Суть ее заключается в следующем. При быстром прогревании пород в поровых растворах создается высокое давление при расширении флюида, подобно явлениям в автоклаве [Добрецов, 1968]. Главную роль играет вода, выделившаяся в результате реакций дегидратации на прогрессивной ступени процесса. Конкретные величины перегрузок по сравнению с давлением нагрузки и их длительность, по мнению Н.Л. Добрецова, определяются степенью проницаемости пород и ходом температурной эволюции.

Для создания достаточно высоких давлений благоприятны толщи массивных пород с замкнутой системой пор или "экран" из соответствующих пород и быстрый прогрев, сменяющийся затем резким спадом температур. В противном случае давление будет снивелировано даже при низкой проницаемости. Надвиговые структуры при этом процессе рассматриваются в качестве своеобразных экранов. Количественная оценка этой модели проведена В.В. Хлестовым [1974]. Сходные гипотезы высказывались Р.У. Рутланд [Rutland, 1965; Рутланд, 1967] и Г. Винклером [1969].

Величина вероятного автоклавного сверхдавления определяется двумя механизмами — термическим расширением и выделением H_2O во время реакции; CO_2 при этом не является определяющей и не включается в расчеты [Добрецов, 1974]. Удаление H_2O из системы будет снижать $P_{фл.}$, но это снижение будет полностью компенсировано и превышено выделением H_2O в результате дегидратации. Огромную роль здесь должны играть водосодержащие минералы [Куширо, 1969]. В результате может создаваться избыточное флюидное давление порядка 6–10 кбар и длительно поддерживаться в случае пониженной проницаемости пород.

Исходя из многообразия форм проявления высокобарического метаморфизма трудно отдать предпочтение какой-либо модели. Скорее всего, здесь сочетаются несколько факторов, главными из них являются надвиговые и взбросо-сдвиговые дислокации с механизмом автоклавного сверхдавления. Идею о совокупном действии многих причин высказал В.П. Де Роввер [1970], склоняясь все же к идее тектонического сверхдавления. Действительно, последняя подкупает тем, что практически все офиолитовые пояса, с которыми пространственно и генетически связаны высокобарические комплексы, приурочены к шовным зонам глубинных разломов или узким трогообразным структурам, сходным с современными океаническими желобами.

На основании изучения высокобарических комплексов Мугоджар и Джугджуро-Становой складчатой системы автор приходит к выводу об определяющей роли дислокационного метаморфизма в понимании Н.А. Елисеева [1963], Г.А. Кейльмана и В.Б. Болтырова [1975]; его сущность заключается в сочетании динамического давления с тепловым и флюид-

ным режимами формирующихся эвгеосинклинальных зон и зон глубинных разломов. Влияние этих факторов в совокупности определяет кинематику структурно-вещественных преобразований исходных базит-гипербазитов без существенного привноса вещества при вполне подвижном состоянии прежде всего Na_2O и SiO_2 .

Рост и перекристаллизация зерен граната, клинопироксена, амфибола и других минералов происходили в динамических условиях с перекристаллизацией ранее образовавшихся фаз. Высокобарические ассоциации возникают в узлолокализованных зонах, характеризующихся значительными перепадами температур, давления, $\mu\text{Na}_2\text{O}$ и SiO_2 . Следствием этого являются зональность и четко выраженная метаморфическая дифференциация. При изучении эклогитоподобных пород мамытского и куагашского комплексов мы обратим внимание на закономерности, повторяющиеся и в других комплексах.

Самые мощные, протяженные зоны и пояса высокобарических пород приурочены к расслоенной части крупных базит-гипербазитовых массивов. При этом внутренние части высокобарических зон (поясов) отличаются самыми высокими температурами и умеренными давлениями, а внешние, наоборот, относительно низкими температурами и более высокими давлениями, особенно в тех случаях, когда зоны имеют более пологое падение. Например, в подошве мамытской зоны с более пологим падением плоскости тектонической сланцеватости встречены ассоциации с глаукофаном, которые совершенно отсутствуют в более крутопадающей кровле. Внутреннее строение этой зоны также неоднородно и характеризуется перепадами P и T . В целом подобная ситуация свидетельствует о том, что процессы дислокационного метаморфизма имели место во время перемещения на более высокие гипсометрические уровни еще не остывшего расслоенного комплекса. Образование высокобарических ассоциаций при этом происходило сопряженно с процессами расслоения плутона. Здесь налицо тесное сочетание динамических напряжений с тепловым полем и спецификой флюидного режима. Разным составом исходных пород полосчатого комплекса, в частности, объясняется слоистое чередование гранатитов (до 60–70 мол.% Gr), гранатовых и гранат-клинопироксеновых амфиболитов (граната 30–35 мас.%), эклогитоподобных пород с цоизитом, кианитом, шпинелью, амфиболом и гранатом.

Динамика дальнейших перемещений и преобразований определяется тектонической активностью региона. Образовавшиеся на одном гипсометрическом уровне эклогиты и эклогитоподобные породы при последующей тектонической активизации могут быть перемещены на более высокие гипсометрические уровни и даже вовлечены в складчатость более молодых метаморфических комплексов, для которых они будут являться "чуждыми" образованиями. Примером могут быть эклогиты и эклогитоподобные породы тулпсайского, китарсайского и станового комплексов. В эклогитах тулпсайского комплекса наблюдаются ксенолиты "гранатизированных" пегматитов и графитисто-полевошпатовых кварцитов из разреза более низкого стратиграфического уровня. Эклогитоподобные породы китарсайского типа приурочены к линейно-границной зоне двух структурных элементов — гнейсо-амфиболитовому и гранито-гнейсовому куполу и его сланцевому чехлу. Линзы этих пород сконцентрированы

в осевых частях линейно-вытянутых серпентинитовых массивов, локализованных в зоне разлома (китарсайский и тактесайский массивы). В северо-восточном продолжении происходит разветвление разлома и соответственно приуроченных к нему серпентинитовых массивов, дробление и растаскивание крупных тел, вовлечение их в складчатые структуры метаморфитов с явлениями будинажа. Вместе с будинами серпентинитов отмечаются конформные будины эклогитов и эклогитоподобных пород, образующих пояса и разрозненные цепочки. В районе Бугетысайского месторождения антофиллитового асбеста, имеющего генетическую связь с подобными будинированными телами серпентинитов, цепочки "вырисовывают" периклинальное замыкание одноименной антиклинали; в районе месторождения Китарсай антофиллитового асбеста они в совокупности образуют линейную зону, параллельную простиранию полосчатости вмещающих метаморфитов.

Сходная ситуация характерна и для зоны сочленения архея Алданского массива и Джугджуро-Становой складчатой области. Образование эклогитов и эклогитоподобных пород здесь происходило на чогарском, сутамском и холодниканском уровнях глубинности, а на иликанском уровне (становой комплекс метаморфитов) встречаются лишь экзотические редкие будины эклогитовых кристаллических сланцев и эклогитоподобных пород. Таких примеров можно привести более десятка. Перемещение на более высокие гипсометрические уровни может сопровождаться структурной и минеральной перестройкой исходного состава. Степень этой перестройки зависит от многих факторов — от давления нагрузки, величины стрессового напряжения, теплового и флюидного режимов и др. Эмпирически подтверждается следующая зависимость: чем положе угол падения плоскости сместителя, тем больше величина стрессового напряжения (но температура меньше), и наоборот. Это устанавливается на хорошо обнаженных высокобарических комплексах Казахского Урала и требует физического и математического осмысления.

При перемещении ранее сформированных эклогитовых и эклогитоподобных комплексов на более верхние гипсометрические уровни могут возникнуть $P-T$ условия (при соответствующем химическом потенциале Na_2O и SiO_2), благоприятные для проявления глаукофансланцевого метаморфизма. В зависимости от интенсивности последнего происходит частичное или полное преобразование ранних эклогитовых и эклогитоподобных парагенезисов. Подобные явления характерны для высокобарических ассоциаций максютовского, францисканского, группы полярноуральских и других комплексов. В "чистом" виде проявление глаукофансланцевого метаморфизма характерно, по-видимому, для самых молодых офиолитовых комплексов больших давлений, хотя подобное мнение отрицается Н.Л. Добрецовым [1981].

Большинство рассмотренных в этой работе высокобарических комплексов относится к полиметаморфическому типу. Различия в геологопетрологической интерпретации многих из них вызваны чрезвычайно сложным геологическим строением этих комплексов, часто генетически разнородных, и, по-видимому, тем обстоятельством, что на один и тот же гипсометрический уровень выведены продукты высокобарического метаморфизма разных уровней глубинности. Такая ситуация характерна, на наш взгляд, для некоторых полярноуральских высокобарических комплексов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Высокобарические комплексы являются неременным атрибутом фанерозойских складчатых областей. Они тесно ассоциируют с базит-гипербазитовыми расслоенными сериями, формирование которых связывается с определенными циклами развития складчатых структур. В пределах двух крупных сегментов земной коры — Урало-Монгольского и Тихоокеанского подвижных поясов — известно свыше 40 гетерогенных комплексов, сформировавшихся на различных уровнях глубинности и прошедших сложный эволюционный путь развития. Поскольку динамику целого нельзя понять без динамики его частей, в работе последовательно рассмотрены основные черты геологического строения и петрологии высокобарических комплексов от Урала до Тихого океана. Основной упор при этом сделан на новые комплексы, изученные автором в пределах Казахского Урала и Джугджуро-Становой складчатой области.

Среди относительного многообразия различных генетических типов высокобарических ассоциаций, характеризующих гетерогенные комплексы, по химическим особенностям выделены три генетические группы: габбро-базальтовая, троктолитовая и глиноземистых перидотитов. Сдерживающим фактором реакций эклогитизации, кроме глинозема и извести, является дефицит SiO_2 и Na_2O . В наиболее обогащенных глиноземом разновидностях перидотитов реакции эклогитизации идут по той же схеме, что и в троктолитах, характеризующихся аномально высокими содержаниями Al_2O_3 и MgO . В эклогитах и эклогитоподобных породах присутствуют гранат, состоящий в основном из пироба, и клинопироксен с умеренным содержанием *Jd*-компонента.

Троктолитовая и перидотитовая группы высокобарических пород характерны для расслоенных перидотитовых и габбро-перидотитовых серий. Наиболее распространены высокобарические породы габбро-базальтовой группы, так как исходные породы насыщены и даже пересыщены Na_2O и SiO_2 , а это благоприятный фактор для эклогитизации и глаукофанизации. К этому типу относится подавляющее большинство эклогитогнейсовых, эклогито-сланцевых и эклогито-глаукофансланцевых комплексов.

По геолого-структурным и минералого-геохимическим особенностям, а также с учетом эволюционного развития среди всех высокобарических комплексов можно выделить семь генотипов: тулепсайский (эклогитогнейсовый), китарсайский (эклогитовых кристаллических сланцев), мамытский (тип гранатовых и гранат-клинопироксеновых амфиболитов, гранатитов и др.), куагашский (троктолитовый тип пироповых, клинопироксен-пироповых, шпинель-кианит-цоизит-пироповых амфиболитов, эклогитоподобных пород и эклогитов), максутовский (эклогит-глаукофансланцевый), салатимский (глаукофансланцевый) и борусский (существенно жадеитовых пород и жадеититов). Принимая во внимание

сходную геолого-структурную позицию локализации расслоенных интрузивных серий, следует обратить внимание на Джугджуро-Каларский аортозитовый пояс (приурочен к зоне сочленения архея Алданского массива с Джугджуро-Становой складчатой областью) — регион вероятного проявления высокобарического метаморфизма троктолитового и габбро-базальтового типов, т.е. здесь потенциально возможны высокобарические комплексы куагашского и мамытского типов.

По P - T условиям образования высокобарические комплексы куагашского и мамытского типов сопоставимы с магнезиальными и алмазосодержащими эклогитами из кимберлитовых трубок Якутии и Южной Африки; условия образования тех и других сопоставляются с условиями синтеза алмаза. Высокобарические комплексы тулепсайского и китарсайского типов по условиям образования также сопоставимы с некоторыми типами алмазосодержащих ксенолитов кимберлитовых трубок Якутии. Эклогиты и эклогитоподобные породы тулепсайского, а также эклогит-глаукофановые комплексы максютовского типа представляют практический интерес как источники титанистого сырья.

Формирование расслоенных базит-гипербазитовых и сопряженных с ними в пространстве и времени высокобарических комплексов неразрывно связано с режимом развития подвижных зон (поясов). Для них характерны простые и сложные полиметаморфические комплексы, прошедшие сложный эволюционный путь — от прогрессивной ступени до регрессивной. Примером являются максютовский, францисканский и группа полярноуральских комплексов. Если режим подвижных зон (поясов) сменяется режимом стабилизированных областей, то действует другой аппарат перемещения сформировавшихся в условиях коры и верхней мантии высокобарических пород. Это трубки взрыва (кимберлиты с ксенолитами эклогитов, эклогитоподобных пород, гранатовых перидотитов, пироксенитов и т.д.), интрузивные комплексы центрального типа и трещинные излияния лав базальтоидного состава (также с ксенолитами перечисленных пород).

Тип высокобарического метаморфизма, на наш взгляд, определяется зрелостью коры. На ранних этапах ее формирования фиксируются лишь эклогитовые и эклогитоподобные комплексы и отсутствуют протяженные базит-гипербазитовые и сопряженные с ними эклогит-глаукофансланцевые и глаукофансланцевые пояса. По-видимому, только на рубеже позднего докембрия—раннего палеозоя (Уральская складчатая область) появляются условия для проявления эклогит-глаукофансланцевого и глаукофансланцевого метаморфизма; кульминация проявления этих типов метаморфизма приходится на границу палеозоя—мезозоя и на мезозой, хотя известны и более молодые глаукофансланцевые пояса.

Возможно такая ситуация объясняется специфичным геодинамическим режимом в раннем докембрии — преобладанием вертикальных и близких к ним движений, флюидным и тепловым режимом, близостью верхней мантии, возможностью получения избыточного тепла, недостаточно высоким химическим потенциалом щелочей и кремнекислоты в растворе и др.

В позднем докембрии—фанерозое перемещение базит-гипербазитовых и высокобарических комплексов на более высокие гипсометрические уровни осуществляется по зонам глубинных разломов. Происходит растас-

кивание, будинирование и вовлечение в складчатость вмещающих метаморфитов "чуждых" им эклогитов и эклогитоподобных пород. Позднее в результате наложенных процессов нивелируются неравновесные с вмещающими метаморфитами исходные высокобарические парагенезисы; последние могут сохраниться только в пределах "законсервированных" блоков. Роль горизонтальных и субгоризонтальных перемещений резко увеличивается на границе палеозоя и мезозоя. На примере уральских высокобарических комплексов можно показать, что амплитуда таких перемещений не превышает первых километров. Тепловой, флюидный, динамический и другие эффекты при субгоризонтальных и субвертикальных перемещениях разные. Физическое и математическое их осмысление — задача следующего этапа исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С.* Тектоника Сакмарской и Орф-Илекской зоны Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1977. 239 с.
- Абдулин А.А., Бирюков В.М., Касымов М.А.* Петрохимические типы барофильных пород Мугоджар // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1981. № 6. С. 1–12.
- Абдулин А.А., Авдеев А.В., Касымов М.А.* и др. Докембрийские массивы в палеозоидах Казахстана // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 113–120.
- Абдулин А.А., Шлыгин А.Е.* Важнейшие особенности тектоники Казахстанского и Среднеазиатского сегментов Урало-Монгольского складчатого пояса // Геотектоника. 1982. № 6. С. 66–79.
- Абдулкабирова М.А.* Эклогиты Кокчетавского района // Вестн. АН КазССР. 1946. № 2. С. 21–29.
- Абдулкабирова М.А.* Материалы по петрографии метаморфических пород Кокчетавского района. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1949. 182 с.
- Авченко О.В.* Об изменении состава граната при гранитизации эклогитоподобных сланцев охотского комплекса // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217, № 6. С. 1394–1397.
- Авченко О.В.* Петрология охотского метаморфического комплекса. М.: Наука, 1977. 96 с.
- Авченко О.В.* Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982. 104 с.
- Авченко О.В.* Проблемы интерпретации оценок давления и температуры, основанных на минералогических и геотермобарометрах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 2. С. 19–28.
- Алексеев А.А.* Типы и генезис эклогитов максютовского метаморфического комплекса (Южный Урал) в связи с некоторыми вопросами петрологии эклогитов гнейсо-сланцевых комплексов // Докл. АН СССР. 1975. Т. 224, № 6. С. 1402–1405.
- Алексеев А.А.* Магматические комплексы Урал-Тау. М.: Наука, 1976. 170 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В.* Новый район развития эклогитов на западном склоне Южного Урала // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 3. С. 702–706.
- Алешков А.Н.* О соотношениях ультрабазитов и габброидов // Акад. Д.С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 189–200.
- Ащенков И.В.* Глубинные ксенолиты Витимского плоскогорья и эволюция верхней мантии // Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984. С. 70–88.
- Баженова Г.Н.* Анортозиты Каларского массива // Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974. С. 85–99.
- Байраков В.В.* О находке ксенолитов эклогитоподобных пород в лампрофировой дайке Октябрьского щелочного массива // Докл. АН СССР. 1964. Т. 156, № 3. С. 586–589.
- Бакиров А.Б.* Некоторые вопросы метаморфизма Атбашинского хребта // Вопросы стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Киргизии. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1964. С. 67–76.
- Бакиров А.Б.* Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 260 с.
- Бейли Е.Г., Блейк М.К.* Тектоническое развитие Западной Калифорнии в мезозое // Геотектоника. 1969. № 3. С. 17–30; № 4. С. 24–34.
- Белковский А.И.* О формационной принадлежности эклогитов Среднего Урала // Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1976. Вып. 130. С. 95–105.
- Белковский А.И., Локтина И.Н.* Эклогиты восточного обрамления Уфалейского гнейсо-мигматитового комплекса (Средний Урал) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225, № 4. С. 920–923.
- Бирюков В.М.* К стратиграфии древних толщ Мугоджарского поднятия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60, вып. 3. С. 59–68.
- Бирюков В.М.* О метаморфогенно-метасоматической зональности в гнейсо-

мигматитовых комплексах Мугуджар // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1985. Вып. 10. С. 147–157.

Бирюков В.М. Кислотное выщелачивание и оруденение в метаморфических комплексах подвижных поясов (на примере Урала) // Критерии отличия метаморфогенных и магматогенных гидротермальных месторождений. Новосибирск: Наука, 1985. С. 123–136.

Бирюков В.М., Милецкий Б.Е., Горюхов С.С., Поджуйко Ю.А. Барофильные породы Мугуджар в сопоставлении с Кокчетавской глыбой // Вопросы петрологии и металлогении Урала: (Тез. докл. IV Урал. петрогр. конф.). Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1981. Ч. 2. С. 65–66.

Блейк М.К., Джонс Д.Л. Происхождение францисканского меланжа Северной Калифорнии // Геотектоника. 1974. № 6. С. 15–28.

Божко Н.А., Демина Л.И. Тектоническое положение и петрология эколито-подобных пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 10. С. 49–59.

Болтыров В.Б. Каледоно-варисский цикл регионального метаморфизма палеозойской геосинклинали Урала // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: СГИ, 1973. Вып. 91. С. 11–27.

Буданова К.Т. Эколито-подобные породы Юго-Западного Памира // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227, № 5. С. 1212–1215.

Буданова К.Т., Буданов В.И. Юго-Западный Памир – новая провинция гранатосодержащих гипербазитов // Там же. 1975. Т. 222, № 5. С. 1182–1185.

Булах А.Г. Методы термодинамики в минералогии. Л.: Недра, 1974. 184 с.

Булах А.Г., Кривовичев В.Г. Расчет минеральных равновесий. Л.: Недра, 1985. 183 с.

Бутин В.В., Панин Н.П., Козлов П.С. Геологическая позиция глаукофанового метаморфизма пород сланцевого обрамления Харьейского антиклинария // Глаукофановые сланцы и эклогиты Урала. Свердловск: УПИ, 1979. С. 56–61.

Василевская Е.Д., Казак А.П. Глаукофановые сланцы Чарского антиклинария в Восточном Казахстане // Геология и геофизика, 1971. № 3. С. 10–15.

Велинский В.В. Альпитипные гипербазиты переходных зон океан-континент. Новосибирск: Наука, 1979. 250 с.

Ветлужских В.Г., Кудрявцев В.А., Соколов Н.А. Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон // Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966. С. 26–33.

Винклер Т. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 247 с.

Владимиров Б.Н., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов, кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 283 с.

Водорезов Г.И. Магматизм и метаморфизм докембрия Мугуджар // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1963. С. 157–165.

Габов Н.Ф., Картавченко В.Г. Метаморфизованная олистострома и ее соотношение с докембрийскими офиолитами в северном Прибайкалье // Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984. С. 18–35.

Габов Н.Ф., Добрецов Н.Л., Кушев В.Г. Эклогиты и эклогитоподобные породы в северном Прибайкалье // Там же. С. 36–50.

Гарецкий Р.Г., Яншин А.Л. Кокпектинский погребенный ультраосновной массив к югу от Мугуджар // Разведка и охрана недр. 1959. № 7. С. 9–13.

Гельман М.Л., Некрасов Г.Е. Мезозойские эклогиты п-ва Тайгонос // Геология и геофизика. 1968. № 12. С. 32–39.

Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. 487 с.; Т. 2. 456 с.

Горюхов С.С., Рудник Г.Б., Шарфман В.С. К вопросу о возрасте гипербазитовых интрузий Южного Урала // Докл. АН СССР. 1962. Т. 142, № 3. С. 643–646.

Горюхов С.С., Шарфман В.С. Главный Уральский разлом на Южном Урале // Там же. 1963. Т. 149, № 2. С. 388–391.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение этого изучения в петрологии // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 9–77.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение базальтовых магм // Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Недра, 1970. С. 9–20.

Демина Л.И., Ескин А.С. К вопросу об эклогитах Западного Прибайкалья // Вопросы геологии, геохимии и геофизики при поисках месторождений полезных ископаемых и инженерно-геологических изысканиях. М.: Изд-во МГУ, 1974. С. 59–69.

Де Ровер В.П. Некоторые проблемы образования глаукофана и лавсонита // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970. Т. 2. С. 24–40.

Дир У.К., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы: В 5 т. М.: Мир, 1965. Т. 1. 371 с.; Т. 2. 406 с.

Дмитриев Э.А. Ксенолиты эклогитов в трубках взрыва щелочных пород на Памире // Докл. АН СССР. 1966, Т. 169, № 6. С. 1425–1428.

Добрецов Н.Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и альбититов хр. Боруз (Западный Саян) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1963. Вып. 15. С. 242–316.

Добрецов Н.Л. Жадеитовые породы как индикаторы высоких давлений в земной коре // Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М.: Наука, 1964. С. 137–150.

Добрецов Н.Л. Условия образования Саянских и других месторождений жадеита // Физико-химические условия метаморфизма метасоматоза. М.: Наука, 1964. С. 95–106.

Добрецов Н.Л. Лавсонит-глаукофановые и глаукофановые сланцы СССР и некоторые проблемы метаморфизма орогенических поясов // Междунар. геол. конгр. XXIII сес.: Докл. сов. геологов. Пробл. 3. М.: Наука, 1968. С. 31–39.

Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.

Добрецов Н.Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216, № 6. С. 1383–1386.

Добрецов Н.Л. Модель глаукофансланцевого метаморфизма и ее отношение к проблемам францисканской толщи Калифорнии // Геология и геофизика. 1978. № 11. С. 7–14.

Добрецов Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.

Добрецов Н.Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового комплекса // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1981. С. 11–18.

Добрецов Н.Л. Глаукофановые сланцы Тихоокеанского обрамления // Маг-

матические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983. С. 144–151.

Добрецов Н.Л. Жадеит и проблемы офиолитов // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 80–88.

Добрецов Н.Л., Курода Н. Геологические закономерности глаукофанового метаморфизма в северо-западной части Тихоокеанского складчатого обрамления // Геология и геофизика. 1969. № 12. С. 19–41.

Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Парагенетические типы и зависимость состава метаморфических пироксенов от состава и условий образования вмещающих их пород // Сов. геология. 1964. № 12. С. 39–57.

Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Лавсонит-глаукофановые метаморфические сланцы Пенжинского хребта северо-западной Камчатки // Докл. АН СССР. 1965. Т. 160, № 1. С. 196–199.

Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Сравнительная характеристика полярно-уральских и прибалхашских жадеитовых и ассоциирующих с ними пород // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1965. Т. 3. С. 169–184.

Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушубинского хребта (западный Саян) // Геология и геофизика, 1976. № 2. С. 40–53.

Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Закономерность распространения метаморфических формаций в Алтае-Саянской области // Там же. 1979. № 4. С. 74–84.

Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Эклогиты в метаморфических толщах Урала, Казахстана и Тянь-Шаня и их генезис // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1970. Т. 2. С. 54–76.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С. Глаукофансланцевые пояса // Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск: Наука, 1977. С. 72–108.

Добрецов Н.Л., Лепезин Г.Г., Пукинская О.С. Глаукофановые сланцы Алтае-Саянской области // Докл. АН СССР. 1972. Т. 206. № 1. С. 200–203.

Добрецов Н.Л., Малamed В.Г., Шаронов В.Н. Динамика регионального метаморфизма для модели простого погружения коры океанического типа // Геология и геофизика, 1970. № 10. С. 14–20.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Принципы выделения и классификации типов регионального метаморфизма и метаморфических формаций // Там же. 1969. № 3. С. 3–16.

Добрецов Н.Л., Егоров А.Е., Егорова М.Г., Подзорова Д.И. О находке измененных эклогитов в Сусунайском хребте (о-в Сахалин) // Докл. АН СССР. 1969. Т. 178, № 4. С. 925–928.

Добрецов Н.Л., Лаврентьев Ю.Г., Пономарева Л.Г., Поспелова Л.Н. Особенности минералогии глаукофановых сланцев Пенжинского пояса // Геология и геофизика. 1973. № 8. С. 25–35.

Добрецов Н.Л., Лаврентьев Ю.Г., Поспелова Л.Н., Соболев Н.В., Соболев С.В. Особенности минералогии и генезис эклогит-глаукофансланцевых комплексов (на примере Южного Урала) // Там же. 1971. № 7. С. 3–15.

Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П., Пономарева Л.Г., Савельева Г.Н., Савельев А.А. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна). Новосибирск: Наука. 1977. 221 с.

Дорогокупец П.И., Карпов И.К. Термодинамика минералов и минеральных равновесий. Новосибирск: Наука, 1984. 185 с.

Другова Г.М., Московченко Н.И. Петрогенетическое значение гранатов Юго-Западного Памира // Докл. АН СССР. 1973. Т. 212, № 2. С. 463–466.

Егоров А.Е., Добрецов Н.Л., Егорова М.Г., Подзорова Д.И. О глаукофановых сланцах о-ва Сахалина // Там же. 1967. Т. 175, № 3. С. 693–696.

Егоров А.Е., Шашкина В.П. Метаморфические образования Сусунайского хребта (Южный Сахалин) // Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М.: Наука, 1968. С. 156–172.

Екимова Т.Е. Особенности химического состава гранатов из кимберлитов Якутии // Породообразующие минералы. М.: Изд-во МГУ, 1979. С. 40–45.

Екимова Т.Е. Сравнительный анализ рутитовых эклогитов из кимберлитов и из глаукофановых сланцев Южного Урала // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: СГИ, 1979. Вып. 7. С. 103–111.

Елисеев Н.А. Метаморфизм. М.: Недра, 1963. 428 с.

Елисеев Н.А., Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Эклогиты в сланцевых и гней-

совых сериях докембрия // Междунар. геол. конгр. XXIII сес. Пробл. 4. Л.: Наука, 1968. С. 229–236.

Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.

Ефимов А.А., Царицын Е.П. Образование пироповых амфиболитов по оливниновым габброидам в контактовой зоне Кемпирсайского массива // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: УПИ, 1975. Вып. 116. С. 26–35.

Ефимов И.А. Критерии для поисков коренных месторождений рутила в древних метаморфических толщах // Производственные силы Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. Т. 2. С. 129–136.

Ефимов И.А. О находке пироповых серпентинитов в докембрийских отложениях Кокчетавского антиклинория // Алма-Ата: Тр. КазИМС. 1961. Вып. 5. С. 3–15.

Ефимов И.А. Закономерности распространения и образования пород эклогитовой формации Северного и Южного Казахстана // Физико-химические условия метаморфизма и метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1964. С. 70–79.

Ефимов И.А. Эклогитовая формация докембрия Северного и Южного Казахстана // Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М.: Наука, 1964. С. 180–191.

Ефимов И.А. Состав и происхождение эклогитовой магмы базальтоидного состава в подвижных складчатых зонах земной коры // Некоторые актуальные проблемы геологии и рудоносности складчатых поясов. Ташкент: Ин-т геологии и минерал. сырья, 1968. С. 36–42.

Ефимов И.А. Древнейшие породы Казахстана и Северной Киргизии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Алма-Ата, 1972. 36 с.

Ефимов И.А. Алмазоносные эклогиты и пироповые перидотиты Кокчетавского антиклинория // Материалы V Всесоюз. петрогр. совещ. Алма-Ата: Наука, 1976. Т. 1. С. 155–158.

Ефимов И.А., Бурд Г.И. Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых глубинных пород докембрия Мугоджар // Сов. геология. 1970. № 11. С. 36–56.

Жариков В.А., Ишбулатов Р.А., Чудиновский Л.Т. Эклогитовый барьер и клинопироксены высоких давлений //

Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 54—63.

Жиров К.К., Головня С.В., Хвостова В.П., Чернышева Н.В. Металлы платиновой группы в эклогитах метаморфических комплексов: (К вопросу о первичном веществе эклогитов) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 9. С. 106—112.

Зайцев Ю.А. Казахстанско-Тяньшаньский эпикаледонский срединный массив как тектонотип массивов ранней консолидации // Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976. С. 43—64.

Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей. М.: Недра, 1984. 208 с. Закономерность размещения и условия образования метаморфических рутилоносных пород Южного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1964. 26 с.

Заячковский А.А. О петрологии и минералогии эклогитов Кокчетавского массива // Проблемы петрологии: (Геологические аспекты): Материалы V Всесоюз. петрогр. совещ. Алма-Ата: Наука, 1976. Т. 1. С. 341—342.

Заячковский А.А., Зорин Ю.М., Васильев А.М. и др. Об условиях залегания и о возрасте эклогитов Кокчетавской глыбы // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 9—15.

Зверев А.Т., Лобанова Г.М. Природа габбро-амфиболитов главного гипербазитового пояса Урала (на примере Кемпирсайского и Хабаровинского массивов) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 9. С. 53—66.

Йодер Х.С. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 238 с.

Йодер Х.С., Тилли С.Э. Эклогиты // Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. С. 446—454.

Йодер Х.С., Тилли С.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.

Казак А.П. Петрографические особенности метаморфогенных рутилоносных пород на Южном Урале // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1963. Т. 3. С. 265—273.

Казак А.П., Добрецов Н.Л., Молдавцев Ю.Е. Глаукофановые сланцы, жадеититы, везувианиты и нефриты гипербазитового массива Рай-Из // Геология и геофизика. 1976. № 2. С. 60—66.

Казак А.П. Глаукофансланцевые формации севера Урала // Петрология и

минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1981. С. 143—150.

Калашикова Н.Н., Миловский А.В., Гетлинг Р.В., Лобанова Г.М. Первичная природа амфиболитов обрамления Кемпирсайского массива гипербазитов на Урале // Литология и осадочная геология докембрия. М.: Наука, 1973. С. 227—231.

Караулов В.Б. О главных системах глубинных разломов Урало-Монгольского пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. вып. 59. Т. 6. С. 17—24.

Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 151 с.

Кастрыкина В.М. Находка марганцевых гранатовых пироксенитов на Алданском щите // Вопросы геологии, геохимии и геофизики при поисках месторождений полезных ископаемых и инженерно-геологических изысканиях. М.: Изд-во МГУ, 1974. С. 49—59.

Кейльман Г.А. Гнейсовые комплексы Урала // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 227—233.

Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 198 с.

Кейльман Г.А., Болтыров В.Б. Природа и геологические условия проявления дислокационного метаморфизма // Региональный метаморфизм, метасоматизм и металлогения Урала. Свердловск: СГИ, 1975. Вып. 1. С. 13—14.

Кейльман Г.А., Бутин В.В. Геологические условия образования глаукофановых сланцев и эклогитов Урала // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: УПИ, 1975. Вып. 116. С. 5—14.

Кеннеди Дж. Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 236 с.

Кицул В.И. Химический состав и физические свойства гранатов из метаморфических пород иенгрской серии унтринского комплекса Алданского щита // Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966. С. 233—240.

Кицул В.И., Копылов П.А. Находка гранатосодержащих ультраосновных пород на Алданском щите и условия их образования // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209, № 6. С. 1413—1416.

Кицул В.И., Шкодзинский В.С., Зедгенизов А.Н. Физико-химический анализ условий образования граната в основных кристаллических сланцах грану-

литовой фации // Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М.: Наука, 1973. С. 4–28.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

Колман Р.Г., Кларк Дж. Р. Пироксен в голубосланцевой фации Калифорнии // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1979. Т. 2. С. 41–53.

Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.

Крылов Р.А., Бутин В.В. Экологиты салдинского метаморфического комплекса // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: УПИ, 1975. Вып. 116. С. 23–25.

Курепин В.А. Термодинамика минералов переменного состава и геологическая термобарометрия. Киев: Наук. думка, 1981. 160 с.

Кушев В.И. Щелочные метасоматиты докембрия. Л.: Недра, 1972. 192 с.

Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Метаморфогенные экологиты. Новосибирск: Наука, 1978. 112 с.

Кушев В.Г., Габов Н.Ф. Экологиты южного обрамления Сибирской платформы как показатель древних шовных зон сочленения // Междунар. геол. конгр. XXVII сес. Сек. 04/05: Тез. докл. М., 1984. Т. 2. С. 341–342.

Куширо И. Состояние H_2O в верхней мантии // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969. Т. 1 С. 21–28.

Лазько Е.Е., Дистлер В.В., Белоусов Г.Е. Платина и платиноиды в основных и ультраосновных породах Войкар-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, №2. С. 465–469.

Ленных В.И. Проявление каледонского метаморфизма в породах максютовского комплекса хребта Урал-Тау // Вопросы геохронологии и геохимии докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы. Уфа: Горн. ин-т, 1961. С. 16–22.

Ленных В.И. Петрография, особенности метаморфизма и абсолютный возраст пород максютовского комплекса (Южный Урал) // Магнитизм, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. I Урал. петрогр. совещ. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1963. С. 245–255.

Ленных В.И. Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного

склона Южного Урала и хребта Урал-Тау: Путеводитель Урал-Тауской экскурсии, 2-е Урал. петрогр. совещ. Уфа: Горн. ин-т, 1969. 67 с.

Ленных В.И. Химический состав главных типов пород экологит-глаукофан-сланцевой формации Южного Урала и специфика исходных образований // Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. 1973. С. 128–131.

Ленных В.И. Экологит-глаукофановый пояс Южного Урала М.: Наука, 1977. 160 с.

Ленных В.И., Пучков В.Н., Вализер П.М. Пространственное положение и относительный возраст глаукофановых сланцев в северо-западном контакте Войкар-Сыньинского гипербазитового массива (Полярный Урал) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, № 5. С. 1167–1170.

Лутц Б.Г. Редакция экологитизации в глубинных породах // Геология руд. месторождений. 1965. №5. С. 5–18

Лутц Б.Г., Никишов К.Н. К вопросу о связи состава гранатов с их генезисом // Тр. Якут. фил. СО АН СССР. Сер. геол. 1963. №9 С. 99–103.

Мак-Грегор И.Д. Поля устойчивости шпинелевых и гранатовых перидотитов в синтетической системе $MgO-CaO-Al_2O_3-SiO_2$ // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С. 326–333.

Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.

Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 199 с.

Маракушев А.А. Петрохимические типы экологитов и вопросы их генезиса // Вестн. МГУ. Сер. 4 Геология. 1972. №2. С. 3–22.

Маракушев А.А., Полин Ю.К. Экологитовые кристаллические сланцы в докембрийских комплексах и условия их образования // Геология и геофизика. 1962. № 1. С. 3–20.

Медведева И.Е. Генезис экологитов Макбальского поднятия (Северный Тянь-Шань) // Изв. вузов. Геология и разведка 1960. № 11. С. 41–60.

Медведева И.Е. Парагенетический анализ некоторых метаморфических пород Макбальского поднятия в Северном Тянь-Шане // Там же. 1961. №10. С.38–54.

Медведева И.Е. Экологиты // Итоги науки и техники: Геохимия, минералогия, петрография. 1963–1964. М.: ВИНТИ 1965. С. 5–64.

Миловский А.В. *Метаморфизм* // Геология СССР. М.: Недра, 1970. Т. XXI ч.1, кн. 2. С. 42–56.

Миясиро А. *Метаморфизм и метаморфические пояса*. М.: Мир, 1976. 535 с.

Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С. Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 4. С. 50–55.

Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С. Связь магматизма с тектоникой на севере Урала // Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала: Тр. I Урал. петрогр. совещ. Свердловск: УФАН СССР, 1963. Т. 1. С. 121–137.

Морковкина В.Ф. О возрасте гипербазитов Севера Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 5. С. 17–24.

Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 280 с.

Морковкина В.Ф. Роль тектоники и метасоматических процессов в формировании гипербазитовых поясов складчатых областей (на примере Полярного Урала) // Вулканизм и орогенез. М.: Наука, 1968. С. 26–31.

Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И. Пироксениты краевых зон Хараматалуско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал) // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965. С. 7–67.

Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И. Некоторые геохимические особенности пород гипербазитовых поясов Полярного Урала и Малого Кавказа // Геохимия рудообразующих элементов основных и ультраосновных пород. М.: Наука, 1976. С. 20–35.

Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И. Порода- и рудообразование в связи с прогрессивным метаморфизмом серпентинитов складчатых зон // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука 1978. Т. 12. С. 209–216.

Морковкина В.Ф., Макарычев Г.И., Гаврилова С.И. Гранатосодержащие породы, ассоциирующие с офиолитами, – продукт начала становления континентальной коры геосинклиналей // Петрология и рудоносность природных ассоциаций горных пород. М.: Наука, 1982. С. 117–138.

Москалева В.Н. К минералогии прибалхашских жадеитов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1962. Ч. 91, вып. 1. С. 38–49.

Москалева С.В. О генезисе габбровых пород Кемпирсайского гипербазитового массива на Южном Урале // Петрология и металлогения базитов. М.: Наука, 1968. С. 107–109.

Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитовость. Л.: Недра, 1974. 279 с.

Московченко Н.И. Высокобарические комплексы докембрия в складчатых поясах фанерозоя. Л.: Наука, 1982. 161 с.

Муратов М.В. Складчатые геосинклинальные пояса Евразии // Геотектоника. 1965. № 6. С. 3–18.

Найденов Б.М., Ефимов И.А., Семенов Т.В., Халилов В.А. Радиологическое датирование цирконов в докембрийских комплексах Южного Казахстана // Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.: Наука, 1981. С. 114–132.

Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 197 с.

Паланджян С.А., Чехов А.Д., Лаврова Л.Д. Тектоника и офиолиты хребта Пекульней // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 31–39.

Панях Н.А., Соболев С.Ф. Метаморфизм расслоенного комплекса офиолитов Кемпирская // Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983. № 2. С. 156–168.

Панях Н.А., Соболев С.В., Петрова Т.Л., Меламедов С.В. Природа амфиболитов Кемпирсайского и Мамытского массивов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 2. С. 25–37.

Панях Н.А., Соболев С.Ф. Петрохимическая зональность габбро-амфиболитов восточной окраины Кемпирсайского и Мамытского массивов (Южный Урал) // Там же. 1985. № 5. С. 43–53.

Парфенов Л.М., Попеко В.А. Докембрийская тектоника и природа Ураломонгольского пояса // Вопросы тектоники докембрия Евразии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 102–143.

Перчук Л.Л. Пироксен-гранатовое равновесие и фации глубинности эклогитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 11. С. 41–87.

Перчук Л.Л. О некоторых количественных оценках T - P условий петрологических процессов // Геология и геофизика. 1969. № 8. С. 142–146.

Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 391 с.

Перчук Л.Л., Летников Ф.А., Удовкина Н.Г., Ленных В.И., Мудров И.А. Генезис

зис эклогитов Кокчетавской глыбы // Докл. АН СССР. 1969. Т. 186, № 2. С. 441–444.

Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Альпидные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.

Плюшкин К.П. Тектоническое районирование Среднего и Южного Урала // Докл. АН СССР. 1963. Т. 152, № 5. С. 1208–1211.

Пономарева Л.Г., Добрецов Н.Л. Жадитсодержащие и другие миндалины в метаэффузивах Северо-Западной Камчатки // Там же. 1966. Т. 167, № 3. С. 659–662.

Похиленко Н.П., Соболев В.С., Лаврентьев Ю.Г. Ксенолит алмазоносного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитовой трубки "Удачная" // Там же. 1976. Т. 231, № 2. С. 438–441.

Пучков В.Н., Карстен Л.А., Иванов К.С. Состав и тектоническое положение эклогит-глаукофановых комплексов Приполярного Урала // Там же. 1983. Т. 271, № 3. С. 676–680.

Рингвуд А.Э. Состав и петрология верхней мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

Розен О.М. Гиперстеневые гранулиты в докембрии Кокчетавского массива // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1966. Ч. 95, вып. 5. С. 593–597.

Розен О.М. Рифей Кокчетавского массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 7. С. 102–115.

Розен О.М. Эклогиты и связанные с ними амфиболиты Кокчетавского докембрийского массива: Геохимические особенности и генезис // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975. Вып. 4, кн. 2. С. 82–94.

Розен О.М., Зорин Ю.М., Заячковский А.А. Обнаружение алмаза в связи с эклогитами докембрия Кокчетавского массива // Докл. АН СССР. 1972. Т. 203, № 3. С. 674–676.

Рутланд Р.У.Р. Избыточное тектоническое давление // Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967. С. 125–146.

Семенов Д.Ф. Магматические формации тихоокеанских складчатых областей. М.: Наука, 1982. 168 с.

Смуликовский К. Проблема образования эклогитов // Физико-химические условия магматизма и метасоматизма. М.: Наука, 1964. С. 82–84.

Соболев В.С. Введение и минералогию силикатов. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1949. 320 с.

Соболев В.С. Роль высоких давлений при метаморфизме // Международный геол. конгр. XXI сес.: Докл. сов. геологов. Пробл. "Гранито-гнейсы". Киев: Изд-во АН УССР, 1960. С. 72–82.

Соболев В.С. Условия образования месторождений алмазов // Геология и геофизика. 1960. № 1. С. 7–22.

Соболев В.С. О давлении при процессах метаморфизма // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. С. 7–17.

Соболев В.С. Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии // Геология и геофизика. 1962. № 7. С. 8–15.

Соболев В.С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии // Там же. 1964. № 1. С. 7–22.

Соболев В.С., Соболев Н.В. Ксенолиты в кимберлитах Северной Якутии и вопросы строения мантии Земли // Докл. АН СССР. 1964. Т. 158, № 1. С. 108–111.

Соболев В.С., Соболев Н.В. Об эклогитовом барьере при перекристаллизации природных базальтоидов в условиях высоких температур // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 2. С. 437–440.

Соболев В.С., Соболев Н.В. Состав глубинных пироксенов и проблема эклогитового барьера // Геология и геофизика. 1977. № 12. С. 46–59.

Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. и др. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: 1975. 254 с.

Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. Петрологический разрез земной коры и верхней мантии // Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1977. С. 58–67.

Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 218 с.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состав верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 262 с.

Соболев Н.В. Особенности состава верхней мантии в области устойчивости алмаза // Ультраосновные магмы и их металлогения: Тез. докл. Всесоюз. симпозиум. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 51–52.

Соболев Н.В., Зюзин Н.И., Кузнецова И.К. Непрерывный ряд пироп-гроссуляриных гранатов в гроспидитах // Докл. АН СССР. 1966. Т. 167, № 4. С. 902–905.

Соболев Н.В., Кузнецова И.К. Минералогия алмазоносных эклогитов // Там же. 1966. Т. 167, № 6. С. 1365–1368.

Соболев Н.В., Гневушев М.А., Михайловская Л.Н. и др. Состав включений гранатов и пироксенов в уральских алмазах // Там же. 1971. Т. 198, № 1. С. 190–193.

Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Ефимова Э.С. Ксенолиты алмазоносных перидотитов в кимберлитах и проблема происхождения алмазов // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 63–80.

Соболев Н.В., Соболев В.С., Добрецов Н.Л. Эклогиты в земной коре // Фации регионального метаморфизма высоких давлений М.: Недра, 1974. С. 147–201.

Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Лаврентьев Ю.Г., Соболев В.С. Преобладающая известково-силикатная ассоциация кристаллических включений в алмазах из россыпей Юго-Восточной Австралии // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 1. С. 172–178.

Соболев Н.В., Томленко А.А., Шацкий В.С. Условия метаморфизма пород зерендиной серии Кокчетавского массива // Геология и геофизика. 1985. № 4. С. 55–58.

Трусова И.Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива // Сов. геология. 1957. № 7. С. 53–67.

Трусова И.Ф. Гранитизация и метаморфизм докембрийских образований Центрального Казахстана // Междунар. геол. конгр. XXI Сес.: Докл. сов. геологов. Пробл. 14. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 83–91.

Удовкина Н.Г. К вопросу об эклогитизации ультраосновных пород в южной части хребта Марун-Кеу // Тр. Ин-та геологии руд, месторождений петрографии, минералогии и геохимии. 1959. Вып. 32. С. 5–18.

Удовкина Н.Г. К вопросу об эклогитах и эклогитизации основных и ультраосновных пород на Полярном Урале // Магматизм, метаморфизм, металлогения

Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1963. Т. 3. С. 235–243.

Удовкина Н.Г. Эклогиты и процессы эклогитизации на Полярном Урале // Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М.: Наука, 1964. С. 264–274.

Удовкина Н.Г. Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971. 191 с.

Удовкина Н.Г. К вопросу о возрасте эклогитов Урала // Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976. С. 339–349.

Удовкина Н.Г. Эклогиты метаморфических толщ Урала, Казахстана и Средней Азии // Магматизм, метаморфизм и орудуение. Фрунзе: Илим, 1978. С. 255–256.

Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 185 с.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 414 с.

Фирсов Л.В., Добрецов Н.Л. Возраст глаукофанового метаморфизма Тихоокеанского обрамления // Докл. АН СССР. 1969. Т. 184, № 4. С. 883–886.

Хаин В.Е., Левин Л.Э. Основные черты тектоники континентов и океанов: (Объясн. зап. к Тектонической карте Мира м-ба 1:25000 000). М.: МГУ, 1980. 94 с.

Херасков Н.П. Гипербазитовая формация Кемпирсайского массива Южного Урала и ассоциирующие с ней габбро-амфиболиты // Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. С. 103–141.

Хлестов В.В. Флюидный режим земной коры и мантии // Геодинамические исследования. № 3. М.: Наука, 1975. С. 145–180.

Хорева Б.Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах // Геотектоника. 1966. № 6. С. 64–83.

Хорева Б.Я. Метаморфические и ультраметаморфические формации, принципы их выделения и классификации // Геологические формации: (Материалы к совещ.). Л.: Наука, 1968. С. 97–101.

Хорева Б.Я., Блюман Б.А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л.: Наука, 1974. 214 с.

Чесноков Б.В. Рутилсодержащие эклогиты Шубинского месторождения на Южном Урале // Изв. вузов. Геология и разведка. 1959. № 4. С. 124–136.

Чесноков Б.В. Изменение состава граната при метаморфизме эклогитов Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 7. С. 40–48.

Шалагинов В.В. Глаукофансодержащие сланцы Восточного склона Северного Урала // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: УПИ, 1975. Вып. 116. С. 15–22.

Шарков Е.В. Эклогиты в метагэбробранортозитах Сальных и Колвицких тундр (Кольский полуостров) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, № 6. С. 1449–1454.

Шашкина В.П. Эклогитоподобные и другие породы интрузии реки Сокол (Сунайский хребет, Южный Сахалин) // Петрология изверженных и метаморфических пород. Владивосток: ДВГИ АН СССР, 1969. С. 109–116.

Шлыгин Е.Д. О геологической позиции эклогитов Кокчетавского древнего массива // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 66–71.

Эрнст У.Г. Распределение элементов в тектонических включениях голубых сланцев из серпентинитов в Калифорнийских береговых хребтах и дискуссия о тектонике голубых сланцев // Проблемы петрологии и кенетической минералогии. М.: Наука, 1970. Т. 2. С. 5–23.

Banno S., Hadano M. Zonation of metamorphic rocks in the Horakanai area of the Kamuikotan metamorphic belt in Hokkaido // J. Geol. Soc. Jap. 1963. Vol. 69, N 815. P. 388–393.

Boyd F. R. Garnet peridotites and the system CaSiO_3 – MgSiO_3 – Al_2O_3 // Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap. 1970. Vol. 3, N 1. P. 63–75.

Boyd F.R., England J.L. Experimentation at high pressures and high temperatures // Carnegie Inst. Wash. Yb. 1958/1959. Vol. 58. P. 82–89.

Coleman R.G. Composition of jadeitec pyroxene from the California metagraywackes // US Geol. Surv. Profess. Paper. C. 1965. Vol. 525. P. 25–34.

Coleman R.G. Glaucophane schists from California and New Caledonia // Tectonophysics. 1967. Vol. 4. P. 479–498.

Coleman R.G., Clark J. B. Pyroxenes in the blueschist facies of California // Amer. J. Sci. 1968. Vol. 266, N 1. P. 43–59.

Coleman R.G., Lee D.E. Metamorphic aragonite in the glaucophane schists of Cazadero, California // Ibid. 1962. Vol. 260, N 8. P. 577–593.

Coleman R.G., Lee D.E. Glaucophane-bearing metamorphic rock types of the Ca-

zadero area, California // J. Petrol. 1963. Vol. 4. 260–301.

Coleman R.F., Lee D.E., Beatty L.B., Brannock W.W. Eclogites and Eclogites: their differences and similarities // Geol. Soc. Amer. Bull. 1965. Vol. 76, N 5. P. 483–508.

Cooper A.F., Lovering J.F. Greenschist amphibolites from Hoast River, New Zealand // Contrib. Mineral. and Petrol. 1970. Vol. 27, N 1. P. 11–24.

Dawson J.B. Kimberlites and their xenoliths. Berlin etc.: Springer. 1980. 252 p.

Dawson J.B., Smith J.V. The Madrid (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenolith in kimberlite // Geochim. et cosmochim. acta. 1977. Vol. 41, N 2. P. 309–323.

Ellis D.J., Green D.H. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. Vol. 71, N 1. P. 13–22.

Ernst W.G. Petrogenesis of glaucophane schists // J. Petrol. 1963. Vol. 4. P. 1–30.

Ernst W.G. Mineral paragenesis in Franciscan metamorphic rocks, Panocho Pass., California // Geol. Soc. Amer. Bull. 1965. Vol. 76, N 8. P. 879–914.

Ernst W.G. Tectonic contact between Franciscan melange and Great Valley sequence – crustal expression of a late Mesozoic Benioff zone // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75, N 5. P. 886–901.

Ernst W.G., Seki Y. Petrologic comparison of the Franciscan and Sanbagawa metamorphic terranes // Tectonophysics. 1967. Vol. 4, N 4/6. P. 463–478.

Ernst W.G. Seki Y., Onuki H., Gilbert M.C. Comparative study of low-grade metamorphism in the California Coast Ranges and the Outer Metamorphic Belt of Japan // Geol. Soc. Amer. Met. 1970. N 124. P. 1–276.

Eskola P. On the eclogites of Norway // Krist Vid.skr.J. math. naturwiss. 1921. N 10. P. 1–118.

Eskola P. Die metamorphen Gesteine // Die Entstehung der Gesteine. B.: Springer, 1939. S. 263–407.

Essene E.J., Fyfe W.S., Turner F.J. Petrogenesis of Franciscan glaucophane schists and associated metamorphic rocks, California // Beitr. Mineral. und Petrogr. 1965. Vol. 11, N 7. P. 695–704.

Forbes R.B. The comparative chemical composition of eclogite and basalt // J. Geophys. Res. 1965. Vol. 70. P. 1515–1521.

Gresens R.L. Blueschists alteration during serpentinization // Contrib. Mineral. and Petrol. 1969. Vol. 24, N 2. P. 93–113.

- Hensen B.J.* Pyroxenes and garnets as geothermometers and barometers // *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 1973. Vol. 72. P. 527-534.
- Kushiro J.* Clinopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high pressures // *Carnegie Inst. Wash. Year Book* 64. 1965. P. 112-117.
- Lee D.E., Coleman R.G., Erd R.C.* Garnet types from the Cazadero area, California // *J. Petrol.* 1963. Vol. 4. P. 460-492.
- Liu Lin-Gun.* Phase relations in the system diopside-jadeite at high pressures and high temperatures // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 47, N 3. P. 398-402.
- Liu Lin-Gun.* The pyroxene-garnet transformation and its implication for the 200-km seismic discontinuity // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1980. Vol. 23, N 4. P. 286-291.
- Lovering J.F.* The nature of the Mohorovicic Discontinuity // *Trans. Amer. Geophys. Un.* 1958. Vol. 39. P. 947-955.
- Lovering J.F., White A.J.* Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1969. Vol. 21, N 1. P. 9-52.
- Miyashiro A.* Evolution of metamorphic belts // *J. Petrol.* 1961. Vol. 2. P. 277-311.
- Miyashiro A., Banno B.* Nature of glaucophanitic metamorphism // *Amer. J. Sci.* 1958. Vol. 256. P. 97-110.
- Miyashiro A., Haramura H.* Sedimentation and regional metamorphism in the palaeozoic geosynclinal pile of Japan // *Bull. Ind. Geophys. Un.* 1966. N 3. P. 44-55.
- Newton E.C., Perkins D.* Thermodynamic calibration on geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene-(clinopyroxene)-quartz // *Amer. Mineral.* 1982. Vol. 67. P. 203-222.
- O'Hara M.J., Mercy E.L.* Petrology and petrogenesis of some garnetiferous peridotites // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh.* 1963. Vol. 65, N 12. P. 251-314.
- O'Hara M.J., Mercy E.L.* Garnet-peridotite and eclogite from Bellinzona, Switzerland // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1966. Vol. 1, N 5. P. 295-300.
- Onuki H.* Mineral paragenesis of glaucophanitic metamorphism. Specially on Franciscan and Sanbagawa metamorphic rocks // *J. Jap. Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geol.* 1966. Vol. 56, N 2. P. 78-92.
- Onuki H., Ernst W.G.* Coexisting sodic amphibolites and sodic pyroxenes from blueschist facies metamorphic rocks // *Soc. Amer. Spec. Paper.* 1969. Vol. P. 241-250.
- Proc. of the Second Intern. Kimberlite Conf. Wash. (D.C.), 1979.* Vol. 1. 400 p.
- Proc. of the Second Intern. Kimberlite Conf. Wash. (D.C.), 1979.* Vol. 2. 423 p.
- Rutland R.W.P.* Tectonic overpressures // *J. Geol. Spec. Issue.* 1965. N 1. P. 119-139.
- Seki Y.* Jadeitic in Sanbagawa crystalline schists of central Japan // *Amer. J. Sci.* 1960. Vol. 258. P. 705-715.
- Seki Y.* Distribution and mineral assemblages of jadeitic bearing metamorphic rocks in Sanbagawa metamorphic terranes of central Japan // *Ibid.* 1960. Vol. 3. P. 313-320.
- Seki Y.* Lawsonite from the eastern part of the Kanto Mountains // *Sci. Rept. Saitama Univ. Ser. B.* 1965. Vol. 2. P. 363-373.
- Seki Y.* Facies series in low-grade metamorphism // *J. Geol. Soc. Jap.* 1969. Vol. 75, N 5. P. 255-266.
- Wagner P.A.* The Diamond Fields of Southern Africa. The Transvaal Leader, Johannesburg, 1914. 347 p.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ	9
Урало-Монгольский подвижный пояс	10
Уральская складчатая область	11
Казахстанско-Тяньшаньская складчатая область	66
Южно-Тяньшаньская складчатая область	78
Иртышско-Зайсанская складчатая область	80
Алтае-Саянская складчатая область	81
Байкало-Витимская складчатая область	83
Джугджуро-Становая складчатая область	88
Тихоокеанский подвижный пояс	123
Верхояно-Колымская складчатая область	126
Корякско-Камчатская складчатая область	126
Сахалинско-Хоккайдская складчатая область	128
ГЛАВНЫЕ ТИПОМОРФНЫЕ МИНЕРАЛЫ И ПЕТРОХИМИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ ПОРОД	136
Главные типоморфные минералы	136
Петрохимия пород	154
УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ	165
Метаморфические реакции	167
Оценки P - T условий образования пород	184
Модели метаморфизма	188
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	193
ЛИТЕРАТУРА	196

Научное издание

Б и р ю к о в Владимир Михайлович

**ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ**

Утверждено к печати

*Институтом тектоники и геофизики
Дальневосточного отделения АН СССР*

Редактор издательства *Л.Я. Аранович*

Редактор *Т.Г. Осадчая*

Художник *Б.К. Шаповалов*

Художественный редактор *В.В. Алексеев*

Технический редактор *И.И. Джигоева*

Корректор *Т.И. Шеповалова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 37025

Подписано к печати 22.02.88. Т — 01837
Формат 60 х 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 13,0 + 0,5 вкл.
Усл.кр.-отт. 13,8. Уч.-изд.л. 16,8
Тираж 700 экз. Тип. зак. 90
Цена 3р. 40к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

3 р. 40 к.

5004

