

Л. Л. ГЕРМАН

ДРЕВНЕЙШИЕ
КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ
КОМПЛЕКСЫ
КАМЧАТКИ

552.4

ДРЕВНЕЙШИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАМЧАТКИ

2612



МОСКВА, «НЕ ДРА», 1978



Герман Л. Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М., «Недра», 1978. 128 с.

На основании систематических исследований детально охарактеризованы геология, петрология и структурное положение метаморфических образований Ганальского выступа — ближайшего к океану крупного блока метаморфических пород Камчатки. Обосновано расчленение метаморфических пород на три разновозрастных комплекса, из которых наиболее древний — гранулитовый — на территории Камчатки выделен впервые. Показана его аналогия с раннеархейскими кристаллическими образованиями Восточной Азии. Детально охарактеризованы структурные соотношения разновозрастных метаморфических комплексов и связь поверхностных структур с глубинным строением земной коры. Делаются выводы о принадлежности метаморфических пород к фундаменту верхнемезозойских геосинклинальных образований и о заложении подвижных зон на коре синклинального типа.

Работа представляет интерес для широкого круга геологов, петрографов, тектонистов, геофизиков, а также преподавателей и студентов геологических вузов, аспирантов, интересующихся вопросами геологии и петрологии метаморфических пород, проблемами соотношения материковых и океанических структур и эволюции земной коры в подвижных зонах.

Табл. 27, ил. 30, список лит. — 88 назв.

Г $\frac{20801-222}{043(01)-78}$ 457-78

© Издательство «Недра», 1978

ИБ № 2247

Леонид Львович Герман

ДРЕВНЕЙШИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КАМЧАТКИ

Редактор издательства *В. И. Макеев*
Обложка художника *Ю. Е. Фомина*
Художественный редактор *В. В. Евдокимов*
Технический редактор *О. А. Болтунова*
Корректор *С. В. Зимина*

Сдано в набор 23.09.77 Подписано в печать 24.03.78 Т-02859 Формат 60×90^{1/16}
Бумага № 1. Гарнитура литер. Печать высокая. Печ. л. 8,0. Уч.-изд. л. 9,23.
Тираж 700 экз. Заказ 832/6892-1 Цена 1 р. 40 к.

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

ПРЕДИСЛОВИЕ

Выяснение происхождения метаморфических пород в подвижных зонах Тихоокеанского кольца имеет важное значение для познания закономерностей развития земной коры и эволюции тектонического режима в окраинно-материковых структурах. Между тем решение этой задачи связано с большими трудностями. Главная из них заключается в отсутствии четких критериев, позволяющих отличить древние метаморфические породы от молодых, которые могут сформироваться в ходе развития подвижных зон. Изотопные соотношения в древних породах оказываются нарушенными, а специфические черты структуры и состава, устанавливаемые в стабильных областях, в подвижных зонах завуалированы молодыми наложенными процессами. Многочисленные дискуссии о возрасте и происхождении метаморфических комплексов Японии, Новой Зеландии, Аляски и других регионов характеризуют сложность вопроса. Камчатка, расположенная в области кайнозойской складчатости и представляющая одно из звеньев внутренней зоны Тихоокеанского подвижного пояса, в этом отношении не является исключением.

Автор в течение ряда лет (1964, 1965, 1969—1971) проводил исследования метаморфических пород в Ганальском хребте, которые образуют здесь постройку, известную как Ганальский выступ. Наличие в Ганальском выступе глубинных пород гранулитовой фации, идентичных образованиям раннеархейских комплексов кристаллических щитов, делает его одним из интереснейших объектов внутренней зоны Тихоокеанского подвижного пояса, так как на его примере можно рассмотреть тенденцию развития земной коры в зоне перехода от континента к океану, начиная с древнейших этапов геологической истории Земли. Интерес этот усиливается в связи с расположением Ганальского выступа в непосредственной близости от берега океана. Целью настоящей работы является выяснение структурного положения метаморфических комплексов Ганальского хребта на основе расчленения немых метаморфических толщ и изучения эволюции метаморфических процессов. Главным методом исследований было геологическое картирование с детальным изучением узловых участков, сопровождавшееся петрологическими исследованиями, изучением возраста метаморфических пород и глубинного строения земной коры.

Константы минералов получены автором и частично С. А. Щекой, В. М. Вилесовой, И. С. Шульдинер на столике Федорова и в иммерсионных жидкостях. Показатели преломления измерены с точностью 0,002—0,003. Рентгеноструктурный анализ минералов произведен в лабораториях Института вулканологии ДВНЦ АН СССР и ДВГИ ДВНЦ АН СССР. Химические анализы выполнены в лабораториях Камчатского геологического управления, ГИН АН СССР и ДВГИ ДВНЦ АН СССР. Неоценимую помощь в отборе мономинеральных фракций и проведении химико-аналитических исследований оказали автору С. А. Щека и Ж. А. Щека. Анализы абсолютного возраста выполнены И. А. Загрузиной и Э. С. Овчарком. Отдельные вопросы геологии и петрологии метаморфических образований Ганальского хребта разработаны автором в тесном содружестве с И. А. Сидорчуком, В. И. Шульдинером, С. А. Щекой (Сидорчук, Герман, 1968; Герман, Шульдинер, 1973; Германи др., 1976).

Автор пользовался советами и консультациями Б. Г. Лутца, В. В. Белоусова, В. И. Шульдинера, С. П. Кориковского, А. М. Смирнова, А. А. Маракушева, которым он выражает свою глубокую признательность. Автор признателен С. А. Щеке, Ж. А. Щеке, М. Н. Шапиро, А. И. Байкову, В. М. Вилесовой за полученные советы и помощь в работе.

В тексте, таблицах и на диаграммах приняты следующие условные обозначения:

Аб — альбит	Мц — монацит
Акт — актинолит	Ол — оливин
Алм — альмандин	Орт — ортит
Амф — амфибол	Пир — пироп
Анд — андалузит	Пл — плагиоклаз
Ап — апатит	Прт — пирит
Бв — бовлингит	Пф — пирофиллит
Би — биотит	Рг — роговая обманка
Вез — везувиан	Рут — рутил
Вол — волластонит	Сер — серицит
Гм — гематит	Сил — силлиманит
Гип — гиперстен	Ска — скаполит
Гр — гранат	Сп — серпентин
Грос — гроссуляра	Слес — спессартин
Гф — глаукофан	Ст — ставролит
Ка — кальцит	Стл — стильномелан
Кв — кварц	Сф — сфен
Ки — кианит	Тл — тальк
Корд — кордиерит	Тмт — титаномагнетит
Кпи — моноклинный пироксен	Тр — тремолит
Кс — ксенотим	Тур — турмалин
Кум — куммингтонит	Уг — графит
Кшп — калишпат	Фб — фибролит
Лм — лимонит	Хл — хлорит
Лс — лейкоксен	Цз — цоизит
Мт — магнетит	Цр — циркон
Му — мусковит	Шп — шпинель
	Эп — эпидот

Цифры у индексов темноцветных минералов внизу справа (Gr_{62}) обозначают их железистость (f) = $Fe/(Mg+Fe)$ %, за исключением оговоренных случаев; у плагиоклаза (Pl_{52}) — содержание анортитовой молекулы.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ГАНАЛЬСКОГО ВЫСТУПА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

В пределах полуострова метаморфические породы слагают крупные поля и небольшие выходы (рис. 1), образуют ксенолиты в лавах вулканов (Шевелуче, Безымянном, Удина, Зимина, Авачинском и др.). Эти признаки указывают на очень широкое развитие метаморфических пород, выходы которых разобщены мезо-кайнозойскими и четвертичными отложениями. Метаморфические породы претерпели сложную геологическую эволюцию (Марченко и др., 1969; Маракушев и др., 1971; Марков, 1975; Герман, Шульдинер, 1973 и др.). Широко проявлены процессы диафтореза и милонитизации.

Первые сведения о метаморфических породах Ганальского хребта были приведены Д. С. Харкевичем (1940), высказавшим предположение о докембрийском возрасте амфиболитов и плагиогнейсов. Схема расчленения метаморфических пород, предложенная им, в дальнейшем претерпела изменения, но предположение о докембрийском возрасте глубокометаморфизованных пород получило широкое признание. В. П. Мокроусов (1961) предложил схему расчленения метаморфических образований Ганальского хребта близкую к той, которая будет приведена в настоящей работе.

Большинство исследователей при разработке стратиграфии метаморфических образований Камчатки придавали большое значение степени метаморфизма пород и полагали, что наиболее интенсивно метаморфизованные породы являются и наиболее древними. В дальнейшей работы М. М. Лебедева (Лебедев, Бондаренко, 1962; Лебедев, 1967 и др.) поставили под сомнение правомерность применения этого признака для расчленения немых метаморфических толщ. М. М. Лебедев полагал, что основание разреза метаморфических пород в Ганальском хребте слагают слабо метаморфизованные осадочные породы, развитые в северной части хребта.

И. А. Сидорчук впервые обратил внимание на широкое развитие диафторитов в южной части Ганальского хребта. Это обстоятельство, а также структурное несоответствие верхнемеловых зеленокаменно измененных пород и кристаллических образований позволили сделать вывод о допозднемеловом возрасте ме-

таморфических пород Ганальского хребта (Сидорчук, Герман, 1968).

В последние годы метаморфические породы Ганальского хребта изучались А. А. Маракушевым, И. А. Тараниным,

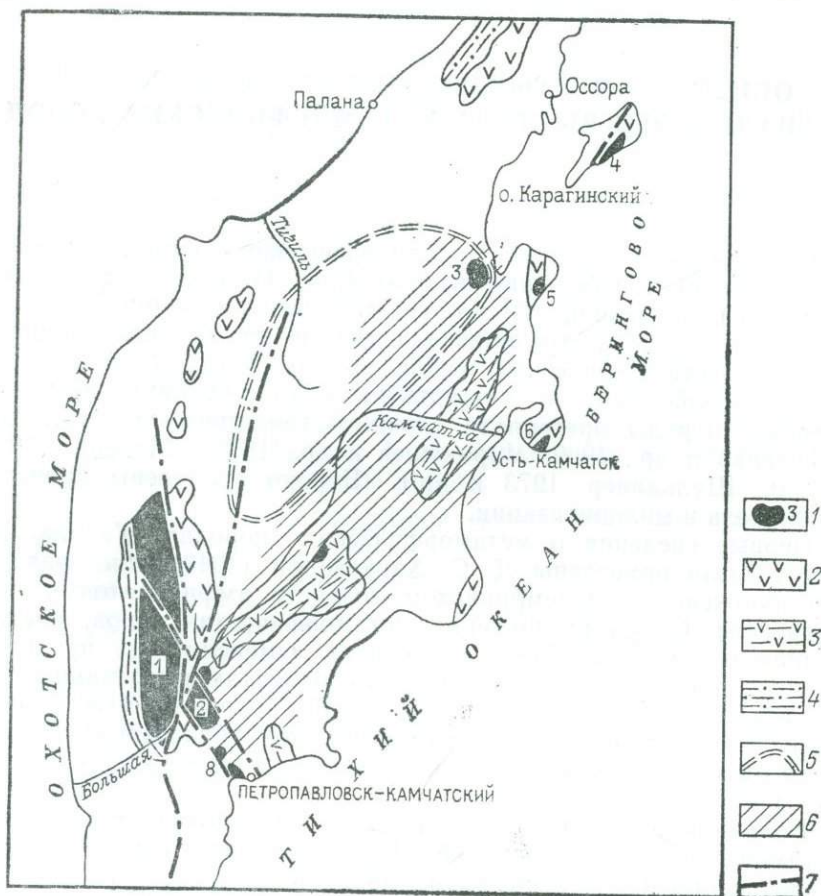


Рис. 1. Схема распространения метаморфических пород и верхнемеловых отложений в современном эрозионном срезе Камчатки.

1 — выходы метаморфических пород (1 — Срединный Камчатский хребет; 2 — Ганальский хребет; 3 — Хавывенская возвышенность; 4 — о. Карагинский, 5 — п-ов Озерной; 6 — п-ов Камчатского Мыса; 7 — Валагинский хребет; 8 — г. Петропавловск-Камчатский и г. Елизово); 2—4 — верхнемеловые отложения (2 — вулканогенные, 3 — нерасчлененные вулканогенно-осадочные, 4 — терригенные); 5 — контур предполагаемого массива метаморфических пород, скрытого под чехлом кайнозойских образований (по А. И. Байкову и А. Ф. Марченко, 1967); 6 — предполагаемая область развития метавулканитов стеновой серии; 7 — глубинные разломы

М. С. Марковым, Ю. А. Альбовым. Результаты исследований частично опубликованы. А. А. Маракушев (Маракушев и др., 1971) обращает внимание на сложные преобразования метаморфических пород. И. А. Таранин («Метаморфизм...» 1973) пола-

гает, что развитые в Ганальском хребте метаморфические породы представляют единую, вероятно, мезозойскую серию. М. С. Марков (Розен, Марков, 1973) склонен сопоставлять образования ганальской серии с метаморфизованной океанической корой.

Ганальский выступ — крупный блок метаморфических пород, поднятый по разломам северо-западного простирания и расположенный на стыке позднемеловых структур Центральной и Восточной Камчатки (по Г. М. Власову, 1964). Поперечник выхода 20—25 км, его длина более 60 км. Система разломов, ограничивающих Ганальский выступ, входит в региональную Малко-Петропавловскую зону поперечных дислокаций. Данные глубинного сейсмического зондирования свидетельствуют о глубинном сквозькоровом характере разломов («Глубинное строение...», 1975). В современной структуре Ганальский выступ (рис. 2) представляет собой ориентированный в северо-западном направлении горст-антиклинорий, геоморфологическим выражением которого является Ганальский хребет, резко возвышающийся над расположенной к западу от него межгорной впадиной (Центрально-Камчатской депрессией). Хребет отличается альпинотипным рельефом; абсолютные отметки господствующих вершин превышают 2000 м.

В Ганальском выступе развиты метаморфические породы, образующие два различно построенных блока. Для удобства дальнейшего изложения южный блок, сложенный полиметаморфическими породами ганальской серии, будет именоваться Вахталкинским блоком, а северный, в котором развита стеновая серия прогрессивно-метаморфизованных пород, — Стеновым.

В пределах Ганальского выступа автором наиболее детально изучены Вахталкинский блок и примыкающая к нему южная половина Стенового блока (рис. 3). Северная половина Стенового блока, изученная в процессе геологических съемок, принципиально построена аналогично южной, и разрез здесь существенно не меняется. Поэтому описание южной половины Стенового блока дает довольно полное представление о структурах, магматизме, стратиграфии и петрологии стеновой серии.

В Вахталкинском блоке обнажаются полиметаморфические породы ганальской серии, представленные амфиболитами и основными кристаллическими сланцами с подчиненными им плагиогнейсами, силикатными мраморами и кварцитами. Они образуют крупную куполовидную структуру — Ганальскую антиклиналь. Интрузивный комплекс представлен плагиогранитами (гнейсогранитами). К ядру Ганальской антиклинали приурочены выходы кристаллических пород гранулитовой фации, выделенные автором в гранулитовый комплекс (Герман, 1975). В составе комплекса преобладают существенно кислые и глиноземистые кристаллические сланцы, интродуцированные глубинными гиперстеновыми гранитоидами. Свод Ганальской антиклинали ос-

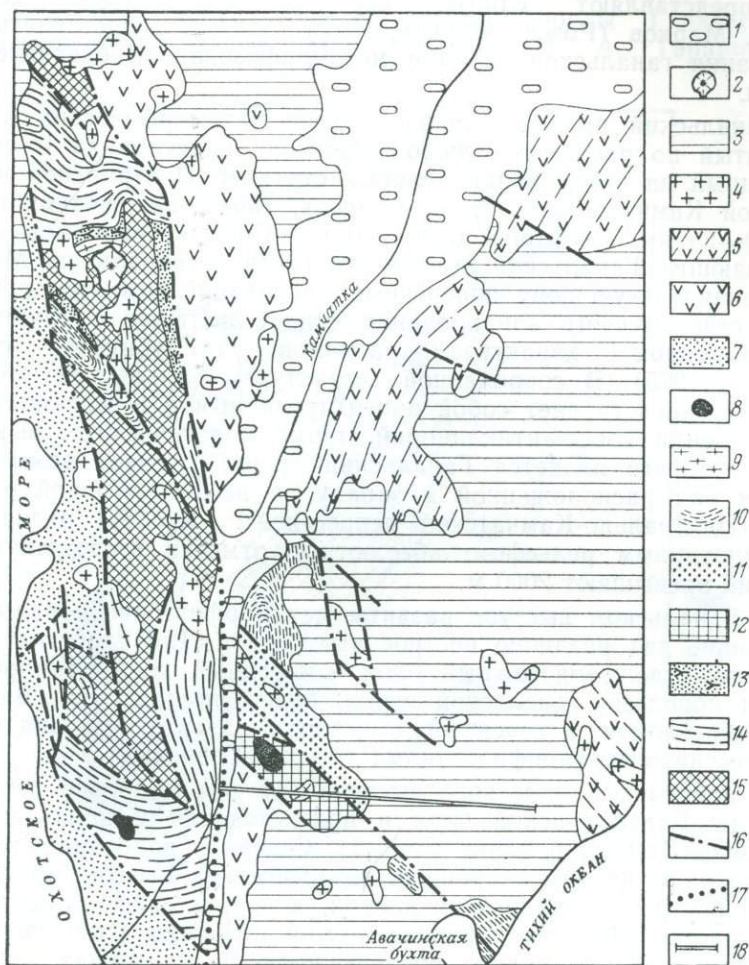


Рис. 2. Схема соотношения метаморфических образований Ганальского и Срединного Камчатского хребтов (по материалам А. Ф. Марченко, М. И. Горяева, М. М. Лебедева, С. Е. Апрелькова, В. Н. Бондаренко, Д. А. Бабушкина, И. А. Сидорчука, В. Н. Лукьянова, автора и др).

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — четвертичные лавы вулкана Хангар; 3 — кайнозойские и четвертичные вулканогенные образования; 4 — постметаморфические гранитонды; 5—7 — верхнемеловые отложения (5 — нерасчлененные вулканогенно-осадочные, 6 — вулканогенные, 7 — терригенные); 8 — габбро-нориты; 9 — дометаморфические гранитонды (гнейсограниты), зеленые сланцы); 10 — предположительно мезозойские метаморфические сланцы (метапесчаники, филлиты, зеленые сланцы); 11—12 — метаморфические породы Ганальского выступа (11 — стеновая серия — преимущественно метавулканыты кислого и основного состава, 12 — ганальская серия — амфиболиты, подчиненные плагиогнейсы, силикатные мраморы); 13—15 — метаморфические породы Срединного Камчатского хребта (13 — андриановская свита — плагиоклаз-амфиболовые, хлорит-амфиболовые сланцы, 14 — «верхний» комплекс — филлиты, кварц-хлоритовые сланцы хейванской и химкинской свит, 15 — «нижний» комплекс — плагиогнейсы, мигматиты, глиноземистые кристаллические сланцы колпаковской и камчатской серий); 16 — главные разломы; 17 — разломы под рыхлыми четвертичными отложениями; 18 — профиль ГСЗ

ложнен брахисинклиналью, вмещающей Юрчикский массив габбро-норитов.

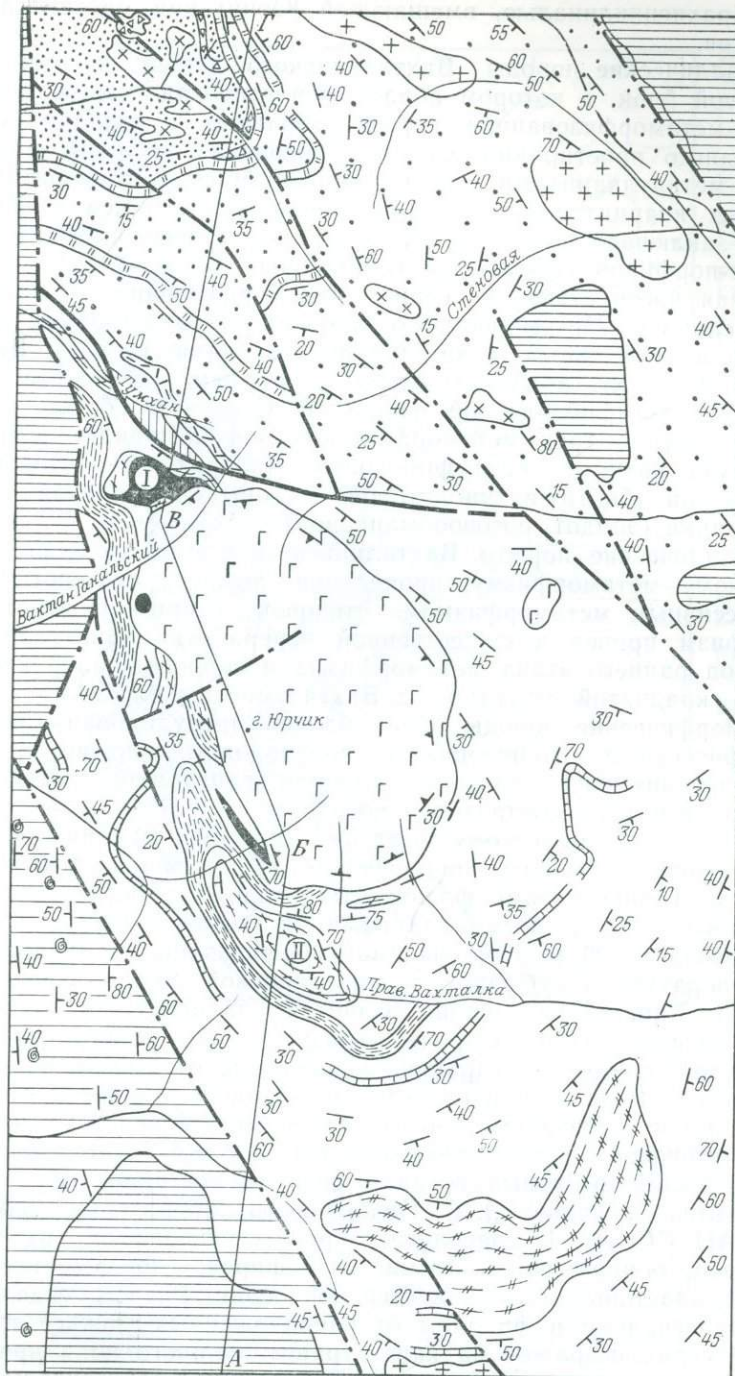
Кристаллические породы Вахталкинского блока надвинуты на Стеновой блок, в котором обнажается стеновая серия прогрессивно-метаморфизованных пород, собранных в складки северо-западного простирания. Серия образована кислыми и основными метавулканитами, переслаивающимися с горизонтами кианитовых кварцитов, глаукофанизированных сланцев и филлитов, и включает пластовые залежи метаморфизованных плагиогранит-порфиров, гранофилов, габброидов.

Большая часть стеновой серии метаморфизована в фации зеленых сланцев. Метаморфизм обнаруживает отчетливую зональность и усиливается к юго-западу, по направлению к Вахталкинскому блоку, вблизи границы с которым он достигает уровня эпидот-амфиболитовой фации. В Стеновом блоке возможно выделение трех метаморфических зон в порядке возрастания температуры: безамфиболовой (хлорит-мусковитовой), актинолитовой (биотит-актинолитовой) и зоны сине-зеленой роговой обманки (эпидот-роговообманковой).

Кристаллические породы Вахталкинского блока подверглись наложенному метаморфизму, проявления которого сингенетичны с прогрессивным метаморфизмом стеновой серии. Повторный метаморфизм привел к существенной переработке кристаллических пород раннего этапа метаморфизма и сопровождался усложнением складчатой структуры в Вахталкинском блоке.

Метаморфические породы обоих блоков интродуцированы пост-метаморфическими гранитоидами предположительно позднемелового — палеогенового возраста. Вокруг гранитоидов наблюдаются обширные поля контактовых роговиков.

На севере к Ганальскому выступу (см. рис. 2) примыкают метапесчаники и филлиты, образующие толщу мощностью около 1500 м. Толща метаморфизованных осадочных пород согласно перекрывается зелеными сланцами, видимая мощность которых превышает 300 м. Породы метаморфизованы в условиях низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации (хлоритовая зона). Характерна хорошо развитая сланцеватость, совпадающая со слоистостью. Породы образуют очень пологие складки меридионального простирания, и залегание их близко к горизонтальному. Лишь в зоне разлома, по которой эти образования соприкасаются с расположенными южнее метаморфическими породами стеновой серии, наблюдаются крутые осложняющие складки. Калий-аргоновый возраст филлита составил 157 млн. лет (анализ выполнен Э. С. Овчарком в лаборатории ДВГИ ДВНЦ АН СССР). В гравелитах, присутствующих в разрезе этих пород, обнаружены обломки гранофилов, которые южнее образуют пластовые залежи в стеновой серии. Разлом, отделяющий метапесчаники и филлиты от расположенных южнее толщ стеновой серии, выражен на карте гравитационного поля прямой линейной гравитационной ступенью с большим горизонтальным



- 1 ●
- 2 □
- 3 〰
- 4 ▭
- 5 ▭
- 6 ▭
- 7 ▭
- 8 ▭
- 9 ▭
- 10 ▭
- 11 ▭
- 12 ▭
- 13 ▭
- 14 ▭
- 15 ▭
- 16 ▭
- 17 ▭
- 18 ▭
- 19 ▭
- 20 ▭
- 21 ▭
- 22 ▭
- 23 ▭

градиентом силы тяжести; при этом характер гравитационного поля свидетельствует о том, что по разлому опущен северный блок (сложенный метаосадочными породами). Таким образом, развитые в северной части Ганальского хребта филлиты и зеленые сланцы являются наиболее молодыми метаморфическими породами Ганальского хребта.

Подобные же образования широко развиты в районе г. Елизово и г. Петропавловска-Камчатского (см. рис. 1,2). А. Ф. Марченко на Мишенной сопке (г. Петропавловск-Камчатский) среди филлитизированных сланцев обнаружил песчаники с плавающей галькой слабо метаморфизованных кислых эффузивов, аналогичных кислым метавулканикам стеновой серии Ганальского хребта.

На юго-западе метаморфические породы Ганальского выступа отделены разломом северо-западного простирания от верхнемеловых кремнисто-вулканогенных пород ирунейской свиты. Свита развита на юго-западных отрогах Ганальского хребта (см. рис. 2, 3). Зона разлома, по которой возобновились смещения в постмиоценовое время, прекрасно выражена на местности. Верхнемеловые породы в этой зоне превращены в тектонические брекчии в полосе шириной до 200 м. Местами в зону разлома опущены на несколько сот метров узкие (до нескольких десятков метров) клинья миоценовых пород, не испытавших при этом сколько-нибудь заметного дробления или дислокаций. Отложения ирунейской свиты смяты в открытые симметричные складки субмеридионального простирания со средними и крутыми углами падения слоев на крыльях. Свита сложена чередующимися слоями и пачками туфов андезито-базальтового состава, различающихся структурными признаками. Видимая мощность ирунейской свиты превышает 2000 м. Подошва ее не вскрыта. Возраст свиты определен на основании сборов фауны, произведенных в бассейне р. Поперечной И. А. Сидорчуком, М. Е. Бояриновой, Ю. В. Бархатовым и автором летом 1965 г. По заключению М. А. Пергаменты, принадлежность большинства собранных

Рис. 3. Геологическое строение средней части Ганальского хребта (по материалам автора, Б. К. Долматова, Г. И. Новоселова, И. А. Сидорчука, В. И. Шульдинера, С. А. Щеки и др.).

1 — гранулитовый комплекс; 2—4 — ганальская серия (2 — преимущественно полиметаморфические породы, 3 — маркирующая пачка плагиогнейсов, преимущественно слюдяных и биотит-гранатовых, 4 — то же, силикатных мраморов); 5 — биотит-роговообманковые плагиограниты (гнейсограниты); 6 — гранатовые плагиограниты; 7 — габбро-нориты; 8—13 — стеновая серия (прогрессивно-метаморфизованные породы): 8 — нижняя толща; 9 — средняя толща, 10 — верхняя толща; 11—13 — маркирующие горизонты (11 — туфы грубообломочные смешанного состава метаморфизованные; 12 — кианитовые кварциты и кварц-пиропиллитовые сланцы; 13 — порфиroidы); 14 — метаморфизованные субвулканические гранитоиды; 15 — ортоамфиболиты (метаморфизованные габбро, горблендиты); 16 — ирунейская свита верхнего мела (зеленокаменные породы с фауной); 17 — кайнозойские отложения; 18 — постметаморфические гранитоиды; 19 — разломы; 20 — зона сочленения ганальской и стеновой серий; 21 — элементы залегания слоистости, полосчатости, сланцеватости (α — с наклонными углами падения, β — с вертикальными углами падения); 22 — элементы залегания полосчатости в габбро-норитах; 23 — линия разреза (см. рис. 27). Цифры в кружках: I Воеводская антиклиналь; II — Вахталкинская антиклиналь

отпечатков к группе *Inoceramus schmidti* позволяет сделать вывод о наиболее вероятном сантон-кампанском возрасте вмещающих толщ.

Верхнемеловые образования в Ганальском хребте подверглись региональному зеленокаменному изменению. Зеленокаменноизмененные породы по ассоциациям минеральных новообразований аналогичны самым низкотемпературным диафоритам метаморфических пород Ганальского выступа. Минеральные новообразования представлены альбитом, хлоритом, эпидотом, пренитом, цеолитами и кальцитом. Кристаллизационная сланцеватость не характерна, и новообразования не затушевывают текстурно-структурных особенностей вулканитов; *рт*-условия зеленокаменного изменения соответствуют ломонтит-пренит-кварцевой субфации цеолитовой фации в понимании Г. Винклера (1969). Температурные условия этой фации оцениваются в 200—300 °С. Переходы к более высокотемпературным либо к низкотемпературным образованиям высоких давлений неизвестны. От типичных метаморфических пород в большинстве других районов Камчатки, так же как и в Ганальском хребте, верхнемеловые породы отделены разломами, часто имеющими характер шовных зон (Сидорчук, Герман, 1968). Отсутствие кристаллизационной сланцеватости — наиболее характерная черта верхнемеловых пород, позволяющая уверенно отделять их от метаморфических пород самых низкотемпературных зон.

На востоке и юге метаморфические породы Ганальского выступа перекрыты кайнозойскими вулканогенными и осадочно-вулканогенными и рыхлыми четвертичными образованиями. На севере филлиты и зеленые сланцы, примыкающие к Стеновому блоку Ганальского выступа, перекрыты пологозалегающими образованиями кайнозоя, вследствие чего их взаимоотношения с верхнемеловыми отложениями Валагинского хребта, продолжающего к северо-востоку Ганальский хребет, неизвестны.

При рассмотрении возраста и структурного положения метаморфических образований Ганальского хребта автор вынужден обращаться к материалам по метаморфическим породам, развитым в Срединном Камчатском хребте, в связи с чем целесообразно привести их краткую характеристику. К западу от Ганальского выступа расположен крупный массив метаморфических пород Срединного Камчатского хребта (см. рис. 2).

По данным геологических съемок (В. А. Ярмолюк, А. Ф. Марченко, М. И. Горяев, И. А. Сидорчук, Ю. А. Альбов, В. Н. Лукьянов и др.) здесь выделяются два главных комплекса метаморфических пород. Нижний — образуют колпаковская и камчатская серии, представленные плагиогнейсами, мигматитами и разнообразными кристаллическими сланцами, преимущественно глиноземистыми, при резко подчиненном участии амфиболитов, гранатовых амфиболитов, известково-силикатных гнейсов. Породы претерпели полиметаморфические преобразования. На отдельных участках имеются признаки присутствия кристалличе-

ских пород гранулитовой фации, однако достоверно они не установлены. Верхний комплекс (андриановская, хейванская и химкинская свиты) образован филлитами, глиноземистыми сланцами, метапесчаниками и подчиненными им метавулканитами основного состава, претерпевшими зональный и, вероятно, одноактный метаморфизм невысоких ступеней (преимущественно зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций).

Вопрос о возрасте метаморфизма Срединного Камчатского хребта представляет предмет острой и длительной дискуссии. Различные исследователи датируют их в диапазоне от архея до позднего мела (Богданович, 1899; Дьяков, Тимофеев, 1956; Мокроусов, 1961; Марченко, 1964, 1968; Власов, 1964; Смирнов, 1964; Лебедев, Бондаренко, 1962 и др.). А. Ф. Марченко (1968) подчеркивает, что породы Срединного массива испытали несколько этапов метаморфических преобразований. В настоящее время большинство исследователей также полагает, что в Срединном Камчатском хребте развиты разновозрастные метаморфические породы.

СТЕНОВАЯ СЕРИЯ

Серия образована прогрессивно метаморфизованными породами, преобладающим развитием среди которых пользуются различные зеленые сланцы (метавулканиты основного состава) и метаморфизованные кислые вулканиты. Присутствуют также филлиты, кианитовые кварциты, глаукофанизированные и стильпномелансодержащие сланцы. Интрузивный комплекс представлен субвулканическими гранитоидами, габброидами и горнблендитами, метаморфизованными наравне со вмещающими породами. Серия собрана в широкие складки северо-западного простирания. Выделяются две крупные структуры — антиклиналь р. Собачьей и Стеновая синклиналь.

Основание стеновой серии не вскрыто. В нижних частях разреза преобладают кислые метавулканиты, которые сменяются кверху равномерным переслаиванием кислых и основных метавулканитов, а еще выше основные метавулканиты превалируют в разрезе.

Стратифицирующиеся образования

Нижняя толща обнажается в ядре антиклинали р. Собачьей. Толща составлена сланцами, текстурно-структурные особенности, химический и минеральный состав которых показывают, что метаморфизму подверглись кислые вулканиты — кварцевые кератофиры, их туфы и лавобрекчии. Подчиненную роль играют зеленые сланцы — метавулканиты основного состава. В верхней части толщи прослеживается горизонт метаморфизованных грубообломочных туфов смешанного состава мощностью около 200 м (рис. 4). Толщу венчает горизонт, в котором переслаиваются кианитовые кварциты, кварц-пирофиллитовые сланцы, кислые метавулканиты и зеленые сланцы — нижний горизонт кианитовых кварцитов. Кианитовые кварциты субпараллельны другим горизонтам и образуют пласты различной мощности — от первых метров до 20—25 м. Мощность горизонта достигает 200—300 м. Он прекрасно прослеживается на местности, благодаря светлой желтовато-бурой окраске пород, обусловленной окислением пирита, обильно насыщающего породы горизонта.

Нижняя толща густо насыщена субпластовыми залежами и небольшими штоками гранитоидов, метаморфизованных совместно с вмещающими породами. В результате, контакты интрузивных тел плохо улавливаются, а зачастую природу метаморфических сланцев определить невозможно. Тем не менее субпараллельность картируемых горизонтов, перемежаемость в разрезе параллельных, часто тонких пластов, отличающихся составом, структурно-текстурными особенностями слагающих эти пласты пород, прекрасно наблюдаемая визуально слоистость в высоком обрыве левого борта р. Собачьей — все эти признаки не оставляют сомнений в принадлежности большей части сланцев к стратифицирующимся образованиям. В лавобрекчиях в хороших обнажениях видна тонкая флюидалность (полосчатость), сочетающаяся с обломочной структурой.

Вскрытая мощность нижней толщи (вместе с заключенными в ней залежами субвулканических гранитоидов) превышает 1000 м. Характер чередования пород, изученный в многочисленных пересечениях, позволяет заключить, что основные метавулканиты составляют не более 15—20% разреза; при этом наиболее мощные прослои последних появляются в верхней части толщи.

Наличие кислых метавулканитов в Ганальском хребте отмечалось многими исследователями (Мокроусов, 1961; Маракушев и др., 1971 и др.), однако В. И. Шульдинер впервые обратил внимание на то, что они слагают мощную толщу в видимом основании стеновой серии (Герман, Шульдинер, 1973).

Средняя толща заключена между двумя горизонтами кианитовых кварцитов. В ее разрезе переслаиваются сланцы основного и кислого состава, которые находятся приблизительно в равных соотношениях (рис. 5). Толща образована теми же разновидностями пород, что и нижняя, к которым добавляются резко подчиненные сланцы андезитового состава. В верховьях пади Стеновой и р. Киргуроп обнаружены, кроме того, глаукофанизированные зеленые сланцы, принадлежность которых к стратифицирующимся образованиям не очевидна. На северо-восточном крыле Стеновой синклинали породы толщи метаморфизованы очень слабо (безамфиболовая зона зеленосланцевой фации). Здесь наиболее отчетливо наблюдаются реликтовые текстуры и структуры пород, которые показывают, что кислые разности представлены лавобрекчиями, туфами, туфопесчаниками, возможно песчаниками.

Для иллюстрации строения толщи приводится разрез, составленный на водоразделе р. Исхаладыч — руч. Осеннего. Здесь выше горизонта кианитовых кварцитов параллельно ему лежат:

светло-серые, несколько зеленоватые бластопорфировые хлорит-серицит-альбит-кварцевые сланцы с тонкими редкими прослоями темно-зеленых и серо-зеленых альбит-эпидот-хлоритовых сланцев	85 м
хлорит-серицит-кварц-альбитовые сланцы (метаморфизованные туфы кварцевых кератофиров) с частыми прослоями зеленых хлорит-альбит-эпидотовых, кварц-эпидот-хлоритовых сланцев	95 »

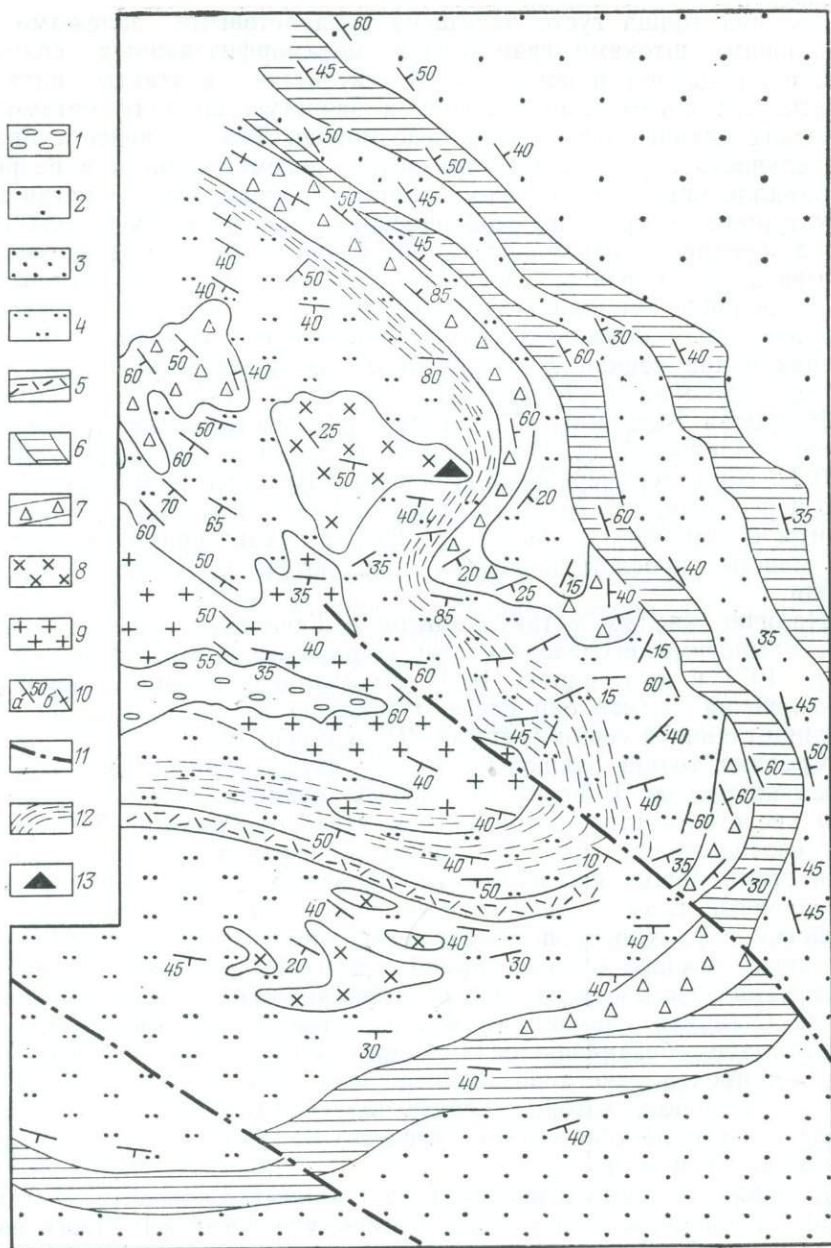


Рис. 4. Геологическое строение среднего течения р. Собачьей (по материалам автора и В. И. Шульдинера).

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2—7 — стратифицирующиеся образования стеновой серии (2 — верхняя толща, 3 — средняя толща, 4 — нижняя толща, 5 — горизонт метаморфизованных лабобрекчий кислого состава, 6 — горизонты кианитовых кварцитов, 7 — гори-

равномерное переслаивание слюдяно-альбит-кварцевых и эпидот-альбит-актинолитовых сланцев	18 м
белые слюдяно-кварц-альбитовые сланцы	40 »
темно-зеленые кварц-альбит-эпидот-хлоритовые сланцы	35 »
переслаивание зеленых эпидот-альбит-актинолитовых (метадиабазов) и светло-зеленых-серицит-хлорит-эпидот-альбит-кварцевых сланцев (метаандезитов)	11 »
альбит-актинолитовые сланцы	11 »
хлорит-мусковит-альбит-кварцевые сланцы	50 »
эпидот-альбит-актинолитовые сланцы	105 »
грубое переслаивание эпидот-альбит-актинолитовых и хлорит-серицит-кварц-альбитовых сланцев	85 »
тонкое равномерное переслаивание хлорит-мусковит-плагноклаз-кварцевых и эпидот-амфибол-плагноклазовых сланцев	43 »
темно-зеленые плагноклаз-амфиболовые сланцы с прослоем (10 м)	92 »
биотит-кварц-плагноклазовых сланцев	
плагноклаз-амфиболовые сланцы с подчиненными прослоями хлорит-мусковит-кварц-плагноклазовых сланцев	40 »
эпидот-плагноклаз-амфиболовые сланцы с редкими прослоями слюдяно-кварц-плагноклазовых сланцев	150 »
Мощность приведенного разреза 860 м.	

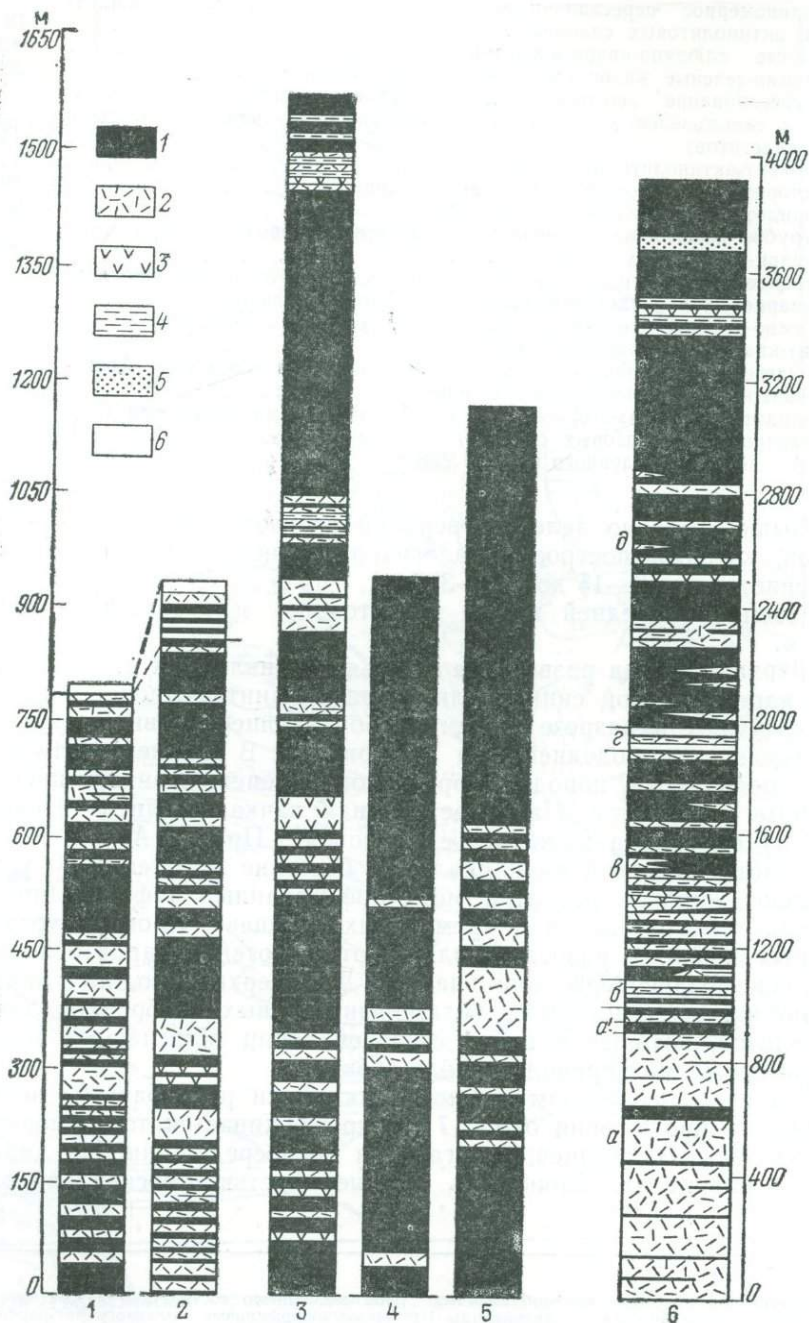
Выше согласно залегает верхний горизонт кианитовых кварцитов, который построен аналогично нижнему. Его мощность изменяется от 10—15 до 250—300 м.

Мощность средней толщи непостоянна и достигает 800—950 м.

Верхняя толща развита на крыльях антиклинали р. Собачьей и в ядре Стеновой синклинали. Метавулканы основного состава получают в разрезе толщи преобладающее развитие, кислые метавулканы подчинены им (см. рис. 5). В верхней части разреза появляются породы терригенного происхождения, превращенные в филлиты. Наиболее мощная пачка филлитов (около 120 м) описана в междуречье Стеновой — Правой Авачи, в осевой части Стеновой синклинали. В бассейне р. Стеновой установлено широкое развитие метаморфизованных туфопесчаников, иногда туфогравелитов и кремнистых сланцев. Кроме перечисленных пород, в разрезе толщи отмечаются кварцитосланцы, стильномелансодержащие сланцы. Для верхней толщи характерно частое присутствие метаморфизованных габброидов, горнблендитов, которые в низах стеновой серии встречаются значительно реже, как правило, в виде даек.

На северо-восточном крыле антиклинали р. Собачьей непрерывно на протяжении около 7 км прослеживается тонкослоистая пачка зеленых сланцев, залегающая непосредственно на кианитовых кварцитах. Слоистость большей частью плоскопараллель-

зонт метаморфизованных грубообломочных туфов смешанного состава); 8—9 — метаморфизованные субвулканические гранитоиды (8 — крупнопорфировые плагногранит-порфиры, 9 — плагногранит-порфиры, кварцевые порфиры); 10 — элементы залегания полосчатости, сланцеватости (а — с наклонными углами падения, б — с вертикальными углами падения); 11 — разломы; 12 — зона филлонитизированных пород; 13 — место отбора пробы на рубидиево-стронциевый анализ абсолютного возраста (обр. 3454)



ная; толщина прослоев обычно измеряется несколькими сантиметрами. Более мощные прослой редки. Южнее эта пачка прослеживается значительно хуже вследствие интенсивно проявленных процессов филлонитизации, развальцевания, послойных срывов.

Наиболее подробный разрез верхней толщи составлен от главного водораздела Ганальского хребта через г. Тумхан, на юго-западном крыле антиклинали р. Собачьей. Здесь выше горизонта кианитовых кварцитов обнажаются:

темно-зеленые полосчатые эпидот-плагноклаз-актинолитовые сланцы	70 м
тонкое переслаивание лейко-, мезо- и меланократовых зеленых и зеленовато-серых плагноклаз-эпидот-амфиболовых сланцев	100 »
светлые зеленовато-серые бластопорфиновые биотит-кварц-плагноклазовые сланцы	8 »
груболопчатые эпидот-плагноклаз-амфиболовые сланцы	147 »
светлые зеленовато-серые порфиробластовые биотит-амфибол-плагноклаз-кварцевые сланцы	5 »
переслаивание биотит-кварц-плагноклаз-амфиболовых и плагноклаз-амфиболовых сланцев	390 »
белые гранат- и амфиболсодержащие порфиробластовые плагноклаз-кварцевые сланцы с тонкими прослоями зеленых плагноклаз-амфиболовых сланцев	33 »
плагноклаз-амфиболовые сланцы с частыми прослоями кварц-плагноклаз-биотит-амфиболовых сланцев	95 »
светлые зеленовато-серые бластопорфиновые биотит-плагноклаз-кварцевые сланцы с редкими прослоями темно-зеленых плагноклаз-амфиболовых сланцев	75 »
плагноклаз-амфиболовые сланцы	50 »
биотит-плагноклаз-кварцевые сланцы и кварцито-сланцы с подчиненными прослоями кварц-плагноклаз-амфиболовых сланцев	55 »
плагноклаз-амфиболовые сланцы	80 »
переслаивание плагноклаз-амфиболовых и кварцсодержащих биотит-плагноклаз-амфиболовых сланцев	330 »
биотит-плагноклаз-амфиболовые и биотит-кварц-плагноклазовые сланцы и кварцитосланцы в тонком переслаивании	45 »
плагноклаз-амфиболовые сланцы с подчиненными прослоями кварцитосланцев	75 »

Мощность приведенного разреза около 1560 м.

Более высокая часть срезана зоной, по которой нижележащая ганальская серия надвинута на стеновую. Мощность верхней толщи превышает 1900 м.

Вскрытая мощность стеновой серии не превышает 4000 м (см. сводный разрез на рис. 5).

Рис. 5. Схематизированные и генерализованные разрезы метаморфических образований стеновой серии.

1 — метаморфические породы основного состава; 2 — метаморфические породы кислого состава; 3 — метаморфические породы среднего состава (метаандезиты); 4 — кварцитосланцы; 5 — филлиты; 6 — кианитовые кварциты и кварц-пиррофиллитовые сланцы.

Цифрами под колонками обозначены: 1—2 — разрезы средней толщи: 1 — на водоразделе рек Исхаладыча—Собачьей; 2 — на водоразделе р. Исхаладыча—руч. Осеннего; 3—5 — разрезы верхней толщи: 3 — через гору Тумхан (юго-западное крыло антиклинали р. Собачьей), 4 — через гору Стеновую (северо-восточное крыло антиклинали р. Собачьей), 5 — в междуречье Исхаладыча—пади Стеновой (юго-западная периклиналь антиклинали р. Собачьей); 6 — сводный разрез видимой части стеновой серии (а — нижняя толща, а' — горизонт метаморфизованных грубообломочных туфов смешанного состава; б — нижний горизонт кианитовых кварцитов, в — средняя толща, г — верхний горизонт кианитовых кварцитов, д — верхняя толща)

Петрография метаморфических пород

В стеновой серии распространены следующие основные разновидности метаморфических пород: зеленые сланцы, в том числе стильпномелансодержащие и глаукофанизированные; плагиоклаз-эпидот-амфиболовые и другие амфиболсодержащие сланцы; метавулканы кислого состава; кварцитосланцы; кианитовые кварциты; филлиты.

Зеленые сланцы — метаморфические сланцы преимущественно основного и среднеосновного состава хлорит-мусковитовой (безамфиболовой) и актинолитовой зон регионального метаморфизма (табл. 1). Это зеленовато-серые, зеленые, травяно-зеленые, желтовато-зеленые, иногда голубовато-серые и серые обычно сланцеватые, нередко пльчатые, реже массивные либо неясно сланцевые породы. Часто отмечается полосчатость — тонкая, грубая, линзовидная и струйчатая.

Таблица 1

Химические составы метаморфических пород стеновой серии, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	78,08	54,36	50,68	55,90	70,59	74,10	75,51	71,48
TiO ₂	0,44	0,76	1,07	0,56	0,43	0,02	0,07	0,44
Al ₂ O ₃	8,93	16,09	19,29	18,06	14,60	13,79	11,39	12,19
Fe ₂ O ₃	0,88	5,27	4,31	4,13	1,73	1,83	0,60	3,24
FeO	0,89	3,59	5,40	3,72	1,44	0,38	0,95	1,70
MnO	0,02	0,16	0,20	0,09	0,10	Сл.	0,04	0,01
MgO	0,33	5,82	5,00	3,36	0,41	0,31	0,72	0,50
CaO	0,53	5,84	7,97	3,96	3,86	2,74	2,59	0,72
Na ₂ O	0,14	3,33	3,33	3,33	6,23	4,80	6,49	4,19
K ₂ O	0,44	1,06	1,06	1,58	0,74	0,40	0,67	0,95
P ₂ O ₅	0,06	0,20	0,14	0,20	0,08	0,30	0,19	Сл.
CO ₂	0,02	0,06	0,20	1,04	—	Н. а.	Н. а.	Н. а.
H ₂ O ⁺	Н. о.	2,69	1,06	3,46	0,13	Н. а.	Н. а.	Н. а.
H ₂ O ⁻	0,32	0,45	0,25	0,77	0,15	0,08	Сл.	0,25
П.п.п.	—	—	—	—	—	0,84	Н. о.	2,74
SO ₃	—	0,01	Н. о.	Н. о.	Н. а.	—	—	1,34
S _{пирит}	4,42	—	—	—	—	Н. о.	0,27	—
S _{самородн.}	0,12	—	—	—	—	Н. о.	1,08	—
Сумма	99,64*	99,69	99,96	100,16	100,49	99,59	100,57	99,75

* В сумму включены дополнительно определенные Fe_{пирит} 3,85; SO₃ сульфат 0,17.

1 — кианитовый кварцит, обр. 3204/14; 2 — альбит-эпидот-актинолитовый сланец, обр. 4414, коллекция Д. А. Бабушкина; 3 — то же, обр. 5168/6, коллекция Д. А. Бабушкина; 4 — роговообманково-плагиоклазовый сланец, обр. 3183/9; 5 — биотит-кварц-плагиоклазовый гранатсодержащий сланец, обр. 3134/11; 6 — хлорит- и эпидотсодержащий кварц-альбитовый сланец (метаспирит), обр. Ш-25/2, коллекция В. И. Шульдинера; 7 — то же, обр. Ш-39, коллекция В. И. Шульдинера; 8 — пиритизированный и мусковитизированный бластопорфировый метаспирит (вкрапленники альбита и кварца), обр. Ш-46/4, коллекция В. И. Шульдинера (дополнительно определено F 0,3).

Аналитики: 1—5 — М. Д. Яроцкая, 6—8 — Ж. А. Шека.

Микроструктуры зависят от минерального состава. Они, как правило, тонко- и мелкозернистые микрогранобластовые, лепидогранобластовые, нематобластовые и т. д. Нередко наблюдаются порфириобластовые и бластопорфировые структуры. Порфириобласты представлены кислым плагиоклазом, актинолитом; порфирокласты — альбитизированным плагиоклазом, пироксенами, иногда роговой обманкой. В безамфиболовой, реже в актинолитовой зонах наблюдаются реликтовые структуры — пилотакситовые, трахитоидные, обломочные (метаморфизованные базальты, диабазы, их туфы, туфогенно-осадочные породы). Реликтовые обломочные структуры особенно хорошо сохранились в породах центральной части горизонта грубообломочных туфов (см. рис. 4).

Главными породообразующими минералами зеленых сланцев являются альбит, эпидот, хлорит, актинолит, мусковит (серицит), биотит, кварц, присутствующие в различных количественных соотношениях (табл. 2, 3). Выделяются лейко-, мезо- и меланократовые разности зеленых сланцев. В качестве почти постоянной примеси присутствует кальцит в количестве, редко превышающем 3—5%, а также сфен, частично лейкоксенизированный, магнетит, пирит, апатит, реже рутил. Иногда уже в хлоритовой зоне появляются мелкие зерна граната (см. табл. 1, обр. 3309—6). Биотит окрашен в зеленый цвет; реже наблюдается зеленовато-коричневая окраска. Эпидот интенсивно плеохроирует в ядовито-желтых тонах. Актинолит бесцветный либо бледно-зеленый; с приближением к эпидот-роговообманковой зоне по периферии зерен актинолита появляются голубовато-зеленые и синнезеленые каймы. Плагиоклаз по составу колеблется от чистого альбита до альбита, содержащего 8—10% анортитового компонента (по оптическим свойствам).

Глаукофанализированные сланцы имеют бластопорфировую структуру и сланцеватую текстуру. Они сложены моноклинным пироксеном (до 60%), хлоритом (10%), иддингситом (15—20%), эпидотом (5—10%). В небольшом количестве присутствуют кислый плагиоклаз, кварц, рудный минерал, серпентин (2—3%). Глаукофан развивается по краям зерен моноклинного пироксена. Плеохроирует в чернильно-синих тонах. Породы представляют собой, вероятно, метаморфизованные пироксеновые порфириты либо туфы пироксеновых порфиритов. Они образуют согласные пласты в средней толще в 500—600 м от разлома, отделяющего стеновую серию от развитых севернее филлитов и зеленых сланцев.

Амфиболсодержащие сланцы (метабазиты, частично породы среднего состава — см. табл. 4) в эпидот-роговообманковой зоне отличаются от зеленых сланцев заметным кристаллическим сложением и менее четко выраженными, а чаще совершенно не проявленными исходными структурами. Полосчатость в них чаще линзовидная и грубая, появляются кварц-полевошпатовые пегматитовые прожилки. Микроструктуры мелкокристаллические, ре-

Минеральные ассоциации безамфиболовой (хлорит-мусковитовой) зоны прогрессивно-метаморфизованных пород стеновой серии

Порода	№ образцов, шлифов	Главные минералы										Второстепенные						
		Кв	Аб	Гр	Му (Сер)	Пф	Хл	Ки	Эп	Цс	Ка	Уг	Мт (Гмт)	Сф (Лс)	Рут	Ап	Лм (Гм)	Прг
Кварц-альбит-серицит-хлорит-эпидотовые сланцы	Д24, Д120, 3219/1, 3310 и др.	+	+		+		+		+		+		+	+	+	+	+	+
(Кварц)-(альбит)-хлорит-эпидотовые сланцы	Д1068, 3208/2, 3313/10 и др.	±	±				+		+		±		±	+	±	±		±
Кварц-альбит-хлорит-серицитовые сланцы	Д630, 3219, 3240/6 и др.	+	+		+		+				±		+	±		±		
Филлиты	6164, 6722/2, 6723/1 и др. 4002 ^a , 5207/30 и др. 4451, 5211, 6164 и др.	+	+		+		+		±		+		+	+		±		+
Кварц-серицитовые сланцы	5209/21, 6191 ^a	+			+						±		±					
Кварц-альбит-серицит-эпидотовый сланец	5209/29	+	+		+				+		+							
Кианитовые кварциты	3204/7, 3204/14 4092г и др.	+			+	+			+									+
Кварц-пирофиллитовые сланцы	3237, 3256/1, 4091г и др.	+				+											+	+
Кварц-серицитовые сланцы	3234, 3244/10, 4092 и др.	+	+		+												±	
Гранатсодержащие зеленые сланцы	3309/6 3260/3	+	+	+			+		+				+				+	
		+	+	+	+					+			+					

Минеральные ассоциации актинолитовой (биотит-актинолитовой) зоны прогрессивно-метаморфизованных пород стеновой серии

Порода	№ образцов, шлифов	Главные минералы											Второстепенные								
		Кв	Аб	Бв	Сп	Му	Пф	Хл	Бн	Ка	Стл	Акт	Тр	Гф	Эп	Мг	Сф	Руф	Ап	Лм	Прг
(Кварц)-альбит-(хлорит)-(биотит)-эпидотовые сланцы	Д15, Д1078, 3205, 3311 и др.	±	+					±	±	±					+	±	±		±	±	±
(Кварц)-альбит-мусковит-хлорит-(биотит)-(актинолит)-эпидотовые сланцы	Д23, 3205/11, 3309/2 и др.	±	+			+		+	±	±		±			+	±	±		±	±	±
Кварц-альбит-хлорит-биотит-актинолитовый сланец	Д161 ^а	+	+					+	+			+					+		+		
Кварц-альбит-хлорит-актинолит-эпидотовый сланец	Д95	+	+					+				+			+	+	+				
Кварц-актинолит-эпидотовые сланцы	Д538 ^а , Д541	+								+		+			+	+	+				
Кварц-альбит-мусковит-биотитовые сланцы	Д120 ^а , Д120 ^б	+	+			+				+								±			+
Кварц-альбит-мусковит-(хлорит)-(биотит)-(эпидотовые) сланцы	Д122, 3241, 3248, 3313/3 и др.	+	+			+		±	±	+					±		+	+			
Кварц-альбит-хлорит-тремолит-эпидотовые сланцы	Д28, Д2028 ^а	+	+					+						+	+	+					
Стильномелансодержащие зеленые сланцы	Д23, Д506	±	+					±	±			+	+		+		+				+
Глаукофанезированные зеленые сланцы	Д544, 3507, 3507/3, 3513					+	+			+	±				+	+	+				

**Минеральные ассоциации зоны сине-зеленой роговой обманки
(эпидот-роговообманковой зоны)
прогрессивно-метаморфизованных пород стеновой серии**

Порода	№ образцов, шлифов	Главные минералы						Второстепенные								
		Кв	Эп	Пл 11-30	Пл 31-35	Гр	Би	Рг	Мг (Тмг)	Сф (Лс)	Рут	Ап	Цр	Лм (Гм)	Прт	От
Кварцосодержащие плагиоклаз-(биотит)-эпидот-роговообманковые сланцы	Д1128, 3132/4, 3135/2 и др.	+	+	+			±	+	±	±	±	±	±	±		±
Кварц-плагиоклаз-(эпидот)-биотитовые сланцы	3132/14, 3171/3, 3137/13 и др.	+	±	+			+		±	±	±	+		±		
Лептитоподобные сланцы	3134/11, 3135, 3171/4 и др.	+	±	+		+	+		±		±					
То же	3132/5, 3132/2	+	+		+	+	+	+	+			±	±	±		±
Плагиоклаз-эпидот-роговообманковые сланцы	3132/3		+	+				+	+					+	+	
Кварцосодержащие плагиоклаз-(эпидот)-роговообманковые сланцы	3132/7, 3134/19, 3135/7 и др.	+	±		+			+	±		±	+				
Кварцитосланцы	3132/20	+	±		+			+								
То же	3132/24, 3133/3	+	±		+			+	±		+					

же среднезернистые. Плагиоклаз имеет состав олигоклаза — кислого андезина (табл. 4). Роговая обманка в шестоватых и сноповидных зернах по мере удаления от актинолитовой зоны в глубину эпидот-роговообманковой приобретает все более густую сине-зеленую окраску. Биотит большей частью коричнево-коричневый. Наиболее распространенными разновидностями пород являются плагиоклаз-эпидот-амфиболовые, плагиоклаз-амфиболовые, биотит-амфибол-плагиоклазовые, кварц-плагиоклаз-биотит-амфибол-эпидотовые сланцы (см. табл. 4).

Метавулканисты кислого состава в низкотемпературных зонах часто имеют реликтовые структуры, что позволяет в общих чертах воссоздать облик пород, подвергшихся метаморфическим преобразованиям. Это светло-серые, белые и зеленовато-серые обычно хорошо рассланцованные породы с плитчатой отдельностью, нередко серебристые на плоскостях рассланцевания за счет скопления светлой слюды. Иногда в хороших обнажениях, отполированных водой, обнаруживается реликтовая обломочная структура, нередко — флюидальная текстура. Отдельные разновидности обломочных пород напоминают туфолавы. При микроскопическом изучении в таких породах хорошо видна реликто-

вая порфирировая структура. Вкрапленники представлены альбитизированным плагиоклазом и кварцем. Основная ткань сложена микролепидогранобластовым агрегатом кварца, альбита, светлой слюды, к которым добавляются эпидот, хлорит, иногда биотит и актинолит (см. табл. 2, 3). Туфы и туфопесчаники отличаются полосчатыми текстурами, обусловленными чередованием прослоев, одни из которых обогащены кварцем и кислым плагиоклазом, другие — слюдами, эпидотом. Нередки такситовые текстуры и реликтовые полифировые структуры.

Чаще, однако, породы преобразованы в типичные сланцы альбит-кварц-слюдистые с той или иной примесью эпидота, актинолита или без них. В зонах высокотемпературного метаморфизма они превращены в олигоклаз-кварц-слюдяные сланцы, обычно очень лейкократовые. В них почти всегда содержится в виде примеси сине-зеленая роговая обманка, иногда эпидот, зеленый биотит, изредка гранат (см. табл. 4). Структуры мелкокристаллические гранобластовые, роговая обманка образует снеповидные и шестоватые агрегаты. Химический состав метавулканитов отвечает кварцевым кератофирам (см. табл. 1). Отдельные разновидности приближаются по внешнему облику к лептитам. Они характеризуются аплитовидной мелкозернистой основной тканью, образованной полигональными зернами кварца и олигоклаза. Редкие порфиробласты представлены таблитчатыми зернами олигоклаза и кварца. В виде примеси отмечаются мелкие зерна граната и сине-зеленой роговой обманки. По химическому составу лептитоподобные сланцы отвечают кварцевым кератофирам (см. табл. 1, обр. 3134/11). От безгранатовых разновидностей отличаются более высокой железистостью.

Кварцитосланцы отличаются от пород предыдущей группы лишь повышенным содержанием кварца (до 70—75%).

Кианитовые кварциты — светло-серые иногда с заметным розовым оттенком сланцеватые породы. В полосчатых разновидностях тонкие (первые миллиметры) полосы, обогащенные кварцем, чередуются с существенно кианитовыми полосами. Микроструктуры порфиробластовые. Крупные (до 2 мм) порфиробласты кианита, нередко s-образно изогнутые, слагают до 20% породы. Кианит интенсивно замещается пиррофиллитовой слюдкой. Основная ткань сложена мелкозернистым (0,02—0,03 мм) агрегатом кварца; отмечаются отдельные чешуи серицита. Постоянно присутствует пирит в количестве до 3—7%. Важно отметить, что пирит метаморфизован. Выделения его будинированы, расплющены вдоль сланцеватости или s-образно изогнуты в замках плоек. Вероятно, пирит сингенетический. Его образование может быть обусловлено осадконакоплением в условиях сероводородного заражения.

Филлиты — темно-серые и черные породы, блестящие на поверхностях рассланцевания. Содержат сегрегационные жилы молочно-белого кварца. Характеризуются микролепидобластовой, иногда blastopelitic, blastoalevritic структурой; сложена

ны кварцем с небольшой примесью альбитизированного плагиоклаза, серицитом, хлоритом и пелитоморфным графитом. Встречаются отдельные зерна эпидота и примесь магнетита.

Интрузивные породы

Дометаморфические интрузивные породы Стенового блока представлены кварцевыми порфирами, плагиогранит-порфирами, гранофирами, габбро, габбро-порфиритами, горнблендитами. Постметаморфические гранитоиды (кварцевые диориты, гранодиориты), вероятно, палеогеновые либо меловые, размещаются вдоль обновленных разломов северо-западного простирания (см. рис. 3). Они прорывают консолидированные породы, дают обширные поля роговиков, накладывающиеся на метаморфические сланцы. Рассмотрение этих пород не входит в задачу настоящей работы.

В пространственном размещении дометаморфических интрузий различного состава намечается тесная связь с литологией вмещающих пород. В нижней толще стеновой серии, сложенной преимущественно кислыми метавулканитами, широко распространены небольшие штоки, субпластовые залежи и дайки плагиогранит-порфиров, кварцевых порфиров, изредка гранофилов. В верхних частях разреза, где преобладают метабазиты, такие интрузии очень редки. Здесь появляются мощные залежи габброидов и горнблендитов, которые в основании серии присутствуют лишь в виде даек.

Плагиогранит-порфиры — очень лейкократовые белые и светло-серые породы, структура которых изменяется от гигантопорфировой до крупнопорфировой. Они образуют субпластовые залежи (дайки и штоки размером до первых километров в поперечнике (см. рис. 3, 4). Характерно преобладание вкрапленников над главной массой. Вкрапленники представлены фарфоровидными зернами альбитизированного с краев и интенсивно сосюритизированного олигоклаза (№ 20), таблитчатого, в основе слабо зонального, и округлыми зернами водяно-прозрачного кварца. Размеры вкрапленников достигают 10—15 мм в поперечнике, вследствие чего плагиогранит-порфиры нередко напоминают по внешнему облику гравелиты. Главная масса тонкозернистая, сложена кварцем и альбитом. Слюда (вероятно, биотит) нацело замещена хлоритом и серицитом.

Во многих случаях плагиогранит-порфиры плохо отличаются от вмещающих пород вследствие интенсивного рассланцевания, но в центральных частях интрузивных тел нередко сохраняются массивные участки.

Кварцевые порфиры (кератофиры) практически не отличаются от кислых эффузивов вмещающих толщ и весьма близки к ним по химическому составу (табл. 5, ср. табл. 4). Они образуют небольшие согласные залежи, иногда дайки, изредка можно видеть контакты, пересекающие полосчатость (слоистость, флю-

Химические составы интрузивных пород стеновой серии, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	50,02	51,62	72,8	72,66	72,46	71,38
TiO ₂	0,60	0,62	0,38	0,56	0,06	0,21
Al ₂ O ₃	7,80	10,17	11,05	12,03	16,72	15,93
Fe ₂ O ₃	5,07	4,78	0,76	1,83	0,17	1,53
FeO	4,76	4,20	1,68	1,60	1,29	0,44
MnO	0,20	0,03	0,26	0,28	0,03	0,05
MgO	13,07	10,90	0,81	1,52	0,70	0,62
CaO	13,53	12,14	4,54	3,18	2,38	3,50
Na ₂ O	0,70	1,88	3,41	3,67	4,27	5,05
K ₂ O	0,32	0,62	3,0	2,0	0,79	0,44
H ₂ O+	1,84	1,61	—	—	0,45	0,62
П. п. п.	—	—	1,86	1,19	—	—
H ₂ O-	0,36	0,29	—	—	0,16	Н. о.
H ₂ O _{гигр.}	—	—	0,02	0,02	—	—
P ₂ O ₅	0,09	0,09	Н. о.	Н. о.	0,04	0,04
CO ₂	1,37	0,68	Н. о.	Н. о.	0,11	0,07
Сумма	99,73	99,63	100,57	100,54	99,63	100,08

1 — метагаббро, обр. 3149/5; 2 — то же, обр. 3261/4; 3 — плагиогранит-порфир, обр. 1013, коллекция Л. И. Тихомирова; 4 — плагиоаплит, обр. 888, коллекция Л. И. Тихомирова; 5 — плагиогранит-порфир, обр. 3454; 6 — кварцевый порфир, обр. 5538/2, коллекция Д. А. Бабушкина. Аналитики: 1, 2, 6 — М. Д. Яроцкая, 5 — В. Г. Олейник, 3—4 — по данным Л. И. Тихомирова (1957 г.)

идальность) вмещающих пород (см. рис. 4). Признаков контактового воздействия не установлено.

Гранофиры образуют небольшие пластовые залежи и внешне не отличаются от кварцевых порфиров. Под микроскопом характеризуются гранофировым сростанием кварца и калишпата: в небольшом количестве присутствует хлоритизированная слюда. Обнаружены исключительно в нижней толще стеновой серии.

Габбро, габбро-порфиры, горнблендиты образуют залежи супластовой формы. Развита преимущественно в верхней толще стеновой серии; в более низких частях разреза встречены лишь в виде даек. Наиболее мощная (около 400 м) залежь расположена в бассейне р. Тумхан и приурочена к надвигу, разделяющему образования ганальской и стеновой серий (см. рис. 3). Породы обнаруживают реликтовые крупнокристаллические, иногда порфировые структуры. Горнблендиты имеют апопанидиоморфную структуру и сложены крупными зернами актинолита либо их агрегатами, псевдоморфно заместившими роговую обманку, либо пироксен (90—95%); в небольшом количестве присутствуют хлорит, эпидот и рудный минерал (в сумме 5—10%). Габбро сложены актинолитом (псевдоморфным) и альбитизированным, эпидотизированным плагиоклазом, приблизительно в равных со-

отношениях. В высокотемпературной зоне место актинолита занимает сине-зеленая роговая обманка. Характерны апогаббровые и апопорфиновые структуры.

Все перечисленные разности пород расланцованы в различной степени; иногда в центральных частях тел макроскопически различаются участки с массивным крупнозернистым сложением пород, которые к периферии сменяются листоватыми альбит-эпидот-хлоритовыми и хлорит-актинолитовыми сланцами. Четких интрузивных контактов и следов контактового воздействия не обнаружено.

Дислокационная структура

Стеновая серия собрана в широкие складки северо-западного простирания. Выделяются две крупные структуры — антиклиналь р. Собачьей и Стеновая синклинали.

Антиклиналь р. Собачьей отрисовывается элементами залегания слоистости (полосчатости), сланцеватости метаморфических пород и на двух стратиграфических уровнях — в подошве и кровле средней толщи — прекрасно маркируется двумя горизонтами кианитовых кварцитов. В ядре антиклинали обнажаются метаморфические породы нижней и средней толщи, на ее крыльях развиты образования средней и верхней толщи.

С северо-востока к антиклинали р. Собачьей примыкает Стеновая синклинали, крылья которой сложены метаморфическими породами средней толщи и нижней части верхней толщи, а в ядре вскрываются верхние части разреза верхней толщи.

Осевые поверхности антиклинали и синклинали заметно наклонены к северо-востоку. Шарниры складок погружаются к юго-востоку, в связи с чем в этом направлении обнажаются все более высокие части разреза стеновой серии. Угол погружения шарнира антиклинали в среднем течении р. Собачьей составляет около 10° , как можно судить по подошве горизонта грубообломочных туфов, обнажающейся по осевой линии антиклинали на различных уровнях эрозионного среза. Повсеместно развита сланцеватость, которая в общем случае параллельна слоистости. Весьма характерны микроскладчатость и плейчатость, особенно в высокотемпературной зоне. В ядрах антиклинальной и синклиналиной структур породы нередко собраны в крутые сжатые складки высотой до нескольких сотен метров и с отношением высоты к размаху крыльев 1:3—1:5. Крылья складок субпараллельны, замки округлые, нередко осложнены складками более высоких порядков высотой от 1—2 м до нескольких десятков метров. Вследствие этого иногда наблюдается кажущееся увеличение мощности слоев, что особенно заметно на примере горизонта грубообломочных туфов, видимая мощность которого в осевой части антиклинали достигает 800 м при близкой к 200 м истинной мощности (см. рис. 4). При образовании сжатых складок дайки метаморфизованных горнблендитов, интрузирую-

щие кислые метавулканыты, образуют будины в замках осложняющих складок, имеющие вид полигональных столбов со слабо выпуклыми гранями. Они вытянуты параллельно шарнирам и напоминают гигантские карандаши. Нередко будинируются и маломощные залежи гранит-порфиров.

На крыльях породы залегают, как правило, более спокойно— крупных осложняющих складок здесь не установлено. В участках распространения кианитовых кварцитов, которые обладают

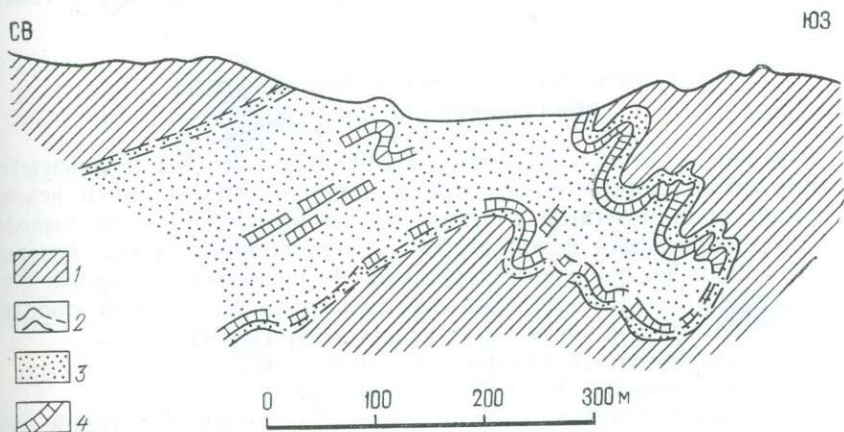


Рис. 6. Складки нагнетания в кианитовых кварцитах (зарисовка выполнена с расстояния 500 м при помощи бинокля).

1 — метавулканыты (штриховка субпараллельна сланцеватости, полосчатости); 2 — границы горизонта кианитовых кварцитов; 3 — кианитовые кварциты и кварц-пиррофиллитовые сланцы; 4 — прослой зеленых сланцев

повышенной текучестью вследствие замещения кианита пиррофиллитовой слюдой, наблюдается, как правило, сложная складчатость (рис. 6) с образованием складок нагнетания, что вызвано перетеканием пластического материала из одних частей пластов кианитовых кварцитов в другие. В связи с этим горизонты кианитовых кварцитов очень резко изменяют свою мощность по латерали и на отдельных участках почти полностью пережимаются.

Дизъюнктивные нарушения имеют преобладающее северо-западное простирание. Хорошо картируются лишь крутопадающие постметаморфические нарушения, но часто можно видеть, что они являются подновленными, так как около них наблюдается изгибание сланцеватости. Более древние нарушения картируются лишь при очень детальных исследованиях. На крыльях и в ядре антиклинали р. Собачьей отмечены многочисленные зоны филлонитизированных пород; в таких зонах наблюдаются линзы, обогащенные тектоническими закатышами, напоминающие валунные конгломераты. Одна из таких закартированных пологих зон показана на рис. 4. Пластовые срывы широко проявлены

вдоль горизонтов кианитовых кварцитов. В частности, перекрытие нижним горизонтом кианитовых кварцитов субпараллельного ему горизонта грубообломочных туфов (см. рис. 3, 4), возможно, является следствием надвиговых перемещений. В верховьях р. Собачьей отмечались фрагменты пологих надвигов, наклоненных к юго-востоку. Амплитуда надвиговых перекрытий, так же как и сдвиговых перемещений вдоль крутопадающих разломов северо-западного направления, вероятно, не превышает первых километров, и разрывы не нарушают целостности геологической картины (см. рис. 3).

Основные особенности метаморфизма образований стеновой серии

Так как в стеновой серии пелитовые породы пользуются крайне ограниченным развитием и распространены почти исключительно вулканогенные породы, метаморфические зоны выделены по минеральным ассоциациям пород основного ряда, которые присутствуют во всех частях разреза. В пределах Стенового блока возможно выделение трех метаморфических зон в порядке возрастания степени метаморфизма (температуры):

- 1) безамфиболовая (хлорит-мусковитовая);
- 2) актинолитовая (биотит-актинолитовая);
- 3) эпидот-роговообманковая (зона сине-зеленой роговой обманки).

Первые две зоны принадлежат зеленосланцевой, последняя эпидот-амфиболитовой фации (по Винклеру, 1969). На схеме метаморфических фаций (рис. 7) показана только граница актинолитовой и эпидот-роговообманковой зон, так как проведение границы безамфиболовой и актинолитовой зон затруднено из-за наложения широкого контактового ореола постметаморфических гранитоидов. В таблицах 2—4 приведены парагенезисы всех трех зон, изученные вне сферы влияния упомянутых гранитоидов.

Большая часть пород стеновой серии метаморфизована в фации зеленых сланцев, причем метаморфизм обнаруживает постепенное усиление к юго-западу, где он вблизи зоны сочленения ганальской и стеновой серий достигает уровня эпидот-амфиболитовой фации. Метаморфические зоны автономны по отношению к складчатой структуре и стратиграфической колонне.

Отчетливо проявлена прогрессивная направленность метаморфических процессов — обрастание актинолита каймами сине-зеленой роговой обманки при переходе из актинолитовой зоны в эпидот-роговообманковую; в начале последней в зернах сине-зеленой роговой обманки нередко сохраняются бесцветные ядра актинолита; плагноклазы часто имеют обратную зональность (табл. 6), которая весьма характерна для прогрессивно метаморфизованных пород (Miyashiro, 1958; Sido, 1958; Кориковский, 1967 и др.); наблюдаются реликты исходных вулканитов и обломочных пород.

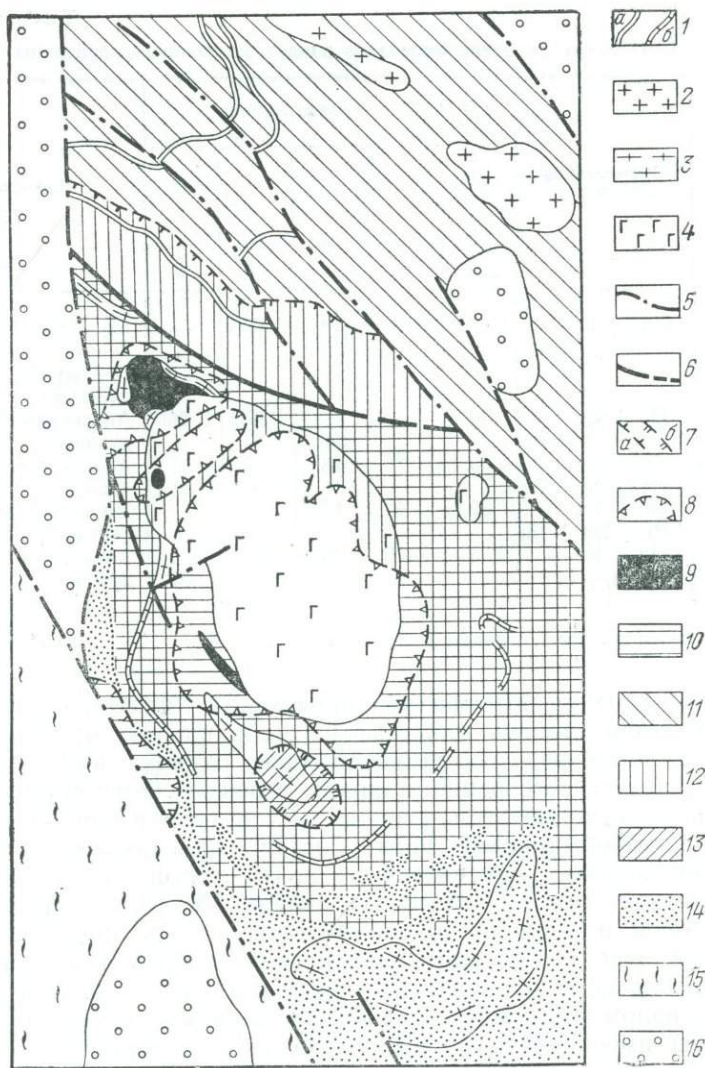


Рис. 7. Схема метаморфических фаций средней части Ганальского хребта (по материалам автора, Б. К. Долматова, Г. И. Новоселова, И. А. Сидорчука, В. И. Шульдинера, С. А. Щеки).

1 — маркирующие горизонты (*a* — кианитовых кварцитов, *b* — силикатных мраморов); 2—3 — гранитоиды: 2 — постметаморфические, 3 — дометаморфические; 4 — габбро-нориты; 5 — разломы; 6 — зона сочленения образований ганальской и стеновой серий; 7 — границы фаций позднего («стенового») метаморфизма; *a* — зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой, *b* — эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой; бергштрихи в сторону возрастания степени метаморфизма (температуры); 8 — контуры участков, слабо затронутых поздним («стеновым») метаморфизмом; 9—10 — фации ранних этапов метаморфизма: 9 — гранулитовая, 10 — амфиболитовая; 11—13 — фации позднего («стенового») этапа метаморфизма: 11 — зеленосланцевая; 12 — эпидот-амфиболитовая; 13 — амфиболитовая; 14 — низкотемпературные (эпидот-хлорит-актинолитовые) диафориты; 15 — зеленокаменноизмененные породы верхней мела — ломонтит-пренит-кварцевая субфация цеолитовой фации; 16 — неметаморфизованные кайнозойские образования. Перекрещивающаяся штриховка — на участках перекрытия разновозрастных проявлений метаморфизма

Оптические свойства минералов эпидот-роговообманковой зоны

№ шлифов	Минеральные ассоциации	Плагиоклаз (содержание анортита, %)	Роговые обманки				Плеохроизм
			2V	CNg	ng	np	
3132/1	Пл* + Pг + + Эп + (Хл)	25—30	—80	14	1,663	—	Ng — голубовато-зеленый, Np — слабо буроватый, почти бесцветный
3132/8	Пл + Кв + + Би + Pг + Эп	30			1,683	1,660	Аналогичный предыдущему
3132/10	Пл + Кв + + Pг + Эп + Хл	25	—74	18			Аналогичный предыдущему
3133/4	Пл + Кв + + Pг + Эп + Би	25	—45	17			Ng сине-зеленый, Np светло-бурый
3135/7	Пл + Кв + + Эп + Pг	35	—70	20	1,676		Аналогичный предыдущему

* Плагиоклаз зональный, зональность обратная.

Нарастание метаморфизма происходит плавно — постепенно увеличивается степень бластеза по направлению от безамфиболовой к эпидот-роговообманковой зоне; окраска амфиболов интенсифицируется, особенно в краях зерен, и изменяется от бесцветной в актинолитовой зоне до густой сине-зеленой в глубине эпидот-роговообманковой зоны. Состав плагиоклаза в богатых кальцием породах изменяется от почти чистого альбита в безамфиболовой зоне до альбит-олигоклаза (№ 10) на границе актинолитовой и эпидот-роговообманковой зон; в эпидот-роговообманковой зоне содержание анортитовой молекулы в плагиоклазах колеблется в пределах 25—35% (см. табл. 6). Вероятно, в прогрессивном ряду метаморфизма с плавным нарастанием температуры имеет место разрыв в смесимости альбита — анортита в ассоциациях пород, богатых кальцием.

Обращают на себя внимание некоторые особенности описанной зональности, которые могут быть объяснены глубинным характером метаморфизма и, как следствие, высокой долей CO_2 относительно H_2O в метаморфизирующих растворах. Присутствие кианита в низкотемпературной хлорит-мусковитовой зоне указывает на низкое парциальное давление H_2O , что препятствует образованию пирофиллита. Кианит сохраняет устойчивость и в высокотемпературной зоне эпидотовых амфиболитов, где в случае низкого давления он должен был бы смениться андалузитом. Изограда актинолита примерно совпадает с изоградой биотита, тогда как в хлорит-мусковитовой зоне единственным, кроме эпи-

Химические анализы сине-зеленых роговых обманок
из плагноклаз-роговообманковых сланцев стеновой серии

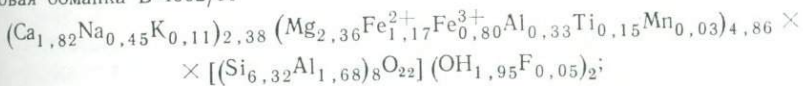
Компоненты	Образец Б-4002/11		Образец Б-6244/10	
	Содержание, вес. %	Молекулярные количества ($\times 10\ 000$)	Содержание, вес. %	Молекулярные количества ($\times 10\ 000$)
SiO ₂	42,90	7139	40,22	6692
TiO ₂	1,35	169	1,63	204
Al ₂ O ₃	11,55	1133	13,37	1308
Fe ₂ O ₃	7,20	451	6,89	431
FeO	9,54	1328	15,19	2114
MnO	0,21	30	0,44	62
CaO	11,56	2061	10,44	1854
MgO	10,76	2668	7,81	1937
Na ₂ O	1,56	252	1,27	204
K ₂ O	0,58	61	0,47	50
P ₂ O ₅	0,17	—	0,11	—
H ₂ O _{общ}	2,28	1266	1,93	1072
F	0,1	52	Н. о.	—
CO ₂	0,04	—	0,04	—
SO ₃	Н. о.	—	Н. о.	—
Сумма	99,80		99,81	
f	45,5%		60,8%	
f'	33,3%		52,0%	
$f_{\text{окисл Fe}}$	40,5%		29,0%	
a_{VI}^{3+}	26,9%		26,8%	
a_{Si}	20,7%		22,7%	
a_{Ca}	23,3%		21,5%	

где

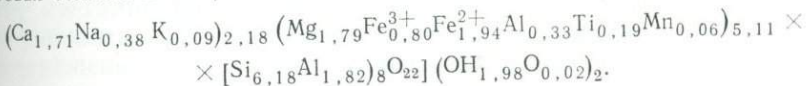
$$a_{\text{VI}}^{3+} = \frac{\text{Al}_{\text{VI}} + \text{Ti} + \text{Fe}^{3+}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Al}_{\text{VI}} + \text{Ti} + \text{Mn}} \cdot 100;$$

$$a_{\text{Si}} = \frac{\text{Al}_{\text{IV}}}{\text{Si} + \text{Al}_{\text{IV}}} \cdot 100; \quad a_{\text{Ca}} = \frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}} \cdot 100.$$

Роговая обманка Б-4002/11



роговая обманка Б-6244/10



Коллекция Д. А. Бабушкина, аналитик М. Д. Яроцкая.

дота, кальцийсодержащим минералом является кальцит; это, вероятно, свидетельствует о высоком потенциале CO_2 . С выводом о повышенном давлении согласуется также присутствие в комплексе таких минералов, как глаукофан и стильпномелан.

Относительно голубовато-зеленого и сине-зеленого цвета роговых обманок, особенно типичных для равновесий с эпидотом, нередко высказывалось мнение, что он связан с высоким содержанием натрия. С. П. Кориковский (1967) детально рассмотрел причины, влияющие на окраску амфиболов, и показал, что сине-зеленый цвет роговых обманок, как это предполагали ранее В. С. Соболев (1949) и Сейтсаари (Seitsaari, 1953), обусловлен лишь степенью окисления железа, которая в сине-зеленых роговых обманках выше, чем в зеленых. Соответственно сине-зеленые и голубовато-зеленые роговые обманки характеризуют более низкую температурную ступень, по сравнению с зелеными. Два химических анализа сине-зеленых роговых обманок из пород стеновой серии показывают, что содержание щелочей в них не превышает обычного в роговых обманках эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма (табл. 7). Степень окисления железа высокая, характерная для эпидот-амфиболитовой фации (Кориковский, 1967).

Таким образом, химические особенности сине-зеленых роговых обманок стеновой серии не выходят за рамки общего правила, установленного С. П. Кориковским. Изменение цвета роговых обманок отражает не вариации в содержании щелочей, а является показателем температурных условий метаморфизма. Это очень важное свойство использовано для выяснения некоторых особенностей наложенной метаморфической зональности в Вахталкинском блоке, сложенном полиметаморфическими породами ганальской серии.

ГАНАЛЬСКАЯ СЕРИЯ

Метаморфические породы ганальской серии слагают Вахталкинский блок Ганальского выступа. Породы Вахталкинского блока, в отличие от метаморфических сланцев Стенового блока, обнаруживают признаки многократного метаморфизма. Кристаллические породы раннего этапа метаморфизма, соответствующие амфиболитовой фации, сохранились в более или менее неизменном виде лишь на сравнительно небольших участках. На большой территории они оказались переработанными процессами позднего метаморфизма, сопровождавшегося формированием огромной массы бластомилонитов и новообразованием минеральных парагенезисов эпидот-амфиболитовой, а иногда амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма (см. рис. 7). Сформировавшиеся в процессе поздних преобразований породы отличаются широким развитием очковых, бластоцементных и бластомилонитовых структур и наличием реликтовых минералов исходных высокотемпературных пород; эти признаки дают возможность оконтурить поле развития диафторитов и, в частности, отделить их от прогрессивно метаморфизованных пород стеновой серии в районе соприкосновения Вахталкинского и Стенового блоков.

Ареалы проявления разновозрастного метаморфизма не полностью перекрывают друг друга, что позволяет воссоздать последовательность их наложения и основные особенности кристаллических пород раннего этапа метаморфизма. В частности, поздние проявления метаморфизма незначительны на площади Юрчикского габбро-норитового массива (за исключением его северо-восточных окраин) и в примыкающих к нему на юге и западе вмещающих толщах, а также на некоторых других участках (см. рис. 7).

Детальные исследования, проведенные в Вахталкинском блоке, показали, что преобладающими породами в разрезе ганальской серии являются амфиболиты и плагиогнейсы; при этом первые преобладают. Широким развитием пользовались гранатовые амфиболиты, которые в результате позднейших преобразований превращены в плагиоклаз-амфиболовые сланцы. Подчиненную роль играют силикатные мраморы, кварциты и некоторые другие кристаллические породы.

Интрузивный комплекс представлен плагиогранитами. Юрчикский габбро-норитовый массив, расположенный в северной части Вахталкинского блока, является постметаморфическим по отношению к прогрессивному метаморфизму образований ганальской серии. В то же время он охвачен более поздним метаморфизмом одновременно с осадками стеновой серии. Это дает основание предполагать, что становление массива приурочено к промежутку времени между осадконакоплением ганальской и стеновой серий.

Ганальская серия образует широкую антиклиналь близмеридионального простирания (Ганальскую антиклиналь), осложненную наложенными складками. Северная половина антиклинали срезана зоной надвига, по которой приведены в соприкосновение образования ганальской и стеновой серий.

Стратифицирующиеся образования

Излагаемые представления о стратиграфии ганальской серии основаны главным образом на материалах, полученных в процессе изучения центральной и западной частей Вахталкинского блока. Восточная часть блока автором не исследована, поэтому на геологической карте (см. рис. 3) опорные горизонты, являющиеся одновременно границами толщ, в этой части территории не показаны.

За основу стратиграфического расчленения был принят метод прослеживания опорных горизонтов в сочетании с картированием выходов толщ и составлением послойных разрезов. Толщи и горизонты хорошо прослеживаются по простиранию, не обнаруживая признаков выклинивания. Основные трудности при картировании связаны со сложностью полевой диагностики пород, претерпевших милонитизацию и диафторез. Поэтому изучение стратиграфии сопровождалось исследованием большого количества шлифов и сгущением профилей послойных разрезов на опорных участках.

Слоистость, выраженная чередованием пород различного состава, и кристаллизационная сланцеватость совпадают, за исключением отдельных участков, подвергшихся структурной перестройке.

Указанные обстоятельства в сочетании с достаточно хорошей обнаженностью обусловили надежность расчленения ганальской серии, в которой выделяются три толщи.

Нижняя толща. В основании ганальской серии выделяется толща амфиболитов и других основных кристаллических сланцев с подчиненными прослоями кварцитов, плагиогнейсов и глиноземистых сланцев, тяготеющих к самым верхам разреза; изредка отмечаются также силикатные мраморы и очень маломощные прослойки магнетитовых гранатитов. Выходы кристаллических пород нижней толщи приурочены к своду Ганальской антиклинали. Наиболее полный разрез изучен на правом борту р. Правой

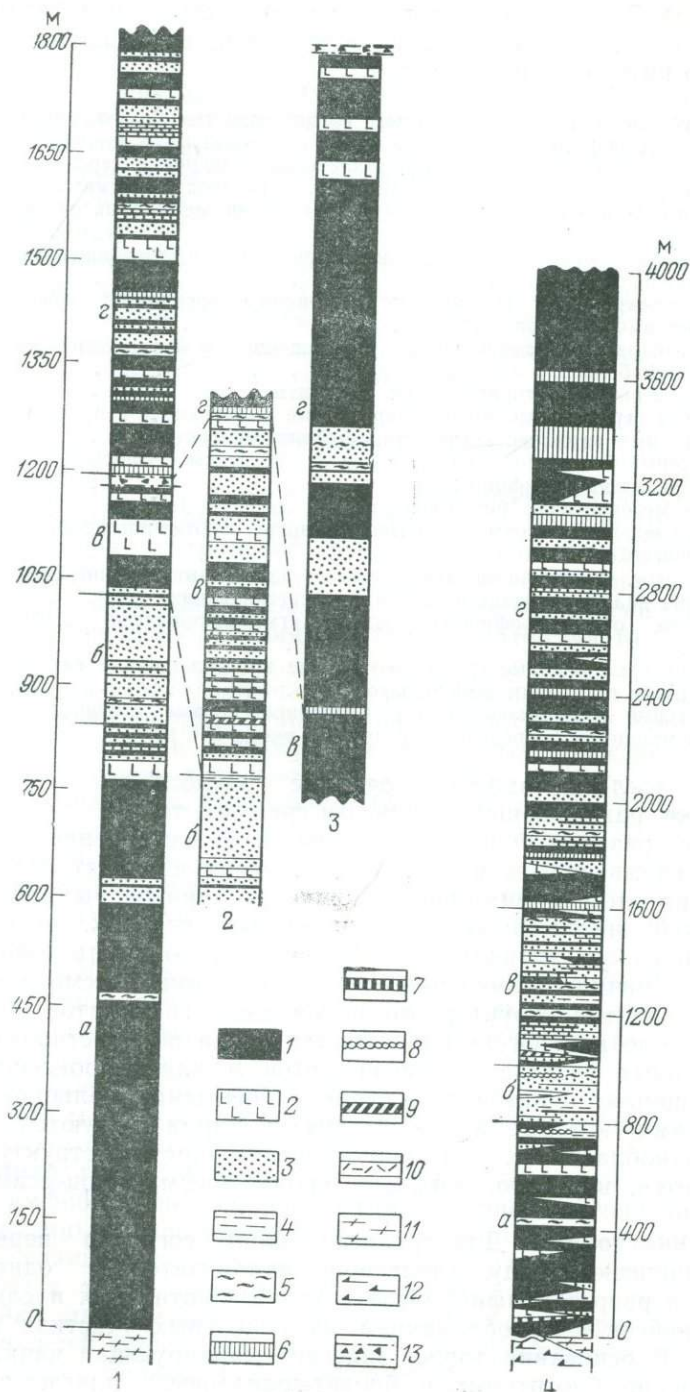
Вахталки, в 5 км от ее истоков (рис. 8). Здесь выше биотит-роговообманковых плагиогнейсогранитов после небольшого задержанного интервала обнажаются:

темно-зеленые слабо гнейсовидные среднезернистые амфиболиты	100 м
равномерное переслаивание черно-зеленых полосчатых клинопироксен-плагиоклаз-роговообманковых кристаллических сланцев и серо-зеленых крупнозернистых амфиболитов. Мощности прослоев сантиметры — первые метры. В верхней части слоя породы превращены в пятнисто-порфириобластовые сланцы	190 »
лейко-мезократовые амфиболиты, неравномерно эпидотизированные и биотитизированные	50 »
мезо-меланократовые амфиболиты с тонкими прослоями лейко-мезократовых амфиболитов	47 »
лейко-мезократовые амфиболиты, превращенные в бластомилониты плагиоклаз-амфиболового состава	75 »
розовато-серые диафторированные кварциты	5,6 »
кряпчатые серо-зеленые мигматизированные амфиболиты с прослоями черно-зеленых клинопироксеновых амфиболитов	130 »
светло-серые биотит-роговообманковые плагиогнейсы с тонкими прослоями черно-зеленых амфиболитов	36 »
зеленые мезократовые биотитсодержащие амфиболиты	140 »
серовато-зеленые очковые гранатсодержащие биотит-роговообманковые плагиогнейсы	29 »
амфиболиты, биотит-роговообманковые и биотитовые плагиогнейсы, неравномерно диафторированные, в тонком переслаивании	25 »
кряпчатые очково-порфириобластовые мигматизированные амфиболиты	10 »
розовато-серые очковые гранат-биотитовые кристаллические сланцы с подчиненными прослоями амфиболитов	11 »
светло-серые мигматизированные клинопироксеновые амфиболиты	5 »
Общая мощность приведенного разреза — около 860 м.	

Выше согласно залегают очковые плагиогнейсы маркирующей пачки, разделяющей нижнюю и среднюю толщи.

Другие разрезы приведены на рис. 9. Сопоставление этих разрезов показывает, что нижняя толща резко изменяет свою мощность; при этом минимальные мощности характерны для сводовых частей наложенных антиклинальных складок, осложняющих Ганальскую антиклиналь. На крыльях мощность толщи возрастает. Причины изменения мощности будут рассмотрены ниже, при анализе структурного положения гранулитов. Другой особенностью нижней толщи является смена по простиранию (на ограниченных участках) амфиболитов и клинопироксен-роговообманково-плагиоклазовых сланцев богатыми кальцием плагиогнейсами, которые в таких случаях характеризуются сочетанием гранобластовых и гипидиоморфнозернистых структур. Это объясняется, вероятно, локально проявленными процессами гранитизации.

Средняя толща. Для средней толщи, согласно перекрывающей нижнюю толщу, характерно приблизительно одинаковое участие в разрезе амфиболитов и гранат-биотитовых и слюдяных плагиогнейсов с преобладанием на отдельных участках плагиогнейсов. В основании толщи залегает маркирующая пачка преимущественно биотитовых и биотит-гранатовых плагиогнейсов с



подчиненными прослоями глиноземистых плагиогнейсов, основных кристаллических сланцев и кварцитов (см. рис. 8, 9), образующих выдержанный по простиранию с относительно постоянной мощностью характерный горизонт «ржавых», часто очковых, преимущественно розовато-серых линзовидно-сланцеватых пород, хорошо прослеживающихся на местности. Для иллюстрации строения маркирующей пачки приведен разрез, составленный в верховьях р. Воеводской:

розовато-серые гранат-биотитовые плагиогнейсы	2 м
крупнозернистые слюдяные плагиогнейсы, превращенные в бластоцементные хлорит-плагиоклаз-кварцевые милониты	1 »
«ржавые» гранат-биотитовые плагиогнейсы	1,2 »
фиолетово-серые и розовато-серые биотитовые и двуслюдяные плагиогнейсы, неравномерно диафторированные	15 »
розовато-серые биотит-силлиманитовые плагиогнейсы	2 »
биотитовые и двуслюдяные плагиогнейсы; в нижней части прослой амфиболитов мощностью 0,1 м; породы интенсивно диафторированы. Наблюдается «переслаивание» гнейсов амфиболитовой фации и диафторитов эпидиот-амфиболитовой и хлорит-серицитовой ступени. Структуры большей частью бластоцементные и милонитовые	115 »
темно-зеленые слабо диафторированные амфиболиты, насыщенные кварц-полевошпатовыми инъекциями	2 »
биотитовые и биотит-гранатовые плагиогнейсы	30 »
гранат-биотитовые и слюдяные плагиогнейсы с тонкими (0,05—0,5 м) редкими прослоями биотит-роговообманковых плагиогнейсов; в верхней части будинированный прослой (мощностью до 0,4 м) гранат-магнетитовых кварцитов	27 »
Мощность приведенного разреза 195 м.	

Выше согласно залегают клинопироксеновые амфиболиты. Наиболее представительный разрез вышележащей части средней толщи составлен в верховьях правого истока р. Вактан Малкинский на западном отроге горы Юрчик (см. рис. 8), где вторичные преобразования кристаллических пород проявлены в слабой степени. Здесь на плагиогнейсах маркирующей пачки согласно лежат:

серо-зеленые кварц-плагиоклаз-биотит-роговообманковые кристаллические сланцы с подчиненными прослоями розовато-бурых биотитовых плагиогнейсов	30 м
---	------

Рис. 8. Разрезы стратифицирующихся образований ганальской серии.

1 — амфиболиты; гранатовые, клинопироксеновые амфиболиты; клинопироксен-плагиоклаз-роговообманковые кристаллические сланцы; 2 — роговообманковые, клинопироксен-роговообманковые, биотит-роговообманковые, гранат-клинопироксеновые плагиогнейсы; 3 — биотитовые, гранат-биотитовые и глиноземистые плагиогнейсы; 4 — глиноземистые кристаллические сланцы; 5 — кварциты; 6 — силикатные мраморы; 7 — гранат-клинопироксен-скаполитовые кристаллические сланцы; 8 — магнетитовые гранатиты и гранат-магнетитовые кварциты; 9 — мономинеральные роговообманковые сланцы; 10 — лептитовые плагиогнейсы; 11 — биотит-роговообманковые плагиограниты (гнейсограниты); 12 — кристаллические породы гранулитового комплекса; 13 — пропуски в разрезах, обусловленные сбросами.
 Цифрами под колонками обозначены: 1 — разрез на правом борту р. Правой Вахталки; 2 — разрез на западном отроге горы Юрчик; 3 — разрез на северо-восточном склоне горы Вактан (составлен И. А. Сидорчуком); 4 — сводный разрез ганальской серии. Буквами обозначены: а — нижняя толща; б — маркирующая пачка плагиогнейсов; в — средняя толща; г — верхняя толща

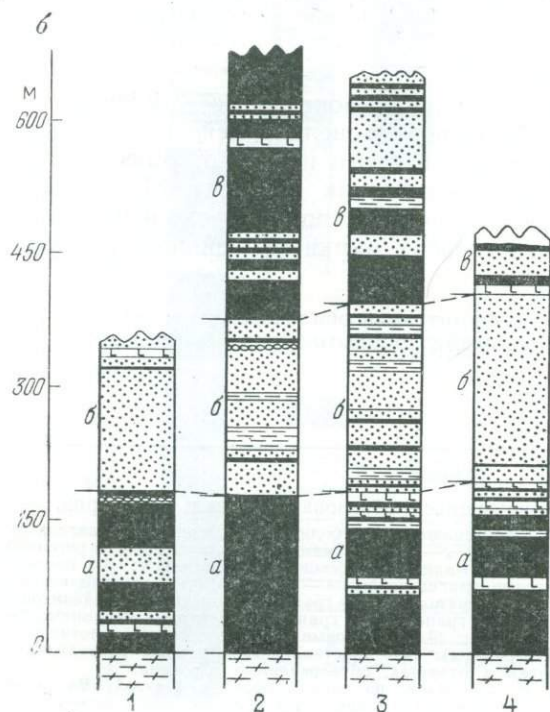
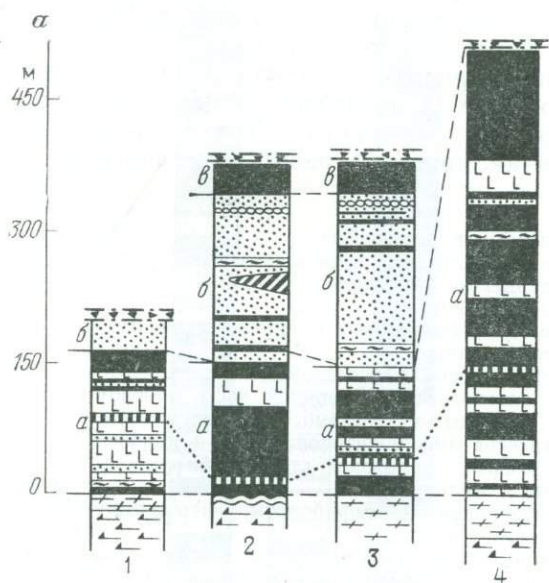


Рис. 9. Разрезы нижней части ганальской серии (условные обозначения см. на рис. 8):

а — в Воеводской антиклинали (1 — на северо-восточном крыле; 2 — на юго-западном крыле — водораздел рек Вахтана Ганальского Левого и Воеводской; 3 — на западном крыле — верховья р. Воеводской; 4 — на северном крыле — левый борт р. Тумхан); *б* — в Вахталкинской антиклинали (1 — на северо-восточном крыле; 2—4 — на юго-западном крыле)

переслаивание зеленых тонкополосчатых амфиболитов и серо-зеленых роговообманковых плагиогнейсов; в средней части прослой мощностью 2 м черно-зеленых мономинеральных роговообманковых кристаллических сланцев	90 м
роговообманково-клинопироксен-плагиоклазовые и кварц-плагиоклаз-роговообманковые кристаллические сланцы в тонком переслаивании крупнозернистые очковые биотит-гранатовые плагиогнейсы с подчиненными прослоями амфиболитов	30 »
амфиболиты, биотитовые и биотит-роговообманковые плагиогнейсы в тонком (0,2—0,5 м) переслаивании	45 »
амфиболиты с подчиненными прослоями биотит-роговообманковых и биотитовых плагиогнейсов	35 »
биотитовые и двуслюдяно-силлиманитовые плагиогнейсы с прослоями амфиболитов, роговообманково-клинопироксеновых и биотит-роговообманковых плагиогнейсов, двуслюдяных кварцитогнейсов	80 »
диафторированные клинопироксен-роговообманковые плагиогнейсы	185 »
двуслюдяные плагиогнейсы и гранатовые кварцитогнейсы в тонком переслаивании	15 »
Мощность разреза 515 м.	5 »

Выше согласно залегают силикатные мраморы, по подошве которых проводится граница средней и верхней толщ.

На других участках разрез средней толщи имеет сходное строение, но соотношение составляющих его компонентов варьирует. Мощность средней толщи изменяется в пределах 700—800 м.

Верхняя толща сложена амфиболитами и основными кристаллическими сланцами с подчиненными прослоями и пачками плагиогнейсов, силикатных мраморов и кварцитов. Она распространена в южной, западной и восточной частях Вахталкинского блока и покрывает обширные пространства. Составить полный разрез верхней толщи не удалось из-за неравномерной обнаженности и монотонного состава ее верхней части, а главным образом из-за интенсивного диафтореза и милонитизации пород.

Наиболее подробный разрез нижней части верхней толщи составлен И. А. Сидорчуком на северо-восточных склонах горы Вактан (левобережье р. Вактан Малкинский). Здесь выше переслаивающихся амфиболитов и плагиогнейсов средней толщи, интенсивно диафторированных и превращенных большей частью в зеленосланцевые диафториты, согласно с ними лежат:

силикатные мраморы	4 м
тонкослоистые амфиболиты и биотитовые амфиболиты	50 »
черно-зеленые слабо гнейсовидные амфиболиты	110 »
биотит-плагиоклаз-кварцевые кристаллические сланцы	80 »
микрополосчатые амфиболиты и биотитовые амфиболиты	75 »
биотит-плагиоклазовые сланцы с тонкими прослоями биотитовых плагиогнейсов и кварцитов	80 »
преимущественно мезократовые амфиболиты с нечеткими прослоями лейкократовых амфиболитов и редкими прослоями крупнокристаллических роговообманковых плагиогнейсов (обнаженность прерывистая)	530 »
Мощность разреза около 930 м.	

Породы неравномерно диафторированы, особенно интенсивно в нижней части разреза. Более высокая часть разреза оборвана сбросом, по которому кристаллические породы ганальской

серии контактируют с зеленокаменноизмененными кремнисто-вулканогенными образованиями верхнего мела.

Средняя и верхняя части разреза верхней толщи изучены в процессе геологического картирования в многочисленных маршрутных пересечениях. Эта часть разреза составлена монотонными интенсивно диафторированными амфиболитами и плагиоклаз-амфиболовыми сланцами с подчиненными прослоями слюдяных и гранат-биотитовых плагиогнейсов, роговообманковых плагиогнейсов, редкими прослоями кварцитов. В верхах толщи появляется до шести горизонтов силикатных мраморов, мощность которых колеблется от нескольких метров до 150 м. В одном пересечении в средней части разреза был встречен прослой лептитовых гнейсов (р. Дьявольская, левый борт).

Сводный разрез ганальской серии приведен на рис. 8. Вскрытая мощность ганальской серии превышает 4000—4500 м.

Петрография кристаллических пород

Породы ганальской серии испытали прогрессивный метаморфизм в *pt*-условиях амфиболитовой фации. Позднее они подверглись интенсивным преобразованиям, которые на большей части территории имели ретроградный характер, но на отдельных участках температуры наложенного метаморфизма достигали уровня амфиболитовой фации. Поэтому, в целом, образования ганальской серии должны классифицироваться как полиметаморфические. На некоторых участках, как уже отмечалось, кристаллические породы слабо затронуты процессами позднего метаморфизма, что позволяет в общих чертах воссоздать первоначальный облик метаморфических пород ганальской серии. В данном разделе будет приведено, насколько это возможно, описание именно таких неизмененных и слабо измененных разновидностей кристаллических пород. Вторичные изменения, связанные с процессами позднего метаморфизма, будут показаны отдельно.

В характеризуемой группе пород установлены следующие основные разновидности: амфиболиты, роговообманково-клинопироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, клинопироксен-полевошпатовые blastsлиты, гранатовые амфиболиты, мономинеральные роговообманковые сланцы, бедные кальцием плагиогнейсы, высокоглиноземистые кристаллические сланцы, лептитовые плагиогнейсы, богатые кальцием плагиогнейсы, силикатные мраморы, в том числе скаполит-гранат-клинопироксеновые кристаллические сланцы, кварцитогнейсы, гранатовые, гранат-роговообманковые, гранат-магнетитовые кварциты, магнетитовые гранатиты.

Амфиболиты (вместе с ретроморфическими сланцами плагиоклаз-амфиболового, эпидот-плагиоклаз-амфиболового состава) являются самыми распространенными породами ганальской серии. Это средне- и крупнозернистые зеленые, черно-зеленые, иногда серовато-зеленые массивные, гнейсовидные, полосчатые,

Оптические свойства минералов богатых кальцием пород ганальской серии

№ шлифов	Минеральные ассоциации	Роговая обманка				Моноклинный пироксен				Гранат		Скаполит
		-2V	CNg	ng	np	+2V	CNg	ng	np	$\frac{a,}{10^{-10} \text{ м}}$	n	ng
3139/7	Рг _{зел} Кпи Пл ₅₂ (Мт)	72	16	1,691	1,669	60	—	1,727	1,696	—	—	—
3139/8	Рг _{зел} Кпи Пл ₄₅ (Мт, Би)	63	17	1,680	1,660	56	—	—	—	—	—	—
3140	Рг _{зел} Кпи Пл ₄₁	62	20	1,686	1,668	60	43	1,712	1,685	—	—	—
3143	Рг _{зел} Кпи Пл ₄₂ (Кв)	69	20	1,673	1,654	60	42	1,716	1,689	—	—	—
3138/16	Рг _{зел} Кпи Пл ₄₇ Кв (Мт)	63	17	1,679	1,659	58	—	—	—	—	—	—
3138/13	Рг _{зел} Кпи Пл (Мт, Би)	65	14	1,681	1,659	—	—	—	—	—	—	—
3524/20	Пл ₅₀ Рг _{зел} (Мт)	—	—	1,671	1,654	—	—	—	—	—	—	—
1646	Кв Рг Гр	—	—	—	—	—	—	—	—	11,59	1,792	—
3159	Пл ₄₀ Рг _{зел} (Мт)	—	—	1,676	—	—	—	—	—	—	—	—
3410/8	Пл ₄₈ Ска Кпи Гр	—	—	—	—	—	—	1,740	—	—	—	Одноосный, отрицательный 1,593
3138/12*	Кв Рг Пл ₄₁₋₃₄ **	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Отрицательный
3138/12*	Кпи Гр Пл ₉₀ Ска (Мт)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	Одноосный

* Прослой различного состава в одном шлифе.

** Прямая зональность.

Таблица 9

Минеральные ассоциации богатых кальцием пород ганальской серии

Порода	№ образцов, шлифов	Главные минералы							Второстепенные					
		Пл	Кв	Рг	Кли	Гр	Би	Ка	Ска	Цр	Сф	Мг	Ап	Эт
Амфиболиты	3138/4, 3017, 3142/11, 3159 и др.	+		+				±		±	±	±	±	
Роговообманково-клинопироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы	3140, 3143 и др.	+		+	+						+	+		
Роговообманково-клинопироксеновые плагиогнейсы	3078/1, 3138/15, 3141 и др.	+	+	+	+			±		±	+	+	+	±
Плагиоклаз-клинопироксеновые кристаллические сланцы	3555/5, 6249 и др.	+			+						+	+		
Клинопироксеновый плагиогнейс	3078/25	+	+		+			±			+			
Гранат-роговообманковый кварцит	164 ^б			+									+	
Гранатовые амфиболиты	3078/7, 3078/9—12, 3078/17 и др.	+		+		+							+	
Клинопироксеносодержащий гранатовый амфиболит	3078/8	+		+	+	+							+	
Гранат-клинопироксен-скаполит-(плагиоклазовые) кристаллические сланцы	3138/12, 3410/8, 3528/8	±			+	+			+				±	

сланцевато-полосчатые породы. В слабо измененных разностях обычны гранобластовые структуры, характеризующиеся изодиаметричной либо несколько удлиненной формой зерен роговой обманки и плагиоклаза. Амфиболиты сложены средним плагиоклазом и обыкновенной зеленой роговой обманкой (табл. 8); к ним в небольших количествах добавляются магнетит, титаномагнетит, сфен, апатит, реже рутил и циркон. Кроме перечисленных минералов, иногда присутствует в небольших количествах коричневый биотит (табл. 9), который нередко производит впечатление более позднего минерала. По количественному соотношению плагиоклаза и роговой обманки амфиболиты подразделяются на мезократовые (роговая обманка и плагиоклаз — в приблизительно равных соотношениях), меланократовые и лейкократовые.

О. М. Розен и М. С. Марков (1973) на основании исследований геохимических особенностей амфиболитов ганальской серии заключили, что они представляют собой продукт метаморфизма толентовых базальтов. Тонкополосчатые амфиболиты, по-видимому, являются метаморфизованными туфами базальтового состава (табл. 10).

Химические составы амфиболитов ганальской серии, вес. %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	51,48	52,13	49,53	50,09	47,30	48,81	46,03	44,68
TiO ₂	1,57	1,57	2,15	1,70	1,70	2,13	1,93	1,11
Al ₂ O ₃	13,82	15,57	15,42	12,96	12,76	12,04	15,66	9,03
Fe ₂ O ₃	4,40	4,66	3,21	7,11	5,71	5,38	4,03	7,21
FeO	9,11	8,11	6,88	6,35	7,76	7,76	7,13	5,75
MnO	0,23	0,22	0,20	0,17	0,21	0,33	0,21	0,37
CaO	9,15	6,44	9,33	11,20	11,24	10,69	11,79	12,01
MgO	4,19	4,84	6,22	5,88	6,20	8,59	8,11	11,09
Na ₂ O	3,44	5,41	4,06	2,99	4,79	3,18	2,87	2,25
K ₂ O	0,46	0,15	0,61	0,50	0,48	0,53	0,31	0,85
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,30	0,19	0,18	0,16	0,15	0,18
CO ₂	0,20	0,20	—	—	0,50	—	0,06	3,00
C	—	—	0,05	—	—	—	—	1,24
H ₂ O+	1,15	0,21	1,51	1,15	0,74	0,71	1,15	1,46
H ₂ O-	0,10	0,24	0,08	0,21	0,37	0,24	0,10	0,46
Сумма	99,50	99,95	99,55	100,50	99,94	100,55	99,53	100,69

1 — гранатовый амфиболит, обр. 3078/8; 2 — то же (имеются химанализы граната, роговой обманки — табл. 12), обр. 3078/12; 3 — амфиболит, обр. 3057/8; 4 — то же, обр. 3037; 5 — то же, обр. М 3827/1, коллекция М. С. Маркова; 6 — то же, обр. М 3826/3, коллекция М. С. Маркова; 7 — то же, обр. М 3832, коллекция М. С. Маркова; 8 — мономинеральный роговообманковый сланец, обр. 3142/12.

Анализы 1—8 выполнены в лаборатории ГИН АН СССР под руководством Э. С. Залманзон.

Роговообманково-клинопироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы внешне не отличимы от амфиболитов; содержат до 40% слабо зеленоватого либо бесцветного диспосида, ассоциирующегося со средним плагиоклазом и зеленой роговой обманкой.

Клинопироксен-полевошпатовые бластолиты — темно-зеленые тонкополосчатые породы. Характеризуются крупнокристаллической (5—10 мм) структурой, массивным либо полосчатым сложением и образованы изодиаметричными либо нечеткопризматическими зернами зеленоватого моноклинного пироксена, округлыми зернами интенсивно скаполитизированного плагиоклаза в ассоциации с альбитом и калишпатом, которые производят впечатление поздних минералов. Иногда плагиоклаз и пироксен находятся в диабловом срастании. Можно было бы думать, что бластолиты представляют собой метаморфизованные габброиды, но нередко отмечается полосчатое сложение; при этом различные полосы отличаются составом — меланократовые различны перемежаются с мезократовыми; в отдельных полосах наблюдается ассоциация роговой обманки, плагиоклаза и моноклинного пироксена. Последние имеют гранобластовую среднезернистую структуру. Это отражает, вероятно, исходную гетерогенность (слоистость?) бластолитов.

Гранатовые амфиболиты выявлены в верховьях р. Правой Вахтанки в ее правом борту, в разрезе нижней толщи. Это черно-зеле-

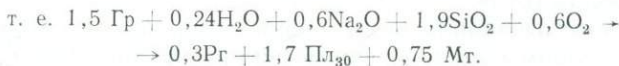
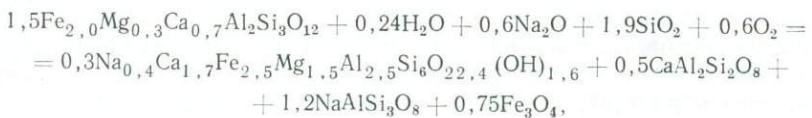
Оптические свойства минералов гранатовых амфиболитов

№ шлифов	Роговая обманка			Плеохроизм	Гранат		Плаггиоклаз
	<i>n_g</i>	<i>2V</i>	<i>CNg</i>		<i>n</i>	<i>a</i> , 10 ⁻¹⁰ м	Содержание анортита, %
3078/7		-74	14	<i>Ng</i> сине-зеленый, <i>Nm</i> буровато-зеленый, <i>Np</i> светло-бурый			25—мелкое зерно 20—центр крупн. зерна
3078/12	1,688	-77	17	<i>Ng</i> сине-зеленый <i>Nm</i> буровато-зеленый <i>Np</i> светло-бурый	1,792	11,57	35—крупный порфирибласт

ные массивные либо слабо гнейсовидные породы, в которых визу-ально хорошо различимы округлые зерна красного граната размер 2—10 мм в поперечнике. Гранатовые амфиболиты имеют пятнистую текстуру, обусловленную неравномерным распределением темноцветных минералов и такситовыми скоплениями крупных (2—5 мм) метабластов олигоклаза и не менее крупных зерен граната. Промежутки между порфирибластиками плаггиоклаза и граната выполнены мелко- и среднезернистым агрегатом роговой обманки (зеленой с синеватым оттенком) (табл. 11), олигоклаза, магнетита, сфена. Иногда в небольшом количестве присутствуют кварц, хлоритизированный биотит и эпидот.

Зерна граната насыщены мелкими вростками рутила и кварца и окружены короной, состоящей из магнетита, олигоклаза и роговой обманки, изредка с небольшой примесью биотита. Этот же мелкокристаллический агрегат проникает по трещинам в зерна граната, расчленяет их и нередко замещает целиком. Такие псевдоморфозы по гранату широко распространены в амфиболитах ганальской серии; иногда среди них можно видеть остатки граната, иногда — псевдоморфозы полные. Этот признак указывает на широкое распространение гранатовых амфиболитов на прогрессивном этапе метаморфизма и их преобразование в амфиболиты в зонах высокотемпературного наложенного метаморфизма и в плаггиоклаз-эпидот-амфиболовые сланцы в низкотемпературных зонах.

Замещение граната, рассчитанное по методике Д. С. Қоржинского (1957) с использованием химических анализов граната и роговой обманки (табл. 12), происходит по следующей схеме:



Химические анализы минералов из метаморфических пород ганальской серии, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	42,30	42,35	38,95	38,63	39,70	1,13	46,40
TiO ₂	0,45	0,69	5,08	2,04	0,05	1,81	0,98
Al ₂ O ₃	22,37	20,82	13,96	13,67	21,21	0,79	7,48
Fe ₂ O ₃	0,08	1,11	6,73	7,17	0,40	65,48	6,63
FeO	24,91	22,32	13,55	11,25	16,28	30,44	4,12
MgO	2,27	1,50	6,63	12,29	3,79	0,11	10,70
MnO	0,94	2,28	0,34	0,32	14,62	0,73	0,18
CaO	5,67	8,06	10,67	11,03	3,89	0,04	21,63
Na ₂ O	0,53	0,24	1,50	1,84	Н. а.	Н. а.	0,68
K ₂ O	0,46	0,18	0,25	0,29	Н. а.	Н. а.	0,17
H ₂ O ⁻	Сл.	Сл.	Сл.	0,27	—	—	0,20
H ₂ O ⁺	—	—	1,58	1,25	Н. а.	Н. а.	0,50
F	—	—	0,20	—	—	—	—
Сумма	99,98	99,55	99,44	100,05	99,94	100,53	99,67
<i>f</i>	86,2	89,6	62,6	33,9	71,5		34,0
<i>f'</i> = (Fe + Mn)/(Fe + Mn + Mg)					83,0		

1 — гранат из глиноземистого сланца (ГрКиАндСтаБиПл₂₃Шп), компонентный состав: 67 Алм. 19 Грос. 11 Пироп 3 Спессарт. (возможна небольшая примесь плагиоклаза), $n=1,799$, $a=11,57 \cdot 10^{-10}$ м, обр. 3078/23; 2 — гранат из амфиболита (РгГрПл₃₃Мт), компонентный состав: 60 Алм. 24 Грос. 7 Пироп. 6 Спессарт. 3 Андр., $n=1,792$, $a=11,57 \cdot 10^{-10}$ м, обр. 3078/12; 3 — роговая обманка из того же амфиболита, $n_g=1,688$, $2V=-77^\circ$, $CNg=77^\circ$; (вероятна примесь ильменита); 4 — зеленая роговая обманка из амфиболита (КпиРгКвПл₂₂Мт), обр. Щ-809а, коллекция С. А. Щеки; 5 — гранат из магнетитового гранатита (ГрКпиРгМтКв), компонентный состав: 39 Алм. 34 Спессарт. 15 Пироп. 12 Грос., $n=1,785$, $a=11,61 \cdot 10^{-10}$ м, обр. Щ-803д (коллекция С. А. Щеки); 6 — магнетит из того же гранатита; 7 — моноклинный пироксен из кристаллического сланца (КпиГрПл₄₈Ска), обр. 3528/8.

Аналитик Ж. А. Щека.

Формулы роговых обманок:

- $$3. (Na_{0,44}K_{0,05}Ca_{1,74})_{2,23} (Mg_{1,50}Fe_{1,72}^{2+}Mn_{0,04}Fe_{0,77}^{3+}Al_{0,42}Ti_{0,58})_{5,03} \times [(Al_{2,08}Si_{5,92})_8 O_{22}] (OH_{1,60}F_{0,09}O_{0,31})_2;$$
- $$4. (Na_{0,55}K_{0,06}Ca_{1,79})_{2,40} (Mg_{2,77}Fe_{1,43}^{2+}Mn_{0,04}Fe_{0,81}^{3+}Al_{0,29}Ti_{0,23})_{5,57} \times [(Al_{2,15}Si_{5,85})_8 O_{22}] (OH_{1,26}O_{0,74})_2.$$

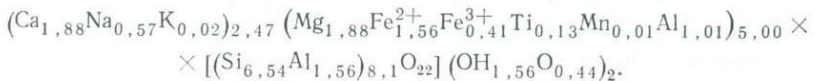
Как полагает А. А. Маракушев (1965), такое замещение по схеме $Gr + Si_2 \rightarrow Rg + Pl + Mt$ с образованием коронарных структур характерно для эклогитов и эклогитоподобных пород.

Распад гранатов, как это видно из расчетов, происходит с приносом воды, натрия, кремнекислоты и повышением активности кислорода. В этой связи необходимо отметить, что гранатовые амфиболиты с признаками распада находятся в поле своеобразных пятнисто-порфиروبластовых мигматитов, характеризующихся ростом «наполненных» ксенобластов кислого плагиоклаза, включающих милонитизированную ткань и порфирукласты кристаллических пород. Эти процессы протекают в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций наложенного метаморфизма.

Химические анализы гранатовых амфиболитов и минералов, вес. %
(полуостров Озерной, Восточная Камчатка)

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	53,38	50,45	43,20	44,40
TiO ₂	1,28	1,14	0,33	1,23
Al ₂ O ₃	11,15	12,45	20,81	14,82
Fe ₂ O ₃	8,48	4,09	1,13	3,64
FeO	3,75	11,69	20,41	12,68
MnO	0,71	0,21	1,26	0,08
CaO	9,07	10,07	9,57	10,35
MgO	8,12	5,92	2,56	8,59
Na ₂ O	1,25	2,17	0,26	2,02
K ₂ O	0,69	0,25	0,23	0,14
H ₂ O ⁺	0,94	0,97	Н. о.	1,59
H ₂ O ⁻	0,22	—	Сл.	0,50
CO ₂	—	0,12	Н. о.	Н. о.
C	1,26	—	Н. о.	Н. о.
P ₂ O ₅	0,21	0,08	Н. о.	Н. о.
Сумма	100,51	99,61	99,76	100,04

1 — кварц-гранат-роговообманковый кристаллический сланец, обр. 2536/21; 2 — гранатовый амфиболит (ПлКвРгГрКпи), плотность 3,18 г/см³, обр. 2536/27; 3 — гранат из образца 2536/27, компонентный состав: 11,4 Пироп 51,7 Алм. 29,8 Грос. 4,0 Спесарт. 3,1 Андр., $n=1,780$, $a=11,61 \cdot 10^{-10}$ м; в гранате около 10% вростков кварца; 4 — роговая обманка из обр. 2536/27, $n_g=1,688$, формула:



Образцы из коллекции С. А. Мельниковой: 1—2 — анализы выполнены в лаборатории ГИН АН СССР под руководством Э. С. Залманзон; 3—4 — аналитик Ж. А. Щека.

Изучение серии шлифов из гранатовых амфиболитов (3078/7—12, 3078/17 и др.) позволило выявить в одном из них (3078/8) реликты густо-зеленого моноклинного пироксена, замещающегося сине-зеленой роговой обманкой (см. табл. 9). Таким образом, можно полагать, что часть этих пород представляла собой в основе гранат-клинопироксеновые (+плагноклаз) кристаллические сланцы.

Подобные же породы выявлены С. А. Мельниковой на юго-восточном побережье полуострова Озерного, в 40 км к юго-востоку от Хавывенской возвышенности (см. рис. 1), где они сохранились в непереработанном виде, в связи с чем целесообразно привести их характеристику. Петрология этих пород изучена автором совместно с С. А. Мельниковой (Герман, Мельникова, 1975).

Кристаллические сланцы характеризуются равновесной ассоциацией плагноклаза, содержащего 28—32% аноритовой молекулы, + кварца + роговой обманки + граната, к которым иногда добавляется небольшое количество моноклинного пироксена. Микроструктуры среднезернистые гранобластовые, текстуры массивно-полосчатые. Оптические свойства минералов (за исключением граната) идентичны в парагенезисах гранат—роговая обманка и гранат—роговая обманка—моноклинный пироксен. Роговая обманка зеленая, $-2V=60-76^\circ$, $CNg=26-28^\circ$.

Моноклинный пироксен имеет отчетливый зеленый цвет, диаляговую отдельность, двупреломление = 0,024, $CNg = 59^\circ$, $2V =$ от $+72$ до $+81^\circ$; $1,710 < ng < 1,745$; по оптическим свойствам близок к эгири-диопсиду. Гранат содержит до 10—12% мелких включений кварца и редкие игольчатые вроски рутила. В ассоциации с моноклинным пироксеном гранат в шлифах имеет отчетливый желтоватый оттенок, $n = 1,820$, $a = 11,66 \cdot 10^{-10}$ м; в существенно роговообманковых кристаллических сланцах гранат в шлифах розовый, $n = 1,777—1,781$, $a = 11,62 \cdot 10^{-10}$ м.

Обращает на себя внимание низкое (не более 15%) содержание плагиоклаза в кристаллических сланцах при химическом составе, соответствующем базальтам (табл. 13). Высокое содержание гроссулярового компонента в гранатах из ассоциации с роговой обманкой при большой плотности пород (до $3,18$ г/см³) и незначительном количестве плагиоклаза сближает эти породы с эклгитоподобными кристаллическими сланцами.

Кристаллические породы полуострова Озерного подверглись диафорезу в краевых частях блока: замещение зеленой роговой обманки сине-зеленой разновидностью, граната — эпидотом и хлоритом, плагиоклаза — альбитом и серицитом; эти изменения сопровождаются интенсивным рассланцеванием пород с преобразованием гранобластовых структур в гранонематобластовые, массивных текстур — в плейчато-сланцеватые. Уровень ретроградных преобразований кристаллических пород сопоставим с общим уровнем метаморфизма пород на Хавывенской возвышенности.

Таким образом, по своим особенностям эти породы близки к гранатовым амфиболитам Ганальского хребта.

По распределению магния, железа и марганца между гранатом и роговой обманкой на диаграмме А. А. Маракушева и др. (1971) гранатовые амфиболиты Ганальского хребта и полуострова Озерного попадают в температурное поле амфиболитовой фации.

Плагиогнейсы — следующая по распространенности, после амфиболитов и основных кристаллических сланцев, группа пород ганальской серии. Наибольшим развитием пользуются биотитовые плагиогнейсы (табл. 14).

Биотитовые плагиогнейсы — «ржавые», лилово-серые, розовато-серые, бурые нередко с очковой структурой среднезернистые, реже крупно- и мелкозернистые лейко-мезократовые гнейсовидные породы. Линзовидные обособления и неровные полосы кварц-полевошпатового состава перемежаются с нечеткими полосами, обогащенными слюдами, концентрирующимися преимущественно вдоль плоскостей рассланцевания. Микроструктуры гранобластовые (в наименее нарушенных разновидностях). Преобладающими минералами являются кварц, кислый плагиоклаз (№ 20—30, большей частью, 25), присутствующие в варьирующих соотношениях и составляющие в сумме 85—95%, и красно-оранжевый биотит (5—15%). В небольшом количестве постоянно присутствует магнетит 0,1—0,5%. Аксессуары минералы представлены цирконом, апатитом, иногда рутилом, ортитом, турмалином; последний чаще всего отмечается в диафорированных разновидностях.

В двуслюдяных плагиогнейсах к перечисленным минералам добавляется мусковит (от единичных чешуй до 5—7%). Нередко двуслюдяные, иногда биотитовые плагиогнейсы содержат фибролит, замещающий биотит, а также заключенный в виде сноповидных вросков в зернах плагиоклаза и кварца. В одном случае (обр. 3470/32) в биотитовом плагиогнейсе обнаружен крупнопризматический силлиманит, кристаллы которого несколько деформирова-

Минеральные ассоциации бедных кальцием пород ганальской серии

Таблица 14

Порода	№ образцов, шлифов	Главные минералы											Второстепенные									
		Пл	Кв	Кум	Гр	Сил ²	Ки	Анд	Ст	Корд	Би	Му	Сил ¹	Шп	Цр	Сф	Рут	Мт	Ап	От	Тур	
Биотитовые плагиогнейсы	3016б, 3142/2, 3466/1 и др.	+	+																+	+		
Двуслюдяно-(силлиманитовые) плагиогнейсы	3023л, 3142/13, 3466, 3470/26 и др.	+	+			±																
Диафторированный биотит-силлиманитовый плагиогнейс	3470/32	+	+			+																+
Биотит-кордиерит-силлиманитовый плагиогнейс	3142/5	+	+			+				+	+											+
Гранат-биотитовые плагиогнейсы	3470/14, 3470/28, 3059, 3061 и др.	+	+			+					+											±
Биотит-куммингтонитовые плагиогнейсы	3142/7, 3468/8 и др.	+	+	+							+											+
Гранат-магнетитовые кварциты	116/6, 3142/17, 3142/20		+			+																+
Высокоглиноземистые кристаллические сланцы	3078/23, с30/9б, 3050/6 и др.	+				+		+		+					±	±		+	+			
Мусковит-андалузит-кордиеритовый плагиогнейс	3466/9	+	+							+		+										+

Примечание. Сил¹ — крупнокристаллический силлиманит ранней генерации; Сил² — фибролит поздней генерации, возможно в ряде случаев наложенный в процессе позднего метаморфизма.

ны и замещаются на концевых гранях мелкоигльчатый и сноповидным фибролитом, развивающимся также по биотиту. Биотит, кроме того, замещается мусковитом. Это может указывать на некое более широкое развитие силлиманитовых гнейсов, преобразованных в двуслюдяные и биотитовые. Подтверждением этому может служить тот факт, что обр. 3470/32 заключен в разрезе, подстилающие и перекрывающие породы которого представлены биотит- и двуслюдяно-фибролитовыми разностями, т. е. породами идентичного химического состава. В любом случае можно говорить о двух генерациях силлиманита.

В биотит-фибролит-кордиеритовых плагиогнейсах присутствует кордиерит в количестве до 10—12% в виде ксеноморфных несдвоенных зерен размером 0,3—1 мм в поперечнике, обычно замещенный тальком, мусковитом и пиннитизированный. Нельзя утверждать, что фибролит является равновесным минералом в этой ассоциации, возможно, он, как и в слюдяных плагиогнейсах, более поздний минерал.

В андалузит-кордиеритовых плагиогнейсах и сланцах кордиерит ассоциируется с андалузитом, мусковитом, плагиоклазом и кварцем.

Гранат-биотитовые плагиогнейсы отличаются от биотитовых наличием порфиروبластов, иногда со структурой «снежного кома», либо соизмеримых с остальными минералами зерен граната, количество которого редко превышает 1—2%. Судя по физическим свойствам (табл. 15) ($n=1,788$, $a=11,58 \cdot 10^{-10}$ м), гранат обогащен гроссуляром при высокой железистости (82%). Биотит этих плагиогнейсов так же, как и в слюдяных разностях, оранжево-красный, $nm=1,629$.

Другие глиноземистые плагиогнейсы содержат ассоциирующиеся биотит—гранат—ставролит—дистен, гранат—ставролит—био-

Таблица 15

Оптические свойства минералов бедных кальцием пород ганальской серии

№ шли-фов	Минеральные ассоциации	Биотит	Гранат		Куммингтонит				Кордиерит
		ng	$a, 10^{-10}$ м	n	+2V	CNg	ng	np	2V
3078/23	Пл ₂₃ Гр _{86.2} Ки Анд Ст Би (Шп)	1,629	11,57	1,799	—	—	—	—	—
3059, 3061	Пл ₂₅ Кв Би Гр	1,629	11,58	1,788	—	—	—	—	—
3142/7	Би Кум Пл ₁₈ Кв	—	—	—	82	20	1,660	—	—
C-531/1	Би Кум Пл ₂₅ Кв	—	—	—	—	—	1,666	1,639	—
3142/5	Би Сил ² Корд Пл ₃₅ Кв (Мт)	—	—	—	—	—	—	—	—84

* Имеется химанализ граната (см. табл. 12).

Химические анализы слюдяных, биотит-гранатовых плагиогнейсов и глиноземистых сланцев ганальской серии, вес. %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	70,05	71,24	67,52	69,39	63,45	67,11	47,25	52,37
TiO ₂	0,68	0,55	0,74	0,63	0,68	0,64	2,09	1,27
Al ₂ O ₃	13,44	12,90	13,92	12,01	16,12	14,75	22,91	20,96
Fe ₂ O ₃	2,16	1,17	1,45	1,29	1,29	0,36	5,00	1,48
FeO	2,50	2,92	3,74	4,24	4,24	3,88	7,81	8,16
MnO	0,05	0,07	0,08	0,11	0,10	0,07	0,16	0,15
CaO	1,68	1,98	2,46	4,25	5,85	3,98	3,13	4,14
MgO	1,30	1,35	1,97	2,49	2,30	1,52	3,26	3,49
Na ₂ O	2,76	3,32	3,55	2,52	3,18	3,37	4,17	3,55
K ₂ O	3,15	2,44	2,44	2,29	1,85	2,63	2,06	2,44
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,30	0,18	0,11	0,10	0,20	0,17
CO ₂	0,10	0,08	0,10	—	—	—	0,12	0,12
C	0,29	0,03	0,22	—	—	0,23	—	—
H ₂ O ⁺	1,30	1,35	0,92	0,87	0,69	0,59	1,14	1,13
H ₂ O ⁻	0,14	0,10	0,12	0,28	0,26	0,27	0,10	0,08
Сумма	99,74	99,74	99,52	100,60	100,12	99,50	99,40	99,51

1 — биотитовый плагиогнейс (БиПлКвМт), обр. 3066/5; 2 — то же, обр. 3050/5; 3 — то же, обр. 3050/4; 4 — биотит-гранатовый плагиогнейс (ПлКвБиГрМт), обр. 3059; 5 — то же, обр. 3061; 6 — то же, обр. М3826/5 (коллекция М. С. Маркова); 7 — высокоглиноземистый кристаллический сланец (АндКиСтаГрБиПлШп), обр. 3078/23 (химанализ граната — см. табл. 12); 8 — то же, но без андалузита, обр. 3050/6.

Анализы выполнены в лаборатории ГИН АН СССР под руководством Э. С. Залманзон.

тит, андалузит—ставролит—дистен—биотит—гранат. Подобные ассоциации характерны и для глиноземистых кристаллических сланцев, отличающихся от плагиогнейсов отсутствием кварца (см. табл. 14). Некоторые разновидности обогащены кварцем (60—80%) — кварцитогнейсы.

Особенностью химического состава бедных кальцием плагиогнейсов и глиноземистых сланцев (табл. 16) является преобладание натрия над калием.

Биотит-куммингтонитовые плагиогнейсы — светло-серые лейкократовые гнейсовидные породы, в которых ассоциируются красновато-коричневый либо зеленовато-бурый биотит, куммингтонит, образующий удлиненные призматические кристаллы, кислый плагиоклаз (№ 18—25) и кварц (см. табл. 15).

Лептитовые плагиогнейсы встречаются в виде единичного пласта (обр. 3/8). Это очень лейкократовые гнейсовидные светло-серые породы, сложенные на 99% олигоклазом и кварцем, которые образуют изометричные зерна. Структурный рисунок приближается к аплитовидному. Наблюдаются отдельные порфиропласты кислого плагиоклаза и уплощенные линзовидные крупные зерна кварца. Породы диафторированы, темноцветный минерал, вероятно биотит (около 1%), нацело замещен хлоритом.

В группе *плаггиогнейсов*, богатых кальцием, различаются роговообманковые, клинопироксен-роговообманковые, гранат-клинопироксеновые и гранат-клинопироксен-роговообманковые разновидности. Во всех разновидностях может присутствовать биотит. Внешне перечисленные породы не отличаются друг от друга. Это зеленовато-серые и светло-серые нередко полосчатые породы. Характеризуются средне- и крупнозернистыми гранобластовыми структурами. В отдельных разновидностях структуры переходные между гранобластовыми и гипидиоморфнозернистыми (вероятно, гранитизированные богатые кальцием породы). Гранат-клинопироксеновые плаггиогнейсы часто пространственно тесно ассоциируются с силикатными мраморами. Роговая обманка этих пород зеленая, биотит обычно буровато-зеленый, моноклинный пироксен бесцветный, либо слабо окрашен в зеленый цвет, гранат заметен розовый. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом, рутилом, ортитом.

Силикатные мраморы — светло-серые, серые и темно-серые, иногда зеленовато-серые породы. Нередко они интенсивно микроскладчатые, в то время как вмещающие плаггиогнейсы и амфиболиты имеют плоскопараллельные гнейсовидные текстуры. Часто отмечаются полости и пустоты выщелачивания. Микроструктуры гранобластовые среднезернистые, текстуры полосчатые, массивные и гнейсовидные. Слабо измененные разновидности сложены агрегатом полигональных зерен кальцита в ассоциации с плаггиоклазом, кварцем, моноклинным пироксеном, иногда с везувианом, волластонитом, гроссуляром. Количественные соотношения ассоциирующихся минералов широко варьируют — от преобладания кальцита (90—97%) до незначительного его участия в составе пород (20—25%); остальные минералы присутствуют также в резко переменных количествах. Неизменные породы, однако, крайне редки. Силикатные мраморы подвержены диафорезу в большей степени, чем вмещающие их кристаллические сланцы и гнейсы.

Гранат-клинопироксен-скаполит-плаггиоклазовые кристаллические сланцы — темно-зеленые массивные либо слабо гнейсовидные породы. Часто рассечены прожилками эпидота, располагающимися вдоль трещин кливажа и параллельно сланцеватости. Породы имеют средне- и крупнозернистую гранобластовую структуру и сложены скаполитом (одноосный отрицательный, $ng = 1,593$), ярко-зеленым моноклинным пироксеном ($ng = 1,740$), желто-оранжевым гранатом и плаггиоклазом (48—90% анортиновой молекулы) (см. табл. 8). Плаггиоклаз в отдельных разновидностях отсутствует (обр. 3528/8). Иногда наблюдается одновременное присутствие ярко-зеленого и бледно-зеленого, почти бесцветного, моноклинных пироксенов, которые, тем не менее, не ассоциируются, а обособляются в самостоятельные полосы. В плаггиоклазсодержащих разновидностях отмечен магнетит в количестве 0,5—1%. Из акцессорных минералов установлен сфен

(до 0,3%). Вероятнее всего, эти кристаллические сланцы представляют собой метаморфизованные карбонатные породы.

Кварциты — светло-серые, темно-бурые, розовато-серые массивные и гнейсовидные, часто полосчатые породы, обычно среднезернистые с гранобластовой структурой. Характеризуются отсутствием либо незначительным (до 5—10%) содержанием полевых шпатов. По минеральному составу выделяются магнетит-гранатовые, гранат-роговообманковые, биотит-гранатовые, ставролит-гранатовые, биотитовые и двуслюдяные разновидности. Количество темноцветных минералов колеблется от 1—2 до 35—40% (в гранат-магнетитовых кварцитах). В гранат-роговообманковых кварцитах гранат, по физическим свойствам, близок к гранату гранатовых амфиболитов ($n=1,792$, $a=11,59 \cdot 10^{-10}$ м, обр. 164^б).

Магнетитовые гранатиты изучены и выявлены С. А. Щекой (1973) на юго-западных отрогах горы Юрчик (р. Вактан Малкинский). Подобные же породы обнаружены автором в верховьях р. Правой Вахталки. Они залегают в виде тонких (миллиметры — первые сантиметры) нередко будинированных прослоев в амфиболитах нижней толщи и плагногнейсах маркирующей пачки. Внешне — это кирпично-красные массивные породы, состоящие из граната (50—95%), магнетита (5—40%), клинопироксена (5—10%) с небольшой примесью кварца. По данным С. А. Щеки (1973), гранат обогащен марганцем, в отличие от магнетита, богатого титаном (см. табл. 12). Частный химический анализ породы (обр. Ш=803д, коллекция С. А. Щеки, аналитик Ж. А. Щека): TiO_2 0,2; FeO 49,4; MnO 5,3; CaO 0,7 вес. %.

Мономинеральные роговообманковые сланцы — зеленовато-серые слабо гнейсовидные породы. Микроструктуры нематобластовые. Породы образованы удлиненно-призматическими кристаллами бесцветной роговой обманки и иногда рассечены тонкими прожилками, выполненными кальцитом. Аксессуарный минерал рутил (около 0,1%). Судя по химическому составу (см. табл. 10) и форме залегания (мощные — до 25 м — пластовые залежи, не прослеживающиеся на сколько-нибудь значительные расстояния), они представляют собой, скорее всего, метаморфизованные интрузивные породы (группы пироксенитов либо горнблендитов).

Интрузивные породы

Дометаморфические (синорогенные) интрузивные породы, развитые в пределах Вахталкинского блока, представлены преимущественно гранитоидами. Кроме того, присутствуют мономинеральные роговообманковые сланцы, образующие небольшие согласные залежи, вероятно, также интрузивного генезиса (охарактеризованы выше). Вероятно, какая-то часть амфиболитов представляет собой также интрузивные залежи, однако, надежные критерии для разграничения амфиболитов по этому признаку не установлены.

Химические анализы гранитоидов ганальской серии (весовые %)

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	72,74	70,10	67,16	63,32	71,50
TiO ₂	0,76	0,19	0,43	0,85	0,05
Al ₂ O ₃	15,60	17,23	16,70	16,43	15,45
Fe ₂ O ₃	0,27	0,39	1,38	0,40	1,08
FeO	1,47	2,60	1,16	4,89	1,66
CaO	3,36	3,92	5,85	5,27	2,95
MgO	0,61	0,71	1,33	1,97	0,89
MnO	0,02	0,04	0,10	0,14	0,03
Na ₂ O	4,65	4,27	5,07	6,26	4,79
K ₂ O	0,47	0,36	0,42	0,53	0,73
H ₂ O ⁻	0,07	0,16	0,31	0,33	} П. п. п. 0,30
H ₂ O ⁺	0,27	0,34	0,26	0,53	
CO ₂	0,08	—	—	—	Н. а.
C	Н. а.	Н. а.	—	—	Н. а.
P ₂ O ₅	0,08	0,09	0,11	0,18	0,05
SO ₃	Н. а.	Н. а.	Н. а.	Н. а.	0,45
Сумма	100,45	100,40	100,28	100,10	99,93

1 — биотитовый плагиогранит, обр. 3476; 2 — биотит-роговообманковый плагиогранит, обр. 6243-В, колл. Д. А. Бабушкина; 3 — биотит-роговообманковый плагиогранит, обр. 3030/1; 4 — гранат-роговообманковый плагиогранит, обр. 3078/13; 5 — гранатовый плагиогранит, обр. 115-Аш, колл. И. А. Сидорчука.

1—2 анализик М. Д. Яроцкая, 3—4 — анализы выполнены в лаборатории ГИН АН СССР под руководством Э. С. Залманзон, 5 — анализик Т. Г. Черепова.

Все гранитоиды относятся к группе плагиогранитов; свободный калиевый полевой шпат в них отсутствует (табл. 17). По минеральному составу выделяются биотит-роговообманковые (с переходами от чисто биотитовых до роговообманковых), гранатовые (биотит-гранатовые) и гранат-роговообманковые плагиограниты.

Биотит-роговообманковые плагиограниты почти повсеместно превращены в плагиогнейсограниты. На изученной территории известно семь относительно крупных тел биотит-роговообманковых плагиогранитов. Шесть из них имеют форму пластин, у которых обнажены подошва и кровля (см. рис. 3). Мощность пластин не превышает 200 м, а иногда уменьшается до 15—20 м. Наиболее протяженная пластина прослежена в русле и на левом борту р. Тумхан. Длина ее более 3 км, мощность 100—120 м. В бассейне р. Правой Вахталки биотит-роговообманковые плагиограниты образуют удлиненный купол, шарнир которого изгибается параллельно юго-западному краю Юрчикского габбро-норитового массива. Элементы метаморфической полосчатости и сланцеватости четко отрисовывают свод купола, а на краях массива строго параллельны его контурам и полосчатости, сланцеватости вмещающих пород. Купол асимметричный — он заметно наклонен к севе-

ро-востоку и прекрасно выражен в рельефе в виде овальной возвышенности. Максимальная глубина эрозионного вреза в породы массива от его кровли, перпендикулярно элементам метаморфической полосчатости, не превышает 100—150 м.

Все тела биотит-роговообманковых плагиогранитов залегают ниже кровли нижней толщи ганальской серии. Тектурные особенности плагиогранитов в эндоконтактах весьма примечательны. Здесь, как правило, присутствуют тонкие прослои амфиболитов, изредка линзовидные, преимущественно плоскопараллельные. Нередко такие прослои при небольшой толщине (сантиметры — первые дециметры) прослеживаются через обнажение длиной 5—6 м, не изменяя своей мощности. Таким образом, граниты в контактах производят впечатление парапород, которые переходят во вмещающие амфиболиты как бы через «переслаивание». Это впечатление усиливается наличием хорошо развитой кристаллизационной сланцеватости, согласной со сланцеватостью вмещающих амфиболитов. Но на северо-западном окончании Вахталкинского массива, где слабо проявились процессы позднего метаморфизма (см. рис. 7), в плагиогранитах прекрасно выражены структуры магматической кристаллизации. По мере удаления от контактов, плагиограниты приобретают глыбовую и матрацевидную отдельность, резко отличающую их от стратифицирующихся образований.

Внешне биотит-роговообманковые плагиограниты — светло-серые гнейсовидные породы. Характерна веретеновидная и пластинчатая форма зерен кварца. Кварц и олигоклаз (№ 25—30, иногда слабо зональный) слагают в сумме до 95—98% площади шлифов; темноцветные минералы представлены темно-зеленой роговой обманкой и красно-коричневым биотитом (2—4, изредка до 5—8%). Акцессорные минералы — магнетит, сфен, апатит, реже циркон. Микроструктуры крупнокристаллические апогранитовые гранобластовые.

Биотит-роговообманковые плагиограниты иногда пространственно ассоциируются с небольшими полями мигматитов (не более 0,2—0,3 км² на современном эрозионном срезе). Мигматиты чаще всего полосчатые и ветвистые, иногда тентовые. Лейкосомы мигматитов представлена аплитовидными лейкократовыми гранитами, двуслюдяными и биотитовыми мелко-среднезернистыми плагиогранитами. Аналогичные граниты образуют небольшие дайковые поля в непосредственной близости от северо-западного окончания Вахталкинского массива. Вероятно, связь эта чисто пространственная, но не генетическая, и объясняется она залеганием биотит-роговообманковых плагиогранитов в наиболее глубоких частях разреза ганальской серии, где можно ожидать и наиболее высокие температуры метаморфических преобразований, вызывающие частичный анатексис.

Гранатовые плагиограниты образуют довольно крупный массив в южной части Вахталкинского блока. Массив имеет форму мощной линзы, согласно дислоцированной в общей структуре

(см. рис. 3). Породы массива подверглись интенсивному бластокатаклазу. В результате, в них почти повсеместно наблюдается в различной степени совершенная кристаллизационная сланцеватость, наиболее четкая в периферических частях массива. Плагиграниты отличаются однородным составом и повсеместным наличием в них небольшого количества розового граната. Это очень лейкократовые светло-серые и белые породы. Они имеют апогранитовую бластокатакластическую микроструктуру, неясносланцеватую текстуру и сложены кварцем, олигоклазом (суммарно 95—97%), в гетерозернистом агрегате которых равномерно распределены мелкие идиоморфные кристаллы альмандина и пластинки биотита, интенсивно окрашенного в красновато-коричневый цвет. Аксессуары представлены единичными зернами апатита и магнетита. Характерно развитие мелкозернистого бластоагрегата кварц-альбитового состава по средне-крупнозернистой апогранитовой массе, сохраняющейся в качестве реликтовой. Большая часть минеральных новообразований (эпидот, хлорит, серицит, карбонат) сосредоточена в новообразованном бластоагрегате.

Гранат-роговообманковые плагиграниты образуют маломощные (0,8—7 м) конкордантные тела, залегающие в амфиболитах нижней толщи ганальской серии. Они встречаются в среднем течении р. Правой Вахталки и в верховьях р. Воеводской. Плагиграниты образованы агрегатом кислого плагиоклаза (№ 28—35) и кварца (в сумме около 95%, при этом плагиоклаз резко преобладает), среди которых относительно равномерно распределены зеленая роговая обманка, коричневый биотит и отчетливо розовый гранат. Последний присутствует обычно в виде реликтов и подвержен такому же коронарному распаду, как и в гранатовых амфиболитах. Аксессуары представлены магнетитом, сфеном, апатитом и цирконом. Микроструктуры — среднезернистые апогранитовые гранобластовые, текстуры — отчетливо гнейсовидные.

Габбро-норитовый массив горы Юрчик. Юрчикский габбро-норитовый массив является постметаморфическим по отношению к прогрессивному метаморфизму образований ганальской серии, но, поскольку он метаморфизован в процессе более позднего — «стенового» — метаморфизма, целесообразно рассмотреть его особенности, прежде чем перейти к характеристике метаморфических процессов. Петрологические особенности горных пород массива имеют важное значение для анализа структурной позиции гранулитов, в связи с чем они заслуживают подробного рассмотрения. Наиболее глубокие и детальные исследования проведены С. А. Щекой, изучившим петрологию горных пород не только Юрчикского массива, но и его контактового ореола. Ниже петрологическая характеристика пород массива приводится главным образом по данным С. А. Щеки (Герман и др., 1976).

Юрчикский массив представляет собой лополитообразное тело овальной в плане формы площадью около 60 км². Мощность его превышает 1,5 км, как можно судить по глубине эрозионного

вреза. Массив сложен преимущественно однообразными по составу среднезернистыми габбро-норитами, состоящими из плагиоклаза (№ 50—60), орто- и клинопироксенов и роговой обманки, железистость которых, по оптическим данным, составляет 23—32, 20—33 и 30—33% соответственно. В краевых частях массива габбро-нориты приобретают мелкозернистую, часто офитовую, структуру и трахитоидную текстуру. Плагиоклаз их отличается более кислым составом, а цветные минералы — большей железистостью. В южной и юго-западной частях массива отмечаются тонкополосчатые разности (толщина полос — миллиметры, первые сантиметры, реже — дециметры), в которых полосы, обогащенные темноцветными минералами, чередуются с лейкократовыми полосами. Полосчатость часто плоскопараллельная, но нередки «вихревые» текстуры и сложная плейчатость. Эта полосчатость весьма напоминает полосчатость расслоенных основных пород (Уэйджер, Браун, 1970). Подобная полосчатость, но на значительно меньших участках, отмечается на северном окончании массива (р. Вактан Ганальский Левый), в его донной части. Трахитоидность и полосчатость субпараллельны контурам массива и четко отрисовывают его синклиналию форму (см. рис. 3).

В своих периферических зонах массив содержит сравнительно небольшие тела гипербазитов, образующих, кроме того, самостоятельные тела в его обрамлении. Они имеют форму мелких штоков, даек или маломощных пластообразных залежей. Для гипербазитов характерен парагенезис оливина, орто- и клинопироксенов (с железистостью 15—22, 19—24 и 14—20% соответственно) и плагиоклаза (№ 50—57). Гиперстены бедны глиноземом и кальцием (табл. 18). Донные части и ядра интрузивных тел сложены лерцолитами, вебстеритами и кортландитами, которые к кровле переходят в троктолиты и оливиновые габбро.

Жильная серия габбро-норитов представлена габбро-пегматитами и горнблендитами.

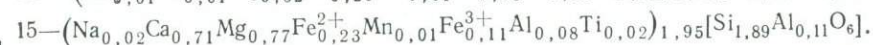
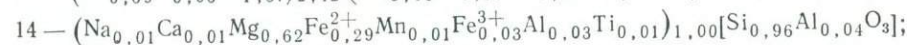
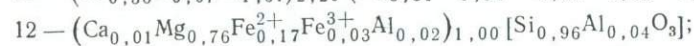
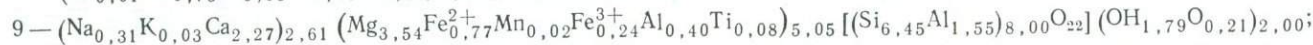
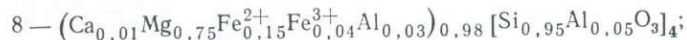
Таким образом, в массиве несомненно отмечаются явления расслоения. Однако на треугольной диаграмме $Mg-Fe+Mn-Na+K$ (рис. 10) кривая дифференциации магмы Юрчикского массива занимает промежуточное положение между типичными расслоенными массивами, характерными для стабильных регионов (Бушвельд, Стиллуотер), и массивами, становление которых происходит в подвижных зонах (Тагильский массив). Диаграмма рис. 10 составлена по литературным данным (Старков, 1971; Кузнецов, 1964; Уэйджер, Браун, 1970); использован также один анализ габбро-норитов из коллекции автора. Для сравнения на эту же диаграмму нанесены анализы горных пород основных массивов Срединного хребта Камчатки (по материалам Г. Н. Старкова, 1971), характеризующихся медноникелевой минерализацией (ликвационные руды). Как видно из сравнения кривых дифференциации магмы Юрчикского массива и массивов Срединного хребта Камчатки, они очень близки. Между тем Г. Н. Старков показал, что дифференциация магмы основных массивов Средин-

Химические анализы пород и минералов Юрчического массива и его контактового ореола, вес. %

Таблица 10

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	50,36	48,58	41,54	44,44	44,12	44,18	45,76	53,00	44,50	41,45	42,73	53,50	40,90	51,28	50,53
TiO ₂	1,50	0,99	1,61	0,55	1,22	1,15	1,00	0,08	0,69	2,13	1,67	0,13	2,06	0,40	0,71
Al ₂ O ₃	18,15	17,39	12,57	6,73	12,40	19,63	13,38	3,88	11,39	12,84	11,83	3,13	14,65	3,26	4,56
Fe ₂ O ₃	5,08	5,57	4,94	4,24	7,64	6,58	6,00	2,80	2,18	3,66	2,57	2,26	3,01	1,81	3,79
FeO	5,09	5,92	7,54	8,87	6,08	6,08	9,76	10,26	6,31	10,18	10,85	11,21	7,50	18,64	7,46
MnO	0,11	0,13	0,18	0,24	0,21	0,23	0,28	0,28	0,15	0,17	0,22	0,32	0,16	0,57	0,20
MgO	3,66	6,57	17,07	22,73	11,78	6,85	9,87	28,65	16,42	14,74	15,07	28,46	15,83	22,01	13,79
CaO	7,68	10,67	10,81	9,04	11,22	12,04	11,90	0,60	14,65	10,32	10,58	0,44	10,64	0,74	17,66
Na ₂ O	3,20	2,46	1,59	1,06	1,25	2,41	1,62	0,05	1,09	2,24	1,96	0,06	2,39	0,25	0,30
K ₂ O	0,82	0,39	0,47	0,26	0,30	0,24	0,21	0,02	0,14	0,45	0,38	0,01	0,33	0,07	0,05
H ₂ O ⁻	0,26	0,20	0,10	0,36	0,44	0,14	0,18	Сл.	0,20	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,50	0,54
H ₂ O ⁺	1,66	—	—	—	—	—	—	Н. а.	1,85	1,75	1,51	Н. а.	1,73	Н. а.	Н. а.
П. п.	—	0,44	1,08	0,78	1,06	0,40	0,11	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,62*	99,31	99,50	99,35	99,92	99,93	100,07	99,62	99,57	99,93	99,67	99,52	99,20	99,53	99,59
f _{общ}	53,1	42,0	24,2	21,0	35,6	44,5	41,8	19,9	22,2	33,9	32,9	20,7	26,5	33,9	30,8

1 — габбро-норит, дополнительно определены*: CO₂ 1,50; P₂O₅ 0,55; обр. 3539; 2 — трахитоидный норит, обр. Ш-838а; 3 — кортландит из контакта с норитом, обр. Ш-838б; 4 — кортландит, обр. Ш-809б; 5 — офитовое пегматоидное габбро (оторочка на контакте кортландита с амфиболитом), обр. Ш-809в; 6 — амфиболит из контакта с кортландитом, обр. Ш-809а; 7 — двупироксен ново-плагноклазовый роговик, обр. Ш-811а; 8 — ортопироксен из троктолита (Ол Гип Рг Шп Пл₅₇), $ng=1,695$, $np=1,684$, обр. Ш-815в; 9 — бледная буроватая роговая обманка из того же троктолита, $ng=1,664$; $np=1,639$; 10 — зеленая роговая обманка из габбро-пегматита (Рг Пл₄₈Мт), обр. Ш-814з-3; 11 — зеленая роговая обманка из амфиболитованного лерцолита (Ол Гип Кпи Рг Мт), обр. Ш-814з; 12 — ортопироксен из метаморфизованного лерцолита (Ол Гип Кпи Рг Мт), обр. Ш-814 к-1; 13 — зеленая роговая обманка из того же лерцолита; 14 — ортопироксен из роговика (Гип Кпи Пл₅₆Мт), $ng=1,709$, $np=1,697$, $2v=-60^\circ$, $CNg=0^\circ$, обр. Ш-805а; 15 — клинопироксен из того же роговика, $ng=1,708$, $np=1,676$, $2v=+53^\circ$, $CNg=45^\circ$.



2—15 — образцы из коллекции С. А. Щеки. Аналитики: 1 — М. Д. Яроцкая, 2—7 — Л. И. Иванова, 8, 9, 12—15 — Т. А. Щека, 10—11 — С. С. Натарова.

ного хребта Камчатки очень близка к таковой в расслоенных никеленосных интрузивах (по распределению магния, железа, кальция и глинозема).

Таким образом, имеющиеся данные не позволяют сделать однозначного вывода о причинах отсутствия полного расслоения в

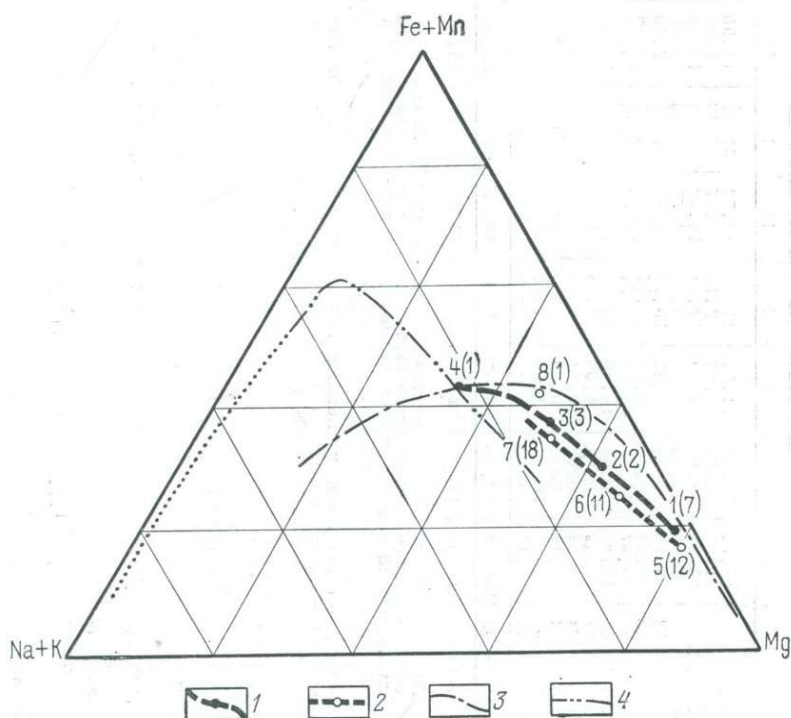


Рис. 10. Дифференциация магмы в Юрчикском габбро-норитовом массиве и никеленосных массивах Среднего Камчатского хребта.

1—4 — кривые дифференциации массивов: 1 — Юрчикского, 2 — никеленосных массивов Среднего Камчатского хребта, 3 — Бушвельдского и Стилуотера, 4 — Тагильского. Цифры на графиках: 1, 5 — кортландиты; 2 — крупнозернистые габбро-нориты; 3 — мелко- и среднезернистые габбро-нориты; 4 — гнейсовидные габбро-нориты; 6 — порфириовидные и крупнозернистые нориты; 7 — мелко- и среднезернистые нориты; 8 — роговообманковое габбро. В скобках — количество анализов

массиве горы Юрчик. Возможно, оно связано с особыми тектоническими условиями становления массива либо с составом исходной магмы. Может быть имеет значение и глубина становления массива.

Юрчикский массив окружен зоной роговиков, ширина которой обычно не превышает первых метров, изредка достигая нескольких десятков метров. Переход от вмещающих кристаллических сланцев и гнейсов к роговикам выражается в постепенной неравномерно проявленной перекристаллизации в массивные породы с сотовой структурой. Породы основного состава представлены

во внешних частях контактового ореола амфиболовыми разностями, сложенными зеленой роговой обманкой и средним плагиоклазом; ближе к контакту зеленая роговая обманка сменяется зеленовато-бурой, аналогичной по свойствам роговой обманке габбро-норитов; затем в роговиках появляются пироксены; непосредственно у контакта роговая обманка иногда полностью исчезает, и роговики представлены дупироксеновыми разностями. Глиноземистые породы внутри контактового ореола превращены в биотитовые роговики. По гипербазитам нередко образуются пироксен-шпинелевые роговики. Пироксены роговиков отличаются повышенной железистостью, низкой глиноземистостью и щелочностью (см. табл. 18). Плагиоклазы имеют состав кислого лабрадора.

Наличие контактового ореола, трахитоидность и офитовые структуры в краевых частях массива, невысокая глиноземистость пироксенов свидетельствуют о сравнительно небольшой глубине кристаллизации массива.

Габбро-нориты Юрчикского массива и породы его контактового ореола подверглись наложенному метаморфизму в единой термальной структуре с образованиями ганальской и стеновой серий, который на площади массива проявился неравномерно. Наиболее сильно переработанными оказались восточные окраины массива, где габбро-нориты преобразованы в гнейсовидные плагиоклаз-амфиболовые сланцы с сине-зеленой роговой обманкой, которые очень напоминают вмещающие их плагиоклаз-амфиболовые сланцы, но отличаются от них реликтивными апогаббровыми структурами. Таким же преобразованиям подвержены роговики; при этом в сине-зеленой либо обесцвеченной роговой обманке иногда сохраняются ядра высокотемпературной — бурой либо темно-зеленой — роговой обманки. На других участках габбро-нориты метаморфизованы в меньшей степени. Эта неравномерность проявления наложенного метаморфизма регулируется многими факторами кинетического и физико-химического характера и сохраняется и для кристаллических пород ганальской серии и гранулитового комплекса. Они также преобразованы очень неравномерно.

Основные особенности раннего метаморфизма

Важнейшие минеральные ассоциации метаморфических пород ганальской серии могут быть представлены в следующем виде.

Метапелиты и близкие к ним породы (бедные кальцием)

$Пл_{25} + Кв + Би_{47} (nm = 1,629) + Гр_{82} (n = 1,788, a = 11,58 \cdot 10^{-10} м);$

$Пл_{25} + Кв + Би;$

$Пл_{25} + Кв + Гр + Ст + Би;$

$Би + Кум_{43} (ng = 1,666, np = 1,639) + Пл_{25} + Кв;$

$Би + Кум_{35} (ng = 1,660, 2v = + 82^\circ, CNg = 20^\circ) + Пл_{18} + Кв;$

$\text{Пл}_{23} + \text{Би}_{47} (nm = 1,629) + \text{Ки} + \text{Ст} + \text{Анд} + \text{Гр}_{86,2}^*$ (67 Алм. 19 Грос. 11 Пир.
 3 Спес., $n = 1,799$, $a = 11,57 \cdot 10^{-10}$ м) + Шп;
 Пл + Кв + Сил¹ + Би;
 Пл + Кв + Корд + Би + (Сил²) ± (Му);
 Пл + Кв + Корд + Анд + Му.

Метабазиты и близкие к ним породы

$\text{Рг}_{59} (ng = 1,691) + \text{Кпи} (ng = 1,727) + \text{Пл}_{52} + \text{Мт};$
 $\text{Рг}_{47} (ng = 1,680) + \text{Кпи} + \text{Пл}_{45} + \text{Мт} + \text{Би};$
 $\text{Рг}_{53} (ng = 1,686) + \text{Кпи} (ng = 1,712) + \text{Пл}_{41};$
 $\text{Рг}_{39} (ng = 1,673) + \text{Кпи} (ng = 1,716) + \text{Пл}_{42} + \text{Кв};$
 $\text{Рг}_{46} (ng = 1,679) + \text{Кпи} + \text{Пл}_{47} + \text{Кв} + \text{Мт};$
 $\text{Рг}_{48} (ng = 1,681) + \text{Кв} + \text{Пл} + \text{Мт} + \text{Би};$
 $\text{Рг}_{33,9}^* + \text{Кпи} + \text{Пл}_{52} + \text{Кв} + \text{Мт};$
 $\text{Рг}_{37} (ng = 1,671) + \text{Пл}_{50} + \text{Мт};$
 $\text{Рг}_{44} (ng = 1,676) + \text{Пл}_{40} + \text{Мт};$
 $\text{Рг} + \text{Гр}_{85} (n = 1,792, a = 11,59 \cdot 10^{-10} \text{ м}) + \text{Кв};$
 Гр + Кпи + Рг + Пл;
 $\text{Рг}_{89,6}^* (n = 1,792, a = 11,57 \cdot 10^{-10} \text{ м}) + \text{Рг}_{62,6}^* + \text{Пл}_{35} + \text{Мт};$
 Рг + Кпи + Гр + Пл + Кв;
 Кпи + Гр + Пл + Кв.

Мраморы

Ка + Кв + Пл;
 Ка + Кв;
 Ка + Кпи + Рг ± Кв ± Пл;
 Ка + Вол + Вез + Грос + (Гр + Цз);
 Ска + Пл₉₀ + Кпи + Гр;
 Ска + Гр + Кпи;
 Ска $(ng = 1,593) + \text{Гр} + \text{Кпи}_{34}^* (ng = 1,740) + \text{Пл}_{48}$.

Железистые породы

Кв + Гр + Мт;
 $\text{Рг}_{83}^{**} (39 \text{ Алм. } 34 \text{ Спес. } 15 \text{ Пир. } 12 \text{ Грос.}) + \text{Мт}^* (1,81\text{TiO}_2) + \text{Кв} + \text{Кпи} (ng =$
 $= 1,727; nr = 1,697) + \text{Рг}.$

* Минералы проанализированы химически; в скобках указаны минералы, которые могут быть более поздними.

** Рг_{83} — железистость определена = $\frac{\text{Fe} + \text{Mn}}{\text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn}} \times 100$.

Обзор парагенезисов кристаллических пород ганальской серии показывает, что они за исключением крайнего юга Вахталкинско-го блока относятся к амфиболитовой фации метаморфизма (ставролит-мусковитовая субфация). На крайнем юге Вахталкинско-го блока минеральные ассоциации раннего метаморфизма полностью переработаны в результате двух этапов наложенного метаморфизма. При этом особенно интенсивно проявилась низкотемпературная переработка кристаллических пород.

Целый ряд признаков указывает на принадлежность метаморфических пород раннего этапа метаморфизма к фации малой глубинности. Это широкое распространение ассоциаций с андалузитом, совместное нахождение андалузита и кианита в равновесной ассоциации, парагенезис кордиерита и андалузита, наличие волластонита в мраморах, что вообще характерно для комплексов пониженной глубинности (Хлестов, 1972). Таким образом, в отличие от стеновой серии, метаморфизм которой может быть сопоставлен с кианит-силлиманитовой серией фаций в понимании А. Миширо (Miyashiro, 1961) и Г. Винклера (1969), метаморфизм ганальской серии принадлежит менее глубинному типу, отвечающему промежуточной кианит-андалузитовой серии фаций.

Широкое распространение гранатовых амфиболитов на раннем этапе метаморфизма, присутствие диопсид-гранатовых ассоциаций, ставролитовых и куммингтонитовых пород свидетельствуют о принадлежности ганальской серии к фации низкой щелочности.

Особенности поздних метаморфических преобразований кристаллических пород

Охарактеризованные кристаллические породы Вахталкинско-го блока, как уже отмечалось, сохранились в более или менее неизменном виде лишь на сравнительно небольших участках. На большей же части территории они оказались переработанными процессами позднего метаморфизма, выразившегося в повторном рассланцевании пород и в новообразовании минеральных парагенезисов, соответствующих преимущественно эпидот-амфиболитовой, а в ряде локальных участков — амфиболитовой фации (наиболее крупный из них показан на рис. 7). Сформировавшиеся в процессе позднего метаморфизма породы отличаются широким развитием бластоцементных, очковых и бластомилонитовых структур (рис. 11) и наличием реликтовых минералов исходных высокотемпературных кристаллических пород.

Характер минеральных преобразований различается в зависимости от состава пород. Основные породы (амфиболиты, гранат-клинопироксеновые сланцы, а также габбро-нориты, гипербазиты, пироксеновые и роговообманковые роговики и т. д.) превращены в роговообманково-эпидот-плагноклазовые сланцы, причем можно проследить все стадии этого превращения, заключающегося в рассланцевании и перекристаллизации кристаллических

пород и в замещении исходных цветных минералов новообразованными. Значительно реже такие замещения происходят без рассланцевания — низкотемпературные минералы образуют полные либо частичные псевдоморфозы по высокотемпературным с

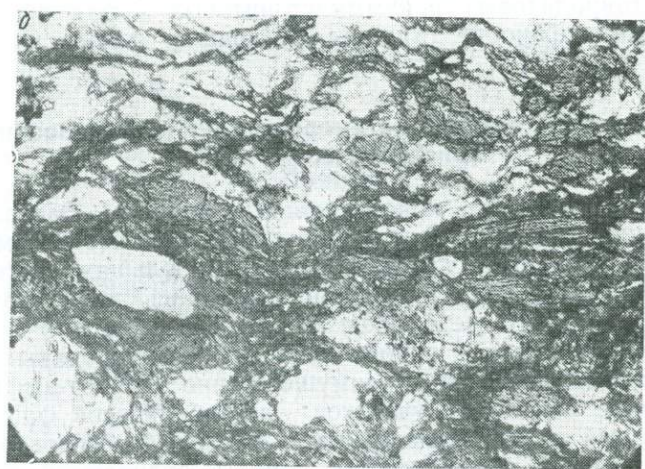
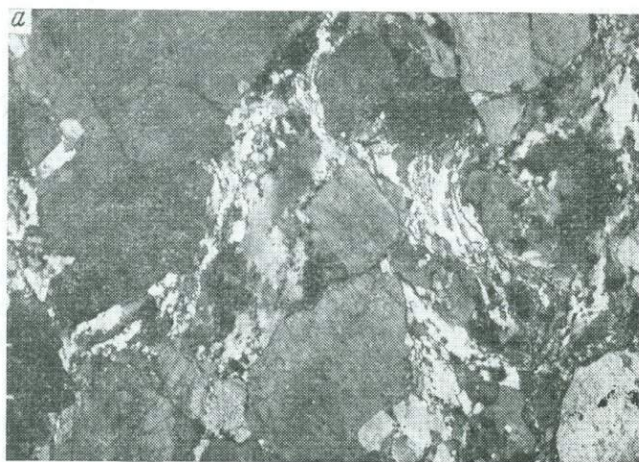


Рис. 11. Характерные рисунки структур повторно метаморфизованных кристаллических пород ганальской серии:

а — бластомилонит плагногнейса, шлиф 3497, $\times 30$, николи скрещены;
б — бластомилонит амфиболита, шлиф 3494/1, $\times 30$, николи параллельны

сохранением структурного рисунка исходных пород (замещение зеленой роговой обманки сине-зеленой, бледно-зеленой и бесцветной разновидностями, моноклинного пироксена — тремолитом, граната — хлоритом и т. д.; плагиоклаз при этом раскисляется).

Особенно эффектны псевдоморфозы плагиоклаза, роговой обманки и магнетита, образующих симплектитовые каймы (короны) вокруг граната основных пород или полностью замещающие его. Такие псевдоморфозы с реликтами граната или без них широко распространены в сланцах, даже если они полностью утратили все прочие признаки исходных амфиболитов. Вторичные роговые обманки габброндов и гипербазитов имеют примерно одинаковую железистость, которая зачастую ниже, чем у гиперстенов; характерны также повышенная степень окисления железа и высокая заполненность октаэдрической позиции. Те же признаки отличаются и новообразованные роговые обманки амфиболитов (см. таблицы 12, 18).

Глиноземистые породы превращены в биотитовые и двуслюдяные сланцы. Как и в амфиболитах, наиболее устойчивым в них является гранат, замещаемый плагиоклазом и биотитом либо мусковитом; такие псевдоморфозы обычны для повторно метаморфизованных глиноземистых пород. Плагиоклаз и биотит развиваются также по кианиту и ставролиту, в других случаях на месте кианита, а также андалузита образуется мусковит. Процессы диафореза глиноземистых пород часто сопровождаются турмалинизацией.

Часто можно видеть тонкое, иногда линзовидное «переслаивание» пород низко-, средне- и высокотемпературных метаморфических фаций. При этом высокотемпературные ассоциации минералов частично замещены низкотемпературными. Это обстоятельство особенно четко отражает наложенный характер низкотемпературных преобразований.

В зонах, где наложенный метаморфизм достигал более высокотемпературной ступени, основные породы превращены в амфиболиты с зеленой роговой обманкой, которые практически не отличимы от исходных амфиболитов, если только не содержат реликты разложенного граната или псевдоморфозы по нему. Именно этот признак дает возможность выявить наличие высокотемпературных ореолов наложенного метаморфизма. Кроме того, о них свидетельствует метаморфическая зональность, выявленная в гранитном теле в ядре Вахталкинской антиклинали (см. рис. 7). Северо-западная оконечность этого интрузива, залегающая среди амфиболитов, сложена роговообманковыми гранитами без признаков существенного метаморфизма. В юго-восточном направлении они сменяются гнейсовидными перекристаллизованными породами, в которых зеленая роговая обманка замещается сине-зеленой, а плагиоклаз эпидотом. Вмещающие их породы представлены здесь эпидот-роговообманково-плагиоклазовыми сланцами с такой же сине-зеленой роговой обманкой. В южной же части интрузива граниты уже превращены в типичные роговообманковые гнейсы, а окружающие их породы представлены амфиболитами. В тех и других эпидот отсутствует, а роговая обманка характеризуется темно-зеленой окраской. Таким образом, мы видим, что в северной части массива граниты внедрились в породы

амфиболитовой фации, в средней части и те и другие подверглись наложенному метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации, а в южной наложенной метаморфизм достигал амфиболитовой фации.

В зонах повторного метаморфизма амфиболитовой фации и в прилегающих к ним ореолах широко распространены процессы порфиробластеза, выразившиеся в росте «наполненных» ксенобластов кислого плагиоклаза (№ 21—35), роговой обманки и биотита. Часто такие ксенобласты включают в себя раздробленные порфирокласты граната исходных кристаллических пород. Рост ксенобластов обусловлен, вероятно, привнесом щелочей. Привнос щелочей (калия) фиксируется и в габбро-норитах, плагиокалишпата и биотита. О повышенной щелочности свидетельствует также неустойчивость граната и других глиноземистых минералов, замещаемых при повторном метаморфизме щелочесодержащими минералами. Щелочной метасоматоз сменился стадией кислотного выщелачивания, на что указывает фибролитизация слюд и полевых шпатов, в том числе и новообразованных.

Сходство большинства повторно метаморфизованных пород Вахталкинского блока с породами эпидот-роговообманковой зоны Стенового блока, единство метаморфической зональности, охватившей оба блока, отсутствие четкой границы между ними, обусловленное одинаковым метаморфизмом и структурным согласованием вдоль поверхности их соприкосновения — все эти данные показывают, что наложенный метаморфизм проявился одновременно и в единой термальной структуре с прогрессивным метаморфизмом стеновой серии после того, как оба блока были приведены на один уровень. Очевидно, что уже метаморфизованные и дислоцированные к этому времени толщи Вахталкинского блока имеют более древний возраст по сравнению со стеновой серией и, следовательно, составляют самостоятельное стратиграфическое подразделение. Самостоятельность выделенных серий подчеркивается также неодинаковым характером «стенового» и более древнего «ганальского» метаморфизма, которые различаются по глубинности и режиму щелочей.

Как в Стеновом, так и в Вахталкинском блоках наблюдаются еще более поздние метаморфические преобразования. Они проявлены в хлоритизации средне- и высокотемпературных цветных минералов метаморфических и изверженных пород — биотита, зеленой и сине-зеленой роговых обманок, пироксенов и граната, в эпидотизации и сосюритизации плагиноклазов, в замещении кинита пирофиллитовой слюдкой и т. д. Эти процессы развиты широко, но в слабой степени. Исключение составляют зоны, прилегающие к северо-восточному и юго-западному ограничениям Вахталкинского блока, где породы интенсивно рассланцованы и зачастую превращены в хлоритовые, биотит- и актинолит-хлоритовые сланцы. Постепенные переходы к слабо преобразованным среднетемпературным кристаллическим породам при наличии

реликтовых минералов и бластомилонитовых структур указывают на ретроморфическое происхождение низкотемпературных сланцев, но на некоторых участках, особенно на юго-западе Вахталкинского блока, полная перекристаллизация привела к утрате и этих признаков.

Можно полагать, что низкотемпературные преобразования связаны с этапом зеленокаменного перерождения верхнемеловых пород. В пользу этого может свидетельствовать изофаціальность большей части минеральных ассоциаций низкотемпературных диафторитов парагенезисам зеленокаменноизмененных пород. Тем не менее нельзя исключить возможность более раннего образования диафторитов в связи с низкотемпературным региональным метаморфизмом. Низкотемпературный диафторез может быть, в частности, синхронен метаморфизму филлитов и зеленых сланцев, развитых в северной части Ганальского хребта, за пределами Ганальского выступа (см. выше).

Структурные соотношения ганальской и стеновой серий

В этом разделе будет рассмотрена лишь морфология складчатых структур ганальской серии и их соотношение со структурами стеновой серии. Вопросы генезиса этих структур целесообразно обсудить при анализе структурного положения гранулитов.

Ганальская серия образует широкую куполовидную антиклиналь (Ганальская антиклиналь), несколько вытянутую в субмеридиональном направлении (см. рис. 3). Ганальская антиклиналь отрисовывается как элементами метаморфической полосчатости, обусловленной процессами метаморфической дифференциации, так и слоистостью и кристаллизационной сланцеватостью, которые, как правило, совпадают. Антиклиналь прекрасно выражена на профиле ГСЗ. С юго-запада антиклиналь усечена крутопадающим сбросом, по которому кристаллические породы приведены в соприкосновение с верхнемеловыми зеленокаменноизмененными вулканогенными образованиями. Северная половина антиклинали срезана зоной, вдоль которой образования ганальской серии надвинуты на стеновую серию.

Ганальская антиклиналь в средней части Вахталкинского блока хорошо маркируется выдержанным и прослеженным по простиранию (с небольшими перерывами на задернованных участках) горизонтом силикатных мраморов. Другой маркирующий горизонт представлен пачкой слюдяных и слюдяно-гранатовых плагиогнейсов. На исследованной территории вскрыты свод и южная периклиналь Ганальской антиклинали. Свод осложнен Юрчикской асимметричной брахисинклиналью, вмещающей одноименный плутон габбро-норитов. Северо-восточное крыло синклинали пологое, юго-западное — крутое. С Юрчикской синклиналью сопряжены куполовидные асимметричные антиклинали — Вахталкинская и Воеводская, заметно наклоненные к северо-востоку. Шар-

ныры осложняющих складок не согласуются с общим простиранием Ганальской антиклинали, но параллельны шарнирам складок стеновой серии.

В южной части Ганальской антиклинали осложняющие складки очень редки. Здесь наблюдаются лишь небольшие (до нескольких десятков метров высотой) пологие антиклинали и синклинали, простирание которых подчинено элементам простирания главной структуры. Они представляют собой по существу небольшие флексуры, осложняющие крылья антиклинали.

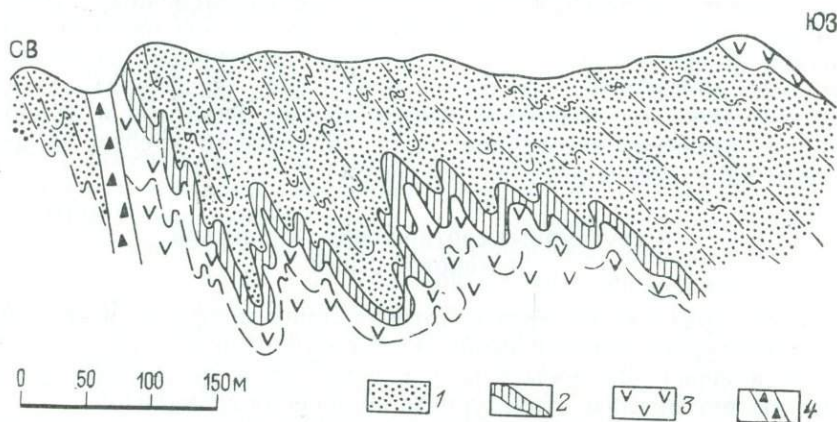


Рис. 12. Изоклинные складки на юго-западном крыле Воеводской антиклинали.

1 — биотитовые и глиноземистые плагиогнейсы; 2 — тонкополосчатые клинопироксен-роговообманковые и роговообманковые плагиогнейсы и амфиболиты; 3 — амфиболиты и клинопироксеновые амфиболиты; 4 — тектонические брекчии

Повсеместно развита совершенная кристаллизационная сланцеватость; нередко проявлена изоклиальная пльчатость. Пльчатость чаще всего фиксируется на участках переслаивания литологически неоднородных пород. Иногда отмечается будинаж. Будинажу подвержены прослой кварцитов, железистых пород и меланократовых амфиболитов в гнейсах. Реже отмечаются случаи будинирования прослоев высокоглиноземистых (кианит-гранат-ставролитовых) сланцев в амфиболитах. На многих участках наблюдаются зоны интенсивной послойной милонитизации, развальцевания. Эти процессы особенно широко проявились в южной части площади. Для северной окраины Вахталкинского блока характерно линзовидное переслаивание ультрамилонитов, «холодных» (неперекристаллизованных) милонитов и очковых и бластоцементных милонитов. Интенсивно проявлены мелкие послойные срывы, которые чаще всего приурочены к замкам складок и сопровождаются милонитами. Плоскости срывов погружаются к юго-западу.

Мощности толщ достаточно выдержаны по простиранию. Это не относится к нижней толще, мощность которой изменяется от

160 до 900 м. При этом резкое утонение наблюдается в ядрах Воеводской и Вахталкинской антиклиналей; по мере удаления на крылья мощность толщи возрастает. Причины этого явления также будут рассмотрены ниже.

Структурное соотношение ганальской и стеновой серий определяется надвиганием Вахталкинского блока на Стеновой блок. Плоскость надвига имеет вид довольно широкой зоны смятых в сжатые складки и интенсивно рассланцованных и милонитизированных пород. Она погружается на юго-запад под углами $40-50^\circ$. Наблюдаются складки нескольких порядков — от нескольких сот метров высотой до нескольких дециметров. Особенно детально они были изучены в верховьях р. Воеводской (рис. 12), где хорошо отрисовались при непрерывном прослеживании в крутом хорошо обнаженном борту ледникового цирка границы маркирующей пачки плагиогнейсов и нижней толщи ганальской серии. Мелкие изоклинальные складки обычно сорваны в замках. Направление смещений вдоль этих срывов, ориентированных субпараллельно осевым плоскостям мелких складок, указывает на последовательное перемещение каждого юго-западного микроблока к северо-востоку и вверх по отношению к северо-восточным микроблокам. Своей кульминации это движение достигает у крупной линзы ортоамфиболитов (метагабброидов), разделяющей в бассейне р. Тумхан на большом протяжении породы ганальской и стеновой серий. На других участках непосредственная граница серий фиксируется по резкой смене прогрессивно метаморфизованных пород бластомилонитами и бластокатаклазитами — повторно метаморфизованными породами. Эта граница визуально улавливается очень плохо, но устанавливается в результате изучения подробных петрографических разрезов.

Простираение зоны сочленения параллельно направлению складок в стеновой серии, слабо наклоненных к северо-востоку. По отношению к древней структуре ганальской серии зона надвига занимает резко секущее положение и, наоборот, согласуется по направлению с Юрчикской и Вахталкинской складками северо-западного простираения, осложняющими древнюю антиклиналь. Таким образом, фиксируется единство структурного плана, которому подчинены складки стеновой серии, наложенные складки ганальской серии и зона надвига, что свидетельствует об их сингенетичности.

Изложенный материал позволяет заключить, что к моменту накопления осадков стеновой серии образования ганальской серии испытали региональный метаморфизм и складчатость, т. е. полную консолидацию. Имеющиеся данные не позволяют оценить длительность перерыва, отделяющего осадконакопление стеновой серии от времени консолидации более древней ганальской серии.

ГРАНУЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Метаморфические породы гранулитовой фации ранее не были известны на территории Камчатки и впервые выявлены автором в Ганальском хребте (Герман, 1973). Широкое развитие процессов диафтореза, милонитизации в значительной степени затушевало специфические внешние признаки этих пород и обусловило определенные трудности в их изучении. Между тем круг вопросов, связанных с гранулитами, чрезвычайно разнообразен. Поэтому автор вынужден был ограничить рамки исследований главными из них. Прежде всего необходимо было показать саму принадлежность этих пород к глубинным образованиям, изучить их вещественный состав и наметить структурную позицию. Дальнейшие исследования, вероятно, значительно расширят наши сведения о гранулитах Ганальского хребта.

Резкий скачок в условиях метаморфизма по отношению к ганальской серии, свидетельствующий о разрыве во времени формирования метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фаций, тесная ассоциация с глубинными гранитоидами, специфика состава и, наконец, особая позиция в структуре Ганальского выступа побудили автора выделить гранулиты в самостоятельный комплекс (Герман, 1975). В составе комплекса участвуют разнообразные метаморфические породы, представленные в основном гнейсами и кристаллическими сланцами. Присутствуют также глубинные гранитоиды.

Стратифицирующиеся образования

Кристаллические образования гранулитовой фации занимают ограниченные участки изученной территории. Они известны в трех пунктах (см. рис. 3, 7). Южный выход представляет собой линзу мощностью в несколько десятков метров, расположенную у юго-западной окраины Юрчикского массива. Линза сложена биотит-гиперстеновыми и биотит-кордиерит-гранат-гиперстеновыми гнейсами и плагиогнейсами. Соотношение их с вмещающими амфиболитами ганальской серии здесь не изучено. Севернее биотит-кордиерит-гранат-гиперстеновые плагиогнейсы образуют небольшой ксенолит в габбро-норитах. Наиболее крупное поле гранулиты слагают у северо-западной оконечности Юрчикского

массива. Они вскрываются в ядре Воеводской антиклинали, крылья которой образованы амфиболитами и роговообманково-клинопироксеновыми плагиогнейсами нижней толщи ганальской серии. В основании ганальской серии, на границе с гранулитами, залегают согласные с нижней поверхностью амфиболитов пластовые тела плагиогранитов, преобразованных в гнейсограниты. Иногда плагиограниты по всей мощности — от подошвы до кровли — превращены в милониты. Граница гранулитового комплекса и амфиболитов пересечена габбро-норитами Юрчикского массива, которыми прерываются и выходы разграничивающих эти комплексы плагиогранитов.

На отдельных участках на гранулитах в виде небольших нащепов сохранились останцы эродированного днища Юрчикского массива либо амфиболиты ганальской серии. Поэтому иногда создается впечатление переслаивания амфиболитов и гранулитов, усиливающееся слабой эродированностью ядра антиклинали. Однако микроскопическое изучение позволяет, как правило, отличить амфиболиты ганальской серии (обычно среднезернистые гнейсовидные с зеленой роговой обманкой) от амфиболитов гранулитовой фации — крупнозернистых массивных с буроватой роговой обманкой.

Гранулиты часто полосчаты (слоисты?), характеризуются средне- и крупнозернистым массивным либо неотчетливо гнейсовидным сложением. Полосчатость плоско-параллельная, тонкая и грубая, резкая или расплывчатая. Иногда наблюдается линзовидная полосчатость, наиболее отчетливая в глиноземистых сланцах, но происхождение ее, возможно, связано с позднейшими дислокациями.

Прослеживание слоев и горизонтов затруднено из-за неравномерной обнаженности и интенсивного, почти повсеместно проявленного диафтореза, затрудняющего визуальную диагностику пород. Однако один пласт биотит-кордиерит-гранатовых плагиогнейсов был прослежен по простиранию на протяжении более 400 м (см. рис. 25). Качественный минеральный состав пород в пределах пласта остается неизменным.

Подробный разрез составлен на правом борту долины р. Вактан Ганальский Левый. Здесь снизу вверх обнажаются:

темно-зеленые крупнозернистые полосчатые мигматизированные амфиболиты	0,9 м
ржаво-бурые крупнозернистые полосчатые биотит-гиперстен-гранатовые плагиогнейсы, переходящие в кровле в теневые мигматиты	6 »
мигматизированные роговообманково-гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы; лейкосома мигматитов — гиперстен-биотитовые плагиограниты	2 »
тонкое переслаивание мигматизированных биотит-двупироксеновых, биотит-гиперстеновых, биотит-гранатовых плагиогнейсов и биотит-кордиерит-гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев	2 »
грубое переслаивание биотит-гранатовых, биотит-гиперстеновых и биотит-кордиерит-гранат-гиперстеновых плагиогнейсов, мигматизированных и замещенных крупнозернистыми плагиогранитами идентичного состава	22 »

тонкополосчатые двупироксен-биотитовые плагиогнейсы с прослоями биотит-двупироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев и кварцито-гнейсов в основании слоя	8 м
переслаивание биотит-гиперстеновых гнейсов и роговообманково-двупироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев	32 »
темно-бурые неравномернозернистые линзовидно-полосчатые калишпат-плагноклаз-гранат-биотит-кордиерит-гиперстеновые сланцы	25 »
переслаивание биотит-кордиерит-гиперстеновых гнейсокварцитов и кристаллических сланцев	15 »
переслаивание биотит-двупироксеновых кристаллических сланцев, гнейсов и плагиогнейсов	5 »
тонкое переслаивание биотит-кордиеритовых и биотит-гиперстен-кордиеритовых кварцитов	3 »
переслаивание двупироксеновых гнейсов и кварцито-гнейсов	20 »
переслаивание биотит-гиперстеновых гнейсов и плагноклаз-биотит-роговообманково-двупироксеновых кристаллических сланцев	32 »
биотит-гранат-гиперстеновые, биотит-кордиерит-гиперстеновые гнейсы и биотит-кордиерит-гранат-гиперстен-калишпатовые кристаллические сланцы с нечеткими границами прослоев	20 »
двупироксеновые плагиогнейсы	27 »
серые среднезернистые гиперстеновые плагиогнейсы	4,2 »
двупироксеновые? сланцы, превращенные в плагноклаз-амфиболовые диафториты	8 »
гиперстен-биотитовые кварцито-гнейсы и гнесы	42 »
серовато-бурые линзовидно-полосчатые биотит-кордиерит-гранат-гиперстеновые плагиогнейсы	4 »
черно-зеленые амфиболиты	3,5 »
биотит-кордиерит-гранатовые и биотит-кордиерит-гранат-гиперстеновые плагиогнейсы	23 »

Мощность приведенного разреза составляет около 305 м.

Из разреза видно, что в Воеводской антиклинали, как и в других выходах, преобладают породы кислого состава и глиноземистые кристаллические сланцы. Есть основания полагать, что не вскрытые эрозией части разреза на значительную глубину представлены также существенно кислыми породами. К этому вопросу мы вернемся при анализе структурного положения гранулитового комплекса и обсуждении результатов глубинного сейсмического зондирования.

Петрографическая характеристика пород

Породы, метаморфизованные в гранулитовой фации, подверглись интенсивному диафторезу, вследствие чего в большинстве случаев в той или иной мере преобразованы. В этом разделе будет приведено описание неизмененных пород либо таких, в которых процессы позднейших преобразований не изменили их принципиальных особенностей.

Кристаллические породы гранулитовой фации по соотношению в них извести и глинозема можно разделить на две группы: бедных кальцием и богатых кальцием. Такое разделение позволяет особо рассмотреть породы, бедные кальцием, минеральные ассоциации которых являются надежным индикатором условий метаморфизма.

В составе комплекса породы кислого состава (гнейсы, плагиогнейсы) и глиноземистые сланцы резко преобладают над

кристаллическими сланцами основного состава. Последние слагают не более 25% разреза. Бедные кальцием породы представлены плагиогнейсами, гнейсами и кварцитами, в которых, помимо кварца и полевых шпатов, присутствуют гранат, гиперстен, кордиерит и биотит, встречающиеся в различных комбинациях, иногда все совместно, и кристаллическими сланцами, отличающимися от гнейсов отсутствием кварца. Среди богатых кальцием пород различаются двупироксеновые кристаллические сланцы,

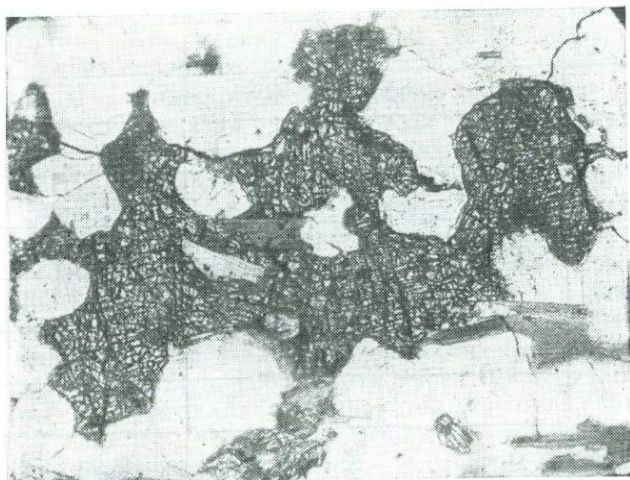


Рис. 13. Биотит-гиперстеновый гнейс; массивная текстура; в центре — крупный ксенобласт гиперстена; шлиф 3521/12а, $\times 30$, николи скрещены

гнейсы и плагиогнейсы, роговообманково-гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты с буроватой роговой обманкой.

Породы, бедные кальцием. В группе пород, бедных кальцием, различаются биотит-гиперстеновые, биотит-гранат-гиперстеновые, биотит-гранатовые, биотит-гранат-кордиеритовые, биотит-гранат-кордиерит-гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы; биотит-кордиерит-гиперстен-плагиоклаз-калишпатовые, биотит-кордиерит-гиперстен-гранат-плагиоклаз-калишпатовые кристаллические сланцы; биотит-кордиеритовые, биотит-кордиерит-гиперстеновые гнейсы, кварцитогнейсы и кварциты (табл. 19).

Биотит-гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы — серые и буровато-серые нечетко гнейсовидные средне- и крупнозернистые породы. В штуфах на выветрелой поверхности гиперстен распознается по бурой «железной» рубашке. Микроструктуры гранобластовые, текстуры — прерывистополосчатые слабо гнейсовидные либо массивные. Иногда гиперстен образует крупные (до 3—5 мм) ксенобласты (рис. 13). Плагиогнейсы — эндербиты (образцы

Таблица 19

Минеральные ассоциации бедных кальцием пород гранулитового комплекса (стратифицирующиеся образования)

Порода	№ образцов, шлифов	Минеральные ассоциации													
		Главные						Второстепенные							
		Алм	Гип	Корд	Би	Пл	Кшг	Кв	Мг	Шп	Цр	Рут	Ап	Кс (Мц)	
Биотит-гиперстеновые плагиогнейсы	3138/18, 3138/23, 3521/10 и др.		+		+	+		+	+			±	±	+	
Биотит-гиперстеновые гнейсы	3521/24, 3524/11, 3521/20		+		+	+	+	+	+				±	+	
Биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы	3521/2, 3524/15, 3521/1	+	+		+	+	±	+	+			+		+	
Биотит-гранатовые плагиогнейсы	3521/13, 3521/16—17, 6243г	+			+	+		+	+			+		+	+
Биотит-гранат-кордиеритовые плагиогнейсы	3139/4—5, 3302/1, 3480/1—10 и др.	+		+	+	+		+	+	±		+		+	
Биотит-гранат-кордиерит-гиперстеновые плагиогнейсы и гнейсы	щ-955, 3302/3, 3139/2, 3139/6, 3148/1 и др.	+	+	+	+	+	±	+	±			+		+	
Высокоглиноземистые кристаллические сланцы	{ 3521/9, 3521/32, 3524, 3524/18, 3520/1, 3521/28, 3521/29, 3524/17	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+			+
Биотит-кордиерит-гиперстеновые гнейсы	3138/20, 3521/19, 3524/18—19 и др.		+	+	+	+	+	+	+			±	±	±	
Биотит-кордиерит-гиперстеновые кварцито-гнейсы	3141/4, 3141/5, 3524/3		+	+	+	±	±	+	+					±	
Биотит-кордиеритовые кварциты	3524/5			+	+			+	+					+	

(3138/18, 3138/23, 3521/10 и др.) сложены кислым плагиоклазом, кварцем, гиперстеном, биотитом. Темноцветные минералы обычно занимают 15—20% площади шлифов, количество кварца составляет от 15 до 30%. Гнейсы (образцы 3521/24, 3524/11, 3521/20) содержат мезопертитовый полевой шпат либо нерешетчатый калишпат в ассоциации с плагиоклазом — антипертитом. Содержание калиевого полевого шпата достигает 45%. Биотит плагиогнейсов и гнейсов окрашен в красновато-бурый или темно-бурый цвет, гиперстен отчетливо, иногда интенсивно, плеохроирует. Аксессуарные минералы представлены магнетитом, апатитом, цирконом, рутилом. Химические анализы приведены в табл. 20.

Биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы и плагиогнейсы (гранатовые чарнокиты и эндербиты), в отличие от пород предыдущей группы, содержат гранат. Гранат образует порфиробласты (шлиф 3524/15) либо соизмеримые с остальными минералами зерна (шлифы 3521/1, 3521/2), в шлифах отчетливо розовый. Гиперстен обладает сильным плеохроизмом. Биотит красновато-бурый или темно-бурый. Количество граната составляет 2—5%, гиперстена — 3—10%, биотита — 3—20%. Гранат имеет низкую железистость (60%). Парагенезис магнезиального граната с гиперстеном и калишпатом типичен для глубинных чарнокитовых комплексов. В зонах метаморфизма малой глубинности этот парагенезис не встречается (Маракушев, 1965), хотя известны ассоциации гиперстен+гранат без ортоклаза и гиперстен+ортоклаз без граната (Tilley, 1924; Chinner 1962; Харкер, 1937).

Биотит-гранатовые плагиогнейсы — розовато- и буровато-серые массивные либо нечеткополосчатые породы; в свежих сколах заметны светло-розовые кристаллы граната. Микроструктуры порфиробластовые. Основная ткань среднезернистая гранобластовая; сложена плагиоклазом, кварцем и биотитом. Кварц иногда образует уплощенные зерна. Гранат в виде порфиробластов, нередко таблитчатой формы, размером до 4—6 мм в поперечнике, неравномерно распределен по площади шлифов. Обычно обрастает пластинами красно-оранжевого биотита, либо симплектитовыми сростками биотита и кварца; нередко заключен в кварцевую «рубашку» и содержит многочисленные вроски биотита и кварца, иногда плагиоклаза. Аксессуарные минералы представлены магнетитом, апатитом, цирконом.

Биотит-гранат-кордиеритовые и биотит-гранат-кордиерит-гиперстеновые плагиогнейсы и гнейсы — буровато-серые полосчатые и линзовидно-полосчатые породы. Под микроскопом характеризуются аллобластовой средне- и крупнозернистой структурой и ассоциацией Би+Гр+Корд+Пл+Кв+Мт (шлифы 3139/4, 3139/5, 3302/1, 3480/1—10 и др.) или Би+Гр+Корд+Гип+Пл+Кв±Кшт±Мт (шлифы 3139/2, 3139/6, 3148/1, 3302/3, Ш-955) (см. табл. 19). Вторая ассоциация представляет наибольший интерес для парагенетического анализа, так как содержит максимальное число равновесных минералов в кварцсодержащем парагенезисе. Биотит интенсивно окрашен в красно-бурый цвет, при

Химические анализы бедных кальцием пород гранулитового комплекса, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	55,60	67,88	51,40	67,04	49,64	54,90	56,80	68,94	58,88	51,04	65,24	66,64	49,34
TiO ₂	1,46	0,66	0,86	0,70	1,32	1,18	1,32	1,02	1,08	1,91	0,81	0,64	0,94
Al ₂ O ₃	15,58	11,87	17,75	13,72	19,09	17,60	15,70	11,78	17,79	16,19	15,54	15,53	20,60
Fe ₂ O ₃	8,03	2,07	3,61	3,15	3,23	4,16	3,26	2,03	1,89	2,03	1,17	1,65	5,05
FeO	4,01	5,23	7,54	4,35	6,08	4,97	4,97	4,02	5,85	8,25	4,70	4,17	5,07
MnO	0,03	0,08	0,09	0,06	0,17	0,09	0,11	0,08	0,07	0,40	0,06	0,06	0,07
CaO	2,66	2,89	3,08	2,87	0,98	3,51	3,36	1,46	2,52	1,51	2,30	2,58	4,07
MgO	4,44	3,78	5,75	2,57	7,96	7,06	5,49	4,74	3,43	9,19	2,87	2,32	7,41
Na ₂ O	5,85	2,39	3,73	3,30	1,08	3,30	3,04	2,49	3,63	1,05	3,29	3,29	3,31
K ₂ O	1,15	0,94	3,46	1,65	8,40	1,98	3,32	3,00	1,50	5,98	1,57	1,61	3,48
P ₂ O ₅	0,45	0,09	0,21	0,05	0,11	0,20	0,06	0,05	0,08	Н. а.	0,01	0,02	0,26
CO ₂	0,01	0,65	0,14	0,04	0,01	0,01	0,65	0,01	0,16	Н. а.	0,26	0,01	0,04
H ₂ O ⁺	0,34	0,40	1,20	0,09	1,31	0,52	1,06	0,16	1,80	1,79	1,40	1,16	0,19
H ₂ O ⁻	0,19	0,21	0,23	0,19	0,30	0,31	0,43	0,25	0,28	0,08	0,26	0,21	0,17
SO ₃	Н. о.	0,49	0,59	0,13	0,09	0,20	0,18	Н. о.	0,73	Н. а.	0,38	0,26	0,08
Сумма	99,80	99,63	99,64	99,92	99,77	99,99	99,75	100,03	99,69	99,42	99,86	100,16	100,08

1 — биотит-гиперстеновый плагиогнейс, обр. 3138/18; 2 — то же, обр. 3521/12; 3 — биотит-гиперстеновый гнейс, обр. 3521/20; 4 — биотит-гранат-гиперстеновый плагиогнейс, обр. 3521/2; 5 — биотит-гранат-гиперстеновый гнейс, обр. 3524/15; 6 — биотит-кордиерит-гиперстеновый гнейс, обр. 3521/27; 7 — то же, обр. 3521/30; 8 — то же, обр. 3524/19; 9 — биотит-гранат-гиперстен-кордиеритовый плагиогнейс, обр. 3139/6; 10 — биотит-гранат-гиперстен-кордиеритовый гнейс, обр. Ш-955 (коллекция С. А. Шеки); 11 — биотит-гранат-кордиеритовый плагиогнейс, обр. 3480; 12 — биотит-гранатовый плагиогнейс, обр. 3521/17; 13 — гранат-кордиерит-гиперстен-биотит-калишпатовый кристаллический сланец, обр. 3521/28.

Аналитики: 1—9, 11—13 — М. Д. Яроцкая, 10 — Ж.А.Щека.

разложении в нем проявляется густая сагенитовая решетка. Кордиерит содержит мелкие вроски кварца и бесцветной либо зеленой шпинели. Секториальные двойники ни в одном случае, как и в других кордиеритсодержащих породах, обнаружены не

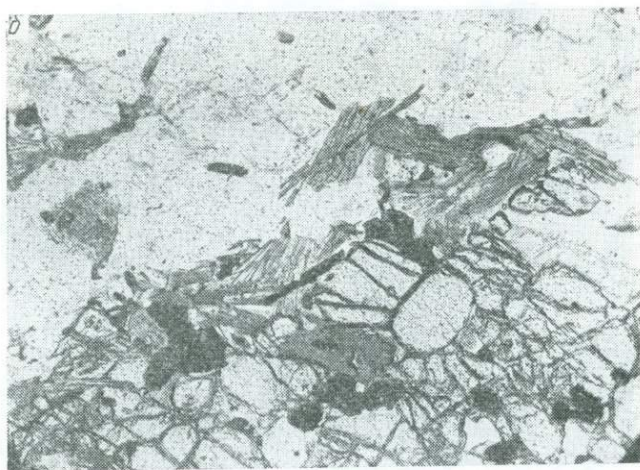
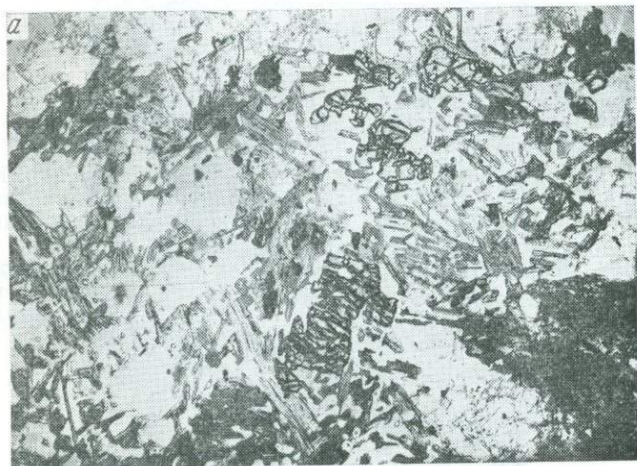


Рис. 14. Биотит-кварцевые симплектиты, замещающие гранат
a — в гранат-кордиеритовом плагногнейсе, шлиф 3480/8, $\times 30$, николи параллельны; *б* — в гранат-кордиерит-гиперстеновом гнейсе, шлиф 3139/6, $\times 70$, николи параллельны

были. Гранат в шлифах отчетливо розовый, нередко обрастает биотит-кварцевыми симплектитами (рис. 14). При этом в гранате отмечаются магнизиальные ядра. В зернах плагиоклаза присутствуют мирмекитовые вроски кварца. Иногда гранат обрастает бескварцевой кордиеритовой каймой (рис. 15). Полосчатость обус-

ловлена неравномерным распределением темноцветных минералов либо чередованием тонких прослоев с крупно- и среднезернистой структурой.

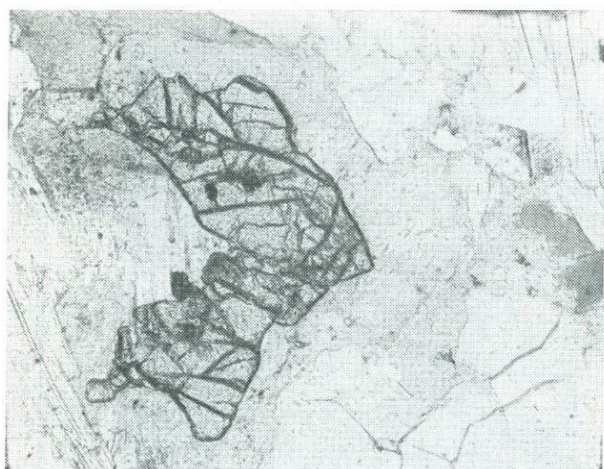


Рис. 15. Кордиеритовая кайма (серое) вокруг граната; шлиф 3521/17-1 — гранат-кордиеритовый плагиogneйс, $\times 70$, николи параллельны

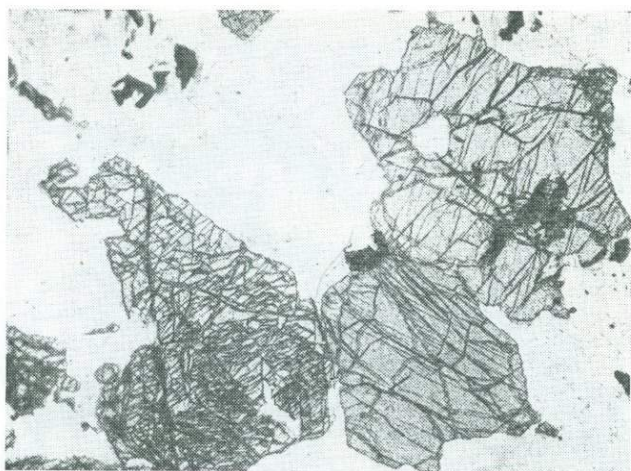


Рис. 16. Высокоглиноземистый сланец (Пл Кшп Корд Би Гип); аллобластовая среднезернистая структура, массивная текстура, шлиф 3521/29, $\times 30$, николи параллельны

Биотит-кордиерит-гиперстен-плагиоклаз-калишпатовые и биотит-кордиерит-гиперстен-гранат-плагиоклаз-калишпатовые кристаллические сланцы — темно-серые и черные с буроватым оттенком или темно-бурые массивные либо полосчатые породы, в которых визуальнo хорошо различимы отдельные зерна красного

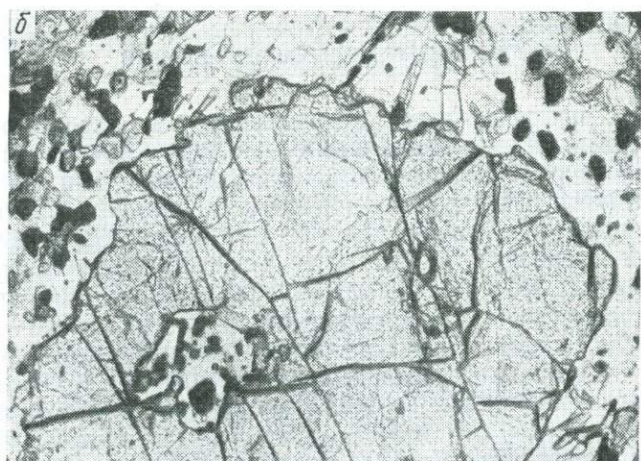
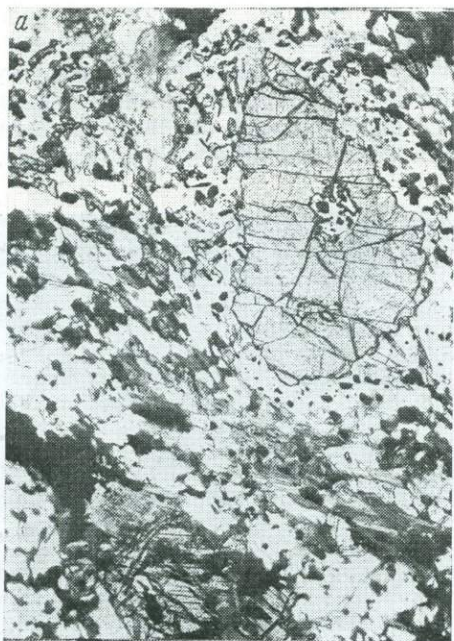


Рис. 17. Коронарная структура распада гранатов в гранат-гиперстен-кордиеритовом кристаллическом сланце; шлиф 3521/28, николи параллельны; корона образована магнетитом — черное, гиперстеном — серое, плагноклазом — светло-серое.

a — $\times 30$; *b* — $\times 70$ (деталь снимка *a*)

граната размером до 4—6 мм в поперечнике и темно-синего кордиерита размером до 3—4 мм. Микроструктуры аллобластовые среднезернистые (рис. 16), текстуры полосчатые и пятнисто-полосчатые; сланцеватость подчеркивается лишь субпараллельным расположением чешуй биотита, который в большинстве случаев производит впечатление наиболее позднего минерала. Отмечаются коронарные и симплектитовые структуры (рис. 17, 18). Гиперстен



Рис. 18. Симплектитовые сростания биотита и кварца и микроклинита кварца в биотит-гиперстен-кордиеритовом гнейсе, шлиф 3521/27, $\times 70$, николи скрещены

отличается исключительно интенсивным плеохроизмом: яркий малиново-красный по N_p , зеленый — по N_g . Биотит темно-бурый либо красно-бурый. Кордиерит не сдвойникован или же образует полисинтетические двойники, подобные двойникам плагиоклазов. Гранат отчетливо розовый, иногда окружен бескварцевой кордиеритовой каймой либо плагиоклаз-магнетит-гиперстеновой короной (шлиф 3521/28). В ассоциации со шпинелью отличается заметно пониженной железистостью (см. табл. 26). Полевые шпаты представлены мезопертитом, плагиоклазом — антипертитом и нерешетчатым прозрачным калишпатом. Количественные соотношения минералов сильно варьируют. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом. Минеральные ассоциации Би+Корд+Гип+Пл+Кшп (шлифы 3521/9, 3521/32, 3524, 3524/18) и Би+Корд+Гип+Гр+Пл+Кшп (шлифы 3520/1, 3521/28, 3521/29, 3524/17) различаются лишь гранатом. Вторая ассоциация с точки зрения анализа парагенезисов представляет наибольший интерес.

Биотит-кордиеритовые, биотит-кордиерит-гиперстеновые гнейсы визуальнo почти не отличимы от пород предыдущей группы.

Микроскопическое отличие заключается в существенном содержании кварца.

Кварцитогнейсы содержат кварц в количестве 60—70%. Кварц концентрируется в грубые полосы, сложенные крупными таблитчатыми зернами, в которых темноцветные минералы находятся в виде пойкилитовых включений. Другие полосы обогащены плагиоклазом, калишпатом и темноцветными минералами.



Рис. 19. Двупироксеновый (с роговой обманкой) кристаллический сланец; мелко-среднезернистая гранобластовая структура, шлиф 3521/26, $\times 20$, николи скрещены

Кварциты, в отличие от кварцитогнейсов, не содержат полевых шпатов или содержат их в количестве нескольких процентов. Кварцито-гнейсы и кварциты иногда имеют более светлую окраску, нежели гнейсы и глиноземистые сланцы, но часто окрашены в темно-бурые и темно-серые тона.

Химические составы бедных кальцием пород гранулитового комплекса (см. табл. 20) показывают, что главным отличием их от соответствующих метаморфических пород ганальской серии является то, что многие разновидности гранулитов обогащены калием.

Породы, богатые кальцием. В группе богатых кальцием пород различаются двупироксеновые (обычно с биотитом) кристаллические сланцы, гнейсы, плагиогнейсы, кварцитогнейсы, рогово-обманково-гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы и амфиболиты (табл. 21).

Двупироксеновые кристаллические сланцы — черные массивные либо слабо гнейсовидные породы. Микроструктуры гранобластовые среднезернистые, реже средне-мелкозернистые (рис. 19), текстуры массивные либо прерывисто-полосчатые.

Минеральные ассоциации богатых кальцием пород

Порода	№ образцов, шлифов
Двупироксеновые кристаллические сланцы	3521/21, 3521/33, 3524/10, 3531/1, 3521/26 и др.
Роговообманково-гиперстен-плагноклазовые кристаллические сланцы	3521/5, 3526/3
Двупироксеновые плаггиогнейсы	3138/17, 3521/8, 3521/22* и др.
Двупироксеновые гнейсы и кварцито-гнейсы	3521/23, 3524/6, 3524/8, 3524/9 и др.
Амфиболиты	3138/19, 3139/3, 3521, 3524/22 и др.

* В шлифах 3521/20, 3521/22 кварц-биотитовые симплектиты, заместившие гранат.

Породы сложены средним плагноклазом, гиперстеном, моноклинным пироксеном с небольшим количеством магнетита; к ним иногда добавляются темно-бурый или красновато-бурый биотит и буроватая роговая обманка. В отдельных разностях присутствует калишпат в количестве 2—5%. Преобладают мезократовые разности, в которых темноцветные минералы слагают около 50%.

Двупироксеновые гнейсы и плаггиогнейсы — буровато-серые и темно-серые тонкополосчатые породы. Они характеризуются средне-крупнозернистой, реже мелкозернистой гранобластовой, иногда пойкилобластовой структурой, полосчатой (рис. 20), пят-

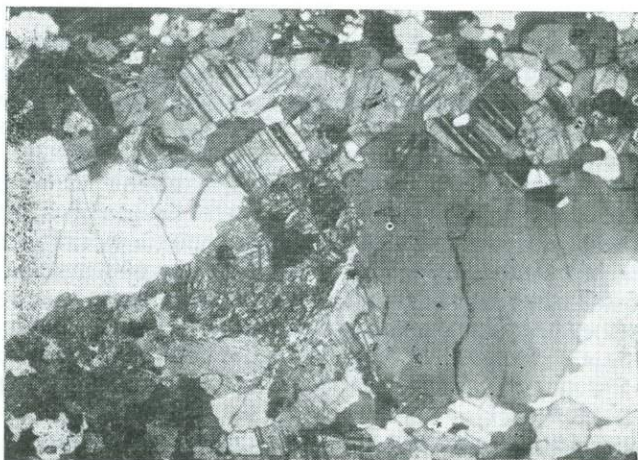


Рис. 20. Двупироксеновый плаггиогнейс, полосчатая текстура, шлиф 3521/8, $\times 20$, николи скрещены

гранулитового комплекса (стратифицирующиеся образования)

Главные минералы							Второстепенные		
Гип	Кпи	Рг	Би	Пл	Кшп	Кв	Мг	Цр	Ап
+	+	±	+	+	±		+		+
+		+	+	+		±	±		+
+	+		+	+		+	+	±	±
+	+		+	+	+	+	+		+
		+	±	+		±	+	±	±

нисто-полосчатой, иногда слабо гнейсовидной текстурой, которая подчеркивается лишь субпараллельным расположением несколько удлиненных кристаллов гиперстена. В гранитизированных разностях плагиоклаз приобретает таблитчатую форму. Темноцветные минералы, слагающие от 15 до 30% породы, обычно группируются в полевошпатовых полосах; кварц имеет тенденцию к обособлению в самостоятельные полосы. Плагиогнейсы содержат калишпат в количестве не более 3—5%, в гнейсах его содержание увеличивается до 20—60%. Гиперстен отчетливо, иногда интенсивно, плеохроирует. Биотит окрашен в темно-бурый цвет, иногда с красноватым или оливковым оттенками. В шлифе 3521/22 отмечены кварц-биотитовые симплектиты, аналогичные симплектитам в гранат-гиперстен-кордиеритовых плагиогнейсах, замещившим гранат — порода в основе, вероятно, характеризовалась ассоциацией Гр + Гип + Кпи + Пл + Кв.

Двупроксеновые кварцогнейсы отличаются от гнейсов лишь повышенным содержанием кварца (более 60%).

Роговообманково-гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы — темно-серые среднезернистые породы. Микроструктуры гранобластовые и пойкилогранобластовые. Плагиоклаз слагает 50—70% породы, гиперстен и роговая обманка 30—50%. Роговая обманка бурая либо красно-коричневая. Иногда в виде пойкилитовых включений в зернах плагиоклаза отмечается тонкая «сыпь» зерен граната (0,01—0,03 мм). Аксессуары представлены апатитом и магнетитом.

Амфиболиты — черно-зеленые слабо гнейсовидные либо массивные породы. Микроструктуры крупнозернистые гранобластовые. Породы сложены средним плагиоклазом и буроватой роговой обманкой приблизительно в равных количествах. К ним иногда добавляется небольшое количество кварца (2—3%). Отмечается

Химические анализы богатых кальцием пород гранулитового комплекса, вес. %

Окислы	1	2	3
SiO ₂	66,58	58,64	48,56
TiO ₂	0,81	1,23	0,61
Al ₂ O ₃	13,70	16,47	15,27
Fe ₂ O ₃	2,80	4,81	6,94
FeO	3,23	3,85	5,70
MnO	0,10	0,07	0,09
CaO	5,54	5,33	9,46
MgO	2,27	2,92	7,41
Na ₂ O	2,39	2,75	3,29
K ₂ O	1,50	3,00	0,96
P ₂ O ₅	0,11	0,36	0,17
CO ₂	0,20	0,04	0,02
H ₂ O+	0,27	0,22	0,99
H ₂ O-	0,27	0,28	0,20
SO ₃	0,39	Н. о.	0,05
Сумма	100,16	99,97	99,72

1 — биотит-двупироксеновый плагиогранит, обр. 3521/22; 2 — биотит-двупироксеновый гнейс, обр. 3524/9; 3 — двупироксеновый кристаллический сланец, обр. 3521/26.
1-3 — аналитик М. Д. Яроцкая

постоянная примесь магнетита (1—2%). Акцессории представлены апатитом и цирконом; в образце 3521 (Пл₄₀Рг₄₀КвМт) буровой роговой обманкой ($ng=1,682$, $np=1,664$).

Мы располагаем лишь тремя химическими анализами богатых кальцием пород (табл. 22), что не позволяет сделать заключение о специфических особенностях их состава; тем не менее обращает на себя внимание повышенное содержание К₂O и пониженное — TiO₂ в двупироксеновых кристаллических сланцах по отношению к породам близкого химического состава ганальской серии (сравните с составами амфиболитов ганальской серии в табл. 10).

Некоторые особенности структур и минералов

Самой характерной чертой кристаллических пород гранулитового комплекса является очень слабое проявление сланцеватых текстур, если не принимать во внимание позднейших преобразований. Директивные текстуры, как правило, проявлены лишь в кварцсодержащих ассоциациях, в которых зерна кварца часто имеют уплощенную форму. Гиперстен также обнаруживает несколько менее отчетливую склонность к ориентированному расположению. В целом же структурный рисунок обусловлен приближающейся к изометричной формой зерен, определяющей

массивные микротекстуры. Насколько может судить автор, который, благодаря любезности М. А. Мишкина, В. И. Шульдинера, В. М. Кастрькиной, имел возможность ознакомиться с коллекциями глубинных пород из гранулитовых комплексов бассейнов

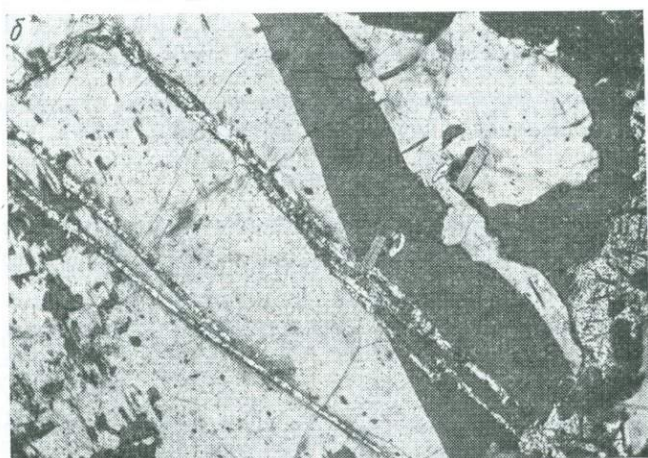
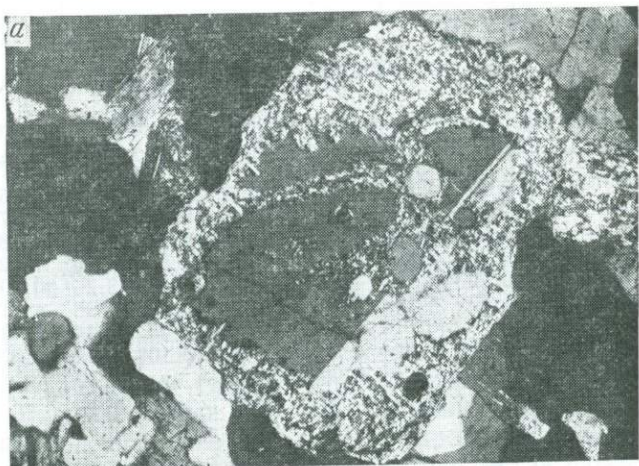


Рис. 21. Полисинтетически сдвойникованные кордиериты, $\times 70$, николи скрещены

a — в гранат-кордиеритовом плагиогнейсе, шлиф 3521/17; *б* — в кордиерит-гиперстен-плагиоклаз-калишпатовом кристаллическом сланце

рек Авековой (Тайгоносский массив), Калара, Сутама — это характерное свойство глубинных пород, причем в наиболее глубинных комплексах оно проявлено наиболее ярко.

Отмечаются также симплектитовые и коронарные структуры, очень характерные для глубинных гранулитовых комплексов.

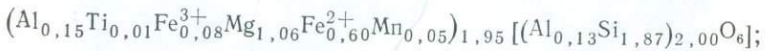
Состав минералов из гранулитов, вес. %

Окислы	Щ-955				3524-17	3521-18		
	Гиперстен	Гранат	Кордиерит	Биотит	Гиперстен	Гиперстен	Гранат	Биотит
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50,33	41,21	49,60	38,13	51,06	51,94	41,15	36,00
TiO ₂	0,26	0,15	0,04	5,12	0,40	0,36	0,07	3,85
Al ₂ O ₃	6,25	20,86	32,60	16,67	6,10	8,02	20,68	17,35
Fe ₂ O ₃	2,96	1,15	0,53	2,29	2,54	0,00	1,52	4,07
FeO	19,22	21,03	4,80	13,63	19,48	23,16	26,50	14,70
MnO	1,50	5,84	0,36	0,29	0,99	0,28	1,01	Сл.
MgO	19,10	8,01	9,56	13,31	18,68	14,34	7,02	11,60
CaO	0,04	1,65	0,40	0,44	0,10	0,68	1,87	0,20
Na ₂ O	—	Сл.	0,09	0,33	—	0,50	—	0,84
K ₂ O	—	0,09	0,43	8,02	—	0,20	—	7,50
H ₂ O+	—	—	1,52	1,60	—	0,30	—	3,63
H ₂ O-	—	—	—	—	—	0,20	—	0,30
F	—	—	—	0,30	—	—	—	—
Сумма	99,66	99,99	99,93	100,13	99,35	99,98	99,82	100,04
f	39,1	60,7	23,7	39,8	39,5	48,7	68,9	47,1

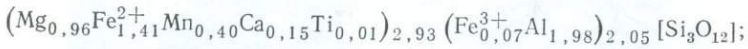
Щ-955—глиноземистый гнейс Гип Гр Корд Би Пл Кшп Кв, коллекция С. А. Щеки; 3524-17—глиноземистый сланец Гип Гр Корд Би Пл Кшп (Кв); 3521-18 — биотит-гиперстен-гранат-кордиеритовый плагногранит. Аналитики Ж. А. Щека (Щ-955, 3524-17) и Л. Н. Козлова (3521-18)

Формулы минералов

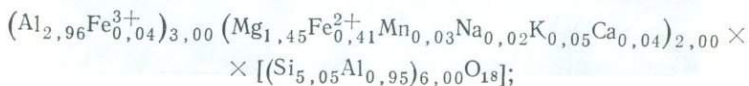
Обр. Щ-955, гиперстен



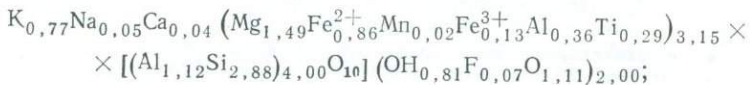
обр. Щ-955, гранат



обр. Щ-955, кордиерит



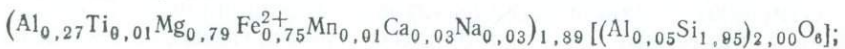
обр. Щ-955, биотит



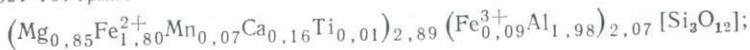
обр. 3524-17, гиперстен



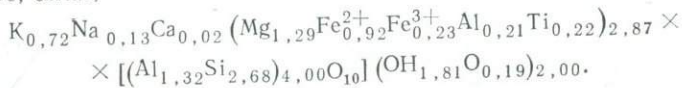
обр. 3521-18, гиперстен



обр. 3521-18, гранат



обр. 3521-18, биотит,



Минералы в породах гранулитового комплекса отличаются рядом специфических особенностей (табл. 23, 24). Гиперстен часто обладает косым погасанием ($6-10^\circ$) и сильным плеохроизмом: яркий лилово-красный по *Np*, зеленый — по *Ng*. Характерна грубая отдельность в нескольких направлениях и нередко отсутствие в бедных кальцием породах четко проявленной пироксеновой спайности. Обращает на себя внимание высокое содержание глинозема. Гранат в шлифах отчетливо розовый, отличается высокой магнезиальностью и существенно пироп-альмандиновым составом. Характерны симплектитовые каймы с сохранением высокомагнезиальных ядер. Роговая обманка бурая, зеленовато-бурая, иногда красно-бурая. Биотит красно-бурый или темно-бурый, при разложении в нем проявляется густая сагенитовая решетка; характерно высокое содержание титана. Кордиериты обычно не сдвойникованы либо отмечаются полисинтетические двойники, подобные двойникам плагиоклазов (рис. 21); характерны большие углы оптических осей и высокая магнезиальность. Полевые шпаты часто имеют пертитовое строение; вроски располагаются вдоль плоскостей спайности; смесимость нерешетчатого ортоклаза и кислого плагиоклаза (№ 25—35) неограниченна.

Мигматиты и гранитоиды фации гиперстеновых гнейсов

С гнейсами и кристаллическими сланцами гранулитовой фации тесно ассоциируют гранитоиды, в которых отмечается парагенезис двух типоморфных минералов гранулитовой фации — пироп-альмандинового граната и гиперстена. По классификации Ю. А. Кузнецова (1964), они относятся к гранитоидам фации гиперстеновых гнейсов.

Гранитоиды фации гиперстеновых гнейсов закартированы в северном поле распространения гранулитов в зоне шириной около 200 и длиной около 500 м. В пределах этой зоны они слагают мелкие конкордантные тела мощностью не более 10 м, которые в большинстве случаев связаны непрерывными переходами с вмещающими кристаллическими сланцами и гнейсами гранулитовой фации. Переход осуществляется через мигматиты, лейкосома которых представлена гиперстеновыми гранитоидами. Нередко присутствуют также лейкократовые пегматоидные прожилки. Мигматиты, как правило, интенсивно складчаты. По морфологическим особенностям различаются тентовые, полосчатые, ветвистые и брекчиевидные мигматиты.

Оптические свойства минералов бедных кальцием пород гранулитовой фации

Образцы	Парагенезисы	Гиперстен				Биотит <i>ng</i>	Гранат		Корднерит	
		<i>ng</i>	<i>np</i>	-2 <i>V</i>	<i>CNg</i>		<i>n</i>	$\frac{a}{10-10}$ м	<i>ng</i>	-2 <i>V</i>
3139/2	Гип ₄₆ Гр ₆₂ ^{**} Корд Би ₄₇ Пл ₃₁ Кв Мт	1,727	1,712	45—55	8	1,647	1,785	11,51		86
3139/6	Гип ₄₆ Гр ₆₂ ^{**} Корд Би ₄₈ Пл Кв Мт	1,726	1,714		6—8	1,648	1,785	11,50		
Щ-955	Гип ₃₉ [*] Гр ₆₀ [*] Корд ₂₄ [*] Би ₄₀ [*] Рл ₃₂ Кшп Кв	1,715				1,641	1,780	11,54	1,547	
3138-18	Гип ₃₂ Би ₃₈ Пл ₁₇ Кв Мт	1,708	1,695	65	7—8	1,630				
3520	Гип ₄₃ Гр ₆₀ Корд ₂₄ Би ₄₃ Пл Кшп	1,724		73	10	1,640	1,782		1,548	
3521-28	Гип ₄₂ Гр ₅₂ ^{**} Корд Би ₃₇ Пл Кшп Шп	1,722				1,629	1,773			
3524-15	Гип ₄₃ Гр ₆₀ Би ₃₈ Пл Кшт Кв	1,723				1,631	1,782			
3524-17	Гип ₄₀ [*] Гр ₆₀ Корд ₂₄ Би Пл Кшп Кв	1,718	1,706	60			1,782	11,54	1,547	
3521-17	Гр ₆₃ Корд Би ₄₆ Пл Кв					1,646	1,787			
3522-13	Гр ₆₃ Би ₄₂ Пл Кв Мт					1,638	1,787			
3480-9	Гр ₆₃ Корд Би ₄₈ Пл Кв Мт					1,648	1,787			
3480-10	Гр Корд Би ₄₇ Пл Кв Мт					1,647				
3521/29	Гип ₄₂ (Гр) Корд Би ₃₇ Пл Кшп	1,722				1,629				
3524/19	Гип Би ₄₀ Корд Кшп Пл Кв					1,634				
3521/30	Би Корд Гип ₄₃ Пл Кшп Кв Мт	1,723								
3148/1	Би Корд Гип Пл ₃₉ Кв Мт			63						86
3521-20	Кв Пл Би ₄₃ Гип ₅₆ Мт	1,738				1,640				
3302/3	Гр Гип Корд Би Пл Кв			68	9					
3520/1	Гр ₅₈ Гип ₄₂ Би Корд Пл Кшп Шп	1,722		78	6		1,779			
3521/18***	Гип ₄₈ [*] Гр ₆₈ [*] Корд Би ₄₇ Рл ₃₀ Кв	1,727				1,647	1,785	11,51	1,547	

* Минералы проанализированы химически (см. табл. 23).

** В гранатах магnezиальные ядра: в обр. 3139/2 $n < 1,780$; в обр. 3139/6 $n < 1,776$; в обр. 3521/28 $n < 1,773$.

*** Обр. 3521-18 — плагвиогранит.

Наряду с постепенными переходами во вмещающие породы, наблюдаются также небольшие отщепления — апофизы, интрузирующие кристаллические сланцы и гнейсы. Нередко в этих апофизах можно видеть округлые и эллипсоидальные, напоминающие гальку из конгломератов, либо угловатые и неправильные включения (ксенолиты) размером до 10—15 см в поперечнике. Микроскопическое изучение ксенолитов показывает, что они представлены плагиоклаз-гиперстеновыми либо двупироксеновыми сланцами, часто более мелкозернистыми, чем вмещающие гранитоиды породы; иногда они имеют роговиковоподобный облик (образец 3521/7). Важно отметить, что во вмещающих породах какие-либо признаки контактового воздействия отсутствуют.

Большая часть границ гранитоидных тел совершенно неуловима — во вмещающих кристаллических сланцах и гнейсах появляются отдельные тонкие согласные прожилки гранитов, количество которых постепенно возрастает, затем они сливаются в монолитные тела. По направлению от периферии тел к их центральным частям сложение пород становится все более массивным и полосчатость, отчетливая в краевых частях тел, практически исчезает и читается в массивных средне-крупнозернистых гранитах лишь по разобщенным скиалитам и пунктирным полосам палеосомы.

Наблюдается отчетливая зависимость минеральных ассоциаций гранитоидов от состава вмещающих пород. Биотит-гиперстеновые плагиогнейсы заключают тела биотит-гиперстеновых плагиогранитов; в биотит-гранат-кордиеритовых и биотит-гранат-гиперстен-кордиеритовых плагиогнейсах граниты характеризуются аналогичным набором ассоциирующихся минералов.

Подобно большинству гранитоидов областей развития гранулитового метаморфизма (Равич и др., 1965; «Гранулитовая фация...», 1972; Subramanian, 1959 и др.) гиперстеновые гранитоиды Ганальского хребта являются минералогически и структурно неоднородными породами. Они сочетают элементы гранобластовых структур с метабластовыми и гипидиоморфнозернистыми структурами. Соотношения пороодообразующих минералов подвержены колебаниям (табл. 25).

По минеральному составу выделяются биотит-гиперстеновые диориты и биотит-гранат-кордиеритовые, биотит-гиперстен-гранат-кордиеритовые, биотит-гиперстеновые, биотит-гиперстен-рогово-обманковые плагиограниты. Все граниты плагиоклазовые и не содержат свободного калишпата; впрочем, это относится и к вмещающим их породам, которые также, как правило, лишены свободного калишпата. В то же время калишпат (в свободном виде, мезопертитовый и в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе) широко распространен в гранулитах самого разнообразного состава на некотором удалении от тел гранитоидов. Вероятно, гранитизация происходила в условиях выноса калия.

Другой замечательной особенностью большинства гранитоидов является их высокая глиноземистость, что хорошо видно уже из

рассмотрения минерального состава (см. табл. 25). Содержание кордиерита иногда достигает 40—45%. По минеральным особенностям кордиеритсодержащие граниты могут быть отнесены к выделяемой Э. П. Изохом (1965) формации высокоглиноземистых гранитов. Кордиеритсодержащие граниты известны в архейских комплексах Сино-Корейского, Алданского (Маракушев, 1965) и Украинского щитов (Половинкина, 1963), Енисейского кряжа (Кузнецов, 1941).

Биотит-гиперстеновые диориты — серые среднезернистые слабо гнейсовидные породы. В шлифах видна нечеткогнейсовидная текстура, подчеркиваемая субпараллельной ориентировкой короткопризматических зерен гиперстена, и гипидиоморфнозернистая,

Таблица 25

Минеральный состав гранитоидов гранулитового комплекса, объемные %

№ шлифов	Кв	Пл в скобках номер плагиокл.	Би	Гр (в скобках показатель преломления)
6244ж	4	65 (35)	12	—
3521/6	25—30	60—65 (30)	2	—
3524/12	20	55 (25)	10	—
2521/18 ^a	20	60—65 (30)	8—10	5—6 (1,785)
3521/18 ^b	30	40 (30)	7—8	7—8 (1,785)
6244и	15	38—40 (27—32)	2	3 (1,788)
6244и-1	15—20	45—50	3	—
6244и-2	25—37	25—27	0,6	—
6244и-3	15	63—65	5	6
3521/4	50	20 (40)	2—3	0,1

Продолжение табл. 25

№ шлифов	Корд	Гип; псевдоморфозы по гип — подчеркнуты	Рг	Мт	Ап	Цр	Мц (Кс)
6244ж	—	18	—	—	0,5	+	—
3521/6	—	9,5	0,5	—	+	+	—
3524/12	—	12—15	—	2	1	+	—
3521/18 ^a	1	2—3	—	0,1	+	+	+
3521/18 ^b	12—15	1	—	+	—	+	+
6244и	40	—	—	2	—	+	—
6244и-1	30	—	—	0,3	0,1	+	—
6244и-2	45	—	—	1	—	+	+
6244и-3	1,5	—	—	+	+	—	+
3521/4	—	25	+	+	0,5	+	—

близкая к призматически-зернистой, среднезернистая структура, сочетающаяся с гранобластовой структурой. Гиперстен и плагиоклаз образуют короткопризматические зерна размером 0,5—1,5 мм (отдельные зерна гиперстена достигают 4—5 мм по длинной оси), в угловатых промежутках между которыми присутствуют мелкие (0,1—0,4 мм) ксеноморфные зерна кварца. Биотит представлен субидiomорфными пластинами, относительно равномерно распределенными по площади шлифов. Окрашен в красноватый цвет. Отмечаются также немногочисленные сростки кварца с биотитом размером до 0,8 мм в поперечнике. Такие сростки во вмещающих гнейсах развиваются на месте граната.

Плагиограниты — светло-серые, серые и темно-серые нечеткогнейсовидные, иногда массивные, средне- и крупнозернистые породы. Визуально хорошо различимы зерна розового граната, достигающего 8—10 мм в поперечнике. В шлифах обнаруживают гипидiomорфнозернистую структуру, сочетающуюся с пойкилобластовой и гранобластовой. В тех случаях, когда присутствует роговая обманка (красновато-бурая), она окружается каймой гиперстена. Такая последовательность кристаллизации, когда водосодержащие минералы окружаются каймой безводных, обычна для глубинных процессов гранитизации, характеризующихся прогрессирующей дегидратацией (Менерт, 1971). Гиперстен плагиогранитов характеризуется высоким содержанием глинозема, биотит — титана.

Таблица 26

Химические анализы гранитоидов фации гиперстеновых гнейсов, вес. %

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	64,16	72,30	55,40	81,72
TiO ₂	1,08	0,51	1,25	0,76
Al ₂ O ₃	16,77	11,49	17,65	3,63
Fe ₂ O ₃	1,46	1,94	5,67	0,18
FeO	4,17	3,74	3,97	5,14
MnO	0,05	0,06	0,11	0,32
CaO	2,24	2,31	4,07	1,26
MgO	3,48	2,47	3,93	3,83
Na ₂ O	2,29	2,62	5,04	0,62
K ₂ O	1,20	1,57	2,03	0,78
P ₂ O ₅	0,08	0,01	0,18	0,22
CO ₂	0,32	0,04	0,10	0,08
H ₂ O ⁺	2,15	0,49	0,21	1,21
H ₂ O ⁻	0,14	0,19	0,37	0,03
SO ₃	Н. о.	0,16	Н. о	Н. о
Сумма	99,59	99,90	99,98	99,78

1 — биотит-гранат-кордиерит-гиперстеновый плагиогранит, обр. 3521/18; 2 — биотит-гиперстеновый плагиогранит, обр. 3521/15; 3 — биотит-гиперстеновый диорит, обр. 3524/12; 4 — окварцованный гиперстен-роговообманковый плагиогранит, обр. 3521/4.

Аналитик М. Д. Яроцкая.

Железистость минералов в гранитоидах заметно более высокая, чем во вмещающих кристаллических породах при идентичных минеральных ассоциациях (см. табл. 23, 24).

В многоминеральных ассоциациях (Гр+Гип+Корд+Би) часто наиболее идиоморфны кристаллы кордиерита, затем в порядке уменьшения степени идиоморфизма следуют плагиоклаз, гиперстен, биотит, гранат и кварц. Гранат часто заключен в кварцевую «рубашку», иногда обрастает бескварцевой кордиеритовой каймой (шлиф 6244-и).

Химический состав некоторых разновидностей гранитоидов приведен в табл. 26.

Термодинамические условия метаморфизма

Для выяснения *рТ*-условий метаморфизма использованы ассоциации пород, бедных кальцием. Так как в гранулитах Ганальского хребта силлиманитсодержащие ассоциации не установлены, обратим внимание на парагенезисы с гиперстеном. В парагенезисе Гр+Гип+Корд+Кв в наиболее глубинной сутамской субфации железистость граната колеблется в пределах 50—60%, в алданской — 60—67% (Маракушев, 1965). С. П. Кориковский (1967) на примере архейских пород Чарской глыбы показал, что пределы колебания железистости граната и кордиерита одинаковы в ортоклазсодержащих породах и недосыщенных K_2O породах, что хорошо согласуется с оптическими свойствами минералов бедных кальцием пород Ганальского хребта (см. табл. 26). Проанализированный парагенезис из образца Ш-955 (Гип+Гр+Корд+Би+Пл+Кшп+Кв) показал хорошую корреляцию железистости граната, гиперстена, кордиерита и биотита (Маракушев, 1961; Лутц, 1964). Обращает на себя внимание высокое содержание двуокиси титана в биотите и глинозема в гиперстене (см. табл. 23), что вообще характерно для глубинных высокотемпературных гранулитовых комплексов (Groves, 1935; Eskola, 1952; Лутц, 1964 и др.). По результатам химических анализов и оптического изучения бедных кальцием пород (см. табл. 23, 24) построена диаграмма $Al_2O_3 - MgO - FeO$ (рис. 22). Парагенезисы гранулитов Ганальского хребта соответствуют безволластонитовой субфации Д. С. Коржинского (1940) или алданской субфации глубинности А. А. Маракушева (1965), что определяется железистостью граната равной 60% по химическому анализу, 60—65% по оптическим и физическим свойствам в кварцсодержащих ассоциациях в парагенезисе Гр+Гип+Корд при хорошей корреляции железистости ассоциирующихся минералов.

Температурные условия определяются критическими ассоциациями Гр+Корд+Гип+Кшп и Гип+Корд+Кшп, которые устойчивы лишь в наиболее высокотемпературной гиперстен-ортоклаз-кордиеритовой фации. Отсутствие силлиманитсодержащих ассоциаций в высокоглиноземистых породах связано, вероятно, с вытеснением ассоциаций Сил+Би ассоциацией Гип+Корд в связи с неустойчивостью первой в условиях высокотемпературной фации. Устойчи-

вость биотита в области высокотемпературной фации обусловлена его высокой титанистостью. В настоящее время установлено, что безбиотитовая фация практически отсутствует или занимает весьма ограниченное поле в природных парагенезисах (Добрецов и др., 1972; «Гранулитовая фация...», 1972 и др.).

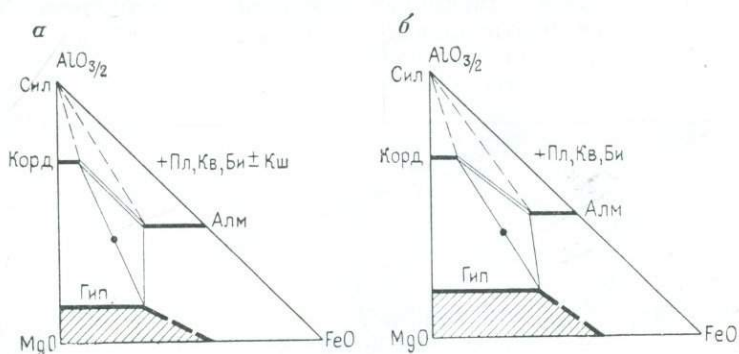


Рис. 22. Парагенезисы бедных кальцием кварцсодержащих гранулитов Ганальского хребта.

а — стратифицирующиеся образования; *б* — гранитоиды. Точкой показаны составы биотитов (на рис. *а* — из обр. Ш-955, на рис. *б* — из обр. 3521/18)

Выдержанный состав минералов в однотипных парагенезисах, хорошая корреляция составов минералов в многоминеральных парагенезисах (по оптическим свойствам и химическим составам) и закономерное изменение железистости минералов в зависимости от минеральных ассоциаций (см. табл. 23, 24) свидетельствуют о равновесности изученных ассоциаций.

В парагенезисах бедных кальцием пород гранулитовой фации гранаты обычно характеризуются практически двухкомпонентным составом; пироп и альмандин составляют в сумме, как правило, не менее 92%. Однако в породах, обогащенных марганцем, содержание спессартина в гранатах сильно повышается (Кулиш, 1964). В образце Ш-955 содержание спессартина в гранате достигает 13% (см. табл. 23). Это находится в хорошем соответствии с повышенной марганцевистостью породы (см. табл. 20), в 5—10 раз более высокой, чем в остальных проанализированных образцах. Гранат является наиболее сильным концентратором не только железа, но и марганца, поэтому он особенно чутко реагирует на химизм пород (Добрецов и др., 1972).

На диаграмме А. А. Маракушева (Маракушев и др., 1971) показано местоположение гранулитового комплекса Ганальского хребта в приближенных координатах p , t и относительная позиция их по сравнению с гранулитовыми комплексами Восточной Азии (рис. 23). По Л. Л. Перчуку (1973), pt -поле гранулитов отвечает давлениям $8,5 \cdot 10^2$ МПа и температуре 720° . Распределение железа и магния между гранатом и гиперстеном аналогично поро-

дам Анабарского массива и Алданского щита (по Б. Г. Лутцу, 1975 г.).

Из рис. 22 видно, что гранитоиды характеризуются более железистыми ассоциациями минералов по сравнению с вмещающими породами. В связи с этим обращают на себя внимание симплектиты, наблюдавшиеся в гранитоидах и вмещающих гранулитах. В гранатах отмечаются бескварцевые кордиеритовые каймы, которые

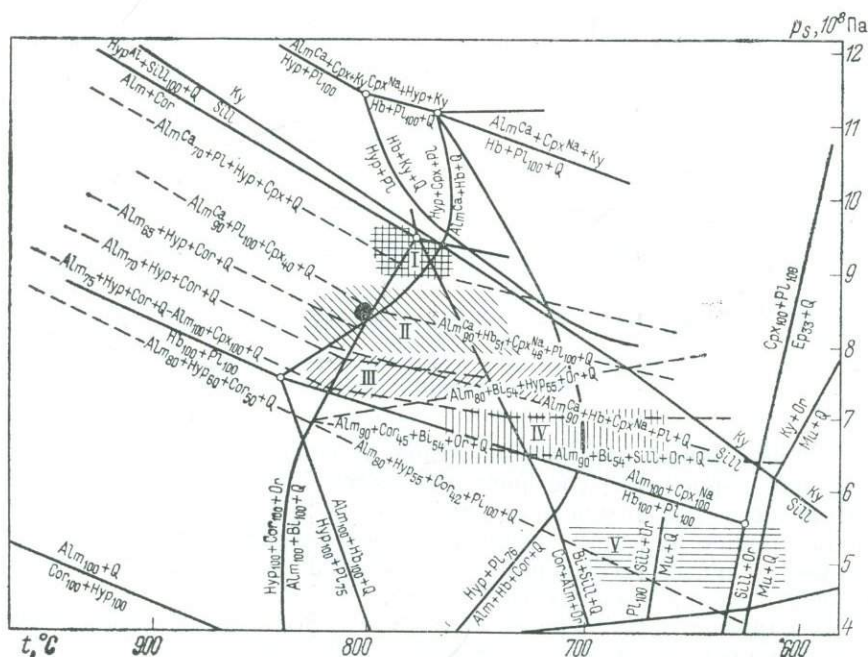


Рис. 23. Вероятные условия метаморфизма гранулитов Ганальского хребта в приближенных координатах p_s — t (показаны черным кружком). Заштрихованные поля показывают вероятные условия метаморфизма комплексов и массивов Тихоокеанского пояса

I — Омолонского и Сутамского; II — Тайгоносского, Алданского, Наннимского; III — Охотского и Брокен-Хилл; IV — Ханкайского и Станового; V — Кольмского. Диаграмма построена А. А. Маракушевым и др. (1971)

характеризуют снижение давлений (Шульдинер, 1966). В гранат-кордиерит-гиперстеновых гнейсах отмечаются кварц-биотитовые симплектиты вокруг зерен граната, при этом в последних сохраняются магнезиальные ядра (см. табл. 24). Это, возможно, характеризует снижение давлений. Вероятно, становление гранитов происходило на фоне воздымания, сопровождавшегося спадом давлений. Однако парагенезисы гранитоидов характеризуют также весьма глубинные условия, не выходящие за пределы алданской субфации глубинности.

Таким образом, гранулиты Ганальского хребта представляют собой глубинные высокотемпературные породы. Аналоги подобных пород известны лишь среди наиболее глубинных раннедокембрийских серий.

Ретроградные преобразования пород гранулитовой фации

Породы гранулитового комплекса испытали прогрессивный метаморфизм в условиях высокотемпературной гиперстен-кордиерит-ортоклазовой фации. Температурные условия этой фации не перекрываются амфиболитовой фацией (Маракушев и др., 1971; Кицул, Березкин, 1972 и др.). Поэтому все последующие метаморфические преобразования, наложившиеся на гранулиты, являются по отношению к ним ретроградными. Интенсивные вторичные преобразования в значительной степени затушевали характерные внешние признаки кристаллических пород гранулитового комплекса. Минеральные ассоциации гранулитов в ряде случаев также оказались неустойчивыми в условиях позднего метаморфизма.

Парагенезисы гранулитов включают ассоциации минералов безводных либо недосыщенных водой. Поэтому диафорические реакции, характеризующиеся гидратацией минералов, протекают в этих породах весьма затруднительно. Вероятно, именно в связи с этим во многих областях гранулитового метаморфизма, испытавших полициклическое развитие, нередко хорошо сохраняются минеральные ассоциации прогрессивного этапа метаморфизма. Изменения обычно приурочены к зонам разломов. Кардинальную переработку гранулиты испытывают лишь в областях, подвергшихся региональной гранитизации в условиях амфиболитовой фации (Кориковский, 1967; Гранулитовая фация...», 1972; Шульдинер, 1973 и др.).

Первый этап наложенного метаморфизма, связанный с прогрессивным метаморфизмом пород ганальской серии, проявился очень слабо, а отчасти затушеван более интенсивными последующими преобразованиями, в связи с чем разграничить эти процессы весьма сложно. Впрочем, автор не ставил себе такой задачи; основное внимание было уделено выявлению особенностей прогрессивного метаморфизма. Вероятно, главная причина слабой переработки гранулитов на первом этапе наложенного метаморфизма заключается в слабом проявлении процессов гранитизации, что обусловлено низкой щелочностью метаморфизующих флюидов. Поэтому преобладающие в составе гранулитового комплекса ассоциации глиноземистых минералов оказались устойчивыми на этом этапе. В то же время принципиально этот этап фиксируется замещением гиперстенов и высокотемпературных роговых обманок (буровой, красной бурой) куммингтонитом (рис. 24) (в образце 3521/4,6 $2V = +80^\circ$, $SNg = 17^\circ$), бурой роговой обманки — зеленой (образец 3139/3). Иногда незавершенность таких реакций очевидна, так как куммингтонит замещает лишь внешнюю часть зерен роговой обманки и гиперстена, в то время как центральные их части остаются неизменными (образцы 3521/2, 3521/6 и др.). Эти изменения, что можно

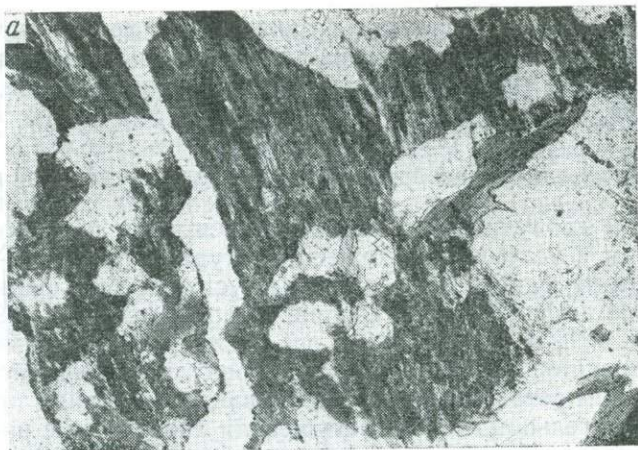
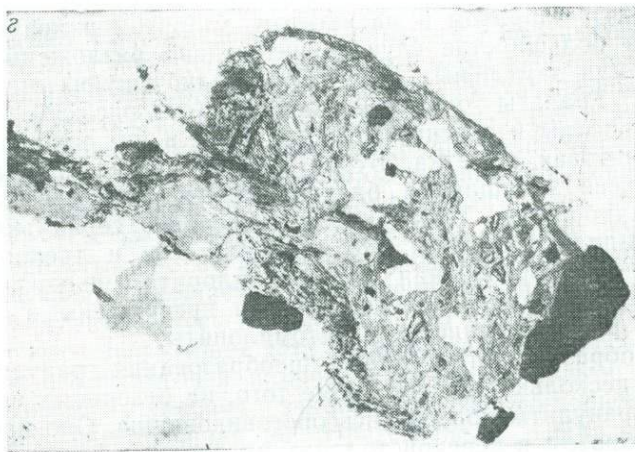


Рис. 24. Ретроградные преобразования высокотемпературных минералов гранулитовой фации (николи параллельны).

a — полная псевдоморфоза куммингтонита и окислов железа по гиперстену (диафорит гранат-гиперстенового гнейса, шлиф 3521/1, $\times 70$);

утверждать с полной определенностью, не связаны с этапом гранитизации в фации гиперстеновых гнейсов, так как гиперстены гиперстеновых гранитоидов и роговиковоподобных включений в них подвержены такому же псевдоморфному замещению куммингтонитом.

Гиперстены в породах различного состава, а также гранаты часто замещаются биотитом. Составы этих биотитов не изучены, однако внешний облик их позволяет предположить, что частично такое замещение происходило в условиях амфиболитовой фации —



б — частичное замещение гиперстена иллингситоподобной слюдкой (диафторированный гиперстен-кордиеритовый гнейс, шлиф 3524/19, $\times 70$); в — полная псевдоморфоза иллингсита по гиперстену (диафторит дупироксенового гнейса, $\times 70$); г — псевдоморфоза хлорита (серое), кварца (белое) и магнетита (черное) по гранату; видны мелкие остатки граната (серое с высоким рельефом) (диафторит гранат-кордиеритового гнейса, шлиф 3477/12, $\times 30$)

они хорошо отличаются от биотитов гранулитовой фации — красно-бурых и темно-бурых — светлой оранжево-красной окраской.

В одном случае были выявлены диафториты, в которых ассоциируются дистен, биотит и фибролит. Исходная порода (образец 3478) представляла крупнокристаллический гранат-кордиеритовый гнейс. Гранат и кордиерит почти полностью разложены, причем первый сохраняется в виде реликтов в замещившем его хлорите, а крупные кристаллы кордиерита распознаются лишь по характер-

ным пинит-талковым псевдоморфозам. Новообразованный красно-оранжевый биотит фибролитизирован и интенсивно хлоритизирован. Порода интенсивно милонитизирована и перекристаллизована. Фибролит включен и в новообразованные зерна плагиоклаза. Не вызывает сомнений, что в данном случае в одной породе фиксируется не менее двух стадий диафтореза. Парагенезис вторичных минералов охарактеризованной породы интересен и в другом отношении — это единственный образец, в котором отмечена ассоциация фибролита с дистеном. Ранее отмечалось, что в разрезе маркирующей пачки плагиогнейсов ганальской серии установлено две генерации силлиманита — крупнокристаллический и более поздний — фибролит. Таким образом, можно полагать, что ассоциация дистена с фибролитом, выявленная в образце 3478, продолжает метаморфическую зональность, связанную с этапом метаморфизма пород стеновой серии, которая, как показано выше, относится к кианит-силлиманитовому типу.

Низкотемпературные преобразования проявлены очень широко. Наблюдается псевдоморфное замещение гиперстенов иддингситом (см. рис. 24), хлоритом и магнетитом, хлоритом и кварцем. Кордиериты в большинстве случаев интенсивно разложены, пинитизированы или замещены агрегатом мелкочешуйчатого талька, мусковита. Гранаты хлоритизированы (см. рис. 24). Биотиты хлоритизированы и обесцвечены, при этом в них проявляется густая сагенитовая решетка. Бурая роговая обманка и моноклинный пироксен замещаются бледно-зеленым актинолитом, тремолитом и карбонатом. Плагиоклазы интенсивно серицитизируются, иногда скаполитизируются. По сланцеватости и трещинам наблюдаются новообразования эпидота, хлорита, мелкочешуйчатых слюдистых минералов. Нередко породы превращены в сланцеватые тонко- и мелкозернистые blastsмилониты.

Таким образом, ретроградные преобразования гранулитов проявились в несколько этапов. Кроме того, на отдельных небольших участках гранулиты подверглись ороговикованию. Оно проявилось главным образом в перекристаллизации пород, которые в таких случаях становятся мелкозернистыми, иногда резко такситовыми.

Структурное положение гранулитов

Анализ парагенезисов свидетельствует о принадлежности гранулитов Ганальского хребта к высокотемпературным глубинным образованиям, идентичным породам раннеархейских комплексов, обнаженным в пределах глубокоэродированных кристаллических щитов и поднятий фундамента древних платформ (Алданский щит, Анабарский, Наннимский массивы и др.). Так как минеральные ассоциации гранулитов характеризуют среднюю часть гранулитовой фации (алданская субфация глубинности) и ее высокотемпературную область, а отложения ганальской серии метаморфизованы в условиях малоглубинной амфиболитовой фации в ее среднетемпературной (ставролит-мусковитовой) субфации, постепенный переход

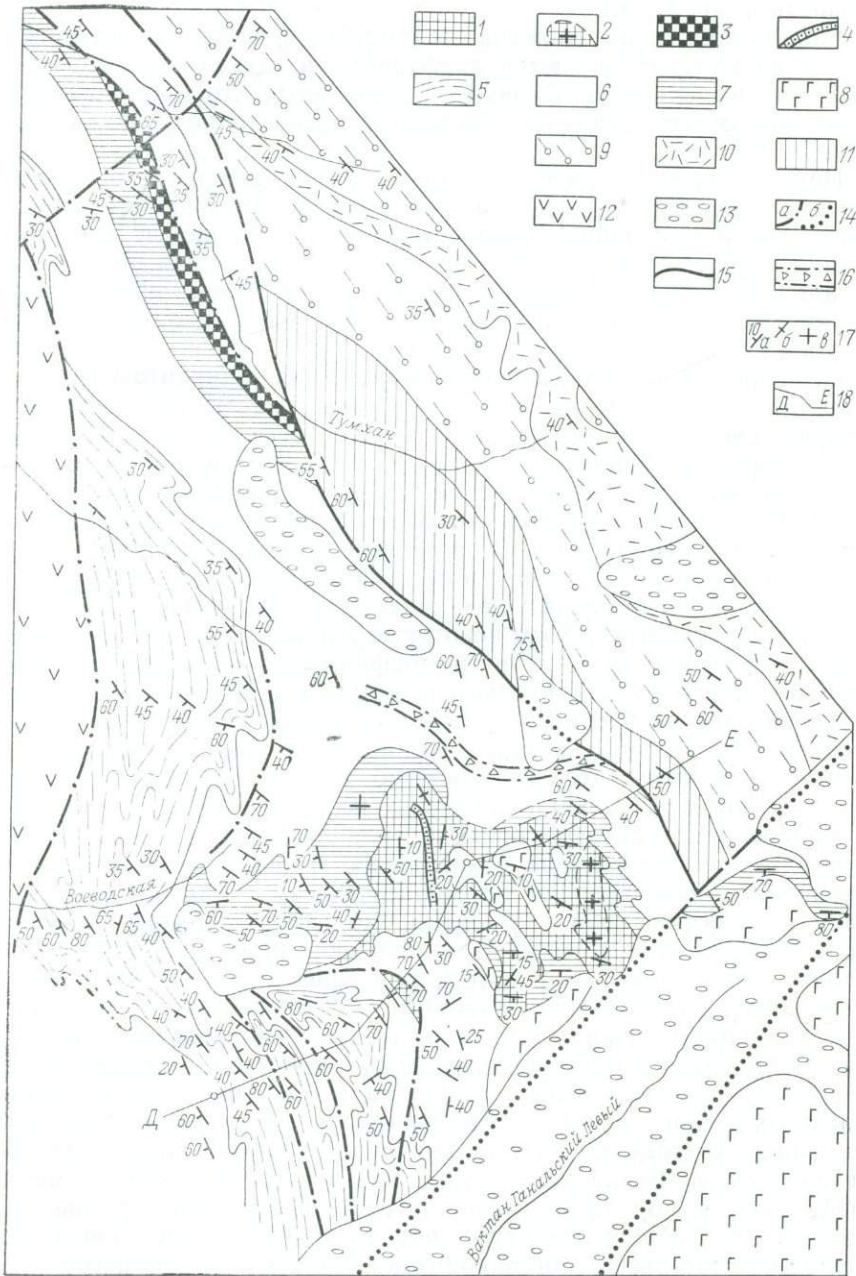
между ними в едином ряду прогрессивного метаморфизма следует признать невозможным.

Ганальская серия сложена полиметаморфическими породами, многие из которых являются диафторитами. Детальные петрографические исследования позволили установить, что прогрессивный метаморфизм пород ганальской серии не превосходил уровня амфиболитовой фации.

Петрологические критерии таким образом определенно склоняются в пользу принадлежности гранулитов к образованиям фундамента, которые к началу осадконакопления ганальской серии испытали глубокую эрозию. Тем не менее геологическая обстановка в Ганальском хребте весьма своеобразна, и объективная оценка структурной позиции гранулитов не может быть сделана без анализа всей суммы геологических данных.

Особенности пространственного положения гранулитов. Породы гранулитовой фации занимают ограниченные участки изученной территории. Они расположены в контакте с высокотемпературными габбро-норитами Юрчикского массива, образуют в нем ксенолиты либо залегают в непосредственной близости к контакту (см. рис. 3, 7, 25). Поэтому необходимо учитывать возможность контактового происхождения гранулитов. В бассейне р. Тумхан на значительном удалении от контакта с габбро-норитами присутствуют диафториты, в которых высокотемпературные минералы полностью замещены низкотемпературными. Хотя некоторые характерные признаки указывают на вероятность их ретроморфического происхождения по гранулитам (густые сагенитовые решетки в хлорите, заместившем высокотитанистый биотит, вторичные продукты, аналогичные развивающимся на других участках несомненно по гиперстену), неизменных гранулитов здесь не выявлено, но для окончательного ответа требуются дальнейшие детальные исследования.

Вопрос о контактовой природе гранулитов нельзя рассматривать в отрыве от условий становления габбро-норитов. Однако глубинность, определенная по парагенезисам гранулитов, находится в несоответствии с данными по габбро-норитам Юрчикского массива, для которых признаки формирования на большой глубине отсутствуют. Более того ряд признаков свидетельствует о сравнительно небольшой глубине его кристаллизации (см. выше). Гранулиты развиты вдоль контакта не повсеместно (см. рис. 3). Контактному происхождению гранулитов противоречит фациальное несоответствие двух комплексов гранитоидов, расположенных в контакте с габбро-норитами. Это гранитоиды фации гиперстеновых гнейсов и биотит-роговообманковые плагиогнейсограниты. Тесная ассоциация плагиогнейсогранитов с метаморфическими породами амфиболитовой фации, конформное положение их в общей структуре, образованной этими породами, и срезание массивом габбро-норитов структурных элементов ганальской серии, чем, в частности, объясняется прерывистость выходов плагиогнейсогранитов, не оставляют сомнений в более древнем, по сравнению с габбро-норитами, возрасте плагио-



гнейсогранитов. В то же время, в плагиогнейсогранитах даже в непосредственном контакте с габбро-норитами не образуются минеральные ассоциации гранулитовой фации.

Перечень противоречий, возникающих в связи с предположением о контактовой природе гранулитов, может быть значительно расширен, но два обстоятельства — ограниченные размеры полей распространения и приуроченность к области контакта с габбро-норитами — могут служить аргументами в пользу контактового происхождения гранулитов.

Особенности минерального и химического состава гранулитов Ганальского хребта свидетельствуют об их принадлежности к образованиям, идентичным древнейшим гранулитовым комплексам. Высокая магнезиальность минералов в гранат-кордиеритовых парагенезисах определяет принадлежность гранулитов к весьма глубинным образованиям. Примеры проявления подобного метаморфизма в контактах с основными интрузиями неизвестны. Важно отметить, что повышение температуры ведет к смещению минеральных равновесий в область железистых составов минералов в парагенезисах граната с кордиеритом (Маракушев, 1970). Поэтому особенности минеральных ассоциаций гранулитов Ганальского хребта не могут быть объяснены влиянием высоких температур в контакте с габбро-норитами.

Таким образом, предположение о контактовой природе гранулитов находится в противоречии с природными парагенезисами гранат-кордиеритовой фации и с физико-химической теорией минеральных равновесий. Ниже автор постарается показать, что пространственная ассоциация габбро-норитов и гранулитов не отражает генетических связей между ними, хотя и не является случайной.

Некоторые особенности структуры, образованной полиметаморфическими породами. Структура, образованная полиметаморфическими породами ганальской серии, представляет собой свод и южную периклиналь крупной брахиформной антиклинали (Ганальская антиклиналь), слабо вытянутой в субмеридиональном направлении. Северная часть Ганальской антиклинали срезана зоной, по которой полиметаморфические породы приведены в соприкосновение с прогрессивно метаморфизованными породами стеновой серии. Легко видеть (см. рис. 3), что полная антиклиналь имела бы форму, характерную для гнейсовых куполов. По

Рис. 25. Геологическое строение Воеводской антиклинали.

1—4 — гранулитовый комплекс (1 — стратифицирующиеся образования, 2 — гранитоиды и мигматиты фации гиперстеновых гнейсов, 3 — диафориты, предположительно по гранулитам, 4 — прослеженный горизонт гранат-кордиеритовых гнейсов); 5—6 — ганальская серия (5 — плагиогнейсы биотитовые и глиноземистые, 6 — амфиболиты и основные кристаллические сланцы); 7 — биотит-роговообманковые плагиограниты (гнейсограниты); 8 — габбро-нориты; 9—10 — стеновая серия (9 — плагиоклаз-эпидот-амфиболовые сланцы, 10 — порфиroidы); 11 — ортоамфиболиты; 12 — кайнозойские образования; 13 — рыхлые четвертичные отложения; 14 — разломы (а — установленные, б — под наносами); 15 — зона сочленения ганальской и стеновой серий; 16 — зона тектонических брекчий; 17 — элементы залегания сланцеватости, полосчатости, слоистости (а — с наклонными, б — вертикальными, в — горизонтальными углами падения); 18 — линия разреза (см. рис. 26)

размерам и морфологии она была бы близка, например, к гнейсовому куполу, образованному саксонскими гранулитам (Раген, 1972). Ганальская антиклиналь отличается от классических куполов рядом особенностей.

Прежде всего обращает на себя внимание преимущественно основной состав пород в обнаженной части антиклинали. Другая особенность — осложненность в своде брахисинклиналью (вмещающей Юрчикский массив габбро-норитов) и сопряженными с ней куполовидными антиклиналями. Автором закартированы и изучены две такие антиклинали — Воеводская и Вахталкинская, особенности строения и пространственного положения которых могут служить ключом для решения вопроса о структурной позиции гранулитов.

Строение Воеводской антиклинали. Антиклиналь имеет куполовидную форму, но сильно запрокинута к северо-востоку. Биотитроговообманковые плагиограниты образуют здесь несколько пластин, которые отделяют гранулиты, залегающие в ядре антиклинали, от амфиболитов и плагиогнейсов ганальской серии, слагающих крылья антиклинали (рис. 25). Мощность пластин плагиогранитов изменяется от одного до нескольких десятков метров. Изучение серии детальных петрографических разрезов показало, что в подошве плагиогранитов всегда залегают гранулиты, а кровля их покрыта метаморфическими породами амфиболитовой фации.

Южная часть поля развития гранулитов вместе с отграничивающими его плагиогранитами срезается северным краем Юрчикского габбро-норитового массива (см. рис. 3). Примечательно, что в юго-восточном углу этого поля между габбро-норитами и плагиогранитами заключено всего три метра (по мощности) вмещающих пород, которые метаморфизованы в гранулитовой фации. Сразу же к востоку за плагиогранитами выходы пород гранулитовой фации отсутствуют. На контакте с габбро-норитами здесь развита лишь маломощная (5—10 м) зона плагиоклаз-роговообманковых роговиков.

Таким образом, в северном поле плагиограниты занимают место базального слоя ганальской серии, разграничивающего породы гранулитовой и амфиболитовой фаций. Небольшой мощностью пластин плагиогранитов особенно подчеркивается это обстоятельство. Ядро Воеводской антиклинали эродировано очень слабо, так что плагиограниты и амфиболиты образуют некоторое подобие плаща, наброшенного на гранулиты. В отдельных распадах наблюдаются почти непрерывным выходы пород гранулитовой фации, в то время как разделяющие их мысы часто сложены амфиболитами ганальской серии. Разрез через ядро Воеводской антиклинали, составленный по результатам детальных исследований, изображен на рис. 26.

Обращает на себя внимание еще одна важная особенность гранулитов: они образуют специфический разрез, представленный переслаивающимися гнейсами и плагиогнейсами, кварцитогней-

сами и глиноземистыми сланцами, которым подчинены основные кристаллосланцы. Характерно присутствие пород, иногда резко пересыщенных калием (см. табл. 21), что совершенно не свойственно образованиям ганальской и стеновой серий. На других участках изученной территории этот разрез нигде не вскрывается, если не считать маломощной линзы близ западного контакта Юрчикского массива и ксенолита в габбро-норитах (см. рис. 3). Характер контакта линзы с вмещающими породами неясен, возможны дизъюнктивные ограничения.

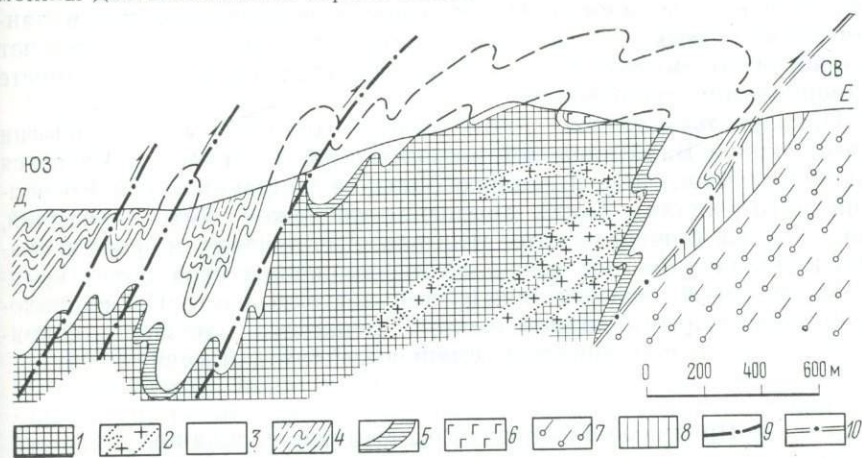


Рис. 26. Геологический разрез через ядро Воеводской антиклинали (см. рис. 25).

1 — гранулиты; 2 — мигматиты и гранитоиды фации гиперстенных гнейсов; 3—4 — ганальская серия (3 — преимущественно амфиболиты, 4 — преимущественно плагногнейсы); 5 — биотит-роговообманковые плаггиограниты (гнейсограниты); 6 — габбро-нориты; 7 — плагноклаз-эпидот-амфиболовые сланцы стеновой серии; 8 — ортоамфиболиты; 9 — разломы; 10 — зона надвига

Таким образом, можно полагать, что вскрытые в ядре Воеводской антиклинали кристаллические породы гранулитовой фации представляют верхнюю часть мощного разреза, слагающего самостоятельный комплекс и образующего фундамент ганальской серии. Но почему при этом гранулиты тяготеют к контакту с габбро-норитами? Прежде чем ответить на этот вопрос, рассмотрим строение Вахталкинской антиклинали.

Строение Вахталкинской антиклинали. Вахталкинская антиклиналь представляет собой удлиненный купол. Шарнир антиклинали изгибается в виде дуги параллельно юго-западному краю Юрчикского массива. Ядро антиклинали образовано биотит-роговообманковыми плаггиогранитами, крылья — амфиболитами и плагногнейсами ганальской серии. Таким образом, ядро и крылья Вахталкинской антиклинали сложены породами, которые развиты на крыльях Воеводской антиклинали. Иными словами, Вахталкинская антиклиналь эродирована несколько меньше, нежели Воеводская. Вахталкинская антиклиналь сильно наклонена к се-

веро-востоку. Как уже отмечалось, биотит-роговообманковые плагиограниты представляют собой, как правило, маломощные пластины (не более 200 м), у которых обнажены подошва и кровля. Лишь в ядре Воеводской антиклинали мы не наблюдаем подошвы плагиогранитов. Нет оснований полагать, что здесь морфология плагиогранитов иная, чем на других участках. Ядро антиклинали прекрасно выражено в рельефе, оно как бы отпрепарировано на уровне кровли плагиогранитов. Максимальный эрозионный врез в плагиограниты от их кровли не превышает 100—150 м по мощности. Не приходится сомневаться, что в данном случае, как и остальных шести, плагиограниты образуют сравнительно маломощную пластину, дислоцированную вместе с вмещающими породами.

Показательна также почти полная аналогия в морфологии Воеводской и Вахталкинской антиклиналей. Отличие заключается лишь в размерах и в несколько большей запрокинутости Воеводской антиклинали. Такая аналогия не может быть случайной, она вызвана общностью причин, которые привели к формированию куполовидных антиклиналей, осложнивших свод более крупной Ганальской антиклинали. В этой связи показательно расположение обеих антиклиналей около Юрчикского массива и сопряженность их с синклиналью, вмещающей этот массив.

Причины образования осложняющих складок

Габбро-нориты слагают лополитообразное тело, границы которого несколько срезают структуры вмещающих пород ганальской серии. На многих участках в непосредственной близости от контакта с габбро-норитами либо в контакте с ними залегают биотит-роговообманковые плагиограниты, а на северном поле распространения гранулитов плагиограниты разделяют породы амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Таким образом, габбро-нориты занимают такую же позицию, как и плагиограниты, т. е. являются межформационными, располагаясь на границе гранулитового комплекса и амфиболитов ганальской серии. Большая мощность лополита обусловила некоторое срезание вышележащей толщи. Этим объясняются тяготение гранулитов к контакту с габбро-норитами и другие особенности их пространственного положения. Все геологические данные находятся в строгом соответствии с такой концепцией. Становятся понятными особенности структурных форм, осложняющих свод Ганальской антиклинали.

Становление Юрчикского массива и образование осложняющих складок можно представить в следующем виде. В пологий свод ранее сформированного гнейсового купола (Ганальской антиклинали), ядро которого сложено гранулитами и который окаймлен прерывистыми пластинообразными телами плагиогранитов, внедрилась базальтовая магма. На своем пути в верхние горизонты

земной коры она остановилась на границе двух комплексов с различными физическими свойствами. Естественно, что магма заняла свод купола, где наиболее вероятны крупные отслоения. Этот этап, по-видимому, отвечает периоду стабилизации региона, возможно, платформенного типа, о чем могут свидетельствовать явления расслоения в массиве. Так или иначе, с несомненностью установлено, что становление массива приурочено к отрезку времени между метаморфизмом образований ганальской серии и метаморфизмом образований стеновой серии. Таким образом, после кристаллизации массива район был охвачен складчатостью и метаморфизмом. При этом более тяжелые габбро-нориты начали тонуть в подстилающем кислом гранулитовом фундаменте, породы которого имеют меньшую плотность (средняя плотность габбро-норитов составляет $2,90 \text{ г/см}^3$, кварцосодержащих гранулитов — $2,75 \text{ г/см}^3$). Образовалась Юрчикская брахисинклиналь, и массив приобрел лополитообразную форму. Как компенсация на погружение массива около него образовались куполовидные вздутия — антиклинали*, которые запрокидывались к северо-востоку при общем перемещении в том же направлении Вахталкинского блока, надвигавшегося на Стеновой. К этому времени относится формирование огромной массы бластомилонитов, широко распространенных в Вахталкинском блоке.

Становится понятной и почти полная аналогия в строении и пространственном положении Воеводской и Вахталкинской антиклиналей. Чтобы продолжить эту аналогию, достаточно заметить, что под биотит-роговообманковыми плагиогранитами в Воеводской антиклинали залегают кристаллические породы гранулитовой фации. Нет оснований думать, что под плагиогранитами Вахталкинской антиклинали присутствует принципиально другой разрез. Находит объяснение и казалось бы неестественная для основных комплексов форма Ганальской антиклинали, которая весьма напоминает гнейсовый купол. Отличие его от классических гнейсовых куполов, таким образом, заключается лишь в меньшей эродированности кислого ядра. На рис. 27 показаны выходы гранулитового фундамента и предполагаемое положение его под Юрчикским массивом и в ядре Вахталкинской антиклинали.

Необходимо обратить внимание еще на одно весьма существенное обстоятельство. Делая предположение о контактовом происхождении гранулитов, мы коснулись лишь одной стороны их пространственного положения — приуроченности к области контакта с габбро-норитами. Другая же, не менее важная сторона состоит в том, что гранулиты располагаются в ядре одной из крупнейших положительных структур Камчатки и слагают самые глубокие части разреза, вскрытого в Ганальском хребте. Разрез, образованный полиметаморфическими породами ганальской серии,

* Кроме Воеводской и Вахталкинской антиклиналей, около юго-восточной окраины Юрчикского массива, судя по изменению элементов залегания пород, намечается еще две антиклинали, сопряженные с Юрчикской синклиналью (см. рис. 3). К сожалению, строение этих антиклиналей не изучено.

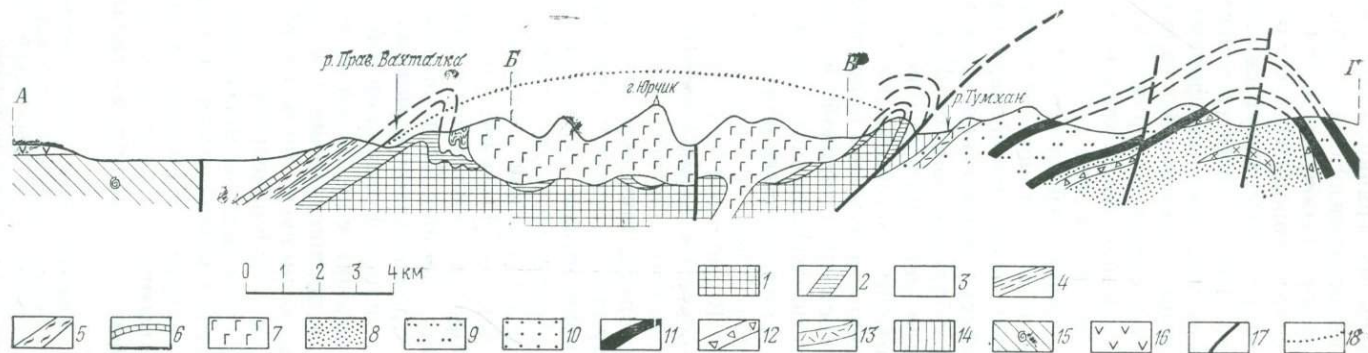


Рис. 27. Геологический разрез через Ганальский выступ метаморфических пород (см. рис. 3).

1 — гранулитовый комплекс; 2 — биотит-роговообманковые плагиограниты (гнейсограниты); 3—6 — ганальская серия (3 — преимущественно амфиболиты, 4 — плагиогнейсы, 5 — переслаивание плагиогнейсов и амфиболитов, 6 — силикатные мраморы); 7 — габбро-нориты; 8—13 — стеновая серия (8 — нижняя толща, 9 — средняя толща, 10 — верхняя толща, 11 — кианитовые кварциты; 12 — метаморфизованные грубообломочные туфы смешанного состава; 13 — порфиронды); 14 — ортоамфиболиты; 15 — ирунейская свита (верхний мел); 16 — кайнозойские отложения; 17 — разломы; 18 — предполагаемая форма свода Ганальской антиклинали (купола) до внедрения габбро-норитов

расположен стратиграфически выше. Мы не принимаем во внимание линзу гранулитов у юго-западного края Юрчикского массива, которая, как уже отмечалось, имеет, вероятно, дизъюнктивные контакты с вмещающими породами и представляет собой инородное тело в амфиболитах ганальской серии. Показательно, что разрез пород, залегающих выше кровли биотит-роговообманковых плагиогранитов, всегда однотипен (снизу вверх): амфиболиты, плагиогнейсы, переслаивающиеся амфиболиты и плагиогнейсы (см. рис. 8, 9). В процессе детальных исследований установлено, что эта однотипность не случайна, а отражает одинаковую во всех разрезах стратиграфическую последовательность. Изменения мощности нижней толщи ганальской серии вполне закономерны. Они объясняются утонением пластов, находящихся в области высоких температур и давлений, обусловленных метаморфизмом, на вершинах положительных тектонических структур (ядро Воеводской и Вахталкинской антиклиналей) и увеличением их мощности у подножий этих структур.

Таким образом, образование складок, осложнивших свод Ганальской антиклинали, определяется двумя обстоятельствами: инверсией плотностей, обусловленной залеганием тяжелых габбро-норитов поверх более легких существенно кислых гранулитов, и наложенным метаморфизмом, который способствовал реализации гравитационной неустойчивости, вследствие приобретения кристаллическими породами повышенной пластичности. Подобные складки, возникающие в связи с инверсией плотностей, часто образуются даже в платформенных условиях, если в разрезе присутствуют пластичные породы (Белоусов, 1962).

ВОПРОСЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ГАНАЛЬСКОГО ВЫСТУПА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

К настоящему времени СахКНИИ и Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР выполнено несколько профилей ГСЗ, пересекающих Ганальский выступ метаморфических пород (см. рис. 2). Начикинскую зону поперечных дислокаций и Авачинскую группу вулканов и южной и юго-восточной части полуострова; структуры Срединного Камчатского и Козыревского хребтов, Центрально-Камчатскую депрессию, Ключевскую группу вулканов — в Центральной Камчатке. Автором совместно с Э. Н. Эрлихом, А. Е. Шанцером и др. («Глубинное строение...», 1975) проведена интерпретация полученных данных.

Результаты глубинного сейсмического зондирования. На всех профилях ГСЗ («Глубинное строение...», 1975) верхняя часть разреза представлена низкоскоростными слоями с различным распределением скоростей в зависимости от геолого-структурной обстановки, что отражает многослойное строение кайнозойских осадочно-вулканогенных толщ. Наиболее четко выделяется сейсмическая граница с $V_T=5,0-5,4$ км/с, отождествляемая с кровлей дислоцированных отложений верхнего мела. На западных отрогах Ганальского хребта эта граница совпадает с выходом на поверхность верхнемеловых пород. Пластовые скорости в пределах слоя, представленного верхнемеловыми породами, колеблются в пределах 5,0—5,2 км/с. Такие скорости характерны для вулканогенных пород, испытавших складчатость («Глубинная тектоника...», 1971). Нижней границей дислоцированных меловых отложений является преломляющий горизонт с граничными скоростями 5,7—6,2 км/с. Резкая граница между меловыми отложениями и нижележащей консолидированной корой, характерный скачок скоростей на этой границе отчетливо указывают на существенные различия состава и, по всей вероятности, степени метаморфизма и дислоцированности пород, слагающих оба горизонта.

Ключом для понимания природы и состава консолидированной коры является то, что выход ее на поверхность в Ганальском хребте точно соответствует метаморфическим породам, подстилающим верхнемеловые отложения (рис. 28). В поднятом блоке (в собственно Ганальском выступе) в верхней части консолидированной коры выделяется горизонт мощностью около 3,5 км,

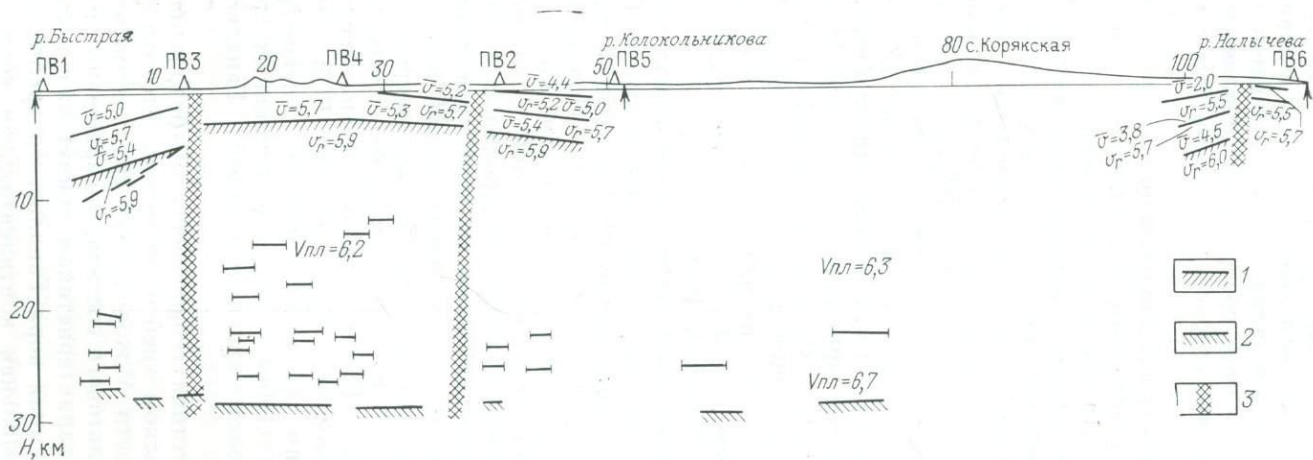


Рис. 28. Разрез земной коры в южной части Ганальского выступа метаморфических пород по данным глубинного сейсмического зондирования («Глубинное строение...», 1975 (см. рис. 2).

1 — предполагаемая кровля гранулитового фундамента; 2 — поверхность Мохоровичича; 3 — глубинные разломы

характеризующийся средней пластовой скоростью 5,7 км/с. Он в основном соответствует полю развития полиметаморфических пород ганальской серии. На отдельных участках в западной части блока к ним, возможно, добавляются метавулканы стеновой серии, в связи с чем у самой поверхности появляется маломощный горизонт с граничной скоростью около 5,7 км/с в его основании.

Нижележащая часть консолидированной коры отделена от верхней ее части преломляющим горизонтом с граничной скоростью 5,9 км/с. Под преломляющим горизонтом залегает мощный слой, в пределах которого наблюдается постепенное возрастание скорости продольных волн от 5,9 км/с в его кровле до 6,6 км/с в подошве земной коры при средней пластовой скорости 6,2 км/с. Отражающие площадки резки и не выдержаны по простиранию. Поверхность Конрада, таким образом, не выражена, и консолидированная земная кора имеет, по-видимому, однослойное строение. Мощность земной коры составляет 28 км.

Выделение районов с предполагаемым однослойным строением земной коры не является принципиально новым. Известно, что именно такой тип строения характерен для ряда районов щитов и древних платформ (Базовкина и др., 1972). Низкие скорости в основании коры отмечаются на ряде профилей в Сахалино-Хоккайдо-Приморском регионе («Глуб. сейсм. зондир...», 1971) и в Маскаренском хребте (Белоусов, 1968).

Природу консолидированной земной коры Ганальского хребта нельзя рассматривать без учета того, что в своде Ганальской антиклинали севернее линии профиля ГСЗ обнажаются существенно кислые породы гранулитовой фации. Положение кровли нижней части консолидированной коры на профиле ГСЗ соответствует глубине залегания подошвы ганальской серии, вычисленной на основании ее мощности. Скорости продольных волн характерны для кварцсодержащих пород гранулитовой фации, а увеличение их от кровли слоя до подошвы земной коры не превышает того прироста скоростей, который характерен для кварцсодержащих гранулитов по мере возрастания литостатического давления (Лутц, 1971). Таким образом, геологические данные находятся в хорошем соответствии с данными ГСЗ. Земная кора по своим сейсмическим свойствам отвечает гнейсо-гранитному слою В. В. Белоусова (1966). Поведение глубинных границ раздела четко отрисовывает купольную форму Ганальской антиклинали.

Что касается отсутствия геофизического «базальтового» слоя земной коры в Ганальском хребте, возможно, что это связано со сменой ниже поверхности Мохоровичича гранулитов эколгитами. При этом породы базальтового состава, превращенные в эколгиты, по своим скоростным характеристикам войдут уже в состав мантии. Таким образом, земная кора Ганальского хребта может рассматриваться как нормальная континентальная кора с мощным гнейсо-гранитным слоем.

На профиле ГСЗ, пересекающем Ганальский хребет (см. рис. 28), видно, что мощность верхнемеловых отложений резко сокращается по направлению к Ганальскому выступу. Возможно, в позднемеловое время метаморфические породы, обнаженные в современной структуре Ганальского выступа, представляли интрагеоантиклиналь, в пределах которой осадконакопление было редуцировано. Многочисленные остатки грубобристых иноцератов в верхнемеловых вулканитах Ганальского хребта указывают на мелководные условия осадконакопления.

Если обратиться к материалам по Срединному Камчатскому хребту, то можно констатировать, что в позднемеловое время область современного выхода метаморфических пород разделяла бассейны с различным тектоническим режимом: на западе накапливались почти исключительно терригенные осадки в условиях субгеосинклинального режима, на востоке — кремнисто-вулканогенные образования, испытавшие в дальнейшем интенсивную складчатость.

Геологическими съемками В. Н. Лукьянова, И. А. Сидорчука и других установлено, что в позднемеловое время в северной части массива метаморфических пород Срединного Камчатского хребта проходила береговая линия (крупноглыбовые осадочные брекчи, конгломераты, залегающие на метаморфических породах), к югу от которой на территории современного выхода метаморфических пород осадконакопление, вероятно, было редуцировано, а местами не происходило совсем. Область современного выхода метаморфических пород, таким образом, представляла собой срединный массив либо интрагеоантиклиналь. А. И. Байков и А. Ф. Марченко (1967) полагают, что в районе Центральной Камчатки в позднемеловое время существовал другой срединный массив (либо интрагеоантиклиналь) метаморфических пород, который разделял две интрагеосинклинали (см. рис. 1). В настоящее время этот массив скрыт под кайнозойскими вулканитами; метаморфические породы выходят на поверхность в пределах Хавывенской возвышенности. Данные ГСЗ («Глубинное строение...», 1975) свидетельствуют о подъеме подошвы верхнемеловых отложений в южной части предполагаемого массива. По данным аэромагнитной съемки здесь отмечается компактное поле положительных значений ΔT_a .

На всех профилях ГСЗ («Глубинное строение...», 1975) отмечается резкая граница консолидированной коры с верхнемеловыми отложениями и характерный скачок скоростей на этой границе. Это отчетливо свидетельствует о том, что комплекс метаморфических пород, соответствующих консолидированному слою земной коры, является фундаментом верхнемеловых отложений, от которых он повсеместно отделен поверхностью несогласия. Данные о распространении метаморфических комплексов и их соотношении с верхнемеловыми отложениями в корне противоречат идее о позднемеловом возрасте метаморфических пород, развиваемой рядом авторов (Лебедев, 1967; Гнибиденко, 1968).

Таким образом, следует сделать вывод о том, что верхнемеловые прогибы заложены на фундаменте сиалической коры, образованном сложно дислоцированным и неоднократно метаморфизованным комплексом пород.



Рис. 29. Карта магнитного поля средней части Ганальского хребта (по материалам Е. М. Семенова).

1—5 — интенсивность магнитного поля;
6 — изодинамы ΔT_a (a — положительные,
 b — нулевые, v — отрицательные); 7 — контур Юрчикского массива и ограничения блока полиметаморфических пород

В Вахталкинском блоке наблюдается положительная магнитная аномалия высокой интенсивности, частично совпадающая с контуром распространения габбро-норитов Юрчикского массива. Изодинамы пересекаются с контуром массива, и положительная магнитная аномалия занимает значительно большую площадь. Наличие высокой положительной аномалии в северной части массива, а также слабое изменение интенсивности магнитного поля при значительном увеличении высоты полетов связывалось ранее с большой глубиной распространения пород массива и вертикальным северным контактом. Делался также вывод о погружении массива к югу и западу.

Однако, как показано выше, массив имеет четкую синклиналиную форму, а в северной части — наиболее пологое дно, которое во многих местах обнажено эрозией (см. рис. 3, 25, 27). Характерно также, что южнее массива положительные аномалии боль-

шой интенсивности располагаются там, где обнажены практически немагнитные породы. Первый вывод, который следует из рассмотрения приведенных фактов: по крайней мере, часть из зафиксированных магнитных аномалий имеет глубинную природу и не связана с поверхностной геологией.

Из сравнения рис. 3 и 29 видно, что изодинамы в общих чертах повторяют контуры поверхностных структур, образованных метаморфическими породами ганальской серии. При этом снижение интенсивности магнитного поля происходит в направлении от свода Ганальской антиклинали к ее крыльям. В районе Вахталкинской антиклинали, окаймляя ее почти непрерывно, располагаются положительные магнитные аномалии. Отсюда следует второй вывод: наиболее высокие положительные аномалии располагаются там, где ближе всего к поверхности подходит граница раздела гранулитового комплекса и ганальской серии. Увеличение мощности ганальской серии ведет к снижению интенсивности магнитного поля; этим объясняется соответствие структур поверхностной геологии с рисунком магнитного поля.

Природа магнитной аномалии не может интерпретироваться однозначно. Во-первых, очень вероятно повышенная магнитная восприимчивость образований гранулитового комплекса. Минералы гранулитов обладают высокой магнетиальностью (см. табл. 23, 24), поэтому избыток железа постоянно присутствует в виде магнетита даже в породах с низкой железистостью. К сожалению, магнитная восприимчивость пород гранулитового комплекса не исследована, поэтому такое предположение требует проверки. Так как Юрчикский массив занимает грубо межформационное положение, располагаясь на границе гранулитового комплекса и ганальской серии, нельзя исключить возможности присутствия других тел габбро-норитов, располагающихся на том же структурном уровне и еще не вскрытых эрозией. Возможно также сочетание двух указанных возмущающих объектов, дающих суммарный эффект. Наконец, нельзя исключить возможности залегания в донной части Юрчикского массива и на некотором удалении от него богатых офсетных медно-пирротиновых руд в районе наиболее высоких положительных аномалий. Принципиальное проявление таких руд известно в северо-западной части массива.

Любой вариант интерпретации природы возмущающих объектов приводит к заключению о расположении последних на определенном структурном уровне — на уровне залегания габбро-норитов. Этот уровень, как показано выше, совпадает с границей раздела гранулитового комплекса и ганальской серии. В отдельных случаях очевидно, что возмущающие объекты располагаются значительно глубже границы раздела, в связи с чем представляется вероятным существенное влияние гранулитового фундамента на рисунок магнитного поля. Известно, что гранулитовые комплексы (кроме толщ, образованных существенно кварцитами, мраморами и гранатовыми гнейсами) дают высокие положительные магнитные аномалии («Глубинная тектоника...», 1971).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ГАНАЛЬСКОГО ХРЕБТА

Возраст метаморфических пород Ганальского хребта

Возраст метаморфических пород Камчатки является предметом длительной дискуссии. Ранняя концепция, согласно которой они образуют кристаллический фундамент верхнемезозойских отложений и включают в себя докембрийские образования (Геол. СССР, т. XXXI, 1964), в последнее время оспаривается. Вместо нее выдвинуто представление о молодом метаморфизме, приведшем к формированию зональных метаморфических комплексов за счет верхнемезозойских толщ (Лебедев, Бондаренко, 1962; Лебедев, 1967; Гнибиденко, 1968; Lebedev a. o., 1967 и др.). Эти представления, первоначально разработанные на примере Срединного хребта Камчатки, были в дальнейшем распространены и на метаморфические породы Восточной Камчатки, в том числе Ганальского хребта (Лебедев, 1967; «Метаморфизм...», 1973 и др.).

Кроме описаний постепенных переходов от метаморфических пород к верхнемеловым, сторонники молодого возраста метаморфических пород опираются на калий-аргоновые определения, которые укладываются большей частью в рамки позднемезозойского времени с отдельными отклонениями К-Аг соотношений в сторону раннемезозойских.

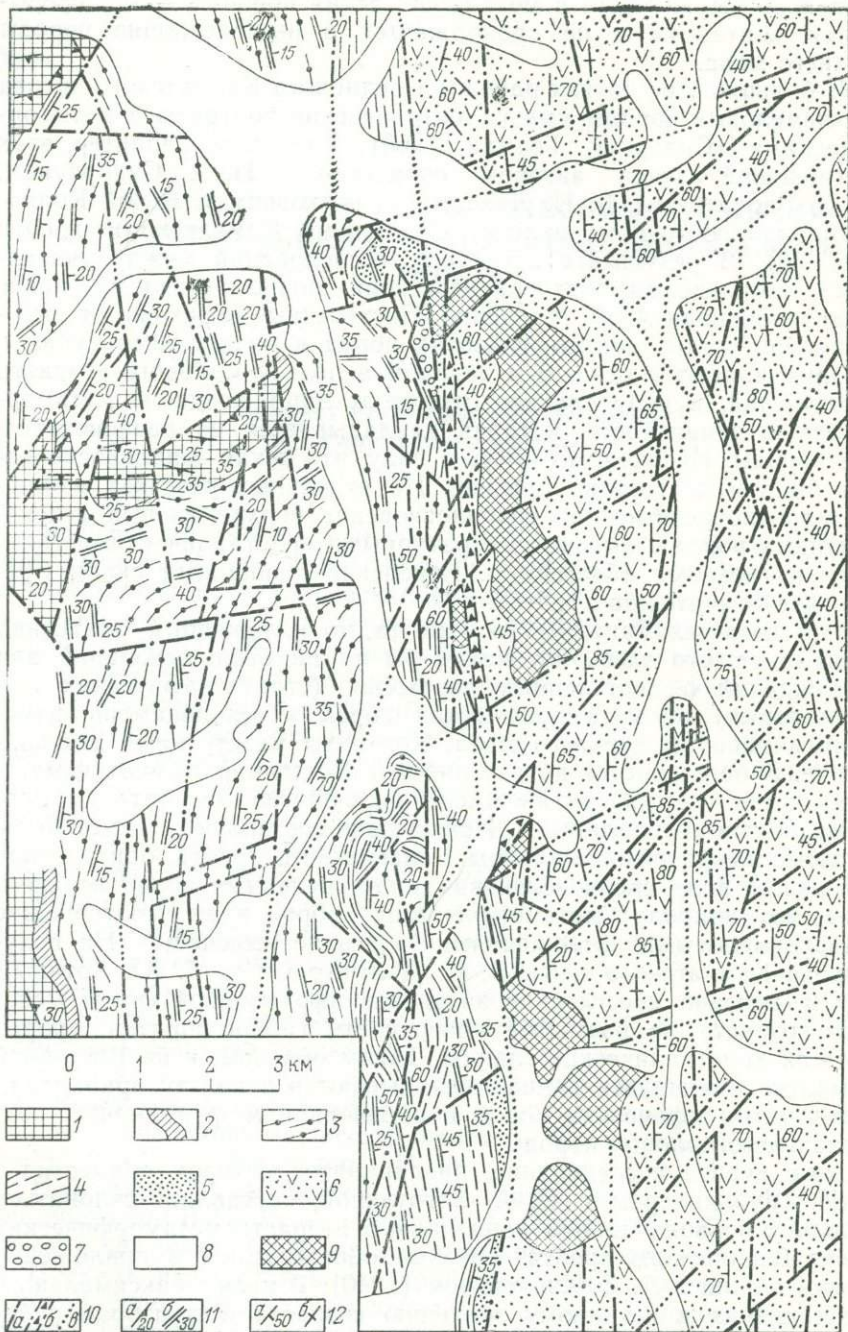
Наличие постепенных стратиграфических переходов от верхнемеловых пород к метаморфическим оспаривается многими геологами, проводившими исследования в Срединном Камчатском хребте (А. Ф. Марченко, И. А. Сидорчук, В. Н. Лукьянов, М. И. Горяев, Ю. А. Альбов и др.). Наиболее убедительные данные получены В. Н. Лукьяновым, И. А. Сидорчуком, Ю. В. Бархатовым в северной части массива метаморфических пород. В хребте Перкала ими установлено трансгрессивное налегание верхнемеловых пород на филлиты и зеленые сланцы хейванской и химкинской свит. В гальке конгломератов и осадочных брекчий преобладают подстилающие метаморфические породы. Сланцеватость,

прекрасно выраженная в метаморфических породах, резко прерывается контактом и не продолжается в вышележащие породы верхнего мела.

В большинстве других районов Срединного Камчатского хребта верхнемеловые породы имеют тектонические контакты с метаморфическими (Сидорчук, Герман, 1968). Типичный характер этих соотношений изучен автором совместно с И. А. Сидорчуком, Ю. В. Бархатовым, Р. И. Деколядо в верховьях р. Лево́й Колпаковой на восточном склоне Срединного Камчатского хребта (рис. 30). В результате детальных исследований между указанными комплексами подтверждена зона шовного разлома, ранее откартированная А. Ф. Марченко. Постепенные переходы от высокотемпературных метаморфических пород к низкотемпературным, которые являются основным доводом в пользу молодого возраста метаморфид, в ряде случаев отражают лишь позднюю метаморфическую зональность, которая накладывается на разновозрастные породы. Необходимо иметь в виду, что такая зональность может быть и достаточно древней. На отдельных участках наблюдается непосредственное соприкосновение верхнемеловых зеленокаменных пород с высокотемпературными кристаллическими сланцами и гнейсами (бассейн р. Воровской — западный склон Срединного Камчатского хребта).

Что касается Ганальского хребта, то изложенный материал показывает, что здесь нет каких бы то ни было оснований для утверждений о постепенных переходах (стратиграфических или фациальных) от метаморфических пород к зеленокаменно-измененным породам верхнего мела. Контакты между ними тектонические. В большинстве других районов Восточной Камчатки метаморфические породы также имеют дизъюнктивные контакты с образованиями верхнего мела. Исключение составляют, может быть, лишь метаморфические сланцы Валагинского хребта, образующие небольшие поля среди зеленокаменно-измененных пород верхнего мела, но природа метаморфических пород и их соотношение с верхнемеловыми отложениями здесь не выяснены. На полуострове Камчатского мыса Б. К. Долматовым и М. Ю. Хотиным (1969) описано несогласное залегание африканской свиты мелового возраста на размытой поверхности габбро-норитов, прорывающих кристаллические сланцы. Таким образом, и на Восточной Камчатке имеющиеся данные складываются в пользу принадлежности метаморфических пород к образованиям фундамента, подстилающего меловые породы.

Уже первое исследование, предпринятое автором совместно с В. И. Шульдинером и И. А. Загрузиной, заставляет склониться в пользу первоначальной концепции о возрасте метаморфических пород Ганальского хребта, впервые обоснованной в приложении к этим породам Д. С. Харкевичем (1940). В целях максимального приближения к истинному значению возраста был избран рубидиево-стронциевый метод, дающий менее искаженные результаты в сравнении с калий-аргоновым вследствие меньшей подвижности



1 100
10 100 100

20 30

50 60

изотопов рубидия и стронция. Для анализа была отобрана наименее измененная порода из штока субвулканических плагиогранит-порфиров, интрузирующих стеновую серию (образец 3454—место отбора пробы показано на рис. 4). Этот анализ показал 487 млн. лет (содержание г/г: $Rb^{87}=0,280 \cdot 10^{-4}$, $Sr^{87}=0,1897 \cdot 10^{-6}$; $\lambda_{Rb}=0,139 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, аналитик И. А. Загрузина). Эта цифра может рассматриваться как верхний возрастной предел стеновой серии. Принимая во внимание возможность омоложения (калий-аргоновый возраст той же породы составил 60 млн. лет — табл. 27) и определенный разрыв во времени между осадконакоплением и метаморфизмом, возраст стеновой серии не может быть датирован более определенно, нежели протерозой — ранний палеозой.

Это позволяет с достаточной определенностью принять докембрийский возраст более древней ганальской серии. Таким образом, получено новое свидетельство наличия древнего кристаллического фундамента в основании верхнемезозойских геосинклинальных образований Восточной Камчатки, подобно тому, как это имеет место и в других краевых структурах Тихоокеанского подвижного пояса (Шульдинер, 1973).

Возраст кристаллических пород Вахталкинского блока определен только калий-аргоновым методом. Результаты этих определений дали большой разброс значений (см. табл. 27). Наиболее молодые из них группируются в два узких интервала: 88—95 и 60—69 млн. лет, которые фиксируют, возможно, время позднемелового зеленокаменного изменения и воздымание региона на рубеже позднемелового — палеогенового времени. Остальные значения более или менее равномерно распределены в интервале 120—314 млн. лет, что отражает разные стадии потерь радиогенного аргона в процессе ретроградных изменений древних пород.

В свете изложенных выше данных о соотношении ганальской серии и гранулитового комплекса представляется вероятным длительный перерыв, разделявший формирование обоих комплексов и сопровождавшийся эрозией гранулитового комплекса, глубина

Рис. 30. Соотношение метаморфических пород с зеленокаменными образованиями верхнего мела в верховьях рек Левого Колпаковой — Озерной Камчатки (Срединный Камчатский хребет) (по данным автора, И. А. Сидорчука, Ю. В. Бархатова, Р. И. Деколядо, Я. В. Илечко).

1—5 — метаморфические породы: 1 — камчатская серия (кристаллические сланцы и плагиогнейсы), 2 — андриановская свита (плагиоклаз-амфиболовые сланцы), 3—4 — хейванская свита (3 — метапесчаники, 4 — филлиты), 5 — химкинская свита (кварцево-хлоритовые, биотит-альбит-актинолитовые сланцы); 6 — ирунейская свита верхнего мела (зеленокаменные кремнисто-вулканогенные породы); 7 — кайнозойские отложения; 8 — рыхлые четвертичные отложения; 9 — габбро, пироксениты, оливиниты; 10 — разломы: а—б — прослеженные в коренных породах (а — с маломощными зонами тектонических брекчий и не сопровождающиеся тектоническими брекчиями; б — сопровождающиеся мощными зонами тектонических брекчий); в — предполагаемые под рыхлыми четвертичными отложениями; 11 — элементы залегания в метаморфических породах (а — сланцеватости, б — полосчатости, слоистости); 12 — элементы залегания слоистости в породах верхнего мела (а — с наклонными углами падения, б — с вертикальными углами падения)

К-Аг возраст пород Ганальского хребта (анализы выполнены Э. С. Овчарком)

№ образца	Порода	Возраст, млн. лет	Содержание К, %
1	2	3	4
<i>Метаморфические породы ганальской серии</i>			
3497	Биотитовый плагиогнейс	69	1,50
3470/28	Гранат-биотитовый плагиогнейс	188	1,46
3498/7	Биотитовый плагиогнейс	94	1,54
Щ-853 в	Двуслюдяной плагиогнейс	88	1,53
3524/20	Амфиболит	95	0,61
Щ-853а	Амфиболит	95	0,61
31-1	Амфиболит	65	0,19
Щ-910	Плагиогранит (гнейсогранит)	65	1,33
<i>Метаморфические породы гранулитового комплекса</i>			
3521/13	Биотит-гранатовый плагиогнейс	288 и 188	1,49
3521/12а	Биотит-гиперстеновый гнейс	172	1,29
3521/28	Высокоглиноземистый сланец	120	2,89
Щ-955	Высокоглиноземистый гнейс	121	5,03
3521/18	Гранат-гиперстен-кордиеритовый плагиогранит	138	1,05
<i>Габбро-нориты Юрчикского массива</i>			
Щ-814ж		314 и 270	0,43
Щ-815г		298	0,16
Щ-815в		234	0,24
Щ-815д		93	0,22
<i>Плагиогранит-порфиры, интрузирующие стеновую серию</i>			
3454		60	0,47
<i>Толща филлитов (к северу от Ганальского выступа)</i>			
6736	Филлит	157	3,05

Примечание. Образцы с индексом Щ из коллекции С. А. Щеки,

которой, по петрологическим данным, превышает 15—20 км. Если учесть к тому же идентичность гранулитов Ганальского хребта древнейшим образованием Восточной Азии, раннеархейский возраст гранулитового комплекса следует признать наиболее вероятным.

История геологического развития

Метаморфические породы, обнаженные в современной структуре Ганальского выступа, заключают в себе информацию, охватывающую огромный промежуток времени, и геологическая исто-

рия региона может быть восстановлена лишь фрагментарно. Тем не менее, особенности геологического развития проливают свет на важные стороны эволюции тектонического режима и развития структуры земной коры.

Особенности пород гранулитового комплекса позволяют связывать его формирование с древнейшей эпохой в истории развития земной коры, специфика тектонического режима которой широко обсуждается в настоящее время в отечественной литературе (Павловский, 1962; Марков, 1962; Салоп, 1964, 1973; Лазько, 1964; Дзевановский, Миронюк, 1968; Смирнов и др., 1970; Глуховский, Павловский, 1973; Рудник, Соботович, 1973 и др.). Большинство исследователей полагает, что тектонический режим этого времени характеризует особую стадию развития земной коры, предшествующую ее разделению на платформенные и геосинклинальные области. В это время земная кора еще не была разделена на обособленные блоки вследствие отсутствия глубинных разломов (Белоусов, 1966). В. К. Рудник и Э. В. Соботович (1973) полагают, что земная кора изначально была обогащена радиоактивными элементами, обусловившими высокий тепловой поток, и щелочами.

Накопленный огромный фактический материал показывает, что тектонические условия в раннем архее не оставались постоянными, а характеризовались направленным изменением во времени. А. М. Смирнов и др. (1970), В. И. Шульдинер (1973), анализируя особенности строения раннеархейских толщ Восточной Азии, указывают на сокращение вверх по разрезу роли основных кристаллических сланцев и на усиление процессов осадочной дифференциации, что привело к широкому распространению в верхних частях разрезов раннеархейских комплексов продуктов совершенной осадочной дифференциации (глиноземистых сланцев, кварцитов, мраморов). Эта особенность разрезов нижнеархейских отложений хорошо увязывается с петрологическими данными, свидетельствующими о большей глубинности гранулитовых комплексов основного состава (Маракушев, 1965; Кудрявцев, 1966). Сокращение вверх по разрезу роли основных кристаллических сланцев и увеличение мощности гнейсовых толщ свидетельствует об ослаблении вулканической деятельности и о все большем значении терригенного осадконакопления, столь слабо проявленного на заре архейской эры (Шульдинер, 1973).

Преобладание в разрезе гранулитового комплекса Ганальского хребта гнейсов и глиноземистых сланцев, принадлежность кристаллических пород к алданской субфации глубинности, развитие процессов глубинной гранитизации — эти признаки позволяют с большой надежностью сопоставлять гранулитовый комплекс с алданским комплексом Сибирской платформы, формирование которого относится к той стадии ранней истории Земли, когда оформились первые поднятия, поставившие обломочный материал в огромные плоские ванны раннеархейских бассейнов седиментации, заполнявшиеся преимущественно терригенными осадками.

Накопившиеся осадки большой мощности были в дальнейшем метаморфизованы в условиях высоких температур и большой глубинности. Метаморфизованные в гранулитовой фации породы создали первичный «гранитный» слой земной коры, покрывавший огромные территории. Фрагменты его обнажены сейчас в пределах подвижных зон Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса на территории Омолонского, Охотского и Тайгоносского массивов. Представляется маловероятным, чтобы этот слой заканчивался в районе современного берега Тихого океана. Вслед за В. В. Белоусовым (1962, 1966) автор полагает, что в районе, занятом современными водами Тихого океана, располагалась обширная территория с сиалической корой, которая впоследствии испытала кардинальную перестройку.

Соотношение гранулитового комплекса с ганальской серией наводит на мысль о глубокой эрозии, предшествовавшей осадконакоплению «ганальского» времени, величина которой по петрологическим данным превышает 15—20 км. Это значительно больше глубины эрозионного среза за один цикл в фанерозойских геосинклиналях, что, вероятно, отражает длительный перерыв, разделяющий время консолидации гранулитового комплекса и последующего осадконакопления ганальской серии. Так как имеющиеся данные позволяют считать временем накопления осадков стеновой серии протерозой — ранний палеозой (без большего уточнения), период осадконакопления ганальской серии следует относить к докембрию. По формационному набору образования ганальской серии характеризуют уже, вероятно, геосинклинальную стадию развития, в процессе которой формировались основные вулканиты, туфы и терригенные породы. Осадконакопление происходило в условиях морского бассейна, в котором, помимо перечисленных отложений, накапливались также известняки, кварциты, в том числе обогащенные железом и марганцем (гранат-магнетитовые кварциты, магнетитовые гранатиты). Любопытно, что состав фундамента не сказывается на геохимической специфике отложений ганальской серии, которая характеризуется недосыщенностью калием; особенно это относится к амфиболитам, которые по химизму соответствуют толеитовым базальтам. Последнее обстоятельство позволило О. М. Розену и М. С. Маркову (1973) высказать предположение о соответствии ганальской серии меланократовому фундаменту островных дуг, являющемуся, по мнению М. С. Маркова, метаморфизованной океанической корой. Орогенный этап характеризовался внедрением плагиогранитов и региональным метаморфизмом. Спецификой складчатых дислокаций является образование структур типа гнейсовых куполов, вообще очень характерных для докембрийских комплексов (Салоп, 1971; Павлова, 1972).

Этот стиль дислокаций отчетливо проявляется и в колпаковском комплексе Срединного Камчатского хребта. В поле силы тяжести отчетливо читается цепочка купольных структур, образующих гнейсовый овал, длинная ось которого превышает 200 км.

Многие исследователи обращали внимание на резкое несоответствие литологии метаморфических пород Срединного Камчатского и Ганальского хребтов. М. М. Лебедев (1969) выделил их в самостоятельные метаморфические зоны и сопоставил эти зоны с парными метаморфическими поясами А. Миаширо (Miyashiro, 1961). Метаморфические породы, обнаженные в пределах Восточной Камчатки и преобразованные в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций (Хавывенская возвышенность, полуостров Камчатского Мыса, полуостров Озерной, Валагинский хребет), близки по литологии к образованиям ганальской и стеновой серий. Возрастным аналогом ганальской серии в Срединном Камчатском хребте, по-видимому, является колпаковская серия, но в отличие от ганальской серии, преобладающими породами которой являются амфиболиты, в колпаковской серии резко преобладают слюдяные и глиноземистые плагиогнейсы. То же самое относится и к более высоким частям разреза метаморфических пород Срединного Камчатского хребта. Вулканизм здесь спорадически проявлялся, но был явно подавлен терригенным осадконакоплением.

Такое резкое различие литологии метаморфических образований по обе стороны от современной Центрально-Камчатской депрессии может указывать на то, что уже с появлением первых геосинклиналей на территории Камчатки резко разграничились две области, два пояса, один из которых — Восточный — характеризовался высокой вулканической активностью, другой — Западный — подавленным вулканизмом и преимущественно терригенным осадконакоплением. Длительное направленное развитие, сохраняющееся в разновозрастных этапах складчатости, трудно интерпретировать иначе, как обусловленное зоной глубинного долгоживущего разлома, разграничивающего синхронно развивающиеся области и контролирующего магматическую деятельность.

Промежуток времени между консолидацией ганальской серии и осадконакоплением стеновой серии, по-видимому, также является временем длительного перерыва и эрозии. Вероятно, к этому промежутку времени относится внедрение габбро-норитов.

Набор породных ассоциаций стеновой серии позволяет объединить их в контрастную диабаз-альбитофировую формацию, по классификации Т. И. Фроловой (1970). Контрастная формация имеет тенденцию к смене вверх по разрезу терригенно-вулканогенной. Однако нет оснований думать, что первая развита локально, только в Ганальском хребте. Обнаженные в пределах Хавывенской возвышенности метаморфические породы, насколько может судить автор, аналогичны метаморфическим сланцам стеновой серии. Предполагаемая область развития образований стеновой серии показана на рис. 1. Как полагает Т. И. Фролова (1970), формирование контрастных серий происходит на коре сиалического типа. Это может служить косвенным подтверждением того, что к моменту накопления осадков стеновой серии в районе Восточной Камчатки была повсеместно сформирована

сиалическая кора. Аналогом стеновой серии в Японии являются, скорее всего, вулканиты супергруппы Ёсиногава зоны Самбагава, включающие кислые метавулканиты — так называемые гнейсы Обокэ («Геол. развит. Яп. о-вов», 1968). В протерозойских формациях древних платформ метаморфические серии, включающие кислые метавулканиты и кианитовые кварциты, распространены достаточно широко.

Орогенный этап характеризовался региональным метаморфизмом, отличавшимся от более древнего «ганальского» метаморфизма четкой зональностью, повышенной глубинностью и щелочностью. Для складчатых структур характерен региональный северо-западный план простираций. В это время происходит усложнение древней структуры ганальской серии и формирование основной массы бластомилонитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ полученных материалов позволяет сделать следующие основные выводы.

Метаморфические породы Ганальского выступа представляют фрагмент фундамента верхнемезозойских геосинклинальных образований.

В составе фундамента выделяется три разновозрастных метаморфических комплекса: гранулитовый комплекс — предположительно ранний архей; ганальская серия — докембрий; стеновая серия — возраст ее не может быть определен более конкретно, нежели протерозой — ранний палеозой. Кристаллические образования гранулитовой фации на территории Камчатки выявлены впервые и выделены в самостоятельный комплекс, сопоставляемый с алданским Сибирской платформы. В составе комплекса преобладают породы сиалического профиля. Прогрессивный метаморфизм протекал в условиях большой глубинности (алданская субфация), а по температурам относится к одной из самых высоких ступеней гранулитовой фации — гиперстен-кордиерит-ортоклазовой. Он завершился формированием глубинных гранитоидов фации гиперстеновых гнейсов.

Между образованиями гранулитового комплекса и вышележащей ганальской серии установлен резкий скачок метаморфизма, что позволяет предполагать глубокую эрозию гранулитового комплекса, предшествовавшую осадконакоплению ганальской серии. Гранулитовый комплекс является фундаментом для древних геосинклинальных образований ганальской и стеновой серий.

Ганальская серия представлена вулканогенно-терригенно-карбонатной формацией. Прогрессивный метаморфизм протекал в условиях относительно малоглубинной амфиболитовой фации при низкой щелочности. Особенностью пликативных дислокаций является образование структур типа гнейсовых куполов. Кристаллические породы раннего этапа метаморфизма испытали два этапа наложенных метаморфических преобразований.

Стеновая серия представлена главным образом метавулканитами, образующими контрастную диабаз-альбитофировую формацию. Метаморфизм характеризуется зональностью, повышенной глубинностью и щелочностью по сравнению с более древним мета-

морфизмом «ганальского» времени. В процессе метаморфизма происходит усложнение древней структуры ганальской серии.

Таким образом, метаморфические породы Ганальского выступа претерпели сложную геологическую эволюцию, ранняя часть которой идентична докембрийскому этапу развития древних платформ. Представления о прогрессирующем разрастании материков за счет переработки океанической коры в кору сиалического типа не находят себе подтверждения на примере Камчатки. Участие существенно кислых и глиноземистых образований гранулитовой фации в фундаменте подвижных зон показывает, что уже в глубоком докембрии в области современного берега Тихого океана сформировалась сиалическая кора и что подвижные зоны имеют эпиконтинентальное энсиалическое происхождение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Базовкина И. Г., Люстих Т. Е., Резанов И. А.* Строение земной коры континентов по сейсмическим данным.— В кн.: Итоги науки и техники. Общая геология. Т. 4. М., Изд-во ВИНТИ, 1972. 136 с.
- Байков А. И., Марченко А. Ф.* К вопросу о рудоносности допалеогеновых вулканогенных формаций Камчатки.— В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан, 1967, с. 164—171.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966. 123 с.
- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968. 255 с.
- Богданович К. И.* Очерк деятельности Охотско-Камчатской горной экспедиции 1895—1898 гг.—«Изв. ИРГО», 1899, т. 35, вып. 6, с. 549—600.
- Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969. 246 с.
- Власов Г. М.* Основные черты геологического строения территории и ее районирование.— В кн.: Геология СССР. Т. XXXI. М., 1964, с. 46—54.
- Геологическое развитие Японских островов.* М., «Мир», 1968. 719 с.
- Геология СССР.* Т. XXXI. М., «Недра», 1964. 733 с.
- Герман Л. Л.* Метаморфические породы гранулитовой фации в Ганальском хребте Камчатки.—«Докл. АН СССР», 1973, т. 209, № 3, с. 680—682.
- Герман Л. Л.* Структурное положение гранулитов Ганальского хребта Камчатки.—«Сов. геология», 1975, № 7, с. 118—126.
- Герман Л. Л., Мельникова С. А.* Кристаллические сланцы полуострова Озерного (восточное побережье Камчатки).— В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 246—249.
- Герман Л. Л., Шульдинер В. И.* Эволюция метаморфических процессов в Ганальском хребте Камчатки.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 181—183.
- Герман Л. Л., Шульдинер В. И., Шека С. А.* Метаморфические комплексы Ганальского хребта на Камчатке.—«Изв. АН СССР, серия геологическая, 1976, № 2, с. 25—35.
- Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария.* М., «Наука», 1971. 392 с. Авт.: П. Н. Кропоткин, Б. М. Валяев, Р. А. Гафаров и др.
- Глубинное строение структурных зон Камчатки.*—«Сов. геология», 1975, № 2, с. 67—80. Авт.: В. К. Утрасин, С. Т. Балеста, Э. Н. Эрлих, Г. И. Аносов, Л. Л. Герман, А. Е. Шанцер.
- Глубинное сейсмическое зондирование земной коры Сахалино-Приморско-Хоккайдской зоны.*— М., «Наука», 1971. 286 с.
- Глуховский М. З., Павловский Е. В.* К проблеме ранних стадий развития Земли.—«Геотектоника», 1973, № 2, с. 3—7.
- Гнибиденко Г. С.* Метаморфические комплексы в структуре северо-западного сектора Тихоокеанского пояса.— В кн.: Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., 1968, с. 110—129.
- Гранулитовая фация метаморфизма.* Л., «Наука», 1972. 256 с. Авт.: Г. М. Другова, В. А. Глебовицкий, Л. П. Никитина, Л. А. Прияткина, Л. В. Климов.

- Дзевановский Ю. К., Миронюк Е. П.* Эволюция древних подвижных областей востока СССР.— В кн.: Оrogenические пояса. М., 1968, с. 94—100.
- Добрецов Н. Л.* Низкотемпературные метасоматические процессы и региональный эпигенез.— В кн.: Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., 1972, с. 224—257.
- Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В.* Фации регионального метаморфизма умеренных давлений.— М., «Недра», 1972. 286 с.
- Долматов Б. К., Хотин М. Ю.* Формирование допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова Камчатский Мыс.— «Сов. геология», 1969, № 7, с. 86—96.
- Дьяков Б. Ф., Тимофеев Б. В.* О возрасте метаморфических пород полуострова Итох Э. П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация Камчатка.— «Труды ВНИГРИ», геол. сборник, 2, 1956, вып. 95, с. 165—170. высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, 1965. 139 с.
- Кицул В. И., Березкин В. И.* Новый вариант диаграммы p_3 — $\mu\text{H}_2\text{O}$ для бедных кальцием ортоклаз- и мусковитсодержащих высокоглиноземистых метаморфических пород с избытком SiO_2 . «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 3, с. 685—688.
- Коржинский Д. С.* Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.— «Труды ИГН АН СССР, петрографическая серия», № 5, 1940, вып. 12, с. 1—99.
- Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.
- Кориковский С. П.* Метаморфизм, гранитизация и постметаморфические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М., «Наука», 1967. 298 с.
- Кудрявцев В. А.* О стратиграфии и тектонике архея верховьев рек Тимптона и Гонама (Южная Якутия).— «Геология и геофизика», 1966, № 4, с. 54—63.
- Кузнецов Ю. А.* Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа.— В кн.: Материалы по геологии Западной Сибири, Томск, 1941, № 15.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.
- Кулиш Е. А.* Кварциты архея в южной части Алданского щита.— Магадан, Изд-во ДВФ СО АН СССР, 1964. 117 с.
- Лазько Е. М.* К характеристике архейского и протерозойского этапов в истории земной коры на примере докембрийских комплексов Евразии.— В кн.: Геология докембрия. М., 1964, с. 31—42.
- Лебедев М. М.* Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки.— «Сов. геология», 1967, № 4, с. 57—69.
- Лебедев М. М.* Два типа метаморфических зон и их взаимоотношения (на примере Камчатки).— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала, кн. 5. Свердловск, 1969, с. 98—104.
- Лебедев М. М., Бондаренко В. Н.* К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических пород Центральной Камчатки.— «Сов. геология», 1962, № 11, с. 98—105.
- Лутц Б. Г.* Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М., «Наука», 1964. 124 с.
- Лутц Б. Г.* Изучение состава верхней мантии и глубинных зон континентальной коры.— «Вестник АН СССР», 1971, № 6, с. 45—52.
- Лутц Б. Г.* Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1974. 304 с.
- Маракушев А. А.* Парагенезисы пересыщенных глиноземом архейских кристаллических сланцев Алданского щита.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 265—282.
- Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. 327 с.
- Маракушев А. А.* Устойчивость альмандина и его парагенезисов.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., 1970, с. 17—32.
- Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А.* Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971. 134 с.

Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита).—«Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол.», 1962, вып. 5, с. 70—76.

Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., «Наука», 1975. 232 с.

Марченко А. Ф. О стратиграфическом положении метаморфизованных эффузивных и пирокластических пород Среднего Камчатского хребта.—В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1964, вып. 17, с. 88—93.

Марченко А. Ф. К вопросу о существовании на Камчатке массивов доверхнемеловых метаморфических пород.—В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968, с. 21—23.

Марченко А. Ф., Мельникова С. А., Сляднев Б. И. Регрессивный метаморфизм в метаморфических породах Хавывенской возвышенности на Камчатке.—Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1969, с. 495—496.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. М., «Мир», 1971, 328 с.
Метаморфизм в Восточно-Камчатском антиклинории (на примере Ганальского хребта).—В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 178—180. Авт.: И. А. Тарарин, Д. А. Бабушкин, Я. В. Илечко, М. М. Лебедев.

Мокроусов В. П. Стратиграфия домеловых отложений Камчатки.—В кн.: Материалы межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Оха, 1959. М., 1961, с. 16—27.

Павлова Т. Г. Гранито-гнейсовые купола и их развитие во времени.—«Геотектоника», 1972, № 4, с. 39—47.

Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.—«Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, серия геол.», 1962, вып. 5, с. 77—108.

Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., «Наука», 1973. 318 с.

Половинкина Ю. И. О происхождении кордиритовых гранитов — бердичевский «гранит» Украины.—«Труды ВСЕГЕИ, нов. серия», 1963, т. 98, с. 174—193.

Равич М. Г., Климов Л. В., Соловьев Д. С. Докембрий Восточной Антарктиды. М., «Недра», 1965. 470 с.

Раген Э. Плутонические породы. М., «Мир», 1972. 255 с.

Розен О. М., Марков М. С. О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки).—«Геотектоника», 1973, № 4, с. 27—39.

Рудник В. К., Соботович Э. В. Ранняя история Земли. Л., «Наука», 1973. 23 с.

Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли.—В кн.: Геология докембрия. М., 1964, с. 16—30.

Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола.—«Бюл. Моск. общ-ва испыт. природы, отд. геол.», 1971, т. 46, вып. 4, с. 5—30.

Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973. 309 с.

Сидорчук И. А., Герман Л. Л. О взаимоотношениях фаунистически охарактеризованных верхнемеловых отложений с метаморфическими образованиями проблематичного возраста (на примере Ганальского хребта).—В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР. Владивосток, 1968, с. 23—24.

Смирнов А. М. О структурном положении и возрасте метаморфических толщ Камчатки и Сахалина.—В кн.: Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М., 1964, с. 55—78.

Смирнов А. М., Шульдинер В. И., Фалькин Е. М. Архей юго-востока Сиби-

ри и прилегающих районов и некоторые закономерности развития земной коры на ранних этапах.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 3. М., 1970, с. 156—163.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд-во Львовского университета, 1949. 331 с.

Старков Г. Н. Петрография и рудоносность кортландитовых комплексов Южной Камчатки.— Автореферат канд. диссертации. Владивосток, 1971. 22 с.

Уэйджер Л. Р., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., «Мир», 1970. 552 с.

Фролова Т. И. Геосинклиальный вулканизм. Некоторые проблемы размещения и происхождения вулканогенных формаций (на примере вост. склона Южн. Урала).— Автореферат докт. диссертации. М., Изд-во Московского ун-та, 1970. 31 с.

Харкевич Д. С. Геолого-петрографические наблюдения в Ганальских Востряках.— «Труды Камчатской комплексной экспедиции 1936—1937 гг.» М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940, вып. 1, с. 65—84.

Харкер А. Метаморфизм. М., Металлургиздат, 1937. 367 с.

Хлестов В. В. Амфиболитовая фация. Общие вопросы характеристики фации.— В кн.: Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., 1972, с. 96—111.

Шульдинер В. И. Кварц-кордиеритовые симплектиты в архейских породах Северо-Восточного Забайкалья.— «Изв. АН СССР, серия геологическая», 1966, № 12, с. 60—73.

Шульдинер В. И. Докембрий на севере Тихоокеанского кольца. Новосибирск, «Наука», 1973. 172 с.

Щека С. А. О гранатовых «эклогитах» и «гнейсах» метаморфических выступов Камчатки.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 212—214.

Chinner G. A. Almandine in thermal aureoles.— «J. Petrol.», 1962, vol. 3, N 2, p. 316—340.

Eskola P. On the granulites of Lapland.— «Amer. Journ. Sci.», Bowen vol., 1952, pt. 1, p. 133—171.

Groves A. W. The charnockite series of Uganda.— «Quart. J. Geol. Soc.», London, 1935, N 362, p. 150—207.

Lebedev M. M., Tararin I. A., Lagovskaya E. A. Metamorphic zones of Kamchatka as an example of the metamorphic assemblages of the inner part of the Pacific belt.— «Tectonophysics», 1967, vol. 4, N 4—6, p. 446—461.

Miyashiro A. Regional metamorphism of the Gosaisyo-Takanuki district in the Central Abukuma Plateau.— «J. fac. Sci. Univ.», Tokyo, 1958, sec. II, vol. II, pt. 2, p. 219—272.

Miyashiro A. Evolution of metamorphic belts.— «J. Petrol.», vol. 2, N 3, 1961, p. 277—311.

Seitsaari I. A blue-green hornblende and its genesis from the Tampere schist belt, Finland.— «Bull. Comm. geol. Finl.», 1953, N 159, p. 83—98.

Shido F. Plutonic and metamorphic rocks of the Nakaso and Iritono district in the central Abukuma Plateau.— «J. fac. Sci. Univ.», Tokyo, 1958, sec. II, vol. II, pt. 2, p. 131—217.

Subramanian A. P. Charnockites of the type area near Madras.— «Amer. Journ. Sci.», 1959, vol. 257, N 5, p. 321—353.

Tilley C. E. Contact metamorphism in the Comrie area of the Perthshire highlands.— «Quart. j. Geol. Soc.», 1924, London; 80, p. 22—70.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
<i>Основные черты геологического строения Ганальского выступа метаморфических пород</i>	5
<i>Стеновая серия</i>	14
Стратифицирующиеся образования	14
Петрография метаморфических пород	20
Интрузивные породы	26
Дислокационная структура	28
Основные особенности метаморфизма образований стеновой серии	30
<i>Ганальская серия</i>	35
Стратифицирующиеся образования	36
Петрография кристаллических пород	42
Интрузивные породы	54
Основные особенности раннего метаморфизма	61
Особенности поздних метаморфических преобразований кристаллических пород	63
Структурные соотношения ганальской и стеновой серий	67
<i>Гранулитовый комплекс</i>	70
Стратифицирующиеся образования	70
Петрографическая характеристика пород	72
Некоторые особенности структур и минералов	84
Мигматиты и гранитоиды фации гиперстеновых гнейсов	87
Термодинамические условия метаморфизма	92
Ретроградные преобразования пород гранулитовой фации	95
Структурное положение гранулитов	98
Причины образования осложняющих складок	104
<i>Вопросы глубинного строения Ганальского выступа метаморфических пород</i>	108
<i>Основные черты геологического развития метаморфических комплексов Ганальского хребта</i>	114
Возраст метаморфических пород Ганальского хребта	114
История геологического развития	118
Заключение	123
Список литературы	125

р. 40 к.

2612

НЕДРА