



С.А. Силантьев

**МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ
ПОРОДЫ
ДНА
АТЛАНТИЧЕСКОГО
ОКЕАНА**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ
И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО

С.А. Силантьев

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ ДНА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Л.В. ДМИТРИЕВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984



4233

Силантьев С.А. **Метаморфические породы дна Атлантического океана**, — М.: Наука, 1984.

На основании петрологических и геохимических критериев систематизированы метаморфические породы океанической земной коры. Проведено сравнение океанических метабазитов и изофациальных с ними метаморфических пород офиолитовых комплексов и зеленокаменных поясов континентов. Обсуждается проблема источника вещества при метаморфизме базитов дна океана. Рассмотрена связь процессов метаморфизма внутри океанической коры с геодинамическим режимом. Показано, что в океанических областях присутствуют также метатерригенные породы, относящиеся к реликтовым фрагментам континентальной коры.

Табл. 9. Ил. 59. Библиогр. 160 назв.

Рецензенты:

Г.С. ЗАКАРИАДЗЕ, Н.Н. ПЕРЦЕВ

ВВЕДЕНИЕ

Современные представления о тектонической эволюции океанической земной коры основываются на признании главной роли процессов растяжения, господствующих в областях срединно-океанических хребтов. Такая интерпретация геотектонических условий в рифтовых зонах Мирового океана подтверждается петрологическими, геофизическими и геоморфологическими данными. Однако имеются факты, указывающие на проявления дислокационных процессов и крупных (в масштабах океанической коры) вертикальных движений, происходивших в земной коре под океанами. Прямым геологическим свидетельством проявления таких процессов является участие в строении океанической коры продуктов регионального метаморфизма. Первая находка метаморфических производных пород океанического субстрата связана с началом геологического изучения Срединно-Атлантического хребта [132]. За последнее десятилетие количество находок метаморфических пород в Мировом океане резко возросло и большая их часть приходится на Атлантический океан, в пределах которого обнаружены метабазиты, относящиеся к широкому интервалу температур и давлений. Большинство петрологов, изучающих породы океанической коры, до настоящего времени главное внимание уделяется ее магматическим образованиям, в которых запечатлена важнейшая информация об особенностях петрогенезиса в океанических областях и о составе верхней мантии под ними. В меньшей степени изучены метаморфические породы дна океана, образование которых тесно связано с эволюцией океанической коры после ее формирования в рифтовых зонах Мирового океана. Изучение петрохимических особенностей и изотопного состава метаморфических пород позволяет судить об изменениях в составе океанической коры в процессе метаморфизма и о возможных источниках вещества, участвующих в геохимической эволюции океанских базитов. Предпринятые в последние годы попытки уточнения параметров термодинамического режима метаморфизма могут позволить перевести на количественную основу оценку температур и давлений, свойственных океанической коре на различных этапах ее эволюции. Важную информацию можно получить также при определении абсолютного возраста метаморфических пород дна океана, который в ряде случаев не обнаруживает соответствия геофизическим данным. Ощутимый прогресс в изучении метабазитов дна Атлантического океана был достигнут благодаря работам У. Мелсона и Т. Ван Андела [116], А. Мияширо с соавторами [40], Э. Бонатти с соавторами [80], изучившими метаморфические образования Срединно-Атлантического хребта, а также М. Перфита с коллегами [130], которые исследовали метаморфические породы глубоководного желоба Пуэрто-Рико.

В ходе многочисленных экспедиций на научно-исследовательских судах "Михаил Ломоносов" и "Академик Курчатов" под руководством М.В. Кленовой, а затем В.М. Лаврова были собраны образцы метаморфических пород из подвижных зон Атлантического океана, которые были предложены автору для изучения. Метаморфические породы, получен-

ные в ходе 11-го рейса нис "Академик Курчатов", отбирались под руководством Т.И. Фроловой и Г.Б. Рудника. Местоположение станций судов "Михаил Ломоносов" и "Академик Курчатов", на которых были обнаружены метаморфические породы, показано на рис. 1. Точные координаты этих станций и типы метаморфических пород, обнаруженных на них, приведены в табл. 1. Кроме оригинальных материалов, автором были использованы все доступные ему публикации советских и зарубежных исследователей.

Большая часть станций, где были обнаружены метаморфические породы, расположена в пределах Срединно-Атлантического хребта и в трансформных разломах, его секущих. Именно здесь наиболее вероятны выходы коренных пород на поверхность океанического дна, так как из-за крутизны склонов рифтовой долины и бортов разломных зон осадочный чехол или маломощен, или вообще отсутствует.

В северной части Атлантического океана, здесь возможно поступление каменного материала на дно океана за счет айсбергов и плавающих льдин, для станций 184, 352 было установлено, что поднятые образцы метаморфических пород подстилались современными осадками; кроме этого, указанные станции находятся вне зоны современного распространения айсбергов. Метаморфические породы со станции К-431 также подстилались современными тепловодными осадками. Все станции, расположенные в пределах Срединно-Атлантического хребта, характеризуются набором метаморфических пород, представляющих петрологически связанные группы; между этими группами наблюдаются постепенные переходы, как, например, между мигматизированными амфиболитами и мигматит-гранитами на станциях К-1315 и К-1332. Станции 177, 1449, 1779, В-1

Рис. 1. Расположение станций судов "Академик Курчатов" и "Михаил Ломоносов", а также районов, на которых были обнаружены метаморфические породы

Хребты: I — Срединно-Атлантический, Рейкьянес; II — Северо-Атлантический; III — Южно-Атлантический. Зоны субширотных дизъюнктивных нарушений: IV — Северо-Атлантическая, V — Северо-Тропическая; VI — Экваториальная (по Кленовой, Лаврову [23]). Зона переходов от материка к океану активного типа: VII — Антильская островная дуга, VIII — островная дуга моря Скотия, IX — реликтовые погруженные структуры. Граница наибольшего распространения айсбергов в Северной Атлантике (апрель—июнь). Типы метаморфических пород: Л-177 — мигматизированные амфиболиты, метапелиты, Л-184 — мигматизированные амфиболиты, метапелиты; гранулиты и чарнокиты, Л-1779 — мигматизированные амфиболиты, Л-1449 — гранулиты, Л-319 — метапелиты, Л-238 — амфиболиты, Л-243 — гранулиты, Л-352 — амфиболиты, К-770 — метапесчаники, кварциты, К-769 — метапесчаники, кварциты, К-784 — амфиболиты, К-1332 — мигматизированные амфиболиты, чарнокиты, К-1315 — мигматизированные амфиболиты, гранулиты и чарнокиты, К-431 — гранулиты, К-432 — серпентиниты, К-441 — серпентиниты, зеленые сланцы, К-443 — серпентиниты, К-700 — глаукофановые сланцы, спилиты и зеленые сланцы, К-858 — амфиболиты и зеленые сланцы, К-864 — мигматизированные амфиболиты, метапелиты, К-896 — метапелиты, К-902 — метапелиты, К-904 — метапелиты, К-908 — мигматизированные амфиболиты, метапелиты, К-914 — амфиболиты, метапелиты, К-916 — амфиболиты, метапелиты.

Типы метаморфических пород по литературным данным:

1 — амфиболиты, зеленые сланцы [2], 2а — амфиболиты, зеленые сланцы [80], 2б и 2в — зеленые сланцы [6], 3 — ороговикованные габбро [106], 4 — амфиболиты и зеленые сланцы [20], 5а и 5б — зеленые сланцы и амфиболиты [40], 6 — зеленые сланцы [125], 7 — граниты и гранулиты [126], 8 — амфиболиты [51], 9 — микродиориты [127], 10 — зеленые сланцы [132], 11 — гранулиты [136], 12 — глаукофановые сланцы, зеленые сланцы и серпентиниты [154], 13 — зеленые сланцы [138], 14 — биотитовые гнейсы, гранодиориты [157], 15 — зеленые сланцы, серпентиниты [125], 16 — биотитовые гнейсы [147]

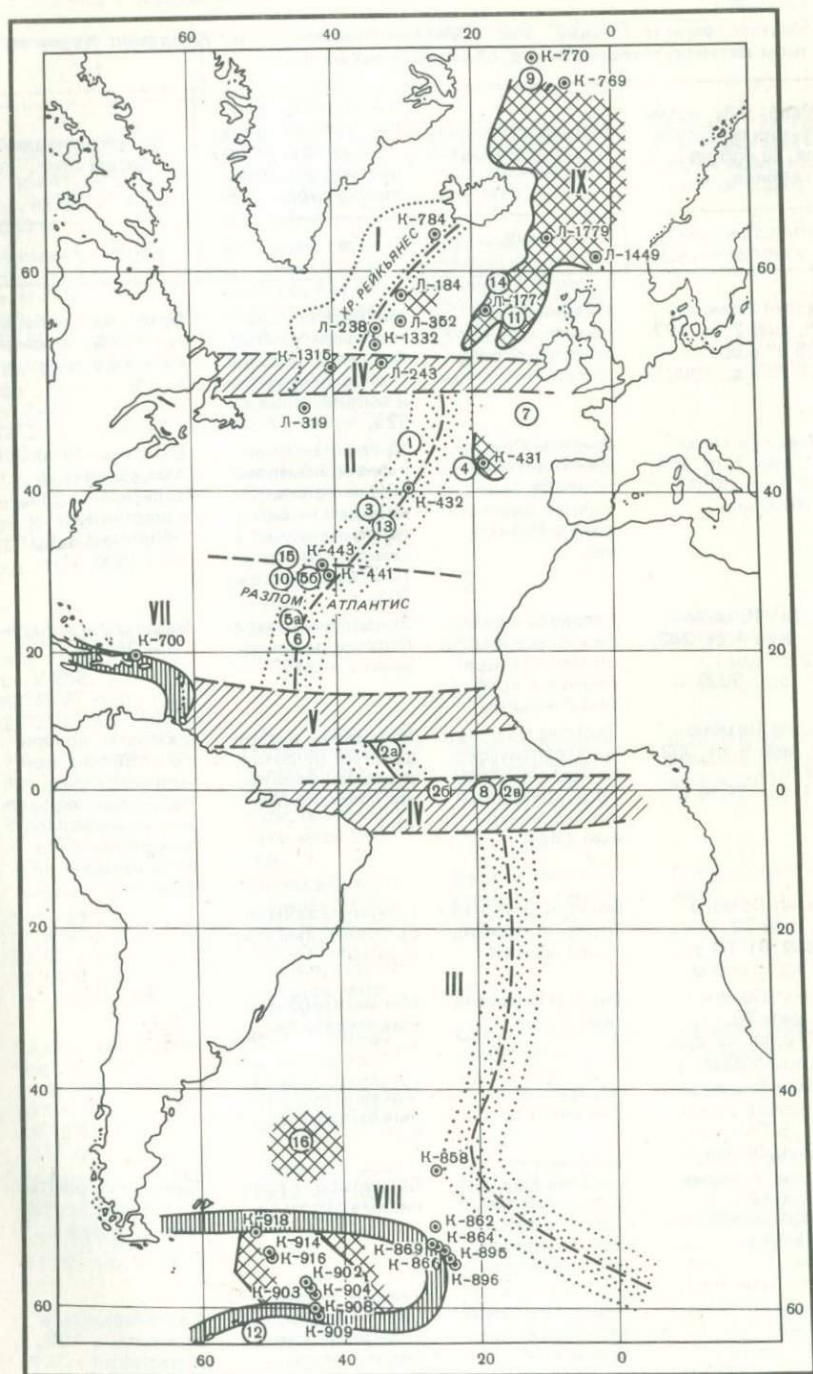


Таблица 1

Местоположение станций нис "Михаил Ломоносов" и "Академик Курчатов" и типы метаморфических пород, обнаруженных на них

Судно, рейс, номер станции опробования, ее координаты и глубина	Рельеф и структурное положение	Типы обнаруженных метаморфических пород, их процентное содержание в пробе	Сопутствующие породы
1	2	3	4
"Михаил Ломоносов", рейс 2, ст. 177, 57°25'8" с.ш., 18°28'2" з.д., 1000 м	Океаническое поднятие Ро колл, восточный склон Хаттон	Мигматизированные амфиболиты; биотит-гранатовые сланцы, кварциты и метапесчаники — 52%	Базальты и долериты — 24%, песчаники и известняки — 24,5%
"Михаил Ломоносов", рейс 2, ст. 184, 58°40' с.ш., 30°03' з.д., 1600 м	Система Срединно-Атлантического хребта, восточный фланг хребта Рейкьянес	Мигматизированные амфиболиты; метапесчаники, кварциты и биотит-гранатовые сланцы; гранулиты и чарнокиты — 40%	Базальты, базальтовые шлаки и долериты — 35%, известняки и глинистые осадки — 35%
"Михаил Ломоносов", рейс 4, ст. 243, 52°42'8" с.ш., 32°31' з.д., 3039 м	Северо-Атлантический разлом, вблизи его пересечения с хребтом Рейкьянес	Эпидотовые амфиболиты; метапесчаники — 64%	Базальты и долериты — 36%
"Михаил Ломоносов", рейс 5, ст. 352, 56°28' с.ш., 30°07' з.д., 2836 м	Система Срединно-Атлантического хребта, южная часть хребта Рейкьянес, восточный фланг	Массивные и сланцеватые эпидотовые амфиболиты; метапесчаники — 51%	Базальты, долериты и габбро; единичные обломки серпентинизированных плагиоклазовых оливинитов — 38%, известняки — 10%
"Михаил Ломоносов", рейс 22, ст. 1449, 61°10' с.ш., 2°15' з.д., 1000 м	Восточный склон Фарерско-Исландского желоба	Гранат-кордиерит-ортоклазовые гранулиты*	—
"Михаил Ломоносов", рейс 28, ст. 1779, 62°40' с.ш., 9°18' з.д., 530 м	Фарерско-Исландский порог	Мигматизированные амфиболиты*	—
"Михаил Ломоносов", рейс 28, ст. В-1, 57°45' с.ш., 8°00' з.д., 540 м	Фарерская возвышенность	Мигматизированные амфиболиты*	—
"Академик Курчатов", рейс 6, ст. К-431, 43°03' с.ш., 19°36'5" в.д., 5950 м	Впадина Пик-Дип, восточный фланг Северо-Атлантического хребта, близ гор Месяцева	Гранулиты — единичные обломки	Единичные обломки габбро; современные осадки
"Академик Курчатов", рейс 6, ст. К-432, 40°30'4" с.ш., 29°28' з.д., 3350 м	Разлом Курчатов, вблизи осевой зоны Срединно-Атлантического хребта	Серпентиниты, карбонатизированные серпентиниты — 80%	Гиалобазальты и долериты — 10%, известняки — 10%

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4
"Академик Курча- тов", рейс 6, ст. ст. К-441, 29°51'8" с.ш. 42°59'9" з.д., 3000 м	Разлом Атлан- тис, западный фланг Средин- но-Атлантическо- го хребта	Серпентиниты, ак- тинолитовые и хлоритовые слан- цы — 60%	Базальты и доле- риты — оолитовые органогенные из- вестняки — 20%
"Академик Курча- тов", рейс 9, ст. К-700, 19°51'1" с.ш., 68°27'9" з.д., 2990 м	Впадина Браун- сон, желоб Пуэр- то-Рико, Антиль- ская островная дуга	Глаукофановые сланцы, спилиты и зеленые сланцы абсолютно преоб- ладают	Базальты, оолито- вые известняки
"Академик Курча- тов", рейс 10, ст. К-770, 72°25' с.ш., 11°30' з.д., 450 м	Вершина подвод- ной горы в райо- не разломной зо- ны Ян-Майен	Кварциты и мета- песчаники	—
"Академик Курча- тов", рейс 10, ст. К-784, 62°42' с.ш., 25°40'5" з.д., 760—600 м	Западный фланг хребта Рейкьянес, северная часть, в 7 милях к запа- ду от централь- ного разлома рифта	Эпидотовые амфи- болиты; метапес- чаники	—
"Академик Курча- тов", рейс 11, ст. К-858, 48°45'2" ю.ш., 26°21'5" з.д., 4560 м	Южно-Атланти- ческий хребет	Зеленые сланцы — 57%**	Кислые пемзы, диориты
"Академик Курча- тов", рейс 11, ст. К-864, 55°09' ю.ш., 27°02'4" з.д., 7216 м	Океанический склон Южно- Сандвичева же- лоба, островная дуга моря Ско- тия	Мигматизирован- ные амфиболиты, плойчатые дву- сланцевые слан- цы. * — 70%	Шлаки базальтов, граниты, диориты, алевролиты
"Академик Курча- тов", рейс 11, ст. К-902, 59°08' ю.ш., 59°07'8" з.д., 11—23—1133 м	Возвышенность к северу от Юж- но-Оркнейского желоба, море - Скотия, остров- ная дуга моря Скотия	Двусланцевые сланцы с грана- том — 30%	Габбро; алевро- литы
"Академик Курча- тов", рейс 11, ст. К-904, 59°21' ю.ш., 44°19'8" з.д., 1524 м	Южно-Оркней- ский желоб, море Скотия, островная дуга моря Скотия	Слюдяные сланцы и метапесчани- ки** — 50%	Габбро, гранодио- риты, граниты, еди- ничные обломки серпентинитов; алевролиты
"Академик Курча- тов", рейс 11, ст. К-908, 60°13'5" ю.ш., 44°10' з.д., 5474 м	Южно-Оркней- ский желоб, мо- ре Скотия	Мигматизирован- ные амфиболиты; метапесчаники и сланцевые слан- цы — 85%**	Габбро, диориты, граниты, единич- ные обломки серпентинизиро- ванных гипер- базитов
	Впадина Неопе- лина, море Ско- тия, островная дуга моря Ско- тия	Эпидотовые амфи- болиты; слюдя- ные сланцы, мета- песчаники — 55%**	Базальты, габбро, диориты, единич- ные фрагменты гипербазитов

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4
"Академик Курчатов", рейс 11, ст. К-916, 56°29' ю.ш., 50°51' з.д., 5378—5631 м	Впадина Неопелина, море Скоттия, островная дуга моря Скоттия	Амфиболиты; метapelсаники и гравелиты — 60%**	Базальты и дациты; алевролиты
"Академик Курчатов", рейс 15, ст. К-1315, 52°29' с.ш., 40°27' з.д., 3250 м	Северо-Атлантический разлом	Мигматизированные амфиболиты; гранулиты и чарнокиты — 90%	Габбро и лейкогаббро — 10%
"Академик Курчатов", рейс 15, ст. К-1332, 54°29' с.ш., 34°00' з.д., 2806—2330 м	Восточный склон хребта Рейкьянес, вблизи его пересечения с Северо-Атлантическим разломом	Мигматизированные амфиболиты; чарнокитовые гранитоиды — 52%	Базальты, долериты, габбро — 37%, криптокристаллические известняки — 11%
"Академик Курчатов", рейс 24, ст. К-2173, 55°15'8" ю.ш., 125°17' з.д., 5400—5200 м	Южный борт разлома Хейзена, зона разломов Элтанин, южная часть Тихого океана	Роговообманковые сланцы***	—

*Образцы метаморфических пород со станций 1449, 1779 и В-1 любезно предоставлены Н.Н. Кочановым (Минералогический музей АН УССР).

**В ходе 11-го рейса нис "Академик Курчатов" образцы каменного материала отбирались под руководством Т.И. Фроловой и Г.Б. Рудника.

***Образцы любезно предоставлены Г.Л. Кашинцевым (ИО АН СССР).

и К-770 расположены в районах распространения древних субмеридиональных структур, выделенных М.В. Кленовой и В.М. Лавровым [23]. Глубины расположения этих станций невелики и колеблются в интервале от 450 м (ст. К-770) до 1000 м (ст. 177). Метаморфические породы, поднятые из желоба Пуэрто-Рико, представлены обломками, имеющими угловатую форму и относятся, по-видимому, к подводной осыпи на склоне впадины Браунсон.

В работе, посвященной гипербазитам Южно-Сандвичева желоба (его внутреннего борта), Г.Б. Рудником и Т.И. Фроловой обсуждаются критерии отнесения метаморфических пород, обнаруженных здесь, к коренным выходам и делается вывод об их эратическом происхождении [54]. С этим выводом трудно не согласиться, так как метаморфические породы составляют ничтожную часть от поднятых на внутреннем склоне Южно-Сандвичева желоба проб каменного материала (на станции К-896, например, только 2%), кроме этого, в пробах осадков, взятых на внутреннем борту Южно-Сандвичева желоба, распространены в основном минералы изверженных пород — оливин, пироксены, основной плагиоклаз, в то время как концентрация метаморфогенных минералов ничтожно мала. С другой стороны, в пробах каменного материала, поднятых с океанического склона Южно-Сандвичева желоба, преобладают метаморфические породы (например, на ст. К-864 — до 70%), а концентрации

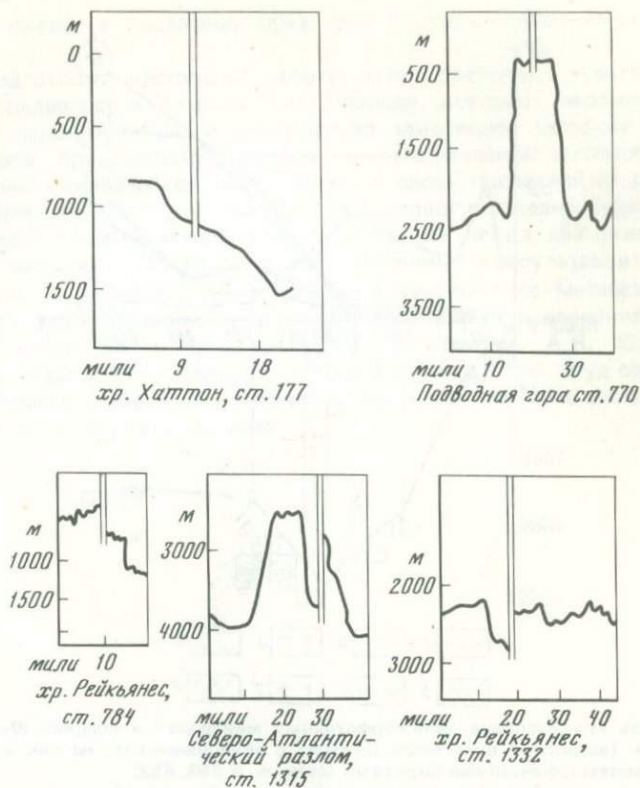


Рис. 2. Характер рельефа дна в районах расположения некоторых из изученных станций по данным эхолотных промеров

метаморфогенных минералов в пробах осадков, взятых на океаническом склоне Южно-Сандвичева желоба, достигают максимальных значений. Станции, расположенные во внутренней части островной дуги моря Скотия, относятся к участкам морского дна с резко расчлененным рельефом. Пробы каменного материала, поднятые на этих станциях, показывают высокие содержания однотипных метаморфических пород.

Таким образом, при отборе образцов для изучения использовались следующие критерии, указывающие на возможность их автохтонного происхождения, которые применялись в различных сочетаниях для каждого конкретного случая:

1. Изучались образцы, лишенные признаков айсбергового разноса: штриховки и окатанности.

2. Отбирался щебенчатый материал, подстилаемый современными (голоценовыми) осадками вне зоны современного распространения айсбергов. Можно предполагать его местное происхождение за счет поступления из обнажений на крутых склонах положительных форм рельефа океанического дна на поверхность современного осадка.

3. Отобранные для изучения метаморфические породы составляли большую часть каменного материала, поднятого с океанического дна в районы станций опробования (например, на ст. 177—52%). Следует подчеркнуть, что метаморфические породы относились к петрологически

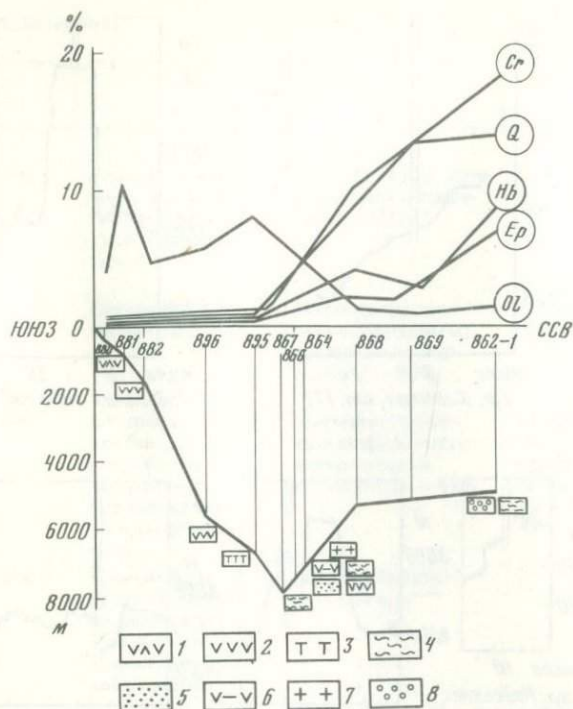


Рис. 3. Связь концентрации метаморфогенных минералов в осадках Южно-Сандвичева желоба (островная дуга моря Скотия) с обнаруженными на дне в районе тех же станций метаморфическими породами (станции К-864, 862).

1 — основные туфы; 2 — базальты; 3 — гипербазиты; 4 — слюдяные сланцы; 5 — метапесчаники; 6 — амфиболиты; 7 — гранитоиды; 8 — кварциты

связанным группам, между которыми часто наблюдались постепенные переходы.

4. В ряде случаев поднятый каменный материал представлял собой, вероятно, осыпь коренного обнажения, что подтверждается деформациями орудий сбора (например, на ст. 177, где дночерпатель попал на скальный выход пород). На этот признак коренного залегания пород на океаническом дне указывал Р. Хекиньян [105].

5. Учитывалась крутизна склонов подводного рельефа в районах отбора образцов по данным эхолотного промера (рис. 2), поскольку выходы коренных пород наиболее вероятны в условиях расчлененного рельефа океанического дна.

6. Произведена оценка концентраций метаморфогенных минералов в осадках, колонки которых были взяты в районах обнаружения метаморфических пород. Оказалось, что концентрации метаморфогенных минералов резко возрастают в районе предполагаемых обнаружений коренных пород метаморфической природы. Более того, парагенезисы метаморфогенных минералов и их распределение в осадке полностью соответствует типам метаморфических пород, обнаруженных на тех же станциях, где были взяты пробы осадков (рис. 3). Связь между содержаниями метаморфогенных минералов в осадках с подводными обнажениями метаморфических пород была установлена также для пелагиали восточной части Ин-

дийского океана и восточных предгорий Восточно-Индоканского хребта [56].

При подготовке настоящей работы автор постоянно чувствовал дружескую поддержку и помощь В.М. Лаврова, который, несомненно, был одним из эрудированных и оригинально мыслящих морских геологов. В.М. Лавров, придававший большое значение изучению метаморфических образований океанической коры, писал в своей последней книге: "Дальнейшее развитие тектонической мысли в геологии океана будет зависеть от прогресса в исследовании метаморфических пород дна океана" [30]. Большое значение для автора имели постоянные консультации с А.А. Маракушевым, чьи работы по фациальной систематике метабазитов явились теоретической основой для проведенного исследования. Особую признательность автор выражает Л.В. Дмитриеву, А.Я. Шараськину, Г.С. Закариадзе и Н.Н. Перцеву, которые взяли на себя труд ознакомиться с рукописью предлагаемой книги и чьи полезные замечания очень помогли в ее подготовке к изданию.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Площадь Атлантического океана без его шельфовых морей составляет 82,4 млн. км² и, таким образом, почти равна площади всех окаймляющих его материков (84 км²). Атлантический океан — разновозрастная гетерогенная тектоническая структура первого порядка, сформированная в ходе геологического развития Земли в результате тектонических процессов различного генезиса. Современная морфоструктура Атлантического океана обязана своим происхождением горизонтальному перемещению блоков, дифференцированным поднятиям и опусканиям коры, чередованию условий сжатия и растяжения, а также глубинным процессам [23].

В пределах подводной материковой окраины Атлантического океана кора характеризуется тем же составом и строением, что и на континентах. Здесь известны подводные обнажения древних метаморфических пород, таких, например, как кристаллические сланцы Большой Ньюфаундлендской банки и банки Флэмиш-Кап в северо-западной части Атлантического океана [128]. Общий закономерностью, установленной по геофизическим данным [11], для подводной материковой окраины является утонение гранитного слоя коры континентального типа и полное его исчезновение при переходе к ложу океана. Для Атлантического океана наиболее характерен неактивный (пассивный) тип материковых окраин, которому свойственно несогласное срезание континентальных структур береговой линией и их погружение под уровень океана. Исключением являются переходные зоны от материка к океану в районах Карибского региона и моря Скоттия. Для этих участков Атлантического океана характерно присутствие трех главных геоструктурных элементов, типичных для переходных зон активного типа (Тихоокеанский тип материковых окраин): вулканической островной дуги, сопряженного с ней глубоководного желоба и окраинного внутридугового бассейна.

В пределах ложа Атлантического океана (глубины 2500—5000 м) расположены глубоководные (абиссальные) равнины, в областях которых земная кора относится к нормальному типу океанической коры. Нормальный тип океанической земной коры характеризуется трехслойным строением: слой 1 — осадочный с мощностью 0,1—1 км, слой 2 состоит из базальтовых покровов и уплотненных осадков, его мощность — 1—2 км, и слой 3, состоящий из базальтов, габбро, серпентинитов и амфиболитов и имеющий мощность до 5 км [11]. По А. Мияширо [40], океанические впадины выстланы осадками, подстилаемыми обычно базальтовыми породами, которые, по-видимому, с глубиной переходят в метабаазальты и метагаббро, а все метаморфические породы дна океана образовались, очевидно, за счет основных и ультраосновных магматических пород. По направлению к Срединно-Атлантическому хребту абиссальные равнины становятся холмистыми и переходят во фланги горной системы Срединно-Атлантического хребта (рис. 4). Океанические поднятия занимают промежуточное положение между материками и Срединно-Атлантическим хребтом и разделяют глубоководные котловины. К наиболее крупным

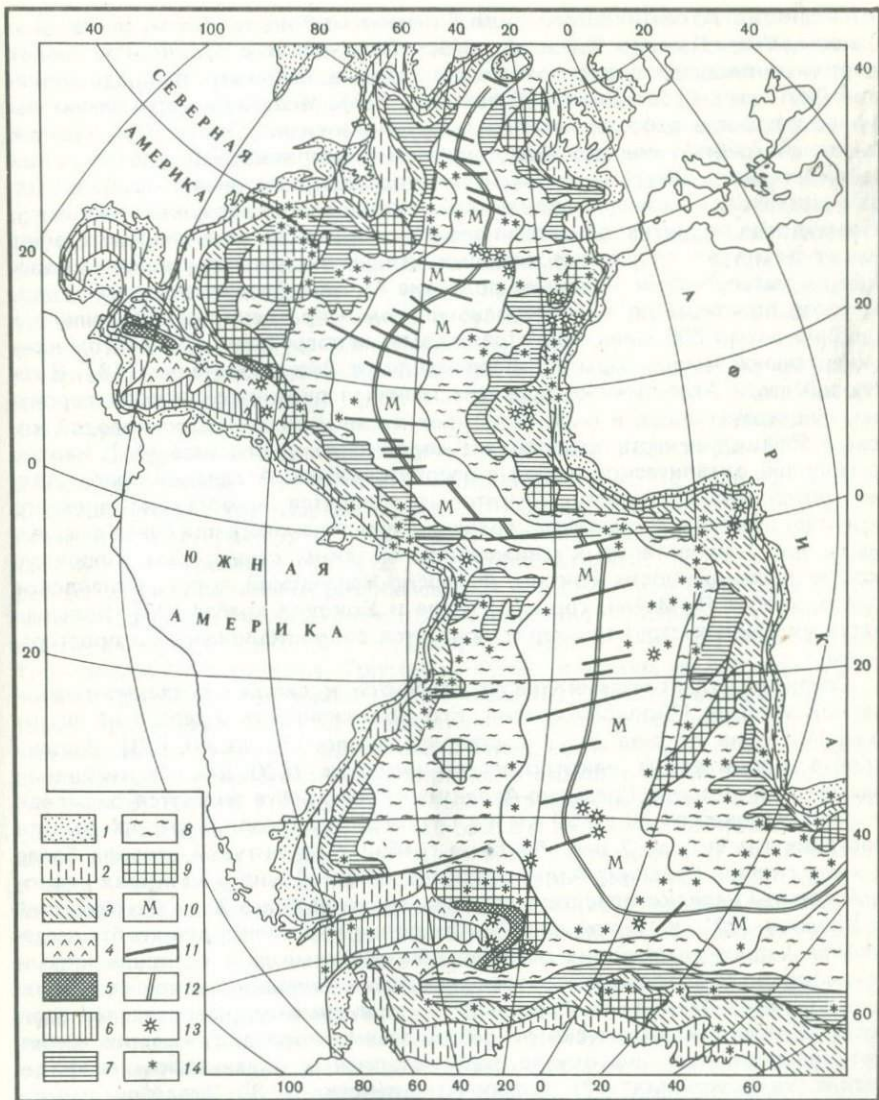


Рис. 4. Геоморфологическая схема Атлантического океана [4]

1 — материковая отмель (шельф); 2 — материковый склон; 3 — материковые подножие; 4 — горные сооружения островных дуг; 5 — глубоководные желобы; 6 — аккумулятивные равнины дна котловин окраинных морей; 7 — глубоководные субгоризонтальные равнины; 8 — зоны абиссальных холмов; 9 — океанические поднятия; 10 — Срединно-Атлантический хребет; 11 — зоны разломов; 12 — осевая зона Срединно-Атлантического хребта; 13 — вулканы с надводными вершинами; 14 — подводные вулканы

из поднятий Атлантического океана относятся Роколл, Бермудское, Риу-Гранди, Сьера-Леоне и Китовый хребет. Океанические поднятия занимают огромные площади дна Атлантического океана, например, площадь поднятия Риу Гранди составляет 500 тыс.км² [19]. Мощность коры значительно возрастает в районах некоторых океанических поднятий (Риу Гранди, Китовый хребет), под другими поднятиями, например Бермудским, утолщения коры не обнаружено [4]. В некоторых случаях океанические поднятия могут быть сложены вулканитами основного состава, как, например, Бермудское поднятие, однако на дне Атлантического океана присутствуют также поднятия, сложенные кислыми и щелочными интрузивными породами и метапелитами, например поднятие Роколл. Возвышенность Роколл, которая простирается в субмеридиональном направлении на 600 миль при ширине около 200 миль, является огромным погруженным участком континентальной земной коры к северо-западу от Великобритании [18]. В северной части Атлантического океана типичная океаническая кора, вероятно, существует лишь в виде отдельных пятен и узких полос молодой коры, а большая ее часть представлена корой переходного типа [11]. Наряду с молодой океанической корой в районе Северной Атлантики присутствуют погруженные структуры, которые относятся к останцам древнего кристаллического фундамента, сохранившимся на месте или слабо смещенным при горизонтальных движениях; к таким структурам относятся, кроме возвышенности Роколл, Фарерско-Исландский порог, Исландское плато, хребет Ян-Майен, горы Месяцева и Боковой хребет [23]. Большая часть указанных структур характеризуется субмеридиональным простира-нием.

Срединно-Атлантический хребет относится к системе срединно-океанических хребтов Мирового океана. Его протяженность с севера на юг, от о-ва Исландия до о-ва Бувэ, составляет около 17 000 км [23]. Ширина хребта достигает на некоторых его участках 1600 км. Главнейшими элементами рельефа Срединно-Атлантического хребта являются рифтовая долина шириной от 30 до 60 км и с глубиной дна около 4 км, при высоте соседних гребней до 2 км; боковые гребни с амплитудой рельефа более 1 км и склоны Срединно-Атлантического хребта. В широких местах рифтовой долины нередко присутствуют горы высотой более 2 км. По Кленовой и Лаврову [23], в горной системе Срединно-Атлантического хребта выделяются четыре главнейших региона, обособленные друг от друга зонами трансформных разломов, которые нарушают сплошность хребта по его простираению: 1) хребет Рейкьянес — по-видимому, наиболее молодая часть Срединно-Атлантического хребта; земная кора окружающих хребет Рейкьянес районов дна океана лишена типичных океанических геофизических характеристик; 2) Северо-Атлантический; 3) Экваториальный; 4) Южно-Атлантический хребты. Океаническая кора в районе Срединно-Атлантического хребта относится к аномальному типу, который характеризуется выклиниванием с приближением к осевой зоне слоя 3 и его частичным замещением слоем 2; земная кора в осевой зоне хребта характеризуется также меньшей мощностью, чем на флангах хребта и подстилается аномальной верхней мантией со скоростью прохождения продольных волн до 7,3 км/с [11]. Гребень хребта характеризуется повышенным тепловым потоком, а его склоны — пониженным, однако М. Тальвани с соавторами было показано, что на хребте Рейкьянес тепловой поток не превышает значений, типичных для соседних котловин [140]. Замечательным свойством Срединно-Атлантического хребта является регулярное чередование на протяжении сотен и тысяч километров вкrest его простираения магнитных аномалий различного знака, соответствующих разно-

возрастным базальтовым излияниям. В строении Срединно-Атлантического хребта принимают участие высокомагнезиальные толеитовые базальты, габбро, гипербазиты, в различной степени серпентинизированные, а также metabазиты зеленосланцевой фации и амфиболиты. Т. Ван Андел и К. Боуин [155] указали, что по направлению от срединной долины к внешним склонам Срединно-Атлантического хребта, в восточной его части ($22^{\circ} 30'$ с.ш.), возможна последовательная смена более высокотемпературных метаморфических пород низкотемпературными по следующей схеме: амфиболиты—актинолит-хлорит-альбитовые сланцы—зеленокаменные породы с цеолитами, отделяющие зеленые сланцы от базальтов и их туфов. Срединно-Атлантический хребет пересекают многочисленные, морфологически различные широтные и субширотные дисъюнктивные нарушения. М.В. Кленовой и В.М. Лавровым [23] выделены три морфологических типа трансокеанских (трансформных) разломов: 1) широкие зоны линейных деформаций, развитые на границе областей океанического дна, кора которых различается по тем или иным геофизическим признакам — Северо-Атлантический разлом или разлом Гиббса ($52-53^{\circ}$ с.ш.), Северо-Тропический ($8-15^{\circ}$ с.ш.) и Экваториальный (2° с.ш.— 2° ю.ш.), которые создают три разрыва сплошности Срединно-Атлантического хребта по его простиранию; 2) узкие зоны линейных деформаций в океанической коре — разломы 43° с.ш., Курчатова, Атлантик, 23° с.ш.; 3) поперечные структуры океана, развивающиеся под действием широтных тектонических сил, оси приложения которых примерно совпадают с критическими параллелями (35° , 62°) — Северные Пороги, Азоро-Гибралтарская Трансокеанская структура, Тристан-да-Кунья, с которыми связаны проявления подводного и островного вулканизма [29]. Зоны разломов образуют узкие, протяженные полосы со значительно более расчлененным рельефом, чем на смежных участках дна океана, а в некоторых случаях сопровождаются глубоководными желобами, например в разломе Романш установлены глубины до 7500 м [11]. В бортах трансформных разломов, как правило, удается проследить наиболее полные разрезы океанической коры, что связано, по-видимому, с разнонаправленными вертикальными движениями в этих участках дна океана. Здесь обнажаются базальты, габброиды, их метаморфизованные аналоги, серпентинизированные гипербазиты, а также брекчии, состоящие из обломков перечисленных разновидностей пород.

Общепринятые схемы геолого-петрологического районирования Атлантического океана базируются на латеральной зональности, связанной, главным образом, с увеличением мощности океанической литосферы при удалении от оси Срединно-Атлантического хребта, которое коррелируется со степенью измененности пород и с характером вулканизма на островах, расположенных в районах абиссальных равнин. Л.В. Дмитриевым, А.В. Соболевым и Н.М. Суцневской [14] на основании изучения составов закалочных стекол толеитовых базальтов Атлантики был сделан вывод, что в пределах Срединно-Атлантического хребта можно выделить продукты двух обособленных групп толеитовых расплавов, которые характеризуются различной глубиной генерации. Расплавы первой группы генерируются на глубинах 30–50 км (шпинелевая фация глубинности) и определяют особенности магматизма в Северной (севернее 36° с.ш.) и Южной (южнее 25° ю.ш.) Атлантике. Образование расплавов второй группы происходит на глубинах 10–25 км (плагноклазовая фация глубинности), а их дифференциаты распространены в Центральной Атлантике. Указанная петрологическая меридиональная неоднородность Срединно-Атлантического хребта может быть связана с различиями в геодинамических режимах, ха-

рактерных для периферических и центральной частей Атлантического океана. Это предположение подкрепляется тем, что геоморфологические, геофизические и геологические данные свидетельствуют о существенном отличии экваториальной части Срединно-Атлантического хребта от его периферических участков [30].

Глава 2

ДАнные О МЕТАМОРФИЗМЕ В ОБЛАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Интенсивное изучение коренных пород дна Атлантического океана, проводившееся в последние десятилетия, показало, что метаморфические породы играют важную роль в строении земной коры под океанами. Еще в 1947 г. в ходе работ научно-исследовательского судна "Атлантис" на пересечении Срединно-Атлантического хребта с разломом Атлантик (30° 01' с.ш., 42° 04' з.д., глубина 4280 м) со дна срединной долины были подняты metabазальты зеленосланцевой фации [125]. В 1963 г. С. Куоном и Э. Элерсом [132] было сообщено о находке в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта (30° 04' с.ш., 42° 16' з.д., глубина 2250 м) пород зеленосланцевой фации, почти целиком состоящих из эпидота и кварца и обладающих реликтами структуры, характерной для изверженных пород. Метабазиты зеленосланцевой фации, в том числе и сланцеватые, обнаруженные в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта (22° 38' с.ш., 45° 39' з.д., глубина 3000 м), были детально изучены У. Мелсоном и Т. Ван Анделом [116]. Эти исследователи первыми из петрологов, изучающих коренные породы океанического дна, предположили, что зеленые сланцы Срединно-Атлантического хребта являются продуктом регионального метаморфизма и что metabазиты могут быть обычными для океанической коры породами, относящимися к поднятым блокам нижних горизонтов океанической коры. Позднее, Ф. Аументо и Б. Ланкаревик [74] обнаружили породы зеленосланцевой фации на подводной горе Болд, расположенной в пределах Срединно-Атлантического хребта (45° с.ш., 29° з.д.). Известны находки альбит-эпидот-хлоритовых сланцев в желобе Пуэрто-Рико (19° 00' с.ш., 65° 40' з.д., глубина 5000—4700 м), сопряженного с Антильской островной дугой, где эти породы ассоциируют с серпентинизированными гипербазитами [98]. Детальное опробование океанического дна в этом же районе, проведенное М. Перфитом с соавторами, показало, что здесь широко распространены зеленосланцевые metabазиты, слюдяные сланцы, мрамора и серпентиниты [130]. В бортах подводного трога Кайман (Карибский регион) Дж. Страп и П. Фокс описали амфиболитизированные габбро (в том числе гнейсовидные), вмещающие серпентинитовые протрузии [143]. В экваториальной части Атлантического океана из впадины Романш (00° 20' ю.ш., 18° з.д., глубина 7300—7200 м) были подняты неравномернозернистые и полосчатые амфиболиты, причем отмечалось, что роговая обманка в амфиболитах замещается актинолитом [51]. В этом же районе Атлантики при драгировании в разломе Святого Павла (00° 52' с.ш., 25° 05' з.д., глубина 4000—3700 м) и в разломе Романш (00° 18' с.ш., 17° 14' з.д., глубина 5305—5100 м) Э. Бонатти с соавторами обнаружили metabазиты зеленосланцевой фации, представленные как массивными, так и сланцеватыми, полосчатыми разновидностями, в некото-

рых образцах наблюдались признаки катаклаза [79]. Позже появилась работа Э. Бонатти с соавторами [80], в которой были представлены материалы петрологического изучения амфиболитов, драгированных в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта (6° с.ш.) и включающих грубозернистые и полосчатые разности. Амфиболиты рифтовой долины вблизи 6° с.ш. вместе с секущими их базальтами изменены в условиях зеленосланцевой фации. В амфиболитах, драгированных в районе 45° с.ш. Срединно-Атлантического хребта, так же как и в описанных Э. Бонатти на 6° с.ш., были отмечены регрессивные изменения [2]. Ф. Аументо с коллегами предположили, что минимальное давление в 4 кбар и температура порядка 500°C , необходимые для образования обнаруженных ими амфиболитов, могли достигаться в слое 3 на глубине 6 км ниже уровня моря. Амфиболиты были обнаружены также в основании хребта Палмер, расположенного вблизи 43° с.ш. и 20° з.д. в северо-восточной части Атлантического океана [20]. Эти породы, как полагает Дж. Канн, могли образоваться при условиях метаморфизма, соответствующих ступени, непосредственно выше верхней границы фации зеленых сланцев. Характерно, что в амфиболитах хребта Палмер наблюдалось регрессивное образование альбита, актинолита и хлорита, соответствующее, по Дж. Канну, зеленосланцевой фации ретроградного метаморфизма. Метаморфические породы Срединно-Атлантического хребта ($24-30^{\circ}$ с.ш.) были детально изучены А. Мияширо с соавторами [39], которые показали, что metabазиты относятся к цеолитовой, зеленосланцевой и амфиболитовой фациям и существенно изменили состав при метаморфизме в отношении Na_2O , CaO и SiO_2 . При бурении с бурового судна "Гломар Челленджер" в районе проекта FAMOUS в разломной зоне В ($36^{\circ}31,9'$ с.ш., $33^{\circ}30'$ з.д., глубина 2013 м) были обнаружены зеленосланцевые породы и metabазальтовая брекчия [106]. Х. Хелмстедт и Дж. Аллен [106] описали в керне бурового судна "Гломар Челленджер" на станции 334 ($37^{\circ}02'$ с.ш., $34^{\circ}29'$ з.д.) контактово-измененные габбро-нориты. Контактные изменения происходили при высоких температурах, соответствующих гранулитовой фации оговиков.

В большинстве случаев породы зеленосланцевой фации и амфиболиты океанического дна сопровождаются серпентинизированными гипербазиитами [2, 6, 20, 80, 125, 22]. В некоторых участках Срединно-Атлантического хребта гипсометрически ниже серпентинизированных гипербазитов залегают зеленосланцевые породы или амфиболиты.

Глаукофановые сланцы в Атлантическом регионе были обнаружены только в районе островной дуги моря Скоттия, к югу от о-ва Кларенс [154], и в океаническом склоне глубоководного желоба Пуэрто-Рико, Карибский регион [71]. В обоих случаях глаукофановые сланцы ассоциировали с зелеными сланцами и серпентинитами.

Метаморфические породы континентальной природы, присутствующие в некоторых районах дна Атлантического океана, по-видимому, относятся к реликтовым фрагментам континентальной коры [23, 79, 125]. Широко известным участком континентальной коры, обнажающимся на дне Атлантического океана в северной его части, является плато Рокколл, где были обнаружены двупироксеновые кристаллические сланцы с возрастом 1970 млн. лет и другие древние метаморфические породы [136]. Вблизи плато Рокколл, к западу от него, расположен хребет Хаттон, в основании которого залегают гранодиориты и гнейсы [157]. О находке гранодиоритов в районе разлома Ян-Майен вблизи хребта Кольбенсей сообщили С. Педерсен с соавторами [127]. Г. Пото с коллегами, изучая породы океанического дна Армориканской котловины, обнаружили, что подводная гора

Менез Бихан, расположенная в ее юго-западной части, сложена гранодиоритами и гранулитами [126]. Некоторые исследователи [91, 142] предполагают, что фрагменты древней континентальной коры могут присутствовать также в южной части Атлантического океана, в частности в районе моря Скотия.

Таким образом, можно сделать вывод, что большая часть находок метаморфических пород на дне Атлантического океана приурочена к районам пересечений Срединно-Атлантического хребта трансформными разломами, где блоковое строение океанической коры, по-видимому, благоприятствует выведению на поверхность дна океана метабазитов и серпентинитов. Разнообразные метаморфические породы обнаружены также в переходных зонах континент—океан активного типа, к которым относятся Карибский регион и островная дуга моря Скотия. Особое место среди метаморфических пород дна Атлантического океана занимают гнейсы, слюдяные сланцы, а также двупироксеновые кристаллические сланцы и другие породы, которые не типичны для океанической земной коры. Находки этих пород приурочены к фрагментам континентальной коры, таким, например, как плато Рокколл, хребет Хаттон или Фолклендское плато.

Глава 3

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА (метабазиты и серпентиниты)

МЕТАБАЗИТЫ ЗЕЛЕНΟΣЛАНЦЕВОЙ ФАЦИИ

Метабазиты зеленосланцевой фации метаморфизма относятся к наиболее распространенному типу метаморфических пород, обнаруженных в пределах Срединно-Атлантического хребта. Они присутствуют как в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта, так и в широтных разломных зонах, нарушающих его сплошность (например, в Северо-Атлантическом разломе, разломе Атлантик и разломе Вима). Спилитизированные базальты Срединно-Атлантического хребта обнаруживают тот же характерный для метабазитов зеленосланцевой фации минеральный состав альбит + хлорит + эпидот и те же тенденции в изменении химического состава исходных пород при метаморфизме; они тесно ассоциируют с собственно зелеными сланцами и серпентинизированными гипербазитами.

Были изучены зеленосланцевые породы основного состава из разлома Атлантик (ст. К-441) и с Южно-Атлантического хребта (ст. К-858). В разломе Атлантик обнаружены мономинеральные породы, состоящие из хлорита и существенно актинолитовые породы с подчиненным количеством хлорита. Эти породы подняты со дна вместе с серпентинитами и спилитизированными базальтами и являются продуктами метаморфизма гипербазитов пироксенитового типа. Образец К-441-Д4-3 представлен серовато-зеленой породой, состоящей целиком из оптически отрицательного хлорита и диспергированного магнетита. В образце К-441-Д4-3-2 главным породообразующим минералом является актинолит, хлорит в этих породах играет подчиненную роль (рис. 5). Актинолит, по-видимому, характеризуется постепенными переходами к обыкновенной роговой обманке. Он представлен или бесцветными разностями, или плеохроирует от светло-желтого до бледно-зеленого. Хлорит-актинолитовая порода со станции К-441 обладает фибробластовой структурой.

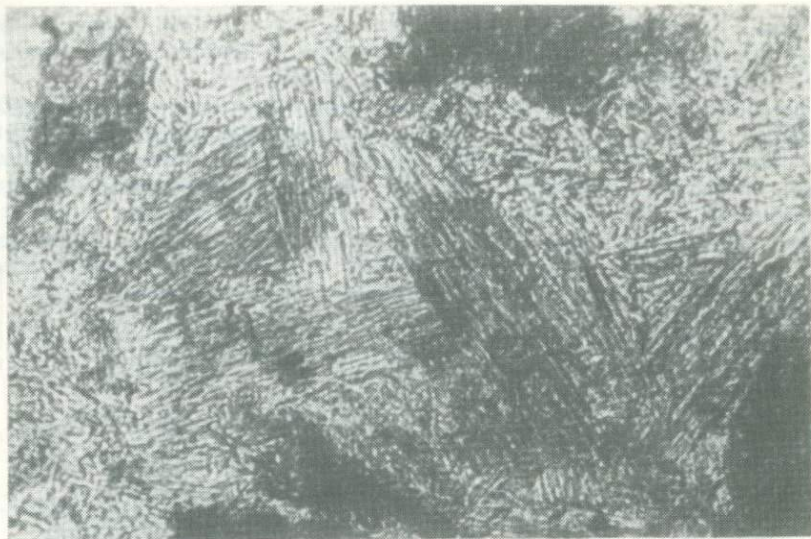


Рис. 5. Актинолитовая порода со станции К-441, обр. К-441-Д4-3-2, ув. 40, без анализатора

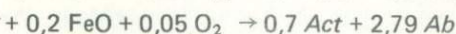
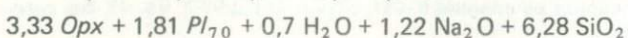
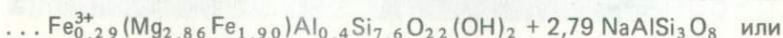
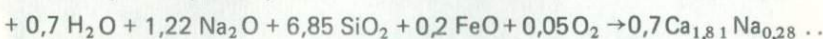
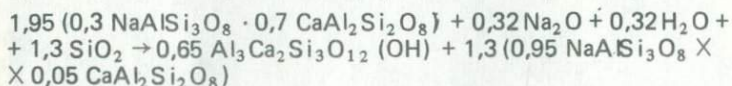


Рис. 6. Метабазальт со станции К-858, Обр. К-858-Т-718, ув. 40, без анализатора. Основная масса породы сложена хлоритом; присутствуют также единичные зерна эпидота

На станции К-858 (Южно-Атлантический хребет) были подняты метабазиты, состоящие из эпидота, хлорита и альбитизированного плагиоклаза (рис. 6). Эти породы характеризуются реликтами интерсертальной структуры и возникли при метаморфизме базальтов. Эпидот метабазитов станции К-858 образует редкие порфиробласты, погруженные в хлоритовую

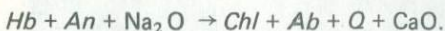
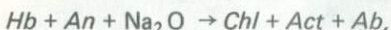
матрицу, в которой редко наблюдаются фрагменты альбитизированного плагиоклаза. Хлорит в этих метабазитах почти бесцветен. Эпидот нередко образуетglomerularные обособления с хлоритом:

Метабазиты зеленосланцевой фации Срединно-Атлантического хребта в целом отличаются поразительной выдержанностью минерального состава. Независимо от типа исходной породы — габбро, базальты, а в некоторых случаях и амфиболиты [80, 2] — им свойствен типичный для зеленосланцевой фации парагенезис: альбит + хлорит + актинолит + эпидот + кварц. Замещение первичных, чаще всего магматогенных минералов, происходит в условиях ярко выраженного аллохимического метаморфизма (рис. 7). При этом, как видно, протекают следующие реакции:



(для расчетов реакций использовались кристаллохимические формулы породообразующих минералов, приведенные у следующих авторов: *Opx*, *Chl* [49]; *Act*, *Ep* [12]; *Cpx* [20])¹.

Важно отметить, что зеленосланцевый метаморфизм охватывает не только вулканические и интрузивные породы дна океана — в породах более высокотемпературных ступеней метаморфизма также наблюдаются признаки метаморфизма зеленосланцевой фации, но уже регрессивной стадии. Так, в амфиболитах Срединно-Атлантического хребта [80] роговая обманка замещается актинолитом и хлоритом, а плагиоклаз с содержаниями анортитового компонента от 14 до 30% альбитизируется. Минеральные превращения при этом происходят по схеме:



Из приведенных реакций видно, что важным фактором метаморфизма является режим Na_2O и H_2O в метаморфизирующем исходные породы флюиде. В ходе метаморфизма основные породы дна океана претерпевают значительные изменения химического состава, что говорит об активном транспорте вещества. Сопоставляя химические составы неизмененных

¹ Здесь и далее приняты следующие обозначения минералов: *Ab* — альбит, *Act* — актинолит; *Amf* — амфибол, *An* — анортит, *Andr* — андрадит, *Alm* — альмандин, *Ant* — антигорит, *Bi* — биотит, *Br* — брусит, *Cc* — кальцит, *Chl* — хлорит, *Chr* — хризотил, *Cross* — кроссит, *Cz* — клиноцоизит, *Di* — диопсид, *Dol* — доломит, *Gl* — глаукофан, *Cr* — гранат, *Gross* — гроссуляр, *Hb* — роговая обманка, *Hem* — гематит, *Heu* — гейландит, *Hyp* — гиперстен, *Id* — жадеит, *Kfs* — калишпат, *Lom* — ломонтит, *Liz* — лизардит, *Mi* — микроклин, *Mont* — монтмориллонит, *Mt* — магнетит, *Mu* — мусковит, *Ol* — оливин, *Opx* — ортопироксен, *Ort* — ортоклаз, *Pl* — плагиоклаз, *Pren* — пренит, *Pp* — пумпеллит, *Pyr* — пироп, *Q* — кварц, *Serp* — серпентин, *Sp* — шпинель, *Sph* — сфен, *Ta* — Тальк, *Cpx* — клинопироксен, *Ep* — эпидот.

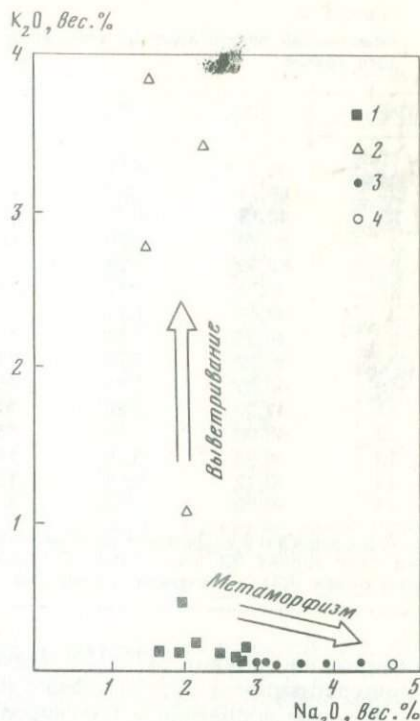
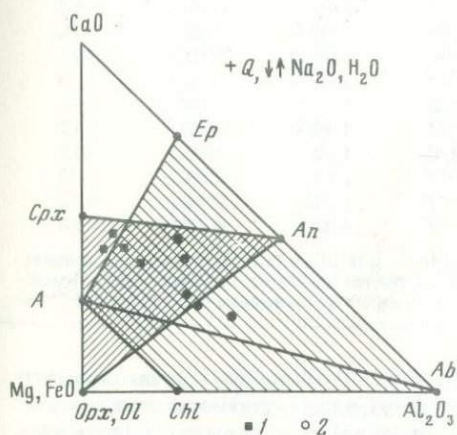


Рис. 7. Минеральные превращения в базальтах Срединно-Атлантического хребта, протекающие при метаморфизме зеленосланцевой фации

1 — химические составы базальтов Срединно-Атлантического хребта; 2 — химические составы зеленых сланцев Срединно-Атлантического хребта

Рис. 8. Тенденции в изменении химического состава базитов дна океана при подводном выветривании и при метаморфизме зеленосланцевой фации

1 — базальты Срединно-Атлантического хребта по Мелсону и др., Мияширо и др., Дмитриеву и др., Кленовой и Лаврову [116, 117, 15, 23]; 2 — выветрелые океанические базальты по Мэтьюзу и Кашинцеву [42, 21]; 3 — зеленые сланцы Срединно-Атлантического хребта по Мелсону и Ван Анделу [116]; 4 — средний состав спилитов хр. Карлсберг, Индийский океан, по Канну [85]

базальтоидов и метабазитов зеленосланцевой фации Срединно-Атлантического хребта, можно выявить основные закономерности в изменении состава пород при метаморфизме (табл. 2). Наиболее ярко аллохимичность зеленосланцевого метаморфизма базитов проявляется в поведении Na_2O . Зеленые сланцы и спилиты дна океана резко обогащены этим компонентом по сравнению с исходными породами (рис. 8). Наряду с этим морские базальты могут быть обогащенными K_2O в связи с процессами подводного выветривания. В настоящее время не вызывает сомнения факт, что при подводном выветривании проявляется тенденция к обогащению пород океанического дна K_2O (табл. 3). Такая геохимическая направленность процесса подводного выветривания подтверждена работами многих исследователей [42, 21, 75].

Специфической чертой процесса подводного выветривания является сопряженная с привнесом K_2O калишпатизация океанических базальтов. Причем при замещении плагиоклаза калишпатом выносятся не только

Таблица 2

Химический состав зеленых сланцев и изверженных пород Срединно-Атлантического хребта

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	49,71	1,51	15,32	2,05	7,31	0,16
2	50,14	0,91	16,30	3,91	3,92	0,11
3	48,18	1,74	15,17	2,56	7,18	0,16
4	50,84	1,38	15,25	2,89	4,55	0,16
5	50,70	0,99	14,70	3,22	4,77	0,11
6	50,11	1,13	15,35	2,93	5,55	0,14
7	49,42	1,81	14,88	1,98	7,39	0,25
8	49,39	1,41	12,96	3,64	6,10	0,17
9	49,10	1,73	15,27	2,54	8,36	0,20
10	46,80	0,78	16,75	5,97	2,54	0,21
11	47,30	0,29	17,82	4,45	2,76	0,15
12	48,00	0,96	15,78	4,83	7,56	0,14
13	48,96	0,75	16,21	2,02	7,54	0,20
14	49,72	1,56	15,87	1,18	9,03	0,18
15	49,89	1,55	15,49	0,92	8,25	0,18

Примечание. Зеленые сланцы и спилиты дна океана: 1—6 — зеленые сланцы, рифтовая долина, 22° с.ш. [116]; 7 — средний состав спилитов хр. Карлсберг, Индийский океан [85]; изверженные породы дна океана; 8 — оливковое габбро; 9 — ба-

кальций, но и натрия [47]. Н.Н. Перцев и В.Л. Русинов [47] указывали, что калишпатизация и сопутствующее ей образование гидроокислов приурочены к зонам дробления и брекчирования верхних горизонтов базальтовых толщ, в то время как в нижних горизонтах калишпатизация отсутствует даже в мощных брекчиях.

Содержание кремнезема в породах океанического дна при подводном выветривании также уменьшается, причем нередко очень резко: с 50,5 вес. % до 40,12% [21]. Однако эта тенденция, по-видимому, не является универсальной: по данным глубоководного бурения (рейс 51А бурового судна "Гломар Челленджер", материалы любезно предоставлены В.Л. Русиновым, ИГЕМ АН СССР) содержание SiO₂ в пиллоу-лавах, пробуренных скважиной 417А, с глубиной уменьшается точно так же, как и степень измененности пород (от 54 вес. % до 48%). MgO и CaO в ходе подводного выветривания могут в незначительной степени выноситься из породы или не обнаруживать закономерного изменения содержания. Таким образом, коренным отличием процессов зеленосланцевого мета-

Таблица 3

Содержания некоторых окислов в выветрелых базальтах океанического дна

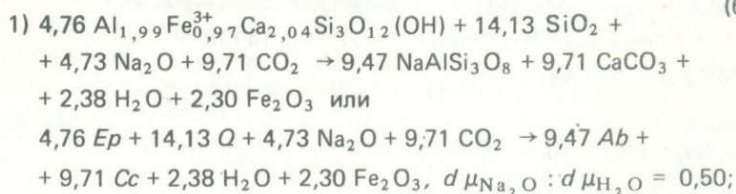
Порода	SiO ₂	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O*
1	41,90	3,05	1,83	3,87	4,30
2	40,12	2,50	1,80	2,72	3,20
3	47,11	Не опр.	2,41	3,48	5,20
4	48,14	Не опр.	2,19	0,96	2,20

Примечание. 1—2 — краевые части измененных пиллоу-лав [21]; 3—4 — измененные базальты [42].

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Σ
8,92	7,32	2,93	0,05	3,53	0,93	99,74
6,35	12,56	3,11	0,11	1,86	0,54	99,82
9,47	7,61	3,27	0,06	3,45	0,97	99,82
9,32	6,44	4,48	0,05	3,26	0,74	99,55
7,13	10,76	3,95	0,08	1,93	0,55	99,89
8,24	8,94	3,55	0,07	2,81	0,75	99,57
8,55	7,35	4,80	0,05	3,39	0,32	100,19
9,43	12,41	2,76	0,05	1,18	0,32	99,77
8,09	10,61	2,86	0,25	0,56	0,25	99,72
7,91	12,55	1,81	0,51	1,63	2,70	100,54
3,12	14,33	2,15	0,23	1,67	0,80	100,49
8,67	12,64	1,56	0,16	—	0,12	100,42
8,47	12,76	1,89	0,18		0,54	99,52
8,56	10,44	2,62	0,14	0,10	0,73	100,13
9,17	10,61	2,88	0,11	0,21	0,84	99,89

зальт, срединный хребет, 22° с.ш. [116]; 10 — долерит; 11 — габбро, хребет Палмер [20]; 12 — базальт, рифтовая долина, 40° с.ш. [23]; 13 — базальт, срединный хребет [15]; 14—15 — абиссальные толеиты, 24° с.ш. [118].

морфизма от процессов подводного выветривания является различное поведение петрогенных компонентов, в основном Na₂O и K₂O (см. рис. 8). Важной геохимической закономерностью при зеленосланцевом метаморфизме является вынос из исходных пород основного состава CaO, а в некоторых случаях привнос SiO₂ (рис. 9). Поведение MgO и FeO при метаморфизме не обнаруживают какой-либо закономерности, что может быть связано с образованием в условиях зеленосланцевой фации фаз, богатых магнием и железом: хлорита и актинолита. Указанные закономерности свидетельствуют о привносе в процессе зеленосланцевого метаморфизма Na₂O, H₂O, а в некоторых случаях SiO₂ и выносе CaO (рис. 10). Минералы метабазитов зеленосланцевой фации (такие, как актинолит, хлорит, эпидот) содержат в том или ином количестве воду, а плагиоклаз и актинолит—натрий, поэтому соотношения этих минералов в метабазитах в большей степени зависят от режима Na₂O и H₂O во флюиде. Рассмотрим эту зависимость на примере типичной для зеленосланцевых метабазитов дна океана шестиминеральной ассоциации из актинолита, хлорита, эпидота, альбита, кальцита и кварца. При этом считаем, что MgO, FeO, CaO, Al₂O₃ — инертные компоненты при вполне подвижных Na₂O и H₂O, а P_{CO₂} в ходе метаморфизма существенно не изменяется. С учетом этих условий можно получить шесть уравнений реакций, два из которых вырожденные (без актинолита и без хлорита):



(без *Chl*, *Act*)

CaO, вес. %

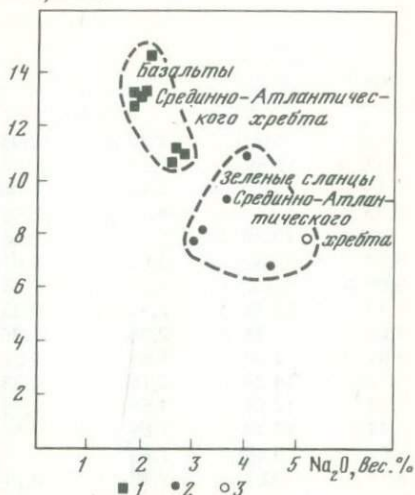
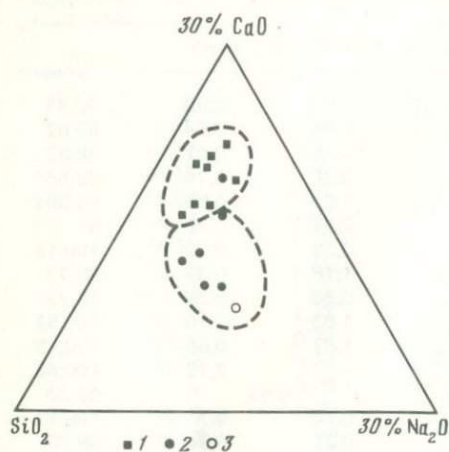
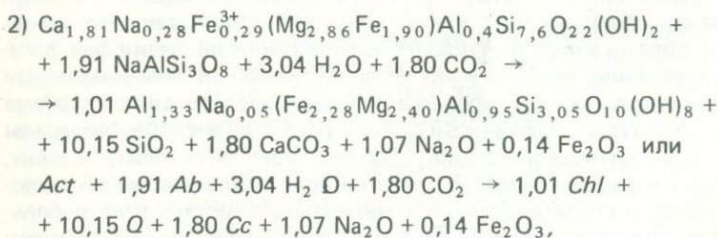


Рис. 9. Составы базальтов (1) и зеленых сланцев (2) Срединно-Атлантического хребта (3 — спилиты хр. Карлсберг, Индийский океан)

Рис. 10. Содержание Na₂O и CaO в неизмененных базальтах и метабазитах зеленосланцевой фации Срединно-Атлантического хребта

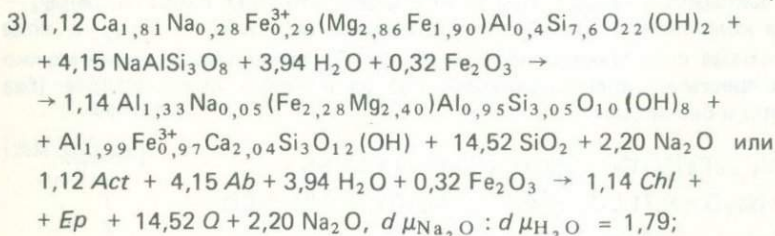
1 — базальты Срединно-Атлантического хребта по [116, 118, 23]; 2 — зеленые сланцы Срединно-Атлантического хребта по [116]; 3 — средний состав спилитов хребта Карлсберг, Индийский океан, по [85]

(без Ep)

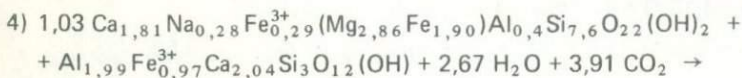


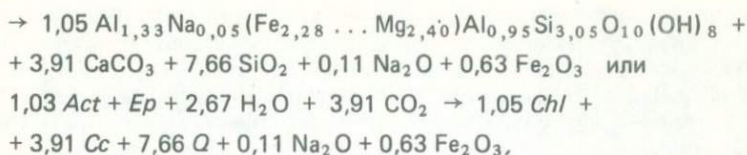
$$d\mu_{\text{Na}_2\text{O}} : d\mu_{\text{H}_2\text{O}} = 2,84;$$

(без Cc)



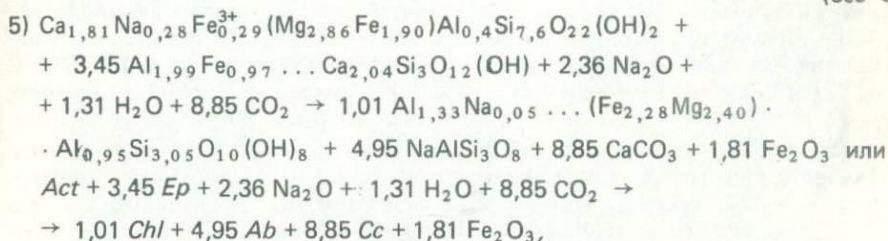
(без Ab)





$$d \mu_{\text{Na}_2\text{O}} : d \mu_{\text{H}_2\text{O}} = 24,27;$$

(без Q)



$$d \mu_{\text{Na}_2\text{O}} : d \mu_{\text{H}_2\text{O}} = -0,55.$$

В зависимости от величины $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ и $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ на пучке моновариантных линий выделяются шесть полей, характеризующихся определенной минеральной ассоциацией. Минеральные типы метабазитов зеленосланцевой фации Срединно-Атлантического хребта соответствуют, за редким исключением, полям, отвечающим наиболее высоким значениям $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$. Поле, ограниченное реакциями 1) и 4) (высокие значения $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$), может соответствовать гидротермально-изменчивым породам и жильным образованиям, которые часто наблюдаются в метабазитах Срединно-Атлантического хребта. Показательно, что метабазиты зеленосланцевой фации дна Атлантического океана, независимо от их структурного положения, соответствуют одному минеральному типу пород. Следует также подчеркнуть, что абсолютное большинство использованных данных по породам зеленосланцевой фации относятся к Срединно-Атлантическому хребту. Можно полагать, что метабазиты зеленосланцевой фации Срединно-Атлантического хребта являются продуктом однотипного регионального метаморфизма, характеризующегося ярко выраженной аллохимичностью (особенно в отношении натрия). Более поздние гидротермальные процессы привели к образованию в этих породах характерного для зеленосланцевой фации жильного комплекса. Так, например, в зеленосланцевых породах хребта Палмер [20] обнаружены секущие жилы, сложенные эпидотом, кварцем и хлоритом. Эта ассоциация соответствует полю гидротермального процесса. В этом же поле расположены парагенезисы кварц-эпидотовых пород, описанных С. Куоном и Э. Элерсом (1963), а также кварц-эпидот-хлоритовых пород, обнаруженных в разломной зоне $36^\circ 32' \text{ с.ш.}, 33^\circ 30' \text{ з.д.}$ (проект FAMOUS). Минеральные парагенезисы метабазитов станции К-858 (Южно-Атлантический хребет), как и других зеленосланцевых пород Срединно-Атлантического хребта, соответствуют полям с высокими значениями $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$.

В единичных случаях в зеленых сланцах Срединно-Атлантического хребта отмечаются реликты пумпеллиита [116]. Его присутствие в метабазитах с актинолитом и эпидотом может свидетельствовать о еще более низкотемпературных условиях метаморфизма, соответствующих изограде реакции $\text{Pr} \rightarrow \text{Ep} + \text{Cc} + \text{H}_2\text{O}$ [83]. Реакция замещения пумпеллиита актинолитом и эпидотом характерна для перехода от выделяемой в настоящее

время рядом исследователей пумпеллиит-актинолитовой фации [110, 83, 123, 89] к зеленосланцевой фации; в интервале давлений 5–7 кбар этой реакции соответствует температурный интервал 350–380°С [83]. В рамках фациальной систематики [32] зеленосланцевая фация метаморфизма, выделяемая по метабазитам, занимает температурный интервал около 320–500°С.

Переход от зеленосланцевой фации к фации эпидотовых амфиболитов соответствует замещению актинолита нормальной роговой обманкой. При низких давлениях флюида (≈ 2 кбар) этой границе отвечает температура 450°С; при более высоком флюидном давлении (≈ 6 кбар) верхняя граница зеленосланцевой фации проходит в интервале температур 520–530°С [52]. Важно подчеркнуть, что даже при умеренно высоких значениях μ_{CO_2} во флюиде поле зеленосланцевой фации расширяется за счет цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций. Среди метабазитов Атлантического океана до настоящего времени почти не известны проявления метаморфизма пренит-пумпеллиитовой фации, поэтому можно предполагать, что X_{CO_2} в метаморфизирующем флюиде составляла не меньше 0,05, так как при более низких содержаниях углекислого газа в температурном интервале 270–350°С устойчива ассоциация: пумпеллиит + эпидот + актинолит [52]. Общее давление в ходе зеленосланцевого метаморфизма не превышало 6–6,5 кбар, так как в этом интервале давлений может протекать реакция: $Act + Hem + H_2O \rightarrow Cross + Ep$ [83], признаков которой в изученных метабазитах не отмечено.

МЕТАБАЗИТЫ ЭПИДОТ-АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ

За последнее время в районе Срединно-Атлантического хребта и в прилегающих к нему участках дна океана многими исследователями обнаружены метаморфические породы, относящиеся к более высоким ступеням метаморфизма, чем метабазиты зеленосланцевой фации [2, 20, 40, 80, 51, 61]. При этом наименее изученной разностью в этой группе метаморфических пород представляются эпидотовые амфиболиты. Каменный материал, представленный метабазитами эпидот-амфиболитовой фации, был собран судами "Академик Курчатов" (10-й, 11-й и 15-й рейсы) и "Михаил Ломоносов" (2-й, 4-й и 5-й рейсы).

На станции 352, восточный фланг хребта Рейкьянес, встречены два типа амфиболитов: сохранившие реликты офитовой структуры (ортоамфиболиты) и лишенные следов первично-магматического происхождения. Первые состоят из голубовато-зеленой интенсивно плеохроирующей роговой обманки, плагиоклаза со следами зональности, эпидота, кварца, сфена, незначительного количества биотита и апатита (рис. 11). В сфене наблюдаются включения титано-магнетита. Биотит плеохроирует в буро-зеленых тонах; он явно наиболее поздний минерал в этом типе амфиболитов. Вторые характеризуются полосчатой текстурой. Они состоят из роговой обманки, плагиоклаза, кварца, сфена и обильного пирита. Роговая обманка, представленная той же голубовато-зеленой разновидностью, что и в ортоамфиболитах, образует сноповидные агрегаты (рис. 12). Плагиоклаз местами слабо замутнен серицитом и лишен зональности. Сфен образует параллельные прожилки. Структура этих пород граноматобластовая. На станции 243, расположенной в южной части хребта Рейкьянес, были обнаружены эпидотовые амфиболиты, с венцовой микроструктурой. Эти породы сложены роговой обманкой, эпидотом, хлоритом, плагиоклазом, сфеном и кальцитом; очень редко в них наблюдается

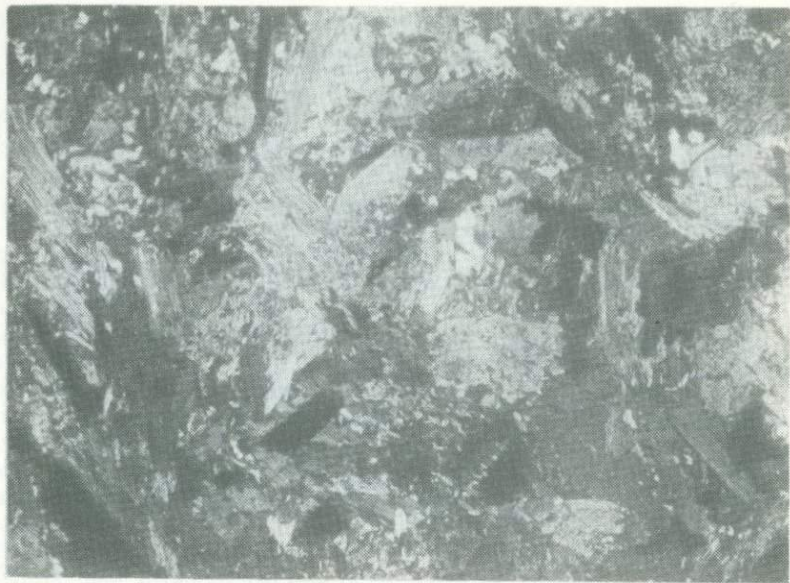


Рис. 11. Ортоамфиболит, станция 352, обр. 352/27, ув. 28, с анализатором



Рис. 12. Полосчатый амфиболит со станции 352, обр. 352/31, ув. 40, без анализатора

биотит. Роговая обманка наполнена многочисленными пойкилобластовыми включениями кварца; отмечено также ее обрастание на границе с плагиоклазом каймами из эпидота. Среднее содержание анортитового компонента в плагиоклазе этих амфиболитов станции 243 составляет 27–30%; в некоторых случаях наблюдается замещение центральных частей зерен плагиоклаза кальцитом или эпидотом. Изученные породы насыщены эпидотом,

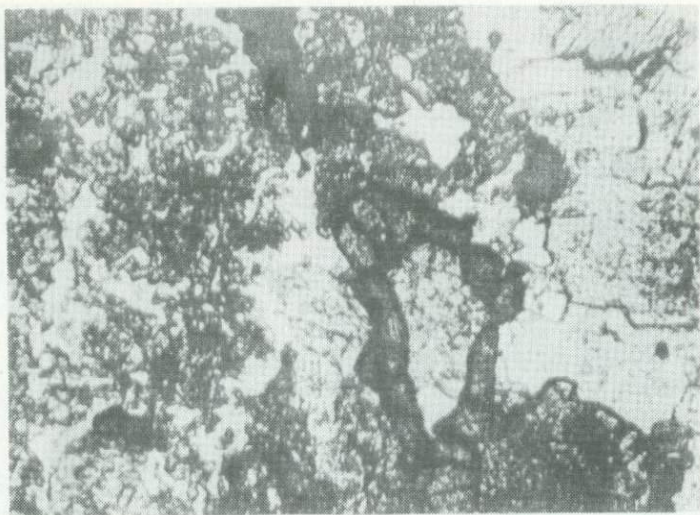


Рис. 13. Каймы сфена вокруг эпидота в эпидотовых амфиболитах станции 243, обр. 243д, ув. 28, без анализатора

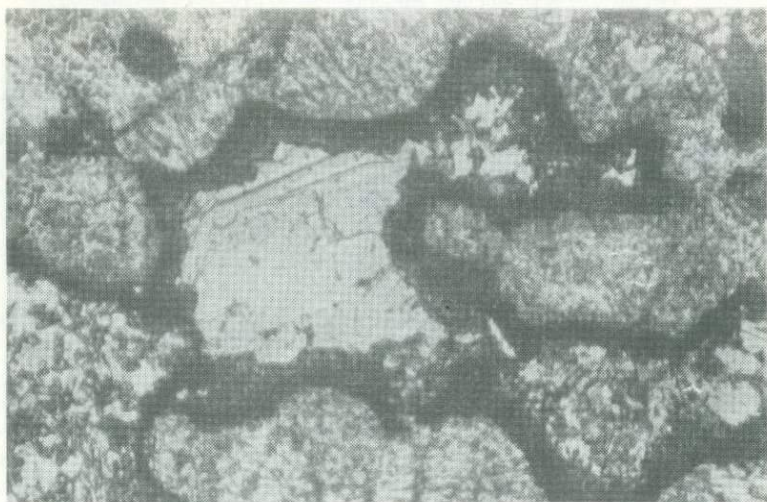


Рис. 14. Каймы сфена вокруг хлорита в эпидотовых амфиболитах станции 243, обр. 243д, кв. 40, без анализатора

образующим или скелетные формы, или довольно крупные короткопризматические зерна; в его интерференционных окрасках заметна зональность, обусловленная изменением состава эпидота в ходе метаморфизма: ядро окрашено в более яркий густой цвет, а краевые части обычно в бледно-желтый. Хлорит бледно-зеленого цвета в изученных амфиболитах довольно редок; в нем часто присутствуют игольчатые выделения рудного минерала, напоминающие сагенитовую структуру. Венцовая микрострук-

тура амфиболитов станции 243 обусловлена широким развитием в этих породах кайм из сфена вокруг эпидота (рис. 13) или вокруг хлорита (рис. 14). Отмеченные соотношения минералов могут свидетельствовать или об образовании сфен-хлоритовых и сфен-эпидотовых псевдоморфоз по титан-авгиту и по авгиту, или о специфическом режиме метаморфизирующего флюида, что кажется более вероятным. При драгировке на станции К-784 (в 7 милях к западу от рифтовой долины) были подняты амфиболиты, состоящие из роговой обманки, эпидота и кварца. Роговая обманка в этих породах представлена, как и в описанных выше амфиболитах, голубовато-зеленой разновидностью; эпидот характеризуется нормальными интерференционными окрасками, признаков зональности в нем не отмечено; плагиоклаз в амфиболитах станции К-784 отсутствует. Структура этих пород гранобластовая. Породы эпидот-амфиболитовой фации были обнаружены также на станциях 177, 1779 и В-1 (нис "Михаил Ломоносов") и К-1315, а также К-1332 (нис "Академик Курчатов"), однако по минеральному составу, петрохимическим признакам и генезису эти амфиболиты отличаются от описанных выше и рассматриваются в последующих главах. Обнаруженные в южной части Срединно-Атлантического хребта эпидотовые амфиболиты (ст. К-858, Южно-Атлантический хребет) сложены плагиоклазом, зеленоватой роговой обманкой, эпидотом, который характеризуется скелетными формами, кварцем, бледно-зеленым хлоритом, сфеном, замещающим титано-магнетит, буро-зеленым биотитом, серицитом и апатитом. Сохранность в породе реликтов офитовой структуры позволяет отнести ее к ортоамфиболитам.

Эпидотовые амфиболиты, идентичные породам, описанным в пределах Срединно-Атлантического хребта, были подняты на станциях К-914 и К-916 (впадина Неопелина), которые расположены в районе островной дуги моря Скотия. Ранее указывалось [58], что, по-видимому, в Южной части Атлантического океана отсутствуют амфиболиты с признаками гранитизации. Однако детальное изучение амфиболитов этого района Атлантического океана с привлечением анализов их химического состава позволило выделить среди них гранитизированные разности, которые рассмотрены в специальной главе. Амфиболиты, лишенные признаков гранитизации, на станциях К-914 и К-916, характеризуются отчетливой бластоофитовой структурой. Они состоят из плагиоклаза, роговой обманки, хлорита, эпидота, кварца и апатита; присутствует также карбонатный минерал (анкерит). Роговая обманка ортоамфиболитов из впадины Неопелина плеохроирует в бледно-зеленых и оливковых тонах, наряду с этим присутствует также типичная для эпидот-амфиболитовой фации бледно-голубовато-зеленая роговая обманка. Роговая обманка ортоамфиболитов часто обрастает с периферии эпидотовыми каймами или эпидот-хлоритовым агрегатом: изредка в роговой обманке наблюдаются распыленные включения рудного минерала (магнетита). Плагиоклаз ортоамфиболитов характеризуется отчетливой зональностью, что подчеркнуто интенсивной сосюртизацией. В образце К-914-Т-701 в центральных частях зерен роговой обманки отмечены реликты клинопироксена (рис. 15).

Для сравнения с амфиболитами дна Атлантического океана были изучены амфиболиты, драгированные в нижней части уступа разлома Хейзен, входящего в систему поперечных разломов Элтанин, расположенную на стыке Южно-Тихоокеанского и Восточно-Тихоокеанского поднятий (Тихий океан, 24-й рейс нис "Академик Курчатов", ст. К-2173, материал любезно предоставлен Г.Л. Кашинцевым). По результатам драгирования был построен схематический геологический разрез южного уступа разлома Хейзен в районе станций К-2173 — К-2177 (см. рис. 56), в основании кото-



Рис. 15. Эпидотовый амфиболит со станции К-914, обр. К-914Т-1-701, с признаками замещения клинопироксена роговой обманкой, ув. 40, без анализатора

рого и залегают амфиболиты. Амфиболиты разлома Хейзен представлены светлыми серо-зелеными плотными породами с ярко выраженной сланцевой текстурой; на полированной поверхности отчетливо заметна их микроплойчатость. Породы эти обогащены сульфидами, тонко диспергированными или встречающимися в тонких секущих сланцеватость прожилках; отмечаются также кварц-эпидотовые прожилки. Микроскладчатая текстура амфиболитов разлома Хейзен и обогащенность их роговой обманкой позволяют называть эти породы роговообманковыми сланцами (рис. 16). По минеральному составу они мало отличаются от амфиболитов дна Атлантического океана: роговообманковые сланцы состоят из плагиоклаза, роговой обманки, кварца, эпидота, хлорита; в некоторых образцах (2173/1) наблюдался мусковит; как отмечалось выше, эти породы обогащены сульфидами (пиритом); в отдельных образцах присутствует сфен.

По составам породообразующих минералов роговообманковые сланцы разлома Хейзен можно разделить на три группы: I — зеленые сланцы, сложенные глиноземистым актинолитом (Al до 0,77 формульных единиц — ф.ед.), эпидотом и альбитом (An_6); среди плагиоклазов преобладает реликтовый анортит (An_{92-94}); II — эпидотовые амфиболиты, состоящие из роговой обманки (до 70%) с содержанием глинозема от 1,0 до 1,07 ф.ед.; новообразованный плагиоклаз представлен олигоклазом (An_{22-24}), первичный — анортитом (An_{90-94}); III — эпидотовые амфиболиты с более глиноземистой роговой обманкой ($Al = 1,17-1,33$ ф.ед.); в равновесии с роговой обманкой находится основной олигоклаз (An_{29}), реликтовый плагиоклаз варьирует по составу от An_{90} до An_{58} [62]. Новообразованный плагиоклаз характеризуется отсутствием зональности, он образует мелкие порфиробласты (см. рис. 14) в роговообманковой основной массе, которые в некоторых образцах (2173/1) почти нацело замещены мусковитом. Бледно-зеленый хлорит мало распространен в роговообманковых сланцах. Эпидот с зональными интерферен-



Рис. 16. Роговообманковый сланец из разлома Хейзен, обр. 2173/11, ув. 63, с анализатором

ционными окрасками образует мелкие короткопризматические зерна, рассеянные в основной массе породы, или заполняет вместе с кварцем секущие сланцеватость прожилки. Наиболее характерной особенностью изученных роговообманковых сланцев является чередование меланократовых слойков, сложенных преимущественно роговой обманкой с лейкократовыми прослойками из плагиоклаза и кварца. Нередко зернистость в этих прослоях неодинакова: в образце 2173/17 мелкозернистые прослои чередуются с более крупнозернистыми, в которых кристаллообласты плагиоклаза и кварца создают впечатление ситовидной структуры. Образец 2173 представлен наиболее лейкократовой разновидностью роговообманковых сланцев, поднятых на станции К-2173. Эта порода, состоящая из кварца, плагиоклаза и роговой обманки, по сравнению с вышеописанными роговообманковыми сланцами резко обогащена кварцем, текстура ее микроплойчатая, сланцевая, структура — гранонематобластовая. По химическому составу роговообманковые сланцы близки к типичным базальтоидам (табл. 4), однако обнаруживают аномально низкие содержания K_2O и Na_2O .

По содержаниям FeO , MgO и $Na_2O + K_2O$ эти породы попадают в поле коматиитов. Однако присутствие в роговообманковых сланцах обильного реликтового анортита не позволяет относить их к продуктам метаморфизма ультраосновных эффузивов. По-видимому, исходными породами в случае метабазитов разлома Хейзен являлись или базальтоиды, близкие к океаническим толеитам, или вулканогенно-осадочные породы основного состава. В некоторых образцах роговообманковых сланцев присутствуют жилки, заполненные пренитом (обр. 2173). Вместе с тем выше по разрезу (см. рис. 55), между перидотитами и роговообманковыми сланцами обнаружены контактово-измененные породы, в которых прослеживаются фрагменты неизмененных перидотитов. Контактново-измененные породы состоят из перекристаллизованного оливина, клинопироксена, замещаемого амфиболом; отдельные участки породы обогащены апатитом

Таблица 4

Химические составы амфиболитов дна океана и материковых амфиболитов

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	50,67	0,33	18,71	0,60	4,74	0,09
2	53,87	0,35	14,77	1,35	6,91	0,19
3	52,78	0,91	16,30	1,03	5,12	0,08
4	50,39	1,46	14,08	2,41	8,00	0,26
5	51,63	0,84	14,60	3,50	3,60	0,09
6	52,94	3,29	18,98	1,41	2,77	0,04
7	49,9	1,54	12,5		12,35	0,21
8	50,7	1,76			11,60	0,47
9	52,82	1,25	14,60	4,06	5,76	0,09
10	51,20	1,69	12,36	3,87	13,18	0,21
11	52,69	0,49	15,10	5,04	5,74	0,21
12	51,70	1,85	14,54	3,80	10,10	0,21
13	47,33	1,62	17,61	1,57	9,95	0,16
14	50,55	1,09	12,58	2,19	7,83	0,18

Примечание. Амфиболиты дна Атлантического и Тихого океанов: 1–5 — грубозернистые и полосчатые амфиболиты осевой долины Срединно-Атлантического хребта, 6° с.ш. [80]; 6 — габбро-амфиболит, впадина Романш [51]; 7–8 — роговообманковые сланцы разлома Хейзен, Тихий океан, анализы выполнены на установке

(обр. 2177/7а). В некоторых образцах присутствует ортопироксен, который ассоциирует с клинопироксеном (обр. 2177/7а). Наряду с высокотемпературными парагенезисами в контактово-измененных породах разлома Хейзен отмечаются также хлорит, актинолит (обр. 2177/15а); пренит, актинолит, хлорит, сфен (обр. 2177/15). Перидотиты, фрагменты которых присутствуют в контактово-измененных породах, в различной степени серпентинизированы. Обращает на себя внимание сильная деформированность породообразующих минералов из контактово-измененных пород (например, оливина и пироксена).

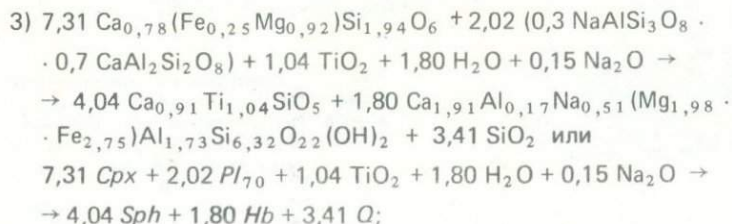
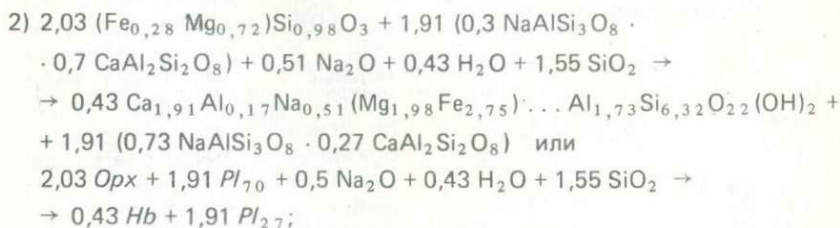
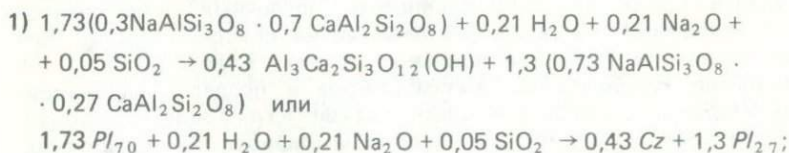
Пренитизация роговообманковых сланцев станции К-2173 может быть связана с теми же процессами контактовых изменений, которые затронули ультраосновные породы, однако более высокотемпературных изменений в роговообманковых сланцах не отмечено. В целом роговообманковые сланцы отличаются от описанных выше амфиболитов Срединно-Атлантического хребта специфической микроплойчатой текстурой, однако сланцеватые амфиболиты, может быть, в меньшей степени деформированные, обнаружены и в Срединно-Атлантическом хребте. Характерно, что эти породы, так же как и роговообманковые сланцы разлома Хейзен, обогащены сульфидами. Химический состав роговообманковых сланцев станции К-2173 отличается от состава амфиболитов дна Атлантического океана низким содержанием в этих породах Na₂O (до 2,08 вес. %). Такие низкие содержания натрия могут быть обусловлены первичным составом вулканогенных пород, впоследствии метаморфизованных.

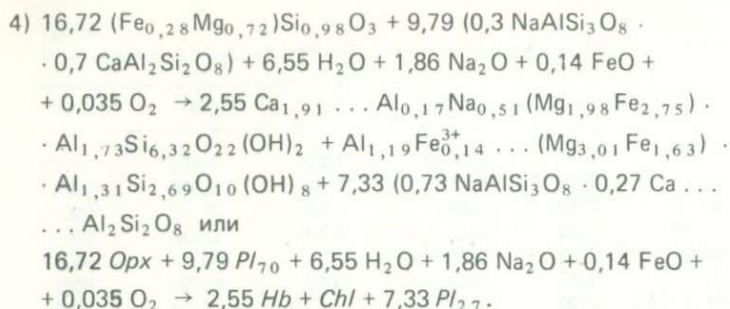
Наблюдаемые в изученных ортоамфиболитах дна Атлантического океана соотношения породообразующих минералов позволяют восстановить реакции минералообразования, протекающие при метаморфизме эпидот-амфиболитовой фации океанических базитов (рис. 17). Эти реакции заклю-

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Σ
7,20	10,01	4,00	0,05	1,60	1,50	99,50
7,38	8,27	4,06	0,11	1,97	0,30	99,47
7,53	9,92	3,73	0,08	1,51	—	99,00
7,38	10,78	3,33	0,09	1,47	0,24	99,86
6,50	9,38	2,95	0,08	6,50	—	99,67
3,94	9,31	6,03	0,10	0,58	0,19	99,52
9,05	11,9	2,08	0,02		He опр.	99,55
7,8	11,9	1,01	0,04		He опр.	99,98
5,51	10,50	3,82	0,60	—	0,10	99,11
5,46	5,89	3,66	0,25	2,00	0,33	100,33
5,86	9,85	3,25	0,40	0,40	—	99,03
4,00	6,20	3,81	0,94	1,00	0,14	98,29
7,39	7,15	4,21	0,17	1,10	0,05	98,31
9,38	9,54	2,98	0,47	3,11	—	99,88

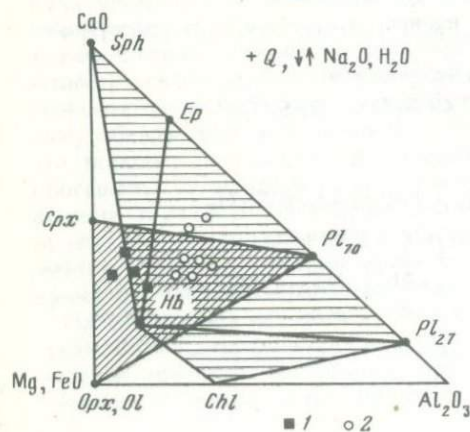
VRA-2 Н.В. Туранской, Аналитическая лаборатория ИО АН СССР. Материковые амфиболиты: 9—10 — амфиболиты полмос-тундровской свиты [57]; 11—12 — амфиболиты каскамской и тальинской свит [3], Кольский полуостров; 13 — амфиболит, серия Гренвилл, Онтарио [95]; 14 — средний состав амфиболитов [32].

чаются в смене магматогенных парагенезисов типичными минералами эпидот-амфиболитовой фации:





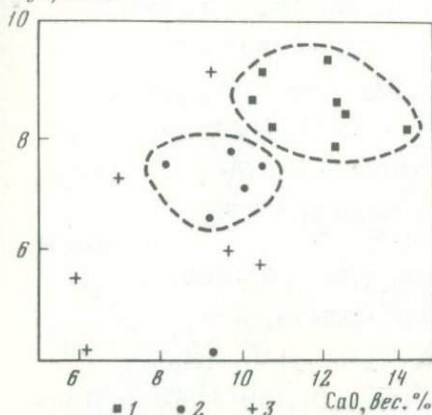
Как видно из приведенных реакций, метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации базитов дна океана, точно так же как и зеленосланцевый метаморфизм, аллохимичен: в ходе метаморфизма осуществляется привнос Na_2O и H_2O . Аллохимичность метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации становится особенно заметной при сопоставлении химических составов метабазитов эпидот-амфиболитовой фации (см. табл. 4) с составом типичных изверженных пород дна океана (см. табл. 2). По содержанию основных компонентов (CaO и MgO) эпидотовые амфиболиты уступают океаническим габбро или базальтам (см. рис. 18). По сравнению с изверженными породами океанические амфиболиты оказываются в целом более кремнекислотными (рис. 18). Характерной особенностью эпидотовых амфиболитов, как и метабазитов зеленосланцевой фации дна океана, является их обогащенность Na_2O , причем содержание K_2O в них оказывается ниже, чем в океанических базитах (рис. 19). Таким образом, метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации основных пород дна океана сопровождался региональным привнесом щелочных компонентов (Na_2O) и кремнезема, а также дебазификацией исходных пород. Для сравнения на тех же графиках показаны составы амфиболитов из областей развития регионального метаморфизма в пределах материков: габбро-амфиболиты каскамской и тальинской свит из юго-западного обрамления Печенегской структуры [3], полосчатые амфиболиты полмос-тундровской свиты [57] — Кольский полуостров, а также амфиболиты, образованные за счет карбонатных пород, серии Гренвилл, Онтарио, Канада



[95]. Как видно, континентальные и океанические амфиболиты имеют большое сходство по основным петрохимическим показателям. Вместе с тем содержание K_2O в материковых амфиболитах оказывается более высоким, чем в океанических. Вероятно, это отличие является

Рис. 17. Минеральные превращения в базальтах Срединно-Атлантического хребта, протекающие при метаморфизме эпидот-амфиболитовой фации
1 — химические составы базальтов Срединно-Атлантического хребта; 2 — химические составы эпидотовых амфиболитов Срединно-Атлантического хребта

MgO, вес. %



K₂O, вес. %

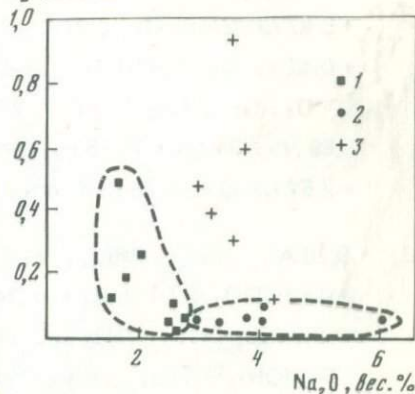


Рис. 18. Содержание основных компонентов в океанических амфиболитах и изверженных породах дна океана

1 — океанические габбро и базальты; 2 — океанические амфиболиты; 3 — континентальные амфиболиты

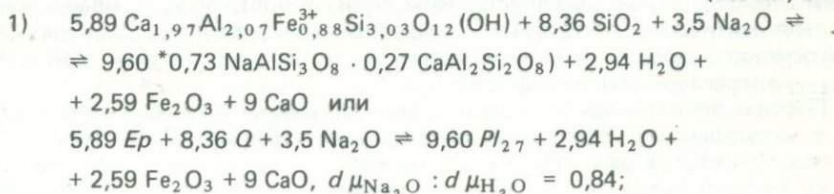
Рис. 19. Содержание Na₂O и K₂O в океанических амфиболитах и изверженных породах дна океана

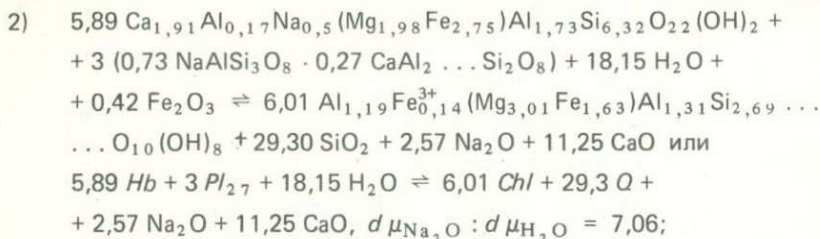
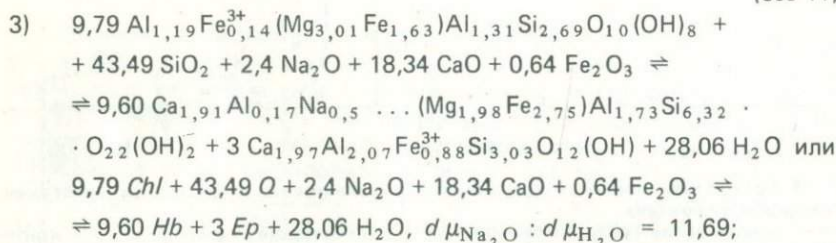
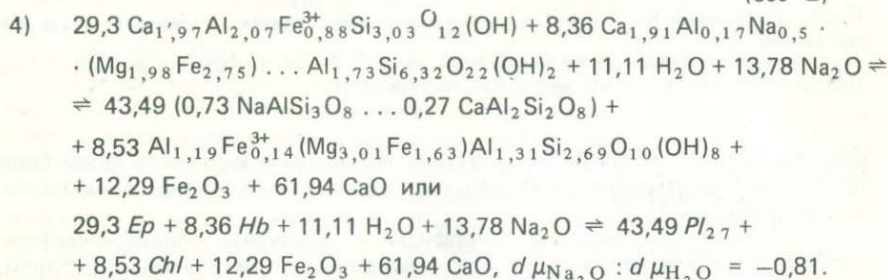
1 — базальты Срединно-Атлантического хребта; 2 — амфиболиты Срединно-Атлантического хребта; 3 — континентальные амфиболиты

следствием широко развитых в метаморфических комплексах докембрия процессов гранитизации, обусловивших интенсивный привнос в материковые амфиболиты K₂O.

Как и зеленосланцевый метаморфизм, метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации характеризуется ярко выраженным натриевым профилем, при этом главными агентами метаморфизирующего флюида является, как было показано выше, Na₂O и H₂O. Для выяснения зависимости парагенезисов эпидотовых амфиболитов океанического дна от режима Na₂O и H₂O была построена диаграмма в координатах $\mu_{Na_2O} - \mu_{H_2O}$ (рис. 20). Рассматривалась обычная для амфиболитов океанического дна ассоциация: эпидот, роговая обманка, плагиоклаз (27% анортитовой составляющей), хлорит и кварц. В рассмотренной системе имеется три виртуальных инертных компонента (Al₂O₃, Mg, FeO, SiO₂) и три виртуальных вполне подвижных (Na₂O, H₂O, CaO). При этом считаем, что X_{CO₂} во флюиде составляет не менее 0,03, а сфен находится в породе в избытке. С помощью системы определителей, предложенной Д.С. Коржинским [25], легко получить следующие уравнения реакций моновариантных равновесий:

(без Hb, Chl)



(без *Pl*)(без *Q*)

При расчете реакций здесь и выше использовались кристаллохимические формулы минералов, приведенные у следующих авторов: *Hb*, *Ep* [49]; *Chl* [12]. Уравнения реакций (*Hb*) и (*Chl*) оказываются вырожденными, и им на диаграмме $\mu_{\text{Na}_2\text{O}} - \mu_{\text{H}_2\text{O}}$ соответствует одна моновариантная линия: (*Hb*, *Chl*). На диаграмме рис. 20 линиями моновариантных равновесий ограничены пять полей. Парагенезисы эпидотовых амфиболитов Срединно-Атлантического хребта располагаются в основном в полях II—III, которым соответствуют наибольшие значения $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$. Важно отметить, что минеральные соотношения, наблюдаемые в некоторых океанических амфиболитах, могут быть объяснены сменой режима Na_2O или H_2O в метаморфизирующем флюиде. Образование гидротермальных жил в эпидотовых амфиболитах дна океана отвечают значения $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ и $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$, соответствующие полям I и IV; в числе жильных минералов, как уже отмечалось выше, широко распространены сфен, хлорит, эпидот, кварц. Как и зеленосланцевые metabазиты, эпидотовые амфиболиты Срединно-Атлантического хребта характеризуются в целом одинаковым режимом $\mu_{\text{Na}_2\text{O}}$ в метаморфизирующем флюиде.

Породы эпидот-амфиболитовой фации Срединно-Атлантического хребта в некоторых его участках (например, хребет Палмер, Срединно-Атлантический хребет, в районе 6° с.ш., а также 45° с.ш.) подвергались повторному метаморфизму зеленосланцевой фации. В основании хр. Палмер по-

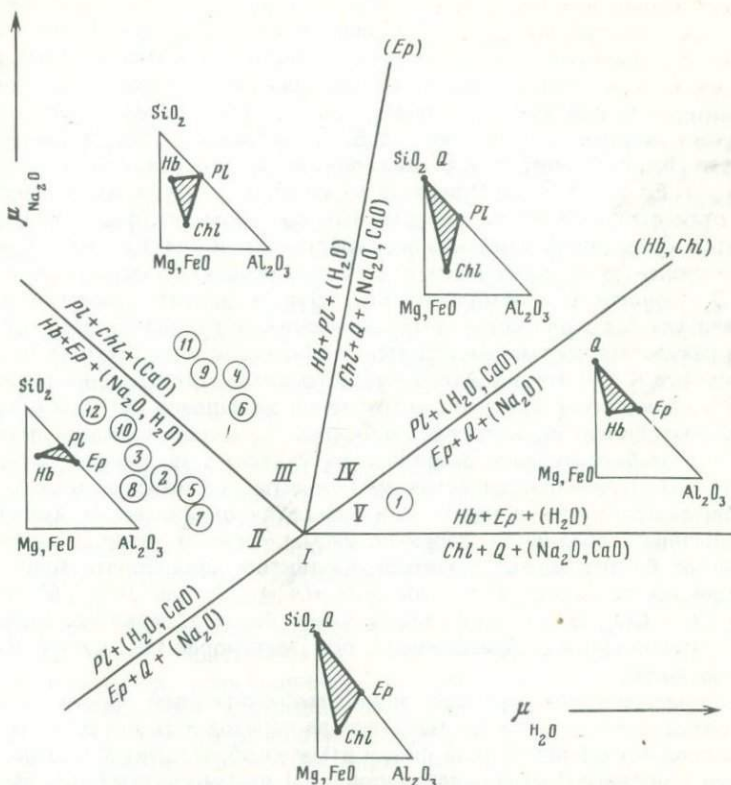


Рис. 20. Зависимость минерального состава эпидотовых амфиболов дна океана от режима Na_2O и H_2O в метаморфизирующем флюиде. Цифры соответствуют на рис. 1

1 — кварц-эпидот-роговообманковые амфиболиты, район Северо-Атлантического желоба (станция K-784); 2 — эпидотовые амфиболиты восточного склона хребта Рейкьянес (станция 352); 3 — эпидотовые амфиболиты с микровенцовой структурой, южная часть хребта Рейкьянес; 4 — эпидотовые амфиболиты, впадина Неопелина, море Скотия (станция K-914); 5 — эпидотовый амфиболит, впадина Неопелина, море Скотия (станция K-916); 7 — эпидотовый амфиболит, Южно-Атлантический хребет (станция K-858); 8 — роговообманковые сланцы, разлом Хейзен, Тихий океан (станция K-2173); 9 — габбро-амфиболиты, разлом Романш [51]; 10 — грубозернистые и полосчатые амфиболиты, осевая долина Срединно-Атлантического хребта [80]; 11 — массивные амфиболиты, хребет Палмер [20]; 12 — эпидотовые амфиболиты, Срединно-Атлантический хребет, 45° с. ш. [2]

добные изменения амфиболов описаны Дж. Канном [20]. Наиболее ярко проявлен метаморфизм фации зеленых сланцев в амфиболитах из осевой долины срединного хребта вблизи 6° с.ш. В этих амфиболитах, изученных Э. Бонатти с соавторами [80], установлены секущие контакты с более поздними базальтовыми дайками. В базальтах обнаружены изменения, типичные для зеленосланцевого метаморфизма: образование актинолита, альбита, хлорита и эпидота. В свою очередь, во вмещающих амфиболитах образуется альбит, а роговая обманка замещается актинолитом. Подобная ситуация отмечалась также при работах на профиле Гудзон, в районе 45° с.ш. Таким образом, океанические базиты Срединно-Атлантического хребта в процессе его тектонической эволюции подвергались неоднократному метаморфизму.

Распространенность эпидотовых амфиболитов Срединно-Атлантического хребта, их текстурные и структурные признаки, а также их полное сходство с типичными продуктами регионального метаморфизма в хорошо изученных материковых метаморфических комплексах позволяют интерпретировать эти породы как продукт регионального метаморфизма натриевого профиля. В.В. Хлестовым [69] эпидот-амфиболитовая фация в метабазитах выделяется по характерной ассоциации: $Pl_{10-30} + Ep + Hb + Q$. Эпидотовые амфиболиты дна Атлантического океана отличаются таким же минеральным составом. На присутствие в амфиболитах Срединно-Атлантического хребта плагиоклаза с 14% анортитового компонента, ассоциирующего с олигоклазовым плагиоклазом, указывал Э. Бонатти с соавторами [80]. Бурый биотит, присутствующий в незначительном количестве в океанических ортоамфиболитах, образовался в результате постметаморфических процессов метасоматоза (локальном привносе K_2O). На дне Атлантического океана обнаружены также амфиболиты, в которых отмечено интенсивное замещение роговой обманки буро-зеленым биотитом, которое сопряжено с калишлатизацией породы; в этом случае биотитизация амфиболитов связана с явлениями гранитизации [58, 59] (гранитизированные амфиболиты рассмотрены ниже). Биотит наблюдается также в некоторых разностях океанических амфиболитов, лишенных признаков первично-магматического происхождения. В этом случае биотит может считаться продуктом декарбонатизации [92], происходящей по схеме: $Dol + Mi \rightarrow Bi + Cc + CO_2$ или $Dol + Mu \rightarrow Bi + Chl + Cc + CO_2$. Эта реакция образования биотита, вероятно, характерна для амфиболитов, образованных при метаморфизме вулканогенно-осадочных толщ.

Низкотемпературной границе эпидот-амфиболитовой фации соответствует реакция $Hb \rightarrow Act + Ep$, намечающая переход к фации зеленых сланцев. Переход к амфиболитовой фации отмечен образованием в амфиболитах более основного (андезин-лабрадорного) плагиоклаза и более высокотемпературной и высокоглинистой нормальной оливково-зеленой роговой обманки. Температурный интервал, занимаемый эпидот-амфиболитовой фацией, соответствует $500-620^\circ C$ [69, 32]; по давлению ей соответствует интервал 2—6,5 кбар [31].

Экспериментальное изучение эпидотовых амфиболитов показало, что эпидот-амфиболитовая фация (или субфация эпидовых амфиболитов амфиболитовой фации по [52]) ограничена снизу олигоклазовой изоградой ($500^\circ C$), а сверху изоградой реакции: $Hb + Ep + Cc + Q \rightleftharpoons Px + Pl + H_2O + CO_2$ ($560-620^\circ C$), знаменующей переход к пироксеновым амфиболитам [52]. Указанные изограды сильно зависят от давления и от состава системы.

СЕРПЕНТИНИТЫ

Серпентиниты типичны для Срединно-Атлантического хребта; серпентинизированные перидотиты слагают также скалы Святого Павла [51], возвышающиеся над уровнем моря в районе Срединно-Атлантического хребта, вблизи экватора. Известны находки серпентинитов в районах островных дуг Атлантического океана: глубоководных желобах Пуэрто-Рико и Южно-Сандвичевом. Во всех перечисленных случаях серпентиниты всегда ассоциируют с метабазитами зеленосланцевой фации, к которым в некоторых районах Срединно-Атлантического хребта могут добавляться амфиболиты [80, 20, 2].

Были изучены серпентинизированные ультраосновные породы, подня-

тые нис "Академик Курчатов" в 6-м рейсе на полигонах 2 (ст. К-432, ралом Курчатова, 40°31' с.ш., 29°28'2" з.д., глубина 3350 м) и 4 (ст. К-441, разлом Атлантис, 29°51'8" с.ш., 42°59'9" з.д., глубина 3000 м). Серпентиниты станции К-432 представлены плотными породами светло-зеленого, голубовато-зеленого и рыжего цвета. В той же драге были подняты измененные базальты и габбро. В отдельных обломках серпентинитов заметны реликты крупных вкрапленников (до 9 мм) пироксена (обр. К-432-Д3-89). Преобладающим типом серпентинитов на этой станции является лизардит-хризотилковый. Серпентиниты, относящиеся к этой группе, состоят из пластинчатых обособлений лизардита и более поздних образований хризотила, который часто выполняет микроскопические трещинки. В лизардит-хризотилковых серпентинитах присутствует также просвечивающая по краям зерен буро-красным цветом хромшпинель. Шпинель частично замещена магнетитом. Структура лизардит-хризотилковых серпентинитов или пластинчатая, или петельчатая. В образце К-432-Д3-45 серпентинит представлен волокнистым хризотилом: хризотил-асбестом. В этом же образце присутствуют хромшпинель и мелкие выделения карбонатного минерала. В некоторых образцах, например К-432-Д3-42-8, наблюдаются реликты оливина и клинопироксена. В другой разновидности лизардит-хризотилковых серпентинитов отмечены крупные реликтовые вкрапленники клинопироксена с частой спайностью, обусловленной, по-видимому, процессами деформации, наложенными на породу. Среди серпентинитов станции К-432 присутствуют разновидности с антигоритовым серпентином. Эти породы наряду с лизардитом и хризотилом содержат также антигорит, образующий баститовые псевдоморфозы по ортопироксену гипербазитов и хромшпинель. В образце К-432-Д3-73 отмечена следующая минеральная ассоциация: антигорит (баститовый) + хризотил + + хлорит + хромшпинель. Хлорит в этой породе почти бесцветный с аномальными интерференционными окрасками (пеннин) и, вероятно, отличается высокой магнезиальностью. В некоторых разновидностях баститовых серпентинитов наблюдаются реликты клинопироксена (рис. 21). Как и лизардит-хризотилковые серпентиниты, баститовые серпентиниты, как правило, имеют петельчатую структуру. В некоторых образцах серпентинитов со станции К-432 отмечены признаки интенсивной карбонатизации. Карбонатизация выражается в образовании обильного карбоната (магнезита), замещающего серпентин. Карбонатизация серпентина хорошо заметна в образце К-432-Д3-80 (рис. 22). В этой же породе наблюдаются остатки серпентинита, состоящего из лизардита, хромшпинели и реликтов клинопироксена. Карбонат в этих породах представлен не чистым магнезитом, а его железистой разновидностью — брайнеритом (в отдельных зернах наблюдается слабо-коричневатая окраска); возможно также присутствие в этих породах доломита. Интенсивно карбонатизированные породы характеризуются сноповидной структурой (см. рис. 29), обусловленной радиально-лучистыми скоплениями магнезита. На станции К-432 в той же драге, в которой были подняты серпентиниты, обнаружены обломки измененного габбро. Изменения габбро выражаются в практически полной пренизации плагиоклаза. В образце К-432-Д3-72-1 при полной сохранности офитовой структуры зерна клино- и ортопироксена, а также оливина окружены пренитовой матрицей (рис. 23). Образец К-432-Д3-726 представлен сильно деформированной породой, состоящей из пренита (основная ткань породы) и редких реликтов клинопироксена, почти полностью замещенного хлоритом (пеннином) (рис. 24).

Серпентиниты, поднятые на станции К-441 (разлом Атлантис), представ-

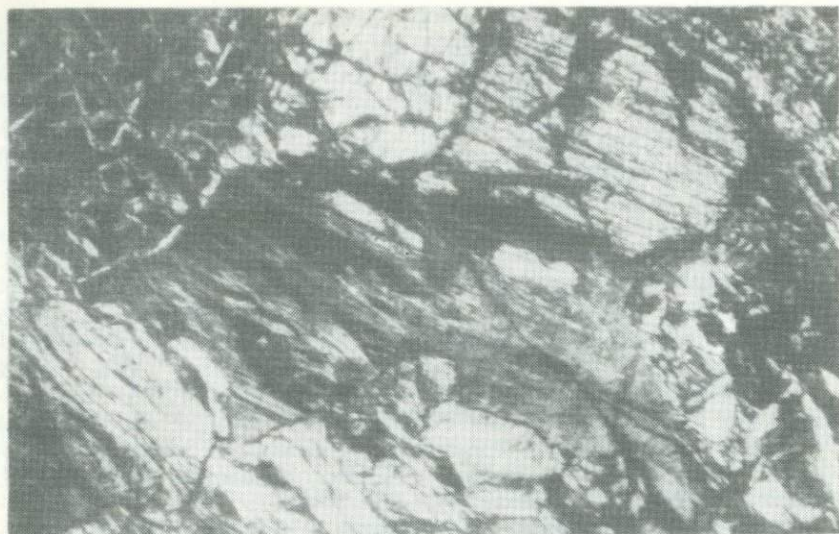


Рис. 21. Баститовый серпентинит с реликтами клинопироксена, станция К-432, обр. К-432-ДЗ-60, ув. 40, с анализатором

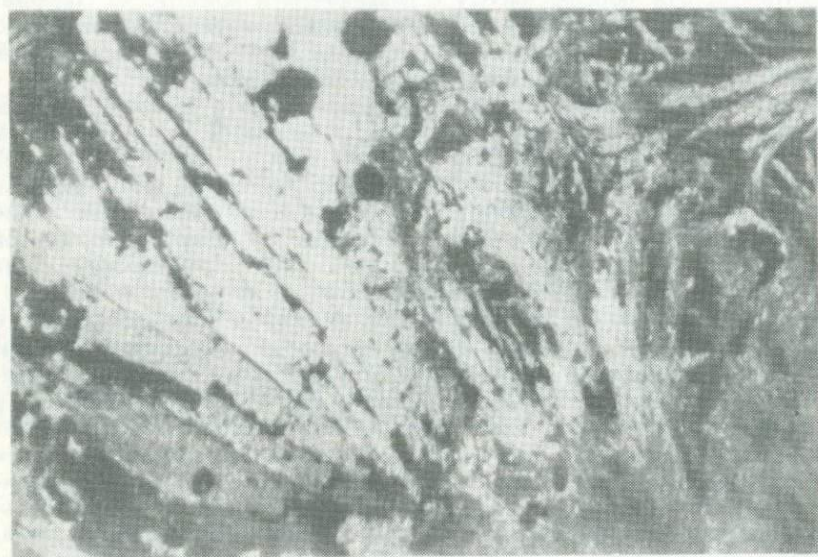


Рис. 22. Карбонатизированный серпентинит с лучистыми агрегатами брейнерита, станция К-432, обр. К-432-ДЗ-80, ув. 28, с анализатором

лены преимущественно баститовыми разностями. На этой же станции были обнаружены мономинеральные хлоритовые и хлорит-актинолитовые породы. Серпентиниты сложены антигоритом, лизардитом и тальком, в породах присутствует также хромшпинель (рис. 25). Оливин полностью замещен лизардитом, образующим в отдельных участках породы петельчатую струк-



Рис. 23. Пренитизированное оливиновое габбро со станции К-432, обр. К-432-ДЗ-72-1, ув. 28, с анализатором



Рис. 24. Пренитизированная порода с реликтами клинопироксена, станция К-432, обр. К-432-ДЗ-72, ув. 28, с анализатором



Рис. 25. Оталькованный баститовый серпентинит со станции К-441, обр. К-Д-4-6, ув. 28, с анализатором

Таблица 5

Химический состав серпентинитов и карбонатизированных серпентинитов разлома Курчатова, тальковых серпентинитов разлома Атлантис, серпентинитов Северо-Атлантического разлома, по Хекиньяну и Аументо [106], и неизменных гипербазитов различных регионов, по Бонатти и др. [6] Гавриловой [9], Дмитриеву [13] и Дэли (Заварицкий [17])

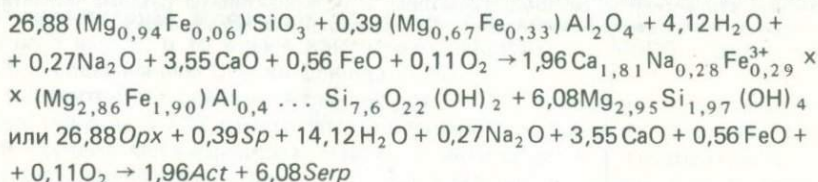
Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃ ⁻	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
К-432-Д-3	38,15	0,03	0,48		8,35	0,14
К-432-д-3-89	45,11	0,20	0,94		8,09	0,14
К-432-Д-3-60	40,39	0,03	1,31		9,04	0,13
К-432-Д-3-73	40,88	0,02	1,02		5,56	0,11
К-432-Д-3-59	38,94	0,01	0,62		8,72	0,11
К-432-Д-3-45	30,88	0,05	1,15		5,77	0,08
1	14,04	Нет	1,09	3,03	0,88	Сл.
2	12,72	Нет	0,71	2,12	0,52	Сл.
3	36,20	0,44	6,50		8,83	0,17
4	55,66	0,22	1,40	0,81	3,09	0,11
К-441-Д-4-3	26,12	1,73	17,63		22,64	0,44
К-441-Д-4-32	53,91	0,04	1,12		7,56	0,22
5	46,17	0,46	2,11	5,86	2,64	0,12
6	44,01	0,03	3,01	6,37	1,68	0,05
7	42,41	0,05	1,62	2,73	5,90	0,21
8	41,12	0,02	1,52	2,72	6,35	0,18
9	45,50	0,20	3,40	5,30	2,30	0,20
10	41,70	—	0,90	2,90	5,70	0,20

Примечание Серпентиниты разлома Курчатова: К-432-Д-3-45, 59, 60 70, 89 (анализы выполнены в Аналитической лаборатории ИО АН СССР на установке VRA-2 Н.В. Туранской); 1—2 (обр. К-432-Д-3-78, 79 [23]); 3—4 — карбонатизированные серпентиниты Северо-Атлантического разлома [106]. Серпентиниты разлома Атлантис: К-441-Д-4-3, 32 (анализы выполнены в Аналитической лаборатории ИО АН СССР

туру. Антигорит развит в баститовых псевдоморфозах по ортопироксену. Тальк развивается по микротрещинкам и замещает серпентин в баститовом агрегате по отдельности; шпинель замещается магнетитом.

С серпентинитами станций К-432 и К-441 ассоциируют нормальные габро, габбро-нориты и оливиновые габбро-нориты, а также обычные клинопироксен-плагиоклазовые порфиновые базальты. На тех же станциях, кроме этого, были подняты метабазаальты, в которых отмечено замещение оливина и клинопироксена хлоритом и актинолитом, плагиоклаз в этих породах альбитизирован. Содержание Na_2O в метабазаальтах достигает 3,24 вес. % и соответствует содержанию этого компонента в спилитах и метабазаитах зеленосланцевой фации.

В процессе серпентинизации в ультраосновные породы разлома Курчатова и разлома Атлантис привносились CaO , Na_2O и H_2O . При сравнении химических составов неизмененных гипербазитов различных регионов с составами серпентинитов разлома Курчатова и разлома Атлантис отчетливо проявляются тенденции к обогащению исходных пород натрием в ходе серпентинизации (в меньшей степени кальцием) и кальцием при карбонатизации серпентинитов (табл. 5, рис. 26). Привнос Na_2O и CaO в ходе метаморфизма определял характерные минеральные превращения (рис. 27), например:



(использованы кристаллохимические формулы, приведенные у следующих авторов: *Act*, *Serp* [12]; *Opx* [45]).

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Σ
40,03	0,20	0,60	0,02	—	12,00	П.н.н.	99,98
30,47	3,54	0,97	0,43	—	10,10	П.н.н.	99,99
35,59	0,22	0,34	0,04	—	12,92	П.н.н.	100,01
38,11	0,09	0,46	0,02	—	13,78	П.н.н.	100,00
36,69	0,76	0,31	0,02	—	13,81	П.н.н.	99,99
32,91	10,22	0,39	0,01	—	18,60	П.н.н.	100,31
15,69	34,12	0,18		25,74	0,36	5,46	100,59
13,48	37,70	0,24		27,36	0,16	5,72	101,25
24,05	3,84	0,36	0,49	—	18,19	—	99,07
24,24	10,52	0,21	0,03	—	3,78	—	100,07
20,31	0,36	1,28	0,01	—	9,49	П.н.н.	100,01
30,13	0,32	0,57	0,01	—	6,11	П.н.н.	99,00
39,34	1,27	0,19	0,04	—	—	—	99,20
44,22	0,58	0,18	0,02	—	—	—	100,15
40,96	1,63	—	—	—	—	—	99,59
42,83	0,50	0,18	0,16	—	—	—	100,09
39,00	2,60	0,20	0,10	—	—	—	99,30
47,70	0,80	0,10	—	—	—	—	100,00

Н.В. Туранской на установке VRA-2); 5–6 — вычисленный безводный состав перидотитов экваториальной части Срединно-Атлантического хребта [6]; 7–8 — неизмененные гипербазиты массива Пай-Ер, Полярный Урал [9]; 9 — лерцолит Индоокеанского хребта [13]; 10 — дунит, по Дэли [17].

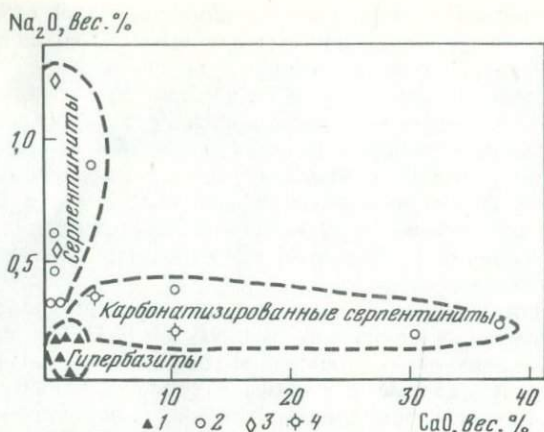


Рис. 26. Изменение состава гипербазитов при их серпентинизации и последующей карбонатизации

1 — неизмененные гипербазиты по [6, 13, 17, 79]; 2 — серпентиниты и карбонатизированные серпентиниты разлома Курчатова; 3 — серпентиниты разлома Атлантис; 4 — карбонатизированные серпентиниты Северо-Атлантического разлома по [106]

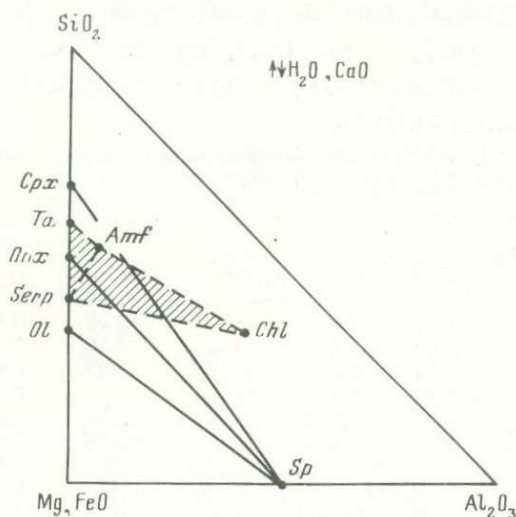


Рис. 27. Минеральные превращения при серпентинизации гипербазитов со станций К-432 и К-441. Обозначено поле составов серпентинизированных гипербазитов

В породах станции К-441, по-видимому, ассоциация тальк + серпентин могла образовываться одновременно по схемам:



По минералогическим и структурным признакам целесообразно предположить, что исходные ультраосновные породы характеризовались переходами от дунитовых разностей к гарцбургитам и лерцолитам, что, как указывал А.А. Маракушев [34], может служить признаком их магматической природы. Мономинеральные лизардитовые серпентиниты образова-

лись при серпентинизации оливиновых перидотитов — дунитов, лизардит-антигоритовые серпентиниты (с баститом) по оливин-ортопироксеновым перидотитам-гарцбургитам, баститовым серпентинитом с реликтами клинопироксена по двупироксеновым перидотитам — вебстеритам, лизардитовые серпентиниты с обильным реликтовым клинопироксеном по оливиновым клинопироксенитам и, наконец, лизардит-бастит-клинопироксеновые серпентиниты по лерцолитам. Наиболее стойким к серпентинизации минералом гипербазитов является клинопироксен: минералы, замещающие его, представлены хлоритом и актинолитом. Поэтому, возможно, мономинеральные хлоритовые или хлорит-актинолитовые породы со станций К-441 возникли за счет пород, близких к клинопироксенитам.

Серпентиниты разлома Курчатова (ст. К-432) представлены лизардит-хризотиловыми и баститовыми разновидностями. На P - T схеме минеральных видов серпентинитов, приведенной Дж. Муди [120] (рис. 28), серпентинитам станции К-432 соответствует температурный интервал 350–450°С. Карбонатизация серпентинитов станции К-432 является более поздним процессом по сравнению с серпентинизацией и связана, по-видимому, с заложением системы поперечного разлома Курчатова. Образование магнезита в серпентинитах связано с увеличением P_{CO_2} во флюиде, так как лизардит-хризотиловая ассоциация устойчива при содержании CO_2 в нем не выше 5 мол.%, в то время как переход $\text{Mg}(\text{OH})_2 \rightarrow \text{MgCO}_3$ связан с высоким содержанием CO_2 во флюиде [120].

Серпентиниты разлома Атлантис (ст. К-441) по сравнению с серпентинитами станции К-432 относятся, по-видимому, к более высокотемпературной ступени метаморфизма. Наряду с антигоритом и лизардитом в этих породах присутствует тальк, который замещает минералы группы серпентина. Такие соотношения минералов указывают на температуры порядка 450–500°С [119]. Некоторые исследователи [12] считают, что образование тальковых сланцев за счет серпентинитов сопровождается промежуточной актинолит-хлоритовой ступенью, однако совместное нахождение в изученных серпентинитах ассоциаций $Act + Chl$ и $Ta + Serp$ как будто противоречит этой точке зрения.

А.А. Маракушевым была показана решающая роль величины отношения $P/P_{\text{H}_2\text{O}}$ при баститизации гарцбургитов [33]. При существенной разнице между P и $P_{\text{H}_2\text{O}}$ поле стабильности ортопироксена непосредственно граничит с полем серпентина. При этих условиях и происходит серпентинизация ортопироксена с образованием бастита (рис. 29). Этому процессу соответствует температура 420°С при $P = 6$ –7 кбар, а $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,05$ кбар. Таким образом, в изученных серпентинизированных гипербазитах станций К-432 и К-441 выделяется баститовая фация, типичная для серпентинитов, развитых по гарцбургитам, и являющаяся обычной для офиолитовых комплексов [33]. Вместе с тем серпентиниты разлома Атлантис отличаются от серпентинитов разлома Курчатова более высокими температурами метаморфизма, приведшими к оталькованию этих пород. За серпентинизацией гипербазитов станции К-432 последовала карбонатизация серпентинитов. На станции К-441 признаков карбонатизации серпентинизированных гипербазитов не отмечено.

Химический состав гипербазитов разлома Атлантис и разлома Курчатова претерпевает в ходе метаморфизма закономерные изменения (см. табл. 5). В процессе карбонатизации также наблюдается изменение состава серпентинитов: возрастание содержания в породах СаО и уменьшение содержания MgO, что, по-видимому, объясняется замещением более магнезиальной фазы (лизардит или хризотил) менее магнезиальной (магнезит-брейнерит) (рис. 30). Характерно, что с ростом содержания СаО содержа-

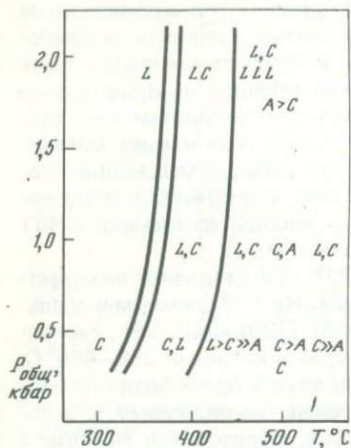


Рис. 28. Типы минеральных ассоциаций минералов группы серпентина в зависимости от Т-Р-условий по [120]

С — хризотил, L — лизардит, А — антигорит

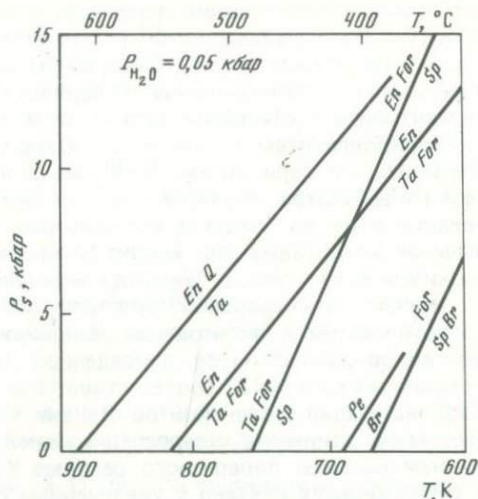


Рис. 29. Поля устойчивости минеральных парагенезисов серпентинитов и бастиновой фазии серпентинизированных гарцбургитов при $P_{H_2O} = 0,05$ кбар по [33]

ние H_2O^+ в породе уменьшается, т.е. карбонатизация серпентинитов связана с их частичной дегидратацией. Поэтому можно считать, что минеральный состав породы при карбонатизации изменялся вследствие реакции: $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8 + 12CO_2 + 6CaO \rightarrow 6CaMg(CO_3)_2 + 4SiO_2 + 4H_2O$, а не за счет реакции: $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8 + 6CO_2 + 3CaO \rightarrow Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2 + 3CaMg(CO_3)_2 + 3H_2O$, т.е. карбонатизация серпентинитов разлома Курчатова сопровождалась их десиликацией, что и подтверждается химическим составом этих пород (см. рис. 30). С увеличением температуры ассоциация магнетит + антигорит, наблюдаемая в серпентинитах станции К-432, должна сменяться ассоциацией магнетит + тальк. Вероятно, при температурных условиях, соответствующих эпидот-амфиболитовой фазии в бескварцевых парагенезисах, обычных для серпентинитов, может образоваться ассоциация магнетит + роговая обманка.

Важно отметить, что на станции К-432 (разлом Курчатова) вместе с серпентинитами были взяты пренитизированные и катаклизированные габбро. Пренитизация вмещающих плагиоклазосодержащих пород основного и среднего состава на контакте их с ультраосновными породами была описана в ультраосновном массиве Блю-Ривер, Британская Колумбия [160], и в ультраосновном массиве Крака, Южный Урал [31]. В 37-м рейсе "Гломар Челленджер" на станции 334 в керне были получены измененные габбро-нориты, ассоциирующие с серпентинизированными перидотитами [106]. Эти породы сильно деформированы и сложены перекристаллизованными клинопироксеном, ортопироксеном и плагиоклазом (до 65% An) и по минеральному составу могут быть отнесены к роговикам гранулитовой фазии.

Таким образом, серпентинизированные гипербазиты разлома Курчатова и разлома Атлантис являются продуктом зеленосланцевого метаморфизма, так же как и ассоциирующие с ними зеленые сланцы, в то же время не-

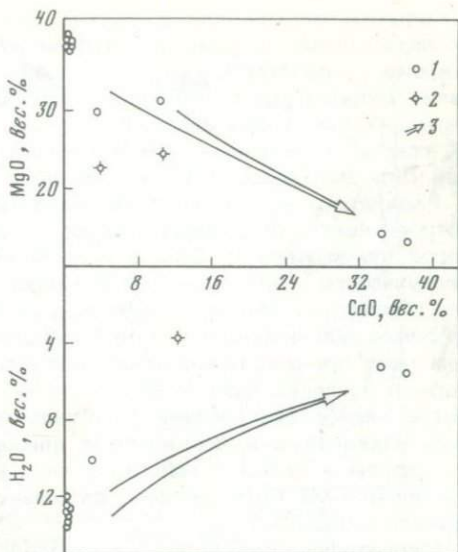
Рис. 30. Изменение химического состава серпентинитов станции К-432 при их карбонатизации

1 — серпентиниты разлома Курчатова; 2 — серпентиниты Северо-Атлантического разлома [106]; 3 — направленность изменения химического состава серпентинитов Северо-Атлантического разлома при их карбонатизации

которые из этих серпентинитов отвечают условиям, переходным от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации. В ряде случаев вмещающие серпентиниты породы обнаруживают изменения, которые, по-видимому, могут быть вызваны контактовым воздействием интрузий ультраосновного состава.

Серпентинизация проходила в температурном интервале зеленосланцевой фации (358—500°С).

При этом P_{H_2O} в метаморфизирующем флюиде составляло не менее 0,05 кбар. В метаморфизме гипербазитов Срединно-Атлантического хребта намечаются два этапа: ранний — серпентинизации и более поздний — карбонатизации, проявляющийся локально (только в районе разлома Курчатова). Ранний этап (серпентинизация) проявился повсеместно и, судя по его химизму (привнос натрия), соответствует региональному метаморфизму натриевого профиля зеленосланцевой фации. Совместное нахождение в Срединно-Атлантическом хребте серпентинизированных перидотитов и метабазитов зеленосланцевой фации натриевого профиля указывает на их тесную генетическую связь и на возможность происхождения этих пород в результате одновременного регионального метаморфизма зеленосланцевой фации.



Глава 4

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ОСТРОВНЫХ ДУГ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Для Атлантического океана наиболее характерен неактивный (пассивный) тип материковых окраин, которому свойственно несогласное срезание континентальных структур береговой линией и их погружение под уровень океана. Исключением являются переходные зоны от материка к океану в районах Карибского региона и региона моря Скотия. Для этих участков Атлантического океана характерно присутствие трех главных структурных элементов, типичных для переходных зон активного типа: вулканической островной дуги, сопряженной с ней глубоководного желоба и окраинного внутридугового бассейна. Петрохимии и петрологии изверженных и осадочных пород островных дуг Атлантического океана

посвящены многочисленные работы, выполненные в разное время рядом исследователей. В меньшей степени изучены метаморфические породы, широко распространенные в этих районах Атлантики. Вместе с тем изучение петрологических и геохимических особенностей метаморфических пород активных зон перехода от континента к океану позволяет судить об основных геохимических тенденциях в геологической эволюции земной коры этих районов Атлантического океана.

Расположенные на востоке Карибского региона Малые Антильские острова являются современной активной островной дугой, в районе которой, по мнению И. Сайкса и М. Юинга [145], происходит поглощение океанической коры в западном направлении. Образование земной коры под Карибским морем связано с существовавшим здесь в юрское время срединно-океаническим хребтом субширотного простирания [98]; в раннем мелу произошла внезапная остановка в формировании океанической коры в пределах этого хребта. В то же время вдоль большей части периметра Карибского региона были заложены зоны, в которых осуществлялись надвиговые и поддвиговые движения взаимодействующих блоков литосферы и которые маркируются в настоящее время альпинотипными офиолитовыми комплексами, включающими разнообразные метаморфические породы [78].

Метаморфические породы Карибского региона относятся к разновозрастным (от докембрийских до мезозойских) комплексам, которые характеризуются широким спектром составов слагающих их пород. К древнейшим метаморфическим комплексам относятся докембрийские породы, известные в северо-западной части Карибского региона, где они слагают так называемое "ядро Центральной Америки" [78]. Метаморфические породы из докембрийских комплексов материкового обрамления Карибского региона являются типичными для континентальной коры образования: среди них доминируют метааркозы и метапелиты. М.С. Марков [37] предполагает, что породы сейсмического "гранитного слоя", фиксируемого геофизическими методами в западной части Карибского региона, представлены уплотненными и метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями, но не исключает возможности того, что часть островной дуги Больших Антилл (ее западный сегмент) была заложена на краю Багамской плиты с корой континентального типа.

В целом метаморфические породы континентальной природы не типичны для Карибского региона. Наиболее распространены здесь метаморфические породы мезозойского возраста, связанные с эволюцией коры океанического типа и образованные в результате метаморфизма пород островодужного комплекса. Представлены они, главным образом, метабазитами. Породы этого типа известны на Больших Антильских островах и распространены также в континентальном обрамлении бассейна Карибского моря (рис. 31). В строении земной коры под Карибским морем участвуют метаморфические породы того же типа, что и слагающие мезозойские метаморфические комплексы Больших Антильских островов, Гватемалы, Венесуэлы и Колумбии. П. Фокс и Б. Хейзен [98] описали в районе подводного хребта Авес (в тылу Малых Антилл) катаклазированные метабазальты, состоящие из кислого плагиоклаза, эпидота, хлорита, актинолита и кварца. Здесь же были обнаружены метагаббро с хлоритом и актинолитом, в которых также наблюдались признаки деформаций. Из желоба Кайман были подняты метаморфизованные гранодиориты со следами деформаций, состоящие из плагиоклаза, роговой обманки, ортоклаза, эпидота, кварца, хлорита и мусковита, а также метабазальты с альбитизированным и серицитизированным плагиоклазом, хло-

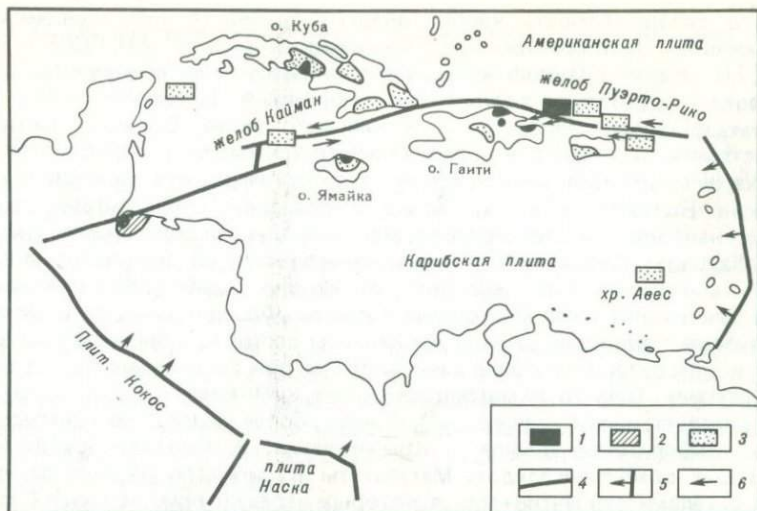


Рис. 31. Схема расположения метаморфических комплексов офиолитов Карибского региона. Границы Карибской плиты приведены по [78] и [122]

1 — глаукофановые сланцы; 2 — амфиболиты; 3 — зеленые сланцы, спилиты и серпентиниты; 4 — границы плит и разломы; 5 — зоны субдукции; 6 — направление движения плит. Места расположения метаморфических пород на дне Карибского моря и в желобе Пуэрто-Рико приведены по [71, 129, 130, 131]

ритом и эпидотом [129]. В северо-западной части Карибского региона при драгировании морского дна были подняты кварциты, в которых по биотиту калий-аргоновым методом был определен возраст — 65 млн. лет [131]. Обширный материал по метаморфическим породам был собран М. Перфитом с соавторами [130] в северо-восточной части Карибского региона (желоб Пуэрто-Рико). В результате интенсивного драгирования удалось установить, что северный (океанический) склон желоба Пуэрто-Рико сложен базальтами (свежими и измененными в условиях зеленосланцевой фации) и радиоляриевыми кремнями. В строении южного (приостровного) склона желоба Пуэрто-Рико участвуют мрамора, известковистые сланцы, слюдяные сланцы, зеленые сланцы и серпентиниты; во всех этих породах фиксируются следы интенсивных дислокаций. Те же авторы приводят данные о присутствии слабо метаморфизованных изверженных пород в подводном Каньоне Мона. Возраст наиболее поздних проявлений метаморфизма в северо-восточной части Карибского региона, по данным М. Перфита и его коллег [130], составляет 63 ± 3 млн. лет, однако в ряде мест метаморфические породы, будучи перекрытыми мелководными верхнемеловыми осадками, могут относиться и к допоздне-меловому времени. Исходные породы интерпретируются М. Перфитом с соавторами как глинистые осадки, граувакки, мергели и вулканиты островодужного комплекса. На о-ве Гаити идентичные породы ассоциируют с блоками глаукофановых сланцев и эклогитов. Вместе с тем при драгировании приостровного склона желоба Пуэрто-Рико американскими исследователям не удалось среди поднятых ими метаморфических пород обнаружить глаукофановые сланцы (лишь в единственном образце зеленых сланцев были описаны редкие иголочки глаукофана). Первая находка глаукофановых сланцев в желобе Пуэрто-Рико связана с драгирова-

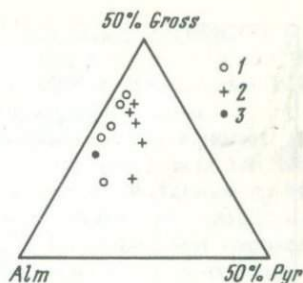
нием его северо-западной части (впадина Браунсон, приокеанический склон желоба), проведенном нис "Академик Курчатов" АН СССР в 9-м рейсе [71]. Кроме глаукофановых сланцев, здесь были обнаружены спилитизированные базальты, а также зеленые сланцы и кварциты.

Метаморфические породы дна Карибского моря, Больших Антильских островов и южного континентального обрамления Карибского региона характеризуются рядом общих петрологических и геохимических признаков. Большая часть этих пород представлена метабазами, среди которых наиболее распространены метабазальты. В большинстве случаев метабазальты Карибского региона характеризуются присутствием следующей минеральной ассоциации: плагиоклаз альбит-олигоклазового состава + актинолит + хлорит + эпидот + кварц. Ассоциирующие с этими метабазами слюдястые сланцы и кварциты состоят из биотита, хлорита, кварца и кальцита. Обе ассоциации типичны для зеленосланцевой фации метаморфизма. Однако в метаморфических комплексах Карибского региона распространены также метабазиты более высокотемпературной эпидот-амфиболитовой фации с парагенезисом: олигоклаз + обыкновенная роговая обманка + эпидот. Метабазиты Карибского региона перемежаются с телами серпентинитов, в которых нередко присутствуют блоки амфиболитов, глаукофановых сланцев и эклогитов. Ассоциирующие с зелеными сланцами и серпентинитами глаукофановые сланцы желоба Пуэрто-Рико сложены глаукофаном, эпидотом, гранатом, сфеном, хлоритом, кварцем и мусковитом. Гранат из этих пород (9% *Andr*, 21% *Gross*, 4% *Spess*, 62% *Alm*, 4% *Pyr*, железистость — 94%) близок по составу к гранатам из глаукофановых метабазитов Кубы и Венесуэлы [65] и образует единое поле составов с гранатами из более низкотемпературных (безомфацитовых) глаукофановых сланцев других регионов земного шара (рис. 32); гранаты из омфацитсодержащих глаукофановых сланцев характеризуются относительно более высокими содержаниями пиропового минала. Примечательно, что в глаукофановых сланцах желоба Пуэрто-Рико отсутствует альбит, а хлорит характеризуется плохой сохранностью, что может быть связано с протеканием реакции: альбит + хлорит + кварц + $\text{Na}_2\text{O} \rightarrow$ глаукофан + H_2O в связи с повышенной щелочностью метаморфизирующего флюида [35].

К островной дуге моря Скотия, расположенной в южной, приантарктической части Атлантического океана, относится внутридуговой бассейн моря Скотия, окаймленный островами Южная Георгия, Южно-Сандвичевыми, Южно-Оркнейскими и Южно-Шетландскими. На Южно-Сандвичевых островах сосредоточены проявления современного вулканизма, отсутствующие на других островах Южно-Антильского архипелага. К востоку от Южно-Сандвичевых островов расположен Южно-Сандвичев глубоководный желоб, маркирующий на поверхности океанического дна сейсмически активную зону Беньофа, погруженную в западном направлении. По М. де Виту [93], в течение поздней юры—раннего мела, одновременно с разделением Восточной и Западной Гондваны на коре юго-западной части суперконтинента была образована вулканическая дуга, в пределах которой формировались мощные толщи вулканитов известково-щелочного ряда.

Как и в Карибском регионе, в пределах островной дуги моря Скотия распространены метаморфические породы, характеризующиеся гетерогенностью в возрастном, геохимическом и петрологическом аспектах. Продукты регионального метаморфизма присутствуют в разрезах большинства островов Южно-Антильского архипелага (за исключением Южно-Сандвичевых островов), а также взяты при драгировании различных уча-

Рис. 32. Составы гранатов из глаукофановых сланцев 1 — без омфациита; 2 — с омфациитсодержащими парагенезисами по [49]; 3 — гранат из глаукофановых сланцев желоба Пуэрто-Рико



стков дна моря Скотия. В отличие от Карибского региона, при драгировании дна моря Скотия были обнаружены разнообразные метаморфические породы континентальной природы (весь изученный нами материал был получен в 11-й рейсе нис "Академик Курчатов" при драгировках, проводившихся под руководством Г.Б. Рудника, ИО АН СССР). На станциях К-904 (возвышенность к северу от Южно-Оркнейских островов), К-908 (Южно-Оркнейский желоб), К-914 и К-916 (впадина Неопелина) были взяты биотитсодержащие метапесчаники, слюдяные сланцы с гранатом и мигматизированные амфиболиты; детальное описание этих пород приводится в гл. 5.

В Южно-Оркнейском желобе и во впадине Неопелина обнаружены также сланцы, характеризующиеся типичным для низов эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма парагенезисом: хлорит + олигоклаз + эпидот + кварц. Подобные же сланцы взяты на станции К-904. На станции К-902 (центральная часть моря Скотия) наблюдались двуслюдяные сланцы, состоящие из мусковита, коричневого биотита, хлорита, крупных зерен розового граната, плагиоклаза и кварца, несомненно, относящиеся к эпидот-амфиболитовой фации. На станции К-908 взяты также мигматизированные амфиболиты, состоящие из реликтов роговой обманки, замещенной бурым биотитом, серицитизированного плагиоклаза, эпидота, кварца и калишпата.

Геофизические исследования последних лет заставили некоторых исследователей предполагать присутствие на дне моря Скотия блоков континентальной коры, сложенных преимущественно метаморфическими породами [68, 76]. В пользу этих представлений говорит также идентичность терригенных метаморфических пород, поднятых со дна моря Скотия, и метаморфических пород древнего фундамента, слагающего основание островов, которые обрамляют море Скотия с севера и юга (рис. 33). Метаморфические породы континентальной природы, относящиеся к зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям метаморфизма обнаружены на всех этих островах [108, 149, 150]. Например, на Южно-Оркнейских островах (о-в Сигни) были описаны следующие разновидности метаморфических пород: метапесчаники и кварциты, переходящие в кварц-сланцевые сланцы, нередко с гранатом; хлорит-биотит-эпидотовые сланцы; актинолит-альбит-хлоритовые сланцы и альбит-эпидотовые породы. Возраст метаморфических пород Южно-Оркнейских островов точно не установлен, но Дж. Томсон относит их к докембрию или нижнему палеозою [149]. На о-ве Южная Георгия Б. Стори с соавторами [142] описали кварц-биотит-плагиоклазовые гнейсы. Расположенную к западу от о-ва Южная Георгия скалу Шэг, сложенную метаморфическими породами зеленосланцевой фации, П. Баркер и Д. Гриффитс [76] также относят к выступу древней континентальной коры. Таким образом, терригенные метаморфические породы, взятые со дна моря Скотия, соответствуют изофациальным с ними метаморфическим образованиям, распространенным на островах Южно-Антийского архипелага,

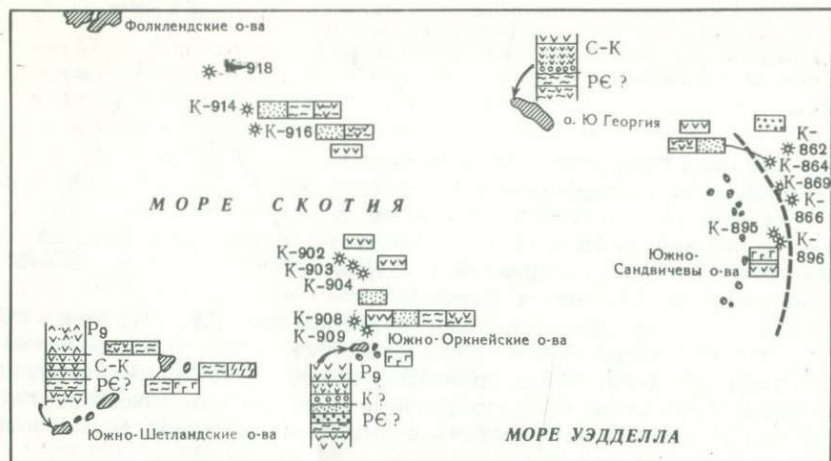


Рис. 33. Типы метаморфических пород, драгированных в море Скотия, и распределе-ние метаморфических пород на островах Южно-Английского архипелага

1 — кварциты; 2 — метапесчаники; 3 — слюдяные сланцы; 4 — амфиболиты; 5 — глаукофановые сланцы. Породы других типов: 6 — вулканогенно-осадочные породы; 7 — базальты; 8 — гипербазиты; 9 — граувакки, 10 — конгломераты; 11 — ось Южно-Сандвичева желоба

вместе с которыми они составляют древний фундамент, представленный блоками континентальной коры.

По сравнению с Карибским регионом, в пределах которого широко распространены метаморфические производные пород океанической коры, в районе островной дуги моря Скотия метабаты этого типа развиты в гораздо меньшей степени. К северо-западу от островной дуги моря Скотия, в центральной части Кордильер Огненной Земли обнажаются зеленые сланцы, состоящие из альбита, хлорита, эпидота, серицита и кварца, а также сланцы с гранатом и глаукофановые сланцы [36]. Д. Тиррелом [154] описаны глаукофановые сланцы и альбит-эпидот-тремолитовые сланцы, поднятые с морского дна к югу от о-ва Кларенс (Южно-Шетландские острова). Эти породы отнесены к продуктам метаморфизма основных эффузивов или их туфов. На островке Гиббс, расположенном к юго-западу от о-ва Элефант, тем же исследователем были обнаружены хлорит-серицит-альбитовые сланцы, ассоциирующие с гипербазитами. На островах, обрамляющих море Скотия, развиты толщи граувакк и спилитов триасового, юрского или нижнемелового возраста. В северо-западной части моря Скотия, на станциях К-914 и К-916 были взяты эпидотовые амфиболиты, состоящие из плагиоклаза, роговой обманки, хлорита, эпидота, кварца и анкерита. Отчетливые признаки бластоофитовой структуры позволили отнести эти породы к ортоамфиболитам. Субстратом для метабаты островной дуги моря Скотия мезозойского возраста являлись, по-видимому, базальты, близкие к толеитам и андезит-базальты. На основании приведенных данных можно заключить, что в пределах островной дуги моря Скотия прослеживаются два разновозрастных комплекса метаморфических пород: древний, сложенный метааркозами, метапелитами и

реже метабазитами, связанный с континентальным фундаментом, на котором в течение мезозоя—кайнозоя была образована вулканическая островная дуга, и мезозойский, представленный метаморфическими производными базитов, близких к образованиям океанической коры.

Как показывает сопоставление петрохимических характеристик метабазитов Карибского региона и изверженных пород рифтовых зон океана и островодужных комплексов (табл. 6, аналитические данные по метабазитам района моря Скотия отсутствуют), раннему метаморфизму зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций активных зон перехода от материка к океану свойственны те же закономерности в поведении Na_2O и CaO , что и метаморфизму, протекающему в областях срединно-океанических хребтов (рис. 34). Специфической чертой метаморфических комплексов островных дуг является присутствие в них метаморфических производных пород, образованных в результате известково-щелочного магматизма и отложения осадочных толщ пестрого состава (от основных туфов и граувакк до терригенных осадков). Для выяснения первичной природы пород, слагающих метаморфические комплексы островных дуг Атлантического океана наиболее показательны данные по петрохимии. Ранее было показано, что отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ и CaO/TiO_2 в базальтах островных дуг и интрадуговых бассейнов и в базальтах срединно-океанических хребтов существенно отличаются вследствие уменьшения титанистости островодужных базальтов [139]. С другой стороны, по всем имеющимся данным, при метаморфизме офиолитовых комплексов содержания Al_2O_3 и TiO_2 не претерпевают закономерных изменений, т.е. в метабазитах содержания этих компонентов могут соответствовать их содержаниям в первичных породах. На диаграмме в координатах $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ — CaO/TiO_2 (рис. 35) составы метабазитов Карибского региона образуют два поля, в которые попадают также составы базитов океанической коры и островодужных комплексов. Составы зеленосланцевых метабазитов и глаукофановых сланцев океанического желоба Пуэрто-Рико (поле I) соответствуют составам пород, характерным для океанической коры и, таким образом, могут рассматриваться как продукты их метаморфизма. В то же время описанные М. Перфитом с соавторами метаморфические породы приостровного склона желоба Пуэрто-Рико соответствуют полю составов пород островодужных комплексов (поле II) и могут являться их метаморфическими производными. Важным петрохимическим критерием при разделении метаморфических образований океанической коры и коры переходного типа может служить также отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Изменение величины этого отношения при переходе от пород океанической коры к породам островодужных областей обусловлено, с одной стороны, увеличением содержания калия в ряду базальт—андезит—базальт—андезит—дацит—риолит, характерном для активных зон перехода от континента к океану, с другой — это связано со значительной ролью терригенного материала в строении осадочных толщ островодужных комплексов. Приведенная на рис. 36 диаграмма позволяет так же, как и на рис. 35, проследить два поля составов: I — характерное для метаморфических и изверженных пород океанической коры; II — отвечающее составам пород из островодужных комплексов. При метаморфизме пород океанической коры отчетливо проявляется тенденция к накоплению Na_2O (по А.А. Маракушеву [34]); это характерная черта для метаморфизма эмбриональной офиолитовой формации, которой соответствует ассоциация высокомагнезиальных толеитов, гипербазитов, зеленых сланцев и амфиболитов; метаморфизм островодужных комплексов обнаруживает тенденцию к накоплению K_2O , которая соответствует направлен-

Таблица 6

Химические составы метабазитов и изверженных пород Карибского региона и островной дуги моря Скотия

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	47,87	1,70	14,14	2,76	8,14	0,16	6,08
2	47,00	1,89	13,24	3,10	7,18	0,18	6,0
3	47,38	1,53	13,82	2,82	7,60	0,18	5,85
4	49,00	1,05	17,68	0,70	6,68	0,18	7,73
5	48,20	1,42	15,00	2,06	7,20	0,20	7,80
6	48,62	1,50	15,30	2,26	7,40	0,20	7,60
7	47,36	1,24	16,00	1,45	6,37	0,15	5,75
8	46,00	2,30	14,20	2,10	7,90	0,18	6,50
9	53,70	1,21	18,26	11,00*		0,27	4,88
10	53,96	0,66	19,69	6,80*		0,14	5,85
11	52,49	0,68	18,70	6,77*		—	8,41
12	54,67	0,73	17,59	6,51*		0,10	8,32
13	51,10	0,90	18,30	8,42*		0,11	13,00
14	54,69	0,94	18,47	8,97*		0,14	5,41
15	50,40	1,01	16,76	11,46*		0,07	9,62
16	59,30	0,60	18,40	3,50	3,50	0,20	2,20
17	51,90	0,90	18,90	3,40	5,40	0,20	5,50
18	50,22	0,56	19,59	10,60**		0,17	5,60
19	51,41	0,73	16,47	10,72**		0,23	6,64
20	53,94	0,65	18,54	7,29**		0,13	5,19
21	50,40	1,42	14,62	8,81**		0,17	8,13
22	50,69	1,13	15,75	8,10**		0,17	8,08
23	52,77	0,85	15,21	9,98**		0,18	6,28

* Железо определено в форме FeO; ** — железо определено в форме Fe₂O₃.

Примечание. Карибский регион: 1—3 — глаукофановые сланцы; 4—8 — зеленые сланцы; желоб Пуэрто-Рико, приокеанический склон (анализы выполнены в аналитической лаборатории ИМГРЭ); 9—13 — метабазиты приостровного склона желоба

ности магматических процессов в зонах перехода от континента к океану активного типа. Необходимо, следовательно, заключить, что в метаморфизме островодужных областей Атлантического океана намечаются два главных этапа: ранний, связанный с толеитовым магматизмом, и более поздний, охватывающий весь спектр пород островодужного комплекса, включая андезито-базальты, андезиты, дациты, риолиты, а также вулканогенные и терригенные осадочные породы. Важным элементом метаморфических комплексов островных дуг Атлантического океана являются глаукофановые сланцы, которые большинством исследователей интерпретируются как индикаторы специфического геодинамического режима, связанного с высокими давлениями, господствующими в зонах поддвига океанической коры под островные дуги. В связи с этим обращает на себя внимание то обстоятельство, что в некоторых случаях глаукофановые сланцы островных дуг Карибского региона и моря Скотия тесно ассоциируют с зеленосланцевыми метабазитами, образуя с ними единую в петрохимическом отношении группу пород. Для таких случаев (например, в приокеаническом склоне желоба Пуэрто-Рико) трудно предполагать реализацию термодинамического режима метаморфизма, при

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻		P ₂ O ₅	Σ
9,30	2,67	0,49		3,46		—	97,79
10,29	3,19	0,67		3,47		—	96,29
9,80	3,10	0,58		3,90		—	98,56
12,71	2,24	0,28	0,21		0,08	0,20	98,74
10,61	3,76	0,10	2,66		0,54	—	99,55
10,82	3,38	0,20	2,88		0,50	—	100,66
7,67	5,42	0,57	3,53		0,61	—	96,11
9,40	4,10	0,58	3,70		0,72	—	97,14
5,84	2,25	2,29	He опр.			0,16	99,86
6,44	3,05	2,70	He опр.			0,25	99,54
7,26	2,59	3,06	He опр.			—	99,96
4,01	5,33	2,84	He опр.			—	100,10
3,37	4,14	0,42	He опр.			0,25	100,01
4,80	4,85	1,75	He опр.			—	100,02
8,16	2,19	0,27	—	—	—	—	99,84
6,70	3,90	0,60	0,90	0,30	0,10		100,20
9,80	3,00	0,50	0,70	0,20	0,10		100,00
12,53	1,67	0,11	—	—	0,04		101,00
9,80	3,24	0,51	—	—	0,15		99,90
9,73	3,59	0,56	—	—	0,06		99,68
11,10	3,11	0,36	—	—	0,15		98,27
10,85	2,39	0,53	—	—	0,12		97,90
10,57	2,29	0,30	—	—	0,09		98,52

Пуэрто-Рико [130]; 14—17 — андезиты и базальты Карибского региона [153]. Островная дуга моря Скотия: 18—20 — островодужные базальты Южно-Антильского архипелага [103]; 21—23 — толеитовые базальты из Южно-Сандвичева центра спрединга [137].

котором градиент давления достигал бы столь высоких значений. Логичнее предположить, что ассоциация пород, представленная зелеными и глаукофановыми сланцами, спилитами и серпентинитами, была образована в результате низко- и среднетемпературного метаморфизма умеренных давлений. Возникновение в этих условиях парагенезисов с глаукофаном может быть объяснено, с одной стороны, приразломным характером метаморфизма, обуславливающим последовательное возрастание щелочности метаморфизирующего флюида [35], с другой — это может быть связано со специфическим составом исходных базитов, на фоне которого особенно резко проявляется натриевый характер метаморфизма. В пределах Карибского региона известны также глаукофановые сланцы, ассоциирующие с телами эклогитов и содержащие парагенезисы с омфацитом. В предложенной Э.Г. Брауном [7] петрогенетической сетке для голубых сланцев и эклогитов Францисканской формации (Калифорния) выделяются две температурные области, соответствующие голубым сланцам низкой ступени ($T = 200\text{--}315^\circ\text{C}$, $P_s = P_{fl} \geq 8$ кбар) и голубым сланцам высокой ступени с эклогитами ($T = 410\text{--}535^\circ\text{C}$, $P_s = P_{fl} \geq 8$ кбар). Глаукофановые сланцы, ассоциирующие с эклогитами и содержащие ом-

CaO, вес. %

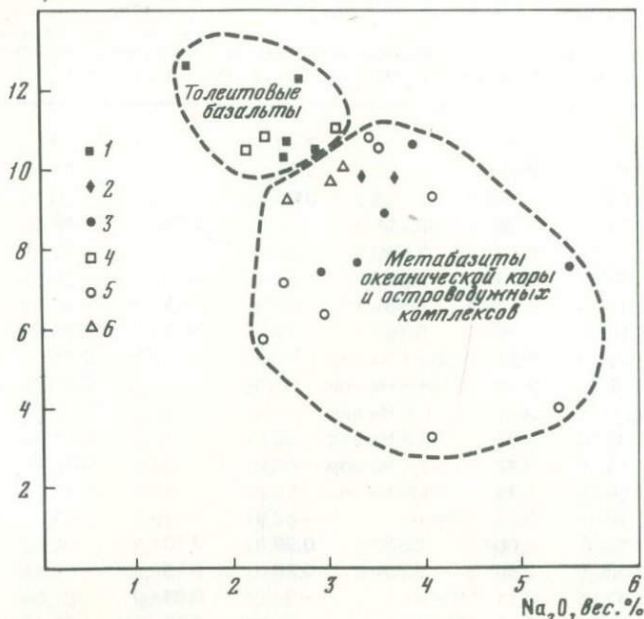


Рис. 34. Содержания Na_2O и CaO в толейтовых базальтах

1 — океанической коры; 2 — Южно-Сандвичева спредингового центра [137]; в метабазитах океанической коры: 3 — амфиболиты; 4 — зеленые сланцы; островодужных комплексов: 5 — зеленые сланцы; 6 — глаукофановые сланцы А1

фацит, таким образом, отвечают температурному интервалу, соответствующему зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма, но образуются при высоких давлениях. Можно предполагать, что в метаморфических комплексах островных дуг Атлантического океана присутствуют глаукофановые сланцы, относящиеся к двум ступеням метаморфизма: а) умеренных давлений и температур (отсутствуют парагенезисы с омфацитом) и б) высокого давления (присутствуют парагенезисы с омфацитом), соответствующей фации голубых сланцев. Наиболее характерной чертой раннего метаморфизма в областях островных дуг является его натриевый профиль, обусловленный составом метаморфизующих глубинных флюидов. Происхождение этих флюидов тесно связано с процессами магмообразования в активных зонах перехода от континента к океану. В известной модели А. Рингвуда [135] предположено, что основным фактором магмообразования под островными дугами является введение воды в верхнюю мантию при сопутствующем субдукции океанической коры превращению амфиболитов в эклогиты. Однако, даже если не учитывать малую распространенность амфиболитов в океанической коре, их дегидратация должна происходить на глубинах гораздо меньших, чем те, которые необходимы для образования эклогитовых пород. Кроме этого, руководствуясь моделью Рингвуда, трудно объяснить происхождение щелочных, существенно натриевых, метаморфизующих флюидов. В.А. Жариков с соавторами [16] предложили иной механизм образования андезитовых магм под островными дугами, связанный с метасоматическим преобразованием мантийных клинопирок-

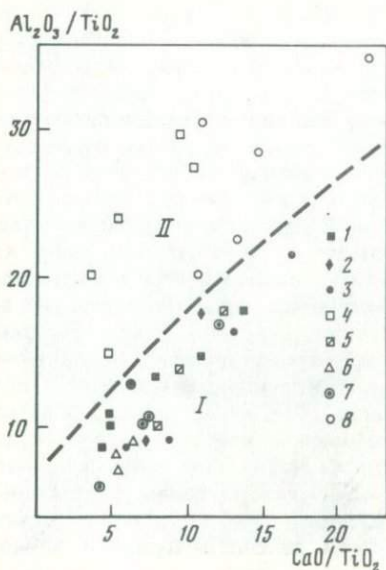


Рис. 35. Вариации отношений содержаний Al_2O_3/TiO_2 и CaO/TiO_2 в породах океанической коры (поле I; 1, 2, 3, 5, 6 — то же, что на рис. 4; 7 — зеленые сланцы и слитилы океанического склона жлоба Пуэрто-Рико) и в породах из островодужных комплексов Карибского региона (поле II; 8 — зеленые сланцы приостровного склона жлоба Пуэрто-Рико; 4 — андезито-базальты и андезиты)

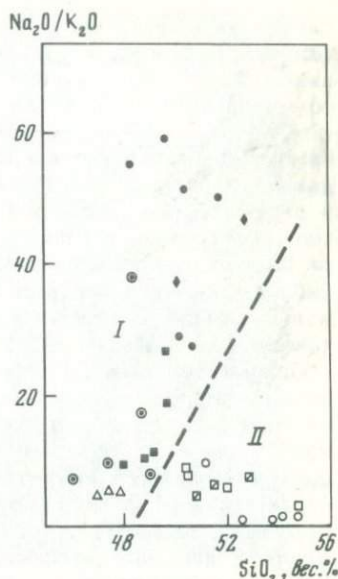


Рис. 36. Содержания щелочных компонентов и кремнекислотность в породах океанической коры (поле I) и островодужных комплексов (поле II). Условные обозначения те же, что на рис. 35.

сенитов, сопровождающимся выносом щелочей и образованием свободного кремнезема. Эта модель объясняет происхождение восходящих флюидов щелочного характера, но, как было показано позднее [64], в ней содержатся погрешности, связанные с интерпретацией результатов эксперимента. С другой стороны, находки в последние годы коэситовых эклогитов с алмазом и коэситов гроспидитов явились важным свидетельством в пользу представления, что эти породы могут являться источником мантийных средних и кислых магм [64]. Несмотря на отсутствие экспериментальных данных по плавлению коэситовых эклогитов при высоких давлениях, по-видимому, есть основания предполагать, что при плавлении в условиях верхней мантии коэситовых эклогитов может иметь место миграция щелочных компонентов (прежде всего Na_2O), которая и определяет натриевый профиль начального метаморфизма в островодужных комплексах. По классификации, предложенной А. Мияширо [40], активные переходные зоны Атлантического океана относятся к "обычным островным дугам" (таким, например, как Северо-Восточная Японская), для которых характерны парные метаморфические пояса, включающие сопряженные зоны метаморфизма низких и умеренных давлений, а также метаморфизма повышенных давлений. Имеющиеся данные по метаморфическим комплексам островных дуг Атлантического океана не позволяют пока выделять здесь парные метаморфические пояса (исключением является, по-видимому, метаморфический комплекс п-ва

Самана на о-ве Гаити [122]). Возможно, это связано с постметаморфическими надвиговыми движениями, которые в большой степени нарушили первичные соотношения пород в метаморфических комплексах островных дуг Атлантики. Наблюдаемые соотношения метаморфических пород в районе желоба Пуэрто-Рико заставляют предполагать, что на границе мезозоя и кайнозоя здесь происходили крупные надвиговые движения, проявившиеся также в других районах Карибского региона и ответственные за образование офиолитовых комплексов Больших Антилл, Гватемалы, Венесуэлы и Колумбии. В районе островной дуги моря Скотия, где офиолиты развиты в гораздо меньшей степени, чем в Карибском регионе, зеленые сланцы, спилиты, серпентиниты и глаукофановые сланцы, относятся к продуктам регионального метаморфизма зеленосланцевой фации, который, по-видимому, также протекал на фоне крупномасштабных надвиговых движений, происходивших на заключительном этапе становления островодужного комплекса. В этой обстановке зона Беньофа, которая, по А. Мияширо [40], может рассматриваться как "разлом по поверхности погружающейся плиты", служит подводным каналом для ювенильных метаморфизующих флюидов щелочного характера. Эти флюиды, проникая по ослабленным зонам в различные коровые горизонты, в совокупности с определенным режимом температур и давлений вызывают метаморфизм зеленосланцевой и эпидот-амфиболовой фаций.

Глава 5

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БЛОКОВ

ПОРОДЫ ЗЕЛЕНΟΣЛАНЦЕВОЙ И ЭПИДОТ-АМФИБОЛОВОЙ ФАЦИЙ

До недавнего времени все терригенные породы, поднимаемые со дна Атлантического океана, считались продуктами айсбергового разноса. Однако многочисленные находки пород этого типа [74, 126, 136, 157, 127, 58, 61], причем в ряде случаев с неоспоримыми доказательствами их коренного залегания на дне океана, заставляют усомниться в правильности этой точки зрения.

Наиболее распространенным типом пород зеленосланцевой фации терригенной природы в северной части Атлантики являются метапесчаники и кварциты, реже встречаются слюдястые сланцы. Среди пород, драгированных с подводной горы, расположенной на северо-западе разломной зоны Ян-Майен (ст. К-770, гл. 450 м), преобладают метапесчаники. Они представлены плотными зеленовато-серыми породами, со слабо проявленной сланцеватостью, структура этих пород бластоосаммитовая. Метапесчаники станции К-770 состоят из кварца, плагиоклаза, мусковита, хлорита; в подчиненном количестве встречаются кальцит и эпидот. Нередко в этих породах присутствует калишпат. В некоторых образцах замечены следы типичных для зеленосланцевой фации (ее низов) минеральных превращений: замещение первичного кластогенного биотита хлоритом и мусковитом; в этих случаях хлорит образует тесные срастания с мусковитом. Кварциты, характеризующиеся почти мономинеральным составом, трудно с определенностью отнести к зеленосланцевой фации, однако кварциты, взятые на станции К-770, обладают рядом признаков, которые позволяют это сделать. Эти породы распространены на станции К-770 в гораздо меньшей степени,



Рис. 37. Двуслюдяные сланцы с гранатом, станция 184, обр. 184/1, ув. 28, без анализатора

чем метапесчаники. Они характеризуются мозаичной структурой и состоят преимущественно из кварца, часто дробленого; в них отмечаются также редкие карбонатные прожилки. Очень важным обстоятельством кажется обнаружение в некоторых шлифах (например, обр. К-770-Д-351) контакта кварцитов с метапесчаниками. В других образцах метапесчаников со станции К-770 наблюдается переслаивание их с кварцитами. Такие соотношения изученных метапесчаников и кварцитов позволяют считать оба типа пород продуктами метаморфизма зеленосланцевой фации. Метапесчаники и кварциты были также на станциях 184 и 352 (нис "Михаил Ломоносов"), восточный фланг хребта Рейкьянес, кроме этих пород, здесь отмечены также доломитовые мрамора и мусковит-биотит-гранатовые сланцы. Метапесчаники станции 184 характеризуются blastopelitic структурой; они состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца, кальцита, хлорита, биотита и мусковита; кальцит часто в виде цемента заполняет интергранулярное пространство между зернами кварца. Как в метапесчаниках, так и в кварцитах наблюдается дробление отдельных зерен, а также волнистое погасание кварца, что говорит о наложенном на породы процессе катаклаза. Мусковит-биотит-гранатовые сланцы (ст. 184) имеют сланцеватую текстуру и порфиробластовую структуру с лепидогранобластовой основной тканью (рис. 37). Гранат в этих породах характеризуется скелетными формами, относящимися к структурам роста, и следующим химическим составом: MgO — 4,5 вес. %; Al₂O₃ — 20,6; SiO₂ — 37,4; CaO — 2,4; TiO₂ — 0,07; MnO — 1,0; FeO — 34,2% (состав граната любезно определен И.П. Лапутиной в лаборатории микросонда ИГЕМ АН СССР на установке "Сатеса" MS-46). Кристаллохимическая формула граната — Ca_{0,21}Fe_{0,14}³⁺Al_{1,89}Ti_{0,005}Fe_{2,5}Mg_{0,07}Si_{3,08}O₁₂, $f = 80,12\%$. Ранее [61] терригенные метаморфические породы со станции 184 были отнесены к эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Как указывалось С.П. Кориковским [27], в высокотемпературной области

зеленосланцевой фации метапелитов железистость существенно альмандинового граната не опускается ниже 92%. Если исходить из состава граната в сланцах восточного фланга Рейкьянес, по-видимому, можно заключить, что условия метаморфизма соответствовали переходу от зеленосланцевой фации к эпидот-амфиболитовой фации или низам эпидот-амфиболитовой фации. Метапесчаники были подняты также на станции 177 (восточный склон хр. Хаттон, нис "Михаил Ломоносов"). Метапесчаники при этом составили чуть меньше половины поднятых пород, среди которых преобладали метаморфические. Метапесчаники хр. Хаттон состоят из кварца, плагиоклаза, мусковита и небольшого количества кальцита, изредка к этим минералам добавляются биотит, хлорит и эпидот: встречены также разности, содержащие калишпат. В образце 177/25 в большом количестве присутствует сфен. Кроме обычной для метапесчаников бластосаммитовой структуры, в этих породах наблюдалась также параллельная структура (в этих разностях фиксировалась также сланцеватая текстура). Кроме описанных выше минералов, в метапесчаниках хр. Хаттон встречаются также сфен и рудные минералы: пирит, гематит. В некоторых образцах (например, 177/17) наблюдается интенсивная гематитизация рудных минералов. Плагиоклаз метапесчаников сильно замутнен серицитом; биотит в этих породах варьирует в окраске от буро-зеленого до коричневого. Гораздо в меньшей степени, чем метапесчаники, на станции 177 распространены биотит-хлоритовые сланцы, состоящие из биотита, хлорита, плагиоклаза, кварца и эпидота; для этих пород характерно присутствие сульфидов. В единичных обломках были обнаружены биотит-гранатовые сланцы, полностью аналогичные описанным на станции 184 (восточный склон хр. Рейкьянес). Эти породы содержат гранат, образующий такие же скелетные формы, что и гранат из мусковит-биотит-гранатовых сланцев станции 184.

В южной части Атлантического океана метапесчаники являются довольно распространенным типом метаморфических терригенных пород. Они встречены на станциях К-904 (возвышенность к югу от Южно-Оркнейских островов), К-908 (Оркнейский желоб), К-914 и К-916 — впадина Неопелина (море Скотия), К-864 и К-896 (Южно-Сандвичев желоб), расположенных в пределах островной дуги моря Скотия. Метапесчаники, как правило, состоят из кварца, хлорита, биотита, мусковита, к этой ассоциации часто добавляются эпидот и сфен, а также кальцит; изредка в этих породах наблюдается микроклин. Метапесчаники характеризуются бластосаммитовой или микрогранобластовой структурой. Нередко в одном образце фиксируется переслаивание слоев с различной крупностью зерен (рис. 38). Метапесчаники моря Скотия часто обладают сланцеватой структурой, в них отмечаются последствия катаклаза: деформация порообразующих минералов (дробление, волнистое погасание). На станциях, расположенных в море Скотия, было замечено, что метапесчаники нередко ассоциируют с кварцитами, сильно катаклазированными. На станциях К-908 и К-916 были обнаружены также гравелиты, состоящие из кварца, плагиоклаза, эпидота, биотита, серицита и хлорита; как и ассоциирующие с ними метапесчаники гравелиты сильно катаклазированы. На станциях К-908 и К-914 (Оркнейский желоб, впадина Неопелина) взяты хлорит-мусковитовые сланцы, состоящие из мусковита, хлорита и кварца (ст. К-908) или из хлорита, плагиоклаза, серицита, эпидота и кварца (ст. К-914). Этим породам свойственна лепидогранобластовая структура и по характерному минеральному составу они относятся к низам эпидот-амфиболитовой фации. На станции К-902 наблюдались двуслюдяные сланцы с гранатом (рис. 39), состоящие из мусковита, хлорита, коричневого биотита (в небольшом количест-



Рис. 38. Переслаивание метапесчаников зеленосланцевой фации разной зернистости на станции К-916, обр. К-916-Т1-712, ув. 28, с анализатором



Рис. 39. Двуслюдяные сланцы с гранатом эпидот-амфиболитовой фации, станция К-902, обр. К-902-Д-851, ув. 28, без анализатора

Таблица 7

Химический состав двуслюдяных сланцев дна моря Скотия и Фолклендского плато

Окисел	1	2	3	4
SiO ₂	61,99	62,50	61,70	66,90
TiO ₂	0,76	0,64	1,13	1,23
Al ₂ O ₃	14,66	15,32	15,40	13,60
Fe ₂ O ₃	9,13*	6,51*	4,23	2,79
FeO			3,75	4,10
MnO	0,10	0,09	—	—
MgO	5,01	5,31	1,87	2,16
CaO	0,89	2,32	0,78	0,56
Na ₂ O	0,82	2,86	1,13	1,09
K ₂ O	5,24	2,66	4,59	4,12
H ₂ O	1,40	1,80	3,46	2,81
	П.п.п.	П.п.п.		
Σ	100,00	100,01	99,20	99,22

* Железо определялось как Fe₂O₃.

Примечание. 1 — обр. К-864-Т1-620; 2 — обр. К-904 (анализы выполнены Н.В. Туранской на установке VRA-2 в аналитической лаборатории ИО АН СССР); 3—4 биотит-гранатовые гнейсы, Фолклендское плато [147].

ве), крупного розоватого граната, а также плагиоклаза и кварца. Эти породы можно отнести к эпидот-амфиболитовой фации. На станции К-904 обнаружены сланцы, аналогичные описанным на станции К-908, химический состав этих пород приведен в табл. 8. Крупные (15 x 8 x 7 см) обломки биотитовых сланцев были подняты с помощью глубоководного трала на станции К-864 (Южно-Сандвичев желоб). Эти породы сложены ярко-коричневым биотитом, плагиоклазом, кварцем; в небольшом количестве присутствует также мусковит. Ярко-коричневый цвет биотита обусловлен, по видимому, высоким содержанием титана в исходной породе (химический анализ породы см. в табл. 8). В образцах хорошо заметна микроскладчатая текстура этих пород.

Метаморфические породы континентальной природы, сходные с обнаруженными в районе моря Скотия, были получены в результате бурения с судна "Гломар Челленджер" (рейс 36, скв. 330) океанического дна в районе Фолклендского плато (50° 55' 9" ю.ш., 46° 53' з.д.), где под слоем осадков мощностью 556 м был обнаружен фундамент, состоящий из биотит-гранатовых гнейсов [147]. В этих породах отмечены также пегматоидные жилы; химический состав биотит-гранатовых гнейсов из скв. 330 "Гломар Челленджера" приведен в табл. 7.

Метаморфические породы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации терригенной природы Северной Атлантики обнаружены в районах разломной зоны Ян-Майен, восточного фланга хребта Рейкьянес и хребта Хаттон (возвышенность Роколл), т.е. именно в тех участках дна Атлантического океана, в которых ранее предполагалось присутствие древних погруженных структур субмеридионального простирания [23].

Терригенные метаморфические породы, поднятые со дна внутривулканового бассейна моря Скотия, также относятся к реликтам континентального фундамента, фрагменты которого сохранились в этой части Атлантического океана.

В результате детального петрографического изучения эпидотовых амфиболитов дна Атлантического океана [58] было показано, что на дне Северной Атлантики присутствуют мигматиты калиевого профиля, развивающиеся по эпидот-амфиболитовому субстрату. В ходе дальнейших исследований подобные же породы были обнаружены в районе моря Скотия (впадина Неопелина, Южно-Сандвичев желоб). Изученные образцы гранитизированных амфиболитов были взяты на станциях 184, 352, 177, 1449, 1779, В-1 (нис "Михаил Ломоносов", 2-й, 5-й, 22-й рейсы; образцы со станций 1779 и В-1 любезно предоставлены Н.Н. Кочановым, Минералогический музей АН УССР, и станциях К-441, К-1315 и К-864, К-908 (нис "Академик Курчатов", 6-й, 11-й и 15-й рейсы).

Несмотря на известные трудности при отборе каменного материала в морской геологии, по изученным образцам удалось отметить постепенные переходы от слабо мигматизированных эпидотовых амфиболитов к интенсивно калишпатизированным, превращенным в мигматит-гранаты. Поднятые на станции К-1332 (восточный склон хребта Рейкьянес) гранитизированные амфиболиты представлены полным набором переходных разновидностей: от наименее гранитизированных до мигматит-гранитов. Слабо мигматизированные эпидотовые амфиболиты станции К-1332 состоят из голубовато-зеленой роговой обманки, плагиоклаза (олигоклаза), эпидота, биотита, микроклина, кварца, сфена и апатита: породы эти характеризуются бластоофитовой структурой. Роговая обманка замещается бурозеленым биотитом, а плагиоклаз — калишпатом; калишпат развивается также в интерстициях между породообразующими минералами; зональный плагиоклаз интенсивно серицитизирован. В более гранитизированных разновидностях амфиболитов наблюдается практически полное замещение роговой обманки биотитом (того же бурозеленого цвета, что и в описанных выше породах), плагиоклаз в этих породах наполнен мелкими кристалликами эпидота и чешуйками мусковита; порода сильно окварцована. Важно отметить, что на этой ступени гранитизации в эпидотовых амфиболитах станции К-1332 все еще угадывается реликтовая офитовая структура. Наиболее гранитизированные разновидности отличаются незначительным содержанием темноцветных минералов (рис. 40). В них наблюдаются характерные гломеробластовые скопления, состоящие из биотита и эпидота, образовавшиеся за счет роговой обманки; порода обогащена решетчатым калишпатом и кварцем; плагиоклаз насыщен антипертитовыми вростками калиевого полевого шпата, в ней присутствуют также эпидот, плагиоклаз и апатит. На станции К-1315 (Северо-Атлантический разлом) были обнаружены те же разновидности гранитизированных эпидотовых амфиболитов. В породах, наименее измененных, наблюдается разложение роговой обманки с образованием характерных ситовидных или червеобразных структур. Порода при этом обогащается кварцем. Плагиоклаз в незначительной степени замещается серицитом и эпидотом. С нарастанием степени гранитизации в амфиболитах станции К-1315 фиксируется замещение роговой обманки бурозеленым биотитом (рис. 41). В мигматит-гранитах реликтовая офитовая структура ортоамфиболитов уже не прослеживается; эти лейкократовые породы состоят из микроклина, плагиоклаза, эпидота, бурозеленого биотита и мусковита; в краевых частях зерен плагиоклаза наблюдаются червеобразные вростки кварца (мирмекиты). Процесс мирмекитизации характерен для мигматитовых гнейсов. Мусковит, замещающий биотит, является наиболее поздним минералом в этой разновидности мигматитов. Мигматизированные амфиболиты были подняты также на станции 184 (восточный

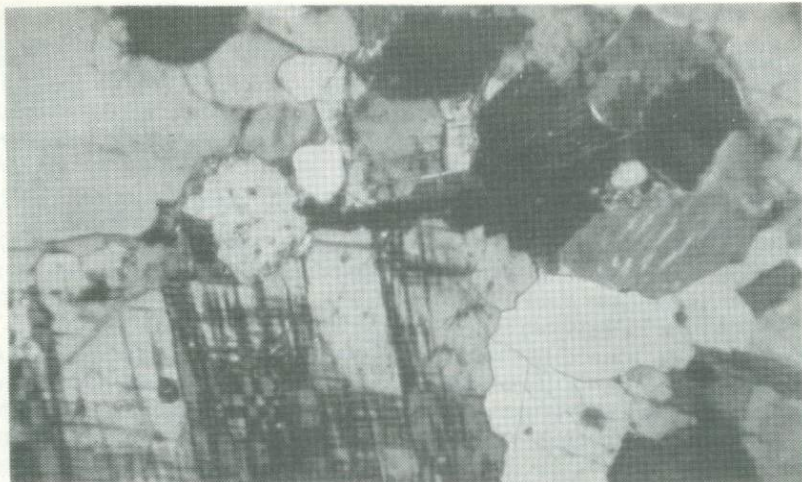


Рис. 40. Мигматит-граниты станции К-1332, обр. К-1332-Д746, ув. 28 × 40, с анализатором

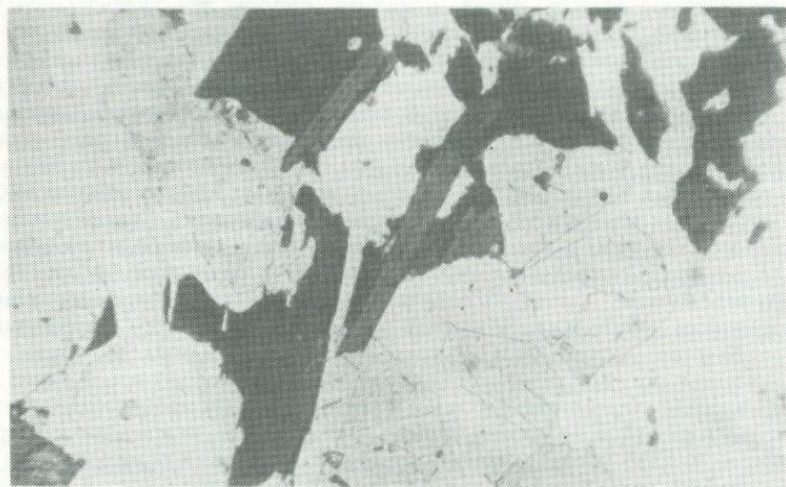


Рис. 41. Гранитизированные амфиболиты со станции К-1315, обр. К-1315-Д806, ув. 40, без анализатора, биотит замещает роговую обманку

склон хребта Рейкьянес). Мигматиты, обнаруженные в этом районе, характеризуются очень интенсивным окварцеванием; сине-зеленая роговая обманка повсеместно замещается бурым биотитом; в плагиоклазе наблюдаются антипертитовые вроски калишпата, плагиоклаз замещается также мусковитом и эпидотом. Калишпат нередко выполняет интерстиции между минералами. В породе присутствует также сфен и апатит. Отмеченные выше признаки гранитизации не затушевывают первичную бластоофитовую структуру амфиболитов, которая просвечивает в некоторых, наименее измененных участках породы. В наиболее гранитизированных разностях поро-

да резко обогащается калишпатом и кварцем, при этом наблюдаются гломеробластовые сростания биотита буро-зеленого цвета с эпидотом (рис. 42). Калишпат, представленный микроклином, образует в этих породах, относящихся уже к мигматит-гранитам, крупные самостоятельные выделения. Волнистое погасание кварца в мигматитах станции 184, по-видимому, указывает на процессы катаклаза, которым были подвержены породы. Мигматизированные амфиболиты со станции 177 (хребет Хаттон) мало отличаются от мигматитов, обнаруженных на восточном склоне хребта Рейкьянес. Реликтов первичной структуры в этих породах не сохранилось; структура, обусловленная процессом гранитизации, может считаться переходной к гранитной. Мигматиты станции 177 состоят из голубовато-зеленой роговой обманки, эпидота, плагиоклаза, буро-зеленого биотита, микроклина, кварца, апатита и сфена. Биотит замещает роговую обманку, а микроклин — плагиоклаз. На той же станции были подняты мигматит-граниты, насыщенные калиевым полевым шпатом; в этих породах отмечена также мусковитизация буро-зеленого биотита. В мигматизированных амфиболитах станции В-1 (Фарерская возвышенность) наблюдались изменения, свойственные наименее гранитизированным разностям. Микроклин в этих амфиболитах образует мелкие выделения в интерстициях между плагиоклазом и кварцем, роговая обманка в этих мигматитах почти бесцветна, что, по-видимому, свидетельствует о ее высокой магнезиальности. В мигматизированных амфиболитах станции В-1 хорошо сохранена первичная гранонематобластовая структура, реликты магматических структур в этих породах не обнаружены (рис. 43). Обнаруженные на станции 1779 амфиболиты характеризуются интенсивной биотитизацией роговой обманки и сильным окварцеванием породы (рис. 44). В породах присутствуют также эпидот, апатит и плагиоклаз, в котором отмечены антипертиты из калишпата. Зерна кварца деформированы и отличаются волнистым погасанием. В южной части Атлантического океана мигматизированные эпидотовые амфиболиты были обнаружены на станциях К-908 и К-864, в районе островной дуги моря Скотия. На станции К-908 (впадина Неопелина, море Скотия) были подняты эпидотовые амфиболиты с отчетливой бластоофитовой структурой. Эти породы состоят из бледной голубовато-зеленой роговой обманки, плагиоклаза с хорошо сохранившейся зональностью, кварца, эпидота, хлорита, мусковита, сфена, апатита, титано-магнетита и кальцита. Обращает на себя внимание осветленность этих пород, обусловленная интенсивным окварцеванием. Роговая обманка сильно разложена и образует зерна с фестончатыми краями. Плагиоклаз, особенно в центральных частях зерен, серицитизирован. На той же станции наблюдались калишпатизированные разности описанных выше амфиболитов, состоящие из реликтов роговой обманки, которую замещает биотит, серицитизированного плагиоклаза, эпидота, кварца, апатита и редкого хлорита. В краевых частях зерен плагиоклаза изученных пород широко развиты мирмекитовые образования кварца, указывающие на присутствие в породах калиевого полевого шпата. В калишпатизированных амфиболитах бластоофитовая структура почти полностью уничтожена и с трудом угадывается лишь в отдельных участках породы. Амфиболиты со станции К-864 (Южно-Сандвичев желоб) характеризуются почти полным замещением голубовато-зеленой роговой обманки буро-зеленым биотитом. Амфиболиты станции К-864, как и многие другие изученные мигматизированные разности эпидотовых амфиболитов, обогащены кварцем, волнистое погасание которого связано с деформацией, наложенной на мигматиты. Кроме отмеченных минералов, в амфиболитах станции К-864 присутствуют эпидот, сфен, соссоритизированный плагиоклаз и апатит. Лепидогранобластовая структура изучен-



Рис. 42. Мигматит-граниты станции 184, обр. 184/42, ув. 40, с анализатором

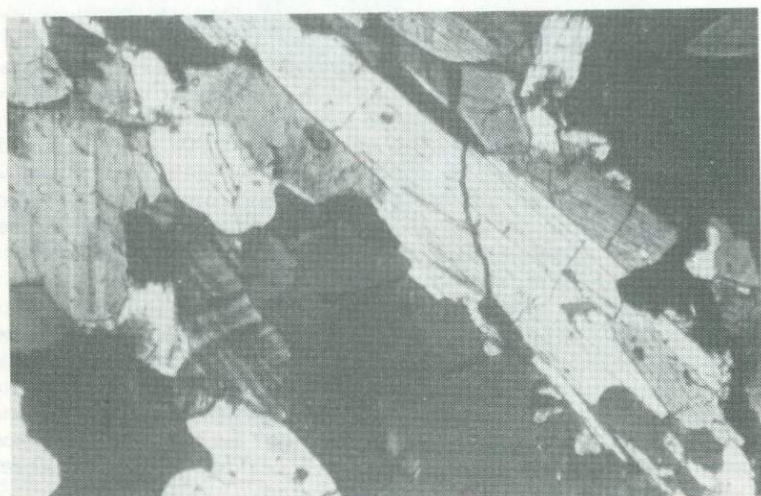


Рис. 43. Гранитизированный амфиболит станции В-1, обр. В-1, ув. 28, с анализатором

ных пород связана со скоплениями буро-зеленого биотита и выделениями кварца.

Минеральные превращения, происходящие в эпидотовых амфиболитах, при гранитизации связаны прежде всего с привнесом в них K_2O (рис. 45). Реакции образования биотита и микроклина, типичных минералов мигматитов, происходят по схеме: $Hb + Pl_{2,7} + K_2O + H_2O \rightarrow Bi + Ep$ и $Pl_{2,7} + K_2O + H_2O \rightarrow Mi + Ep$. При сопоставлении изученных разновидностей мигматизированных амфиболитов дна Атлантического океана можно пред-

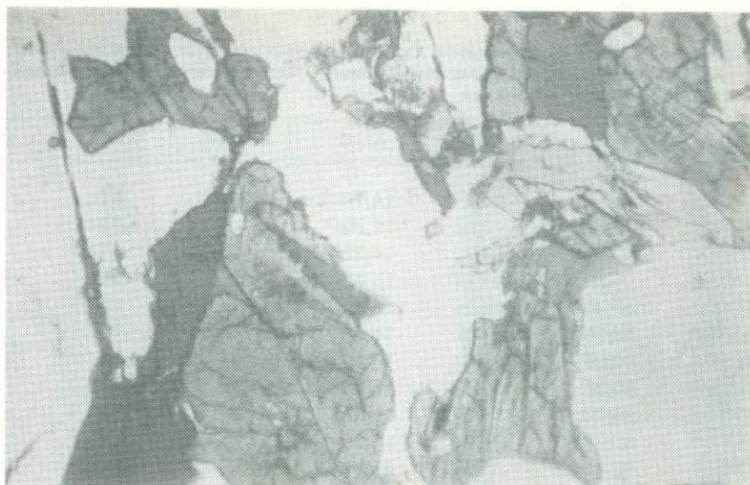


Рис. 44. Гранитизированный амфиболит со станции 1779, обр. 1779/3, ув. 40, без анализатора

ставить себе следующую картину изменения их минерального состава в процессе мигматизации: 1) наименее измененные эпидотовые амфиболиты — голубовато-зеленая роговая обманка + эпидот₁ + плагиоклаз + кварц + биотит₁ + микроклин (в антипертитах); 2) интенсивно мигматизированные эпидотовые амфиболиты: голубовато-зеленая роговая обманка (в реликтах) + эпидот₂ + микроклин + кварц; 3) мигматит-граниты: биотит₂ + эпидот₂ + микроклин + кварц + мусковит. Индексом (1) помечены минералы, присутствующие в эпидот-амфиболитовом субстрате, а индексом (2) — минералы, образовавшиеся в процессе гранитизации при замещении породообразующих минералов субстрата. Температура гранитизации, вероятно, соответствовала верхам эпидот-амфиболитовой фации (620–650 °С), возможность гранитизации амфиболитов при подобных температурах может быть объяснена высоким давлением H₂O в гранитизирующем флюиде [48]. Л.Л. Перчук [48] показал, что на глубинах, соответствующих 5,5–3,5 кбар, происходит резкое окисление почти 4/5 метаморфического флюида с образованием преимущественно H₂O; этот процесс объясняет повышенное давление H₂O в вызывающих гранитизацию флюидах, которые осуществляют также интенсивный привнос щелочей в исходные породы. Наблюдаемые в изученных мигматизированных амфиболитах окварцевание, эпидотизация и признаки замещения буро-зеленого биотита мусковитом свя-

Рис. 45. Эволюция минерального состава эпидотовых амфиболитов при их гранитизации

Выделена область составов мигматитов, замещающих эпидотовые амфиболиты; стрелка показывает направленность процесса гранитизации

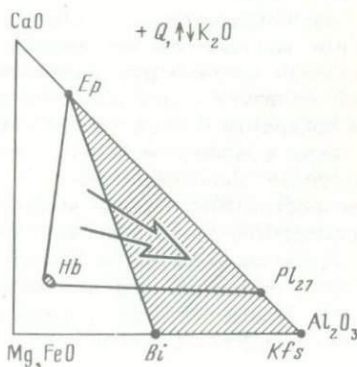


Таблица 8

Химический состав амфиболитов Срединно-Атлантического хребта*, гранитизированных амфиболитов дна Северной и Южной Атлантики и изофациальных с ними континентальных амфиболитов

Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	50,20	0,97	14,70	9,90	6,60	0,19
2	49,60	1,40	15,20	3,00	6,90	0,37
3	52,80	1,02	14,16	1,84	5,71	0,17
4	49,35	0,11	15,28	8,90	5,09	0,76
5	47,96	0,83	15,65	2,80	10,50	0,22
6	47,11	1,19	15,02		12,20**	0,26
7	50,30	0,81	16,71		11,79**	0,25
8	60,50	0,85	15,30		6,63**	0,24
9	58,20	1,10	15,85		9,25**	0,11
10	60,80	0,82	16,20		6,87**	0,08
11	65,40	0,33	15,90		3,67**	0,07
12	55,40	1,46	14,20		12,20**	0,20
13	69,69	0,23	15,94	0,42	1,22	0,04
14	66,19	0,54	15,58	1,38	2,90	0,37
15	57,08	1,51	15,50	1,06	7,76	0,09
16	55,16	0,86	17,46	3,12	4,12	0,10
17	55,67	0,83	17,19	2,70	4,58	0,12
18	65,90	0,69	15,88	3,05	2,42	0,12
19	57,92	0,66	18,19	3,77	5,20	—
20	66,80	0,71	16,62	1,98	2,40	—
21	74,19	0,22	13,84	0,77	0,99	—

Примечание. Океанические амфиболиты: 1—3 — массивные амфиболиты, хребт Палмер [20]. Континентальные амфиболиты, лишенные признаков гранитизации; 4 — эпидотовый амфиболит, Ямагами, Япония [111]; 5 — аподиабазовая порода амфиболитовой фации, Базавлукский понос [43]; 6—7 — амфиболиты, Медвежьеская свита, Патомское нагорье [50]. Гранитизированные амфиболиты дна Атлантического океана: 8—11 — мигматит-амфиболиты Северо-Атлантического разлома и восточного склона хребта Рейкьянес; 12 — биотитизированные и калишпатизированные амфиболиты, Южно-Сандвичев желоб (8 — обр. К-1332-Д-722, 9 — обр. 1315-Д-806, 10 — обр. К-1315-Д-804, 11 — обр. К-1315-Д-796, 12 — обр. К-864-Т-1-626).

заны с явлениями кислотного выщелачивания, следующими вслед за гранитизацией [26].

Необходимо подчеркнуть сходство изученных мигматитов с изофациальными мигматитовыми комплексами материков. Мигматиты калиевого профиля широко распространены в континентальном обрамлении Северной Атлантики: они известны в докембрии центральной Гренландии [5], на побережье Лабрадора, в Канаде [67], на северо-западе Шпицбергена [8], а также в мойнской серии Грампианских гор и Северных нагорий на северо-западе Великобритании [1]. В районе Эстфоль (Южная Норвегия) распространены породы амфиболит-гнейсового комплекса, состоящие из пропластков эпидотовых амфиболитов ($Pl + Hb + Ep + Q$) и ассоциирующих с ними мигматитов, в которых развиты микроклин, биотит, мусковит [70]; считается, что мигматизация сопровождалась привнесением K_2O и SiO_2 . Такие же соотношения мигматитов с породами эпидот-амфиболитового субстрата описаны и для пород, соответствующих лаксфордскому

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O*	H ₂ O	Σ
8,30	11,90	2,40	0,18	1,00	0,30	99,64
8,50	10,10	2,70	0,31	1,70	0,20	99,93
8,41	10,09	3,67	0,80	1,37	0,25	100,29
5,52	11,20	1,75	0,45	2,50	0,87	99,78
6,62	10,14	2,02	0,33	2,58	П.п.п.	100,10
8,24	10,37	3,50	0,15	2,70	П.п.п.	101,64
7,33	10,13	2,79	0,21	0,89	П.п.п.	100,97
3,78	5,54	2,98	3,16	0,30	П.п.п.	99,28
2,33	6,45	2,58	2,57	0,32	П.п.п.	98,76
2,31	5,52	3,74	1,05	1,71	П.п.п.	99,10
2,02	2,72	3,02	5,50	0,58	П.п.п.	99,21
2,87	5,38	3,58	3,18	0,65	П.п.п.	99,30
1,00	4,81	3,69	1,21	0,46	0,04	100,39
2,11	4,20	3,64	2,18	0,63	0,04	100,15
3,70	6,62	2,84	1,34	0,26		97,76
4,82	7,45	3,77	1,41	1,26	0,07	99,59
4,96	7,27	3,60	1,59	1,40	0,17	100,08
1,52	2,55	3,96	2,64	0,90	0,12	99,75
2,22	5,25	2,93	2,35	0,83	П.п.п.	99,32
1,42	2,35	4,41	2,03	0,64	П.п.п.	99,38
0,64	0,64	3,21	3,88	0,41	П.п.п.	99,74

Анализы выполнены Н.В. Туранской, аналитическая лаборатория ИО АН СССР. Амфиболиты континентальных мигматитовых комплексов: 13 — амфиболит, комплекс Эгедесминне, Гренландия [5]; 14 — мигматит, Льюисский комплекс, Шотландия [1]; 15 — мигматизированный амфиболит, Приладожье [55]; 16–18 — мигматитовый комплекс Спэниш-Камп, штат Вашингтон, США [104]; 19–21 — мигматизированные амфиболиты, Патомское нагорье [50].

* См. табл. 4.

** Железо определено в виде Fe₂O₃.

этапу метаморфизма из льюисского метаморфического комплекса в Северных нагорьях Шотландии [144]. Отмеченное сходство пород мигматит-амфиболитового комплекса дна Северной Атлантики с мигматитами из докембрийских структур континентального обрамления, а также находки мигматитоподобных пород в других участках дна северной части Атлантического океана [127, 157] указывают, возможно, на принадлежность изученных гранитизированных амфиболитов дна океана к древним погруженным блокам континентальной коры.

В свете приведенных данных актуальной становится задача разработки четких критериев, которые позволили бы разделить амфиболиты, присутствующие на дне Атлантического океана, на океанические, возникшие по базитам океанической коры, и древние, возможно, связанные с погруженными блоками континентальной коры. Одним из таких критериев может являться минеральный состав пород. Присутствие в океанических амфиболитах буро-зеленого биотита не является признаком гранитизации этих по-

род (как указывалось выше, биотит может образовываться в ортоамфиболитах, например, при наложенных процессах локально проявленного метасоматоза). Однако характерные гломеробластовые сростания биотита с эпидотом, наблюдаемые в амфиболитах, могут служить признаком их гранитизации. При этом достоверность такой оценки значительно повышается, если в породе отмечаются мирмекитовые образования кварца в периферических частях зерен плагиоклаза, а также антиперститовые или интерстициальные выделения калишпата. Вместе с тем с полной уверенностью говорить о присутствии в том или ином участке дна океана гранитизированных амфиболитов позволяет обнаружение постепенных переходов от наименее гранитизированных разновидностей к мигматит-гранитам, что и имело место для большинства изученных станций. Действенным критерием выделения гранитизированных амфиболитов древних реликтовых блоков, присутствующих, возможно, в отдельных участках океанической коры, являются петрохимические различия между ними и неизмененными эпидотовыми амфиболитами дна океана, которые по петрохимическим характеристикам близки к metabазитам офиолитовых комплексов. Сопоставляя химические составы океанических амфиболитов двух выделенных групп (см. табл. 4) (табл. 8), можно отметить ряд закономерностей. По сравнению с исходными изверженными породами основного состава амфиболиты обеих групп оказываются дебазифицированными. Однако в гранитизированных амфиболитах эта тенденция проявлена в гораздо большей степени, чем в амфиболитах из офиолитовых комплексов и океанической коры. Отчетливо проявлена натриевая специализация амфиболитов океанической коры (рис. 46), в то время как гранитизированные амфиболиты обнаруживают тенденцию к накоплению K_2O . Максимальные содержания этого компонента фиксируются в конечном продукте процесса мигматизации — мигматит-гранитах. В амфиболитах хребта Палмер [20], которые по перечисленным признакам относятся к офиолитовому типу, содержание K_2O в одном образце составило 0,8 вес.%. Такие аномально высокие для океанических амфиболитов первой группы содержания K_2O могут быть обусловлены специфическим составом исходных пород, аномальным по сравнению с усредненными составами океанической коры. Таким же образом, как и в отношении щелочных компонентов (Na_2O и K_2O), океанические и гранитизированные амфиболиты отличаются друг от друга по поведению основных компонентов: CaO и MgO (рис. 47). Это обусловлено тем, что вынос оснований в процессе гранитизации протекает гораздо интенсивней, чем в ходе дебазификации, обычной при региональном метаморфизме базитов. Важно отметить, что гранитизированные амфиболиты, контрастные по химическому и минеральному составу, в сравнении с обычными для океанической коры породами не обнаруживают следов базификации. На те же графики нанесены составы амфиболитов из материковых мигматитовых комплексов и материковых амфиболитов, лишенных признаков гранитизации и ассоциирующих с зеленосланцевыми породами. Материковые амфиболиты, как и океанические, обнаруживают две основные геохимические тенденции, ведущие к накоплению K_2O в мигматит-амфиболитах и к накоплению Na_2O в амфиболитах из разрезов офиолитового типа. Таким образом, можно считать, что на дне Атлантического океана присутствуют амфиболиты, относящиеся к двум группам, отчетливо различающимся по петрографическим и геохимическим признакам. Амфиболиты первой группы относятся к продуктам регионального метаморфизма натриевого профиля, характерного для эмбриональных офиолитовых формаций [34]. Гранитизированные амфиболиты являются продуктом

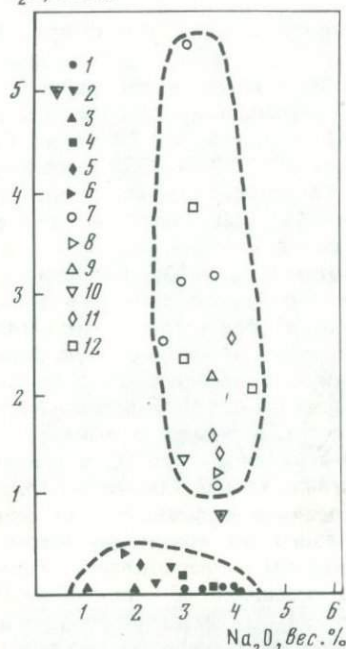
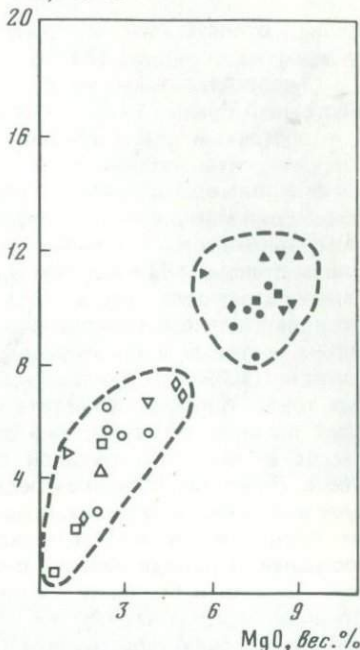
K_2O , вес. % CaO , вес. %

Рис. 46. Содержание щелочных компонентов в эпидотовых амфиболитах офиолитов и океанической коры и в гранитизированных амфиболитах и мигматит-гранитах

Амфиболиты океанические: 1 — амфиболиты рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта [80]; 2 — амфиболиты хребта Палмер [20]; 3 — роговообманковые сланцы разлома Хейзена, Тихий океан. Континентальные амфиболиты негранитизированные: 4 — амфиболиты Патомского нагорья [50]; 5 — амфиболиты Базавлукского пояса [43]; 6 — амфиболит, Ямагами, Япония [111]; гранитизированные амфиболиты: океанические — 7 — мигматиты Северо-Атлантического разлома, восточного фланга хребта Рейкьянес; континентальные — 8 — амфиболит, комплекс Эгедесминне, Гренландия [5]; 9 — мигматит, Льюисский комплекс, Англия [1]; 10 — мигматизированный амфиболит, Приладожье [55]; 11 — мигматитовый комплекс Спаниш-Кемп, шт. Вашингтон, США [104]; 12 — мигматизированные амфиболиты Патомского нагорья [50]

Рис. 47. Содержание основных компонентов в амфиболитах офиолитов и океанической коры и гранитизированных амфиболитах, а также в мигматит-гранитах (усл. обознач. см. на рис. 47)

метаморфизма, сопряженного с гранитоидным магматизмом и слагают континентальные блоки, погруженные под уровень океана, причем, несмотря на значительные отличия изученных мигматитов от типичных для океанической коры пород по химическому и минеральному составу, никаких признаков взаимодействия между ними, которые можно было бы считать базификацией, отмечено не было.

Породы, относящиеся к гранулит-чарнокитовому комплексу, были обнаружены на станциях 184 [61] — восточный склон хребта Рейкьянес, 1315 — Северо-Атлантический разлом, 1332 — южная часть хребта Рейкьянес, восточный фланг, 1449 — Фарерско-Шетландский желоб и на станции К-431 — восточный склон впадины Пик-Дип, вблизи гор Месяцева. Гранулиты и чарнокиты, поднятые на станциях 184, 1315, 1332, ассоциируют с гранитизированными амфиболитами. Такая ассоциация пород типична для докембрия материкового обрамления Северной Атлантики, где породы гранулит-чарнокитового комплекса слагают архейский фундамент щитов. Гранулиты станции 184 представлены плотными мелкозернистыми породами зеленовато-серого цвета. Они характеризуются типичной для двупироксеновых сланцев гранобластовой структурой и состоят из диопсида, гиперстена, который в проходящем свете имеет бледно-розовую окраску, плагиоклаза (40% An), роговой обманки, плеохроирующей в оливково-зеленых тонах, биотита, магнетита и кварца (рис. 48). Пироксен частично замещает роговую обманку; она сохранилась в породе в незначительном количестве в виде неправильной формы включений в обрастающем ее пироксене. Пироксен, в свою очередь, частично замещен биотитом, который образует в отдельных случаях гломеробласты в ассоциации с магнетитом. Биотит плеохроирует от светло-коричневого до ярко-коричневого. Он распространен в породе наравне с пироксеном и плагиоклазом. Редкость роговой обманки и признаки частичного замещения ее пироксеном связаны с реакцией: $Hb + Q \rightarrow Hup + Di + Pl + H_2O$. Смещенность реакции в правую сторону свидетельствует об условиях метаморфизма, соответствующих верхам гранулитовой фации. Широкое распространение биотита в гранулитах хребта Рейкьянес обусловлено процессом чарнокитизации, сопровождающимся привнесением K_2O , Na_2O и повышенным P_{H_2O} . Образцы чарнокитов подняты со дна вместе с двупироксеновыми кристаллическими сланцами. Они представляют собой светло-серые, средне- или крупнозернистые породы с гранитной структурой и характерным парагенезисом: $Pl_{30} + Hup + Kfs + Bi + Mt$ (рис. 49). Калиевый полевой шпат в этих породах представлен ортоклазом. В чарнокитах станции 184 встречен биотит, полностью идентичный описанному в гранулитах той же станции. Это подчеркивает постепенность перехода от гранулитов к чарнокитам и принадлежность изученных пород к единому метаморфическому комплексу, по видимому, обнажающемуся на дне. Яркая коричневая окраска биотита указывает на его высокую титанистость, что свидетельствует о высокой температуре процесса чарнокитизации. С этим же связана частичная сохранность в породах гиперстена. Очевидно, температурный режим этого процесса соответствовал верхам гранулитовой фации метаморфизма. Подобная гранулит-чарнокитовая ассоциация типична для докембрийских материковых комплексов. Гранулиты метапелитового ряда были обнаружены на станции 1440, расположенной на восточном склоне Фарерско-Шотландского желоба. Эти породы состоят из граната, ортоклаза, кордиерита, плагиоклаза и ярко-коричневого биотита; структура пород гранобластовая (рис. 50). В гранулитах станции 1449 наблюдаются признаки замещения граната кордиеритом, которые, так же как и устойчивость парагенезиса $Gr + Cor + Ort$, позволяет отнести эти породы к гранат-кордиерит-ортоклазовой фации метаморфизма метапелитов. Гранулиты, аналогичные взятым на станции 184, были обнаружены на станции К-1315. Двупироксеновые сланцы станции К-1315 состоят из гиперстена, диопсида, роговой обманки,



Рис. 48. Двупироксеновые кристаллические сланцы со станции 184, обр. 184, кв. 28, без анализатора

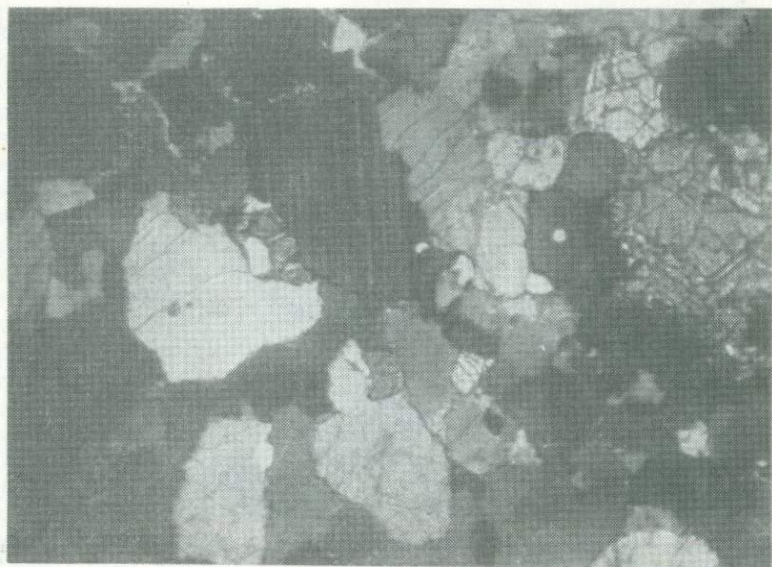


Рис. 49. Чарнокитовый гранитоид станции 184, обр. 184/12, кв. 28, с анализатором

биотита, ортоклаза, кварца и магнетита. Роговая обманка в этих гранули-тах окрашена в оливково-зеленый цвет и плохо сохранена; ярко-коричне-вый биотит замещен пироксеном; ортоклаз развит в антиперститовых врос-тках в плагиоклазе. На станции К-431 (впадина Пик-Дип) взяты гра-нулиты основного состава, не содержащие диопсида. Они состоят из розо-



Рис. 50. Гранат-кордиерит-ортоклазовый гранулит со станции 1449, обр. 1449/2, кв. 40, без анализатора

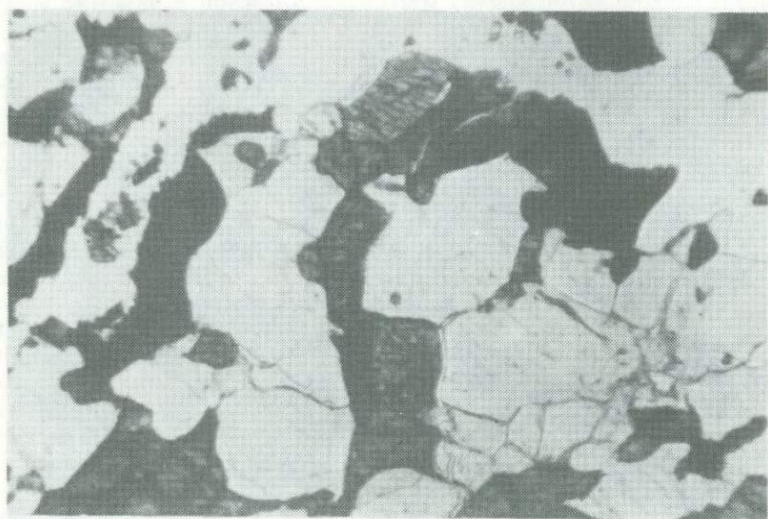


Рис. 51. Гиперстен-роговообманковый гранулит со станции К-431, обр. К-431-Дн-4, ув. 40, без анализатора

вого гиперстена, буро-зеленой роговой обманки, плагиоклаза, кварца и магнетита (рис. 51). Эти гранулиты характеризуются, по-видимому, меньшим содержанием СаО, чем гранулиты с хребта Рейкьянес, что и объясняет отсутствие в них диопсида. В южной части хребта Рейкьянес, на его восточном склоне (ст. К-1332), были обнаружены чарнокитовые гранитоиды, подобные чарнокитам станции 184, расположенной, кстати, также на

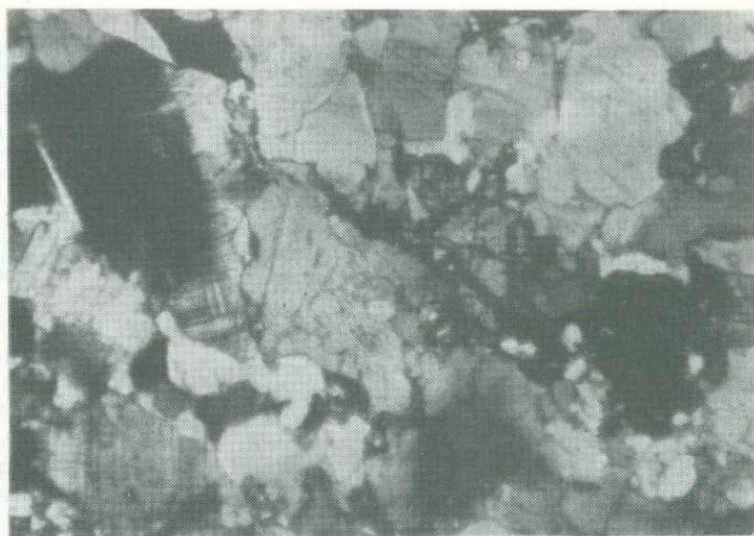


Рис. 52. Чарнокит со станции К-1332, обр. К-1332-Д724, ув. 40, с анализатором. В центре — ортопироксен

восточном фланге хребта Рейкьянес, к северу от станции К-1332. Чарнокиты в этом районе хребта Рейкьянес представлены светло-серыми гранитоидными породами, состоящими из плагиоклаза, ортоклаза, кварца, гиперстена, ярко-коричневого биотита и магнетита; калишпат образует самостоятельные выделения в интерстициях, а также антипертитовые вроски в плагиоклазе (рис. 52). Изученные породы подвергались процессам катаклаза, на что указывают дробленность зерен и волнистое погасание кварца.

Процесс чарнокитизации основных двупироксеновых кристаллических сланцев связан с привнесом в исходную породу K_2O и с выносом основных компонентов (табл. 9). При этом пироксен замещается ярко-коричневым биотитом, а плагиоклаз — ортоклазом; в итоге образуется типичная для чарнокитовых гранитоидов ассоциация: $Hyp + Ort + Bi$ (рис. 53). Как указывалось Д.С. Коржинским, повышение химического потенциала калия в метаморфическом флюиде достигается прежде всего при его взаимодействии с исходными породами высокой основности, согласно "принципу взаимного усиления оснований" [24]. Этим и объясняется описанная ассоциация основных двупироксеновых сланцев с чарнокитовыми гранитами. При давлениях 5–6 кбар гранулитовой фации метаморфизма соответствует температура около $800^\circ C$ [32]. Метапелитовые гранулиты, описанные на станции 1449, относятся к биотит-ортоклазовой субфации, выделенной в рамках гранат-кордиерит-ортоклазовой фации С.П. Кориковским [28] и при давлении около 5 кбар отвечающей температуре около $750^\circ C$.

Изученные породы гранулитовой фации метаморфизма северной части Атлантики по петрохимическим и петрографическим признакам полностью аналогичны породам гранулит-чарнокитового комплекса, широко распространенным в докембрии континентального обрамления северного сегмента Атлантического океана. В пределах Балтийского щита породы гранулит-чарнокитового комплекса распространены на севере Финляндии, где они

Таблица 9

Химический состав двупироксеновых кристаллических сланцев и ассоциирующих с ними чарнокитовых гранитоидов дна северной части Атлантического океана

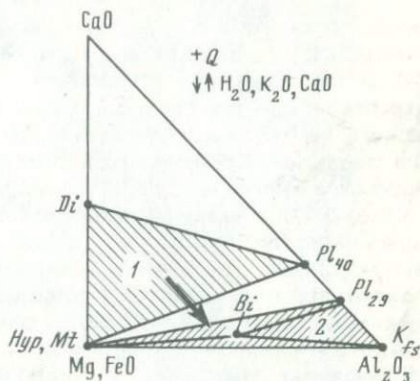
Окисел	1	2	3	4	5
SiO ₂	50,5	69,3	68,4	61,7	64,7
Al ₂ O ₃	16,3	14,7	16,2	17,1	17,6
TiO ₂	0,78	0,22	0,49	0,81	0,41
Fe ₂ O ₃ ^Σ	9,27	3,57	2,49	7,08	3,8
MnO	0,21	0,10	0,06	0,09	0,06
MgO	6,33	1,86	1,48	2,20	1,52
CaO	10,5	3,85	4,30	6,32	6,05
K ₂ O	1,59	1,81	2,57	1,42	1,10
Na ₂ O	3,32	3,65	3,61	2,56	3,37
П.п.п.	0,3	0,75	0,45	0,09	0,85
Σ	99,10	99,88	100,05	99,37	99,46

Примечание. 1 — обр. 184, гранулит; 2 — обр. 184/12, чарнокит, восточный склон хребта Рейкьянес; 3 — обр. К-1315-Д-780, чарнокит, Северо-Атлантический разлом; 4 — обр. К-1315-Д-790, гранулит; 5 — обр. К-1332-Д-724, чарнокит, восточный фланг хребта Рейкьянес, вблизи Северо-Атлантического разлома. Анализы выполнены Н.В. Туранской в аналитической лаборатории ИО АН СССР.

представлены как метабазитовыми, так и метапелитовыми разностями и занимают площадь более 15 тыс. км² [96]; породы чарнокитового типа известны также и на западном побережье Швеции [100], а также в Южной Норвегии [152]. Гранулитовые породы обнажаются среди варисцид Средней Европы [66]. Широко распространены породы гранулитовой фации на Канадском щите [84] и в Гренландии [134]. Первая находка пород гранулитовой фации на дне Атлантического океана принадлежит Д. Робертсу и др. [136], обнаружившим в коренном залегании метабазиты основного состава (банка Роколл). Позднее Г. Пато с соавторами сообщили о находке гранулитов и гранитоидных пород, взятых с подводной горы, расположенной на юго-западе Армориканской континентальной окраины с глубины 4000 м (48° с.ш., 12° з.д.), а также с подводной горы Менез Бихан, расположенной в том же районе [126]. Важно заметить, что изученные породы гранулитовой фации метаморфизма дна северной части Атлантического океана вместе с ассоциирующими с ними гранитизированными амфиболитами образуют комплекс метаморфических пород, удивительно похожий на древнейший льюисский комплекс, выделенный на северо-западе Великобритании в районе Шотландских нагорий [144]. В этом комплексе породы гранулит-чарнокитовой ассоциации относятся к серии Скури, соответствующей наиболее древнему метаморфизму. Метабазиты гранулитовой фации серии Скури, как и гранулиты основного состава, присутствующие на дне Северной Атлантики, состоят из гиперстена, диопсида, плагиоклаза (40% *Al*), буро-зеленой роговой обманки и ярко-коричневого биотита. В плагиоклазе этих пород наблюдаются антипертиты калиевого полевого шпата. В более кислых разностях скурийских гранулитов появляется гранат. Выходы пород серии Скури известны также на Гебридских островах [156]. На Канадском щите, в провинциях Суперитор и Черчилл, главные фазы орогенической активности в докембрии совпадают со скурийской и лаксфордской фазами льюисского комплекса Шотландии [69].

Рис. 53. Изменение минерального состава двупироксеновых кристаллических сланцев при процессе гранитизации (чарнокитизация) в условиях гранулитовой фации метаморфизма

1 — область составов двупироксеновых кристаллических сланцев, 2 — область составов чарнокитовых гранитоидов, стрелка показывает направленность изменения составов гранулитов при чарнокитизации



Гранулит-чарнокитовый и мигматит-амфиболитовый комплексы не типичны для образований океанической коры: эти породы представлены как метабазитовыми, так и метапелитовыми разновидностями, явно терригенной природы, кроме этого, гранулиты, обнаруженные на дне северной части Атлантического океана, тесно связаны с чарнокитовыми гранитоидами, а гранитизированные эпидотовые амфиболиты — с микроклиновыми мигматит-гранитами. В то же время породы гранулит-чарнокитового и мигматит-амфиболитового комплексов обнаруживают сходство с породами из изофациальных комплексов докембрия материкового обрамления Северной Атлантики. Вероятно поэтому изученные гранитизированные амфиболиты, гранулиты и чарнокиты связаны с древними континентальными структурами или с их отдельными блоками, присутствующими на дне океана.

Глава 6

ГЕНЕЗИС МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЕГО СВЯЗЬ С ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКОЙ

В пределах Атлантического океана метаморфические породы обнаружены во всех его основных геоструктурных зонах. Поскольку метабазиты чутко реагируют на изменения температуры, давления и флюидного режима, определение условий их образования, петрохимических характеристик и соотношения с вмещающими породами позволяет получить ценную информацию об особенностях геодинамического режима земной коры под Атлантическим океаном на различных этапах его геологической эволюции.

Наиболее распространенной группой метаморфических пород в Атлантическом океане являются метабазиты зеленосланцевой фации. К этой группе пород относятся метабазальты, метадолериты и гораздо реже метагаббро. Во многих амфиболитах дна Атлантического океана также фиксируются проявления ретроградного метаморфизма зеленосланцевой фации. По структурным признакам зеленосланцевые метабазиты Атлантического океана относятся к широкому спектру пород: от спилитов и порфиритоидов до типичных зеленых сланцев. Для этих пород, как было показано

выше, характерна ассоциация: актинолит + альбит + хлорит + эпидот. В метабазитах океанической коры часто сохраняется основной плагиоклаз ($An \geq 50\%$), который ассоциирует с актинолитом. А. Мияширо и др. [40] трактовали присутствие в зеленосланцевых метабазитах Срединно-Атлантического хребта ассоциации актинолит + основной плагиоклаз как проявление специфической только для океанических областей особой фации метаморфизма низких давлений. Они полагали также, что поле составов пород с эпидотом при низких давлениях выклинивается, а устойчивость кальциевого плагиоклаза возрастает, поэтому исключили возможность проявлений метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации в океанических областях. Однако все имеющиеся к настоящему времени данные по метаморфическим породам океанской коры свидетельствуют в пользу того, что ассоциация актинолит + основной плагиоклаз в океанических метабазитах явно неравновесна. Например, в роговообманковых сланцах разлома Хейзен (Тихий океан), характеризующихся равновесной (или наиболее близкой к состоянию равновесия) ассоциацией глиноземистый актинолит + альбит ($An = 5\%$) + эпидот, среди плагиоклазов преобладает реликтовый анортит ($An = 92-94\%$), бесспорно неравновесный с актинолитом. Следует подчеркнуть, что характерной чертой метабазитов океанической коры является присутствие в них реликтов и других магматогенных минералов: пироксена и гораздо реже оливина. Эта особенность океанических метабазитов связана с тем, что при начальном региональном метаморфизме базитов крайне редко достигаются равновесные условия. Об этом свидетельствует неравновесное распределение изотопов кислорода в минералах метабазитов океанской коры [141]. В связи с этим при фациальном анализе метаморфических пород океанического дна в каждом конкретном случае целесообразно использовать в качестве индекс-минералов те парагенезисы, которые наиболее близки к равновесным. Присутствие обильного реликтового анортита в метабазитах океанического дна свидетельствует о вялой кинетике реакции деанортизации, что, по-видимому, связано с частными случаями необычно низкого химического потенциала натрия во флюиде.

Эпидотовые амфиболиты являются наиболее высокотемпературными метаморфическими образованиями земной коры подокеанами (за исключением контактово-измененных пород). В большинстве случаев в этих породах фиксируются реликты офитовой структуры, что подчеркивает их происхождение за счет габброидов. В некоторых амфиболитах дна океана наблюдаются признаки прогрессивного замещения актинолита голубовато-зеленой роговой обманкой; при этом обычно кислый (до альбита) плагиоклаз ассоциирует с плагиоклазом, близким по составу к олигоклазу. Такие минеральные соотношения указывают на условия метаморфизма, соответствующие переходу от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации. Можно предполагать, что вблизи срединно-океанических хребтов, которые, как известно, характеризуются высокими значениями теплового потока, возможны отдельные проявления непрерывной вертикальной зональности: от спилитизированных базальтов и зеленокаменных порфиритоидов до метагаббро эпидот-амфиболитовой фации. Имеющиеся многочисленные данные, полученные в результате драгирований разломных зон Атлантического океана и бортов рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта, позволяют считать, что породы зеленосланцевой фации в абсолютном большинстве случаев развиваются по базальтам второго слоя, в то время как эпидотовые амфиболиты всегда представлены метагаббро. Как отмечалось выше, в породах эпидот-амфиболитовой фации нередко

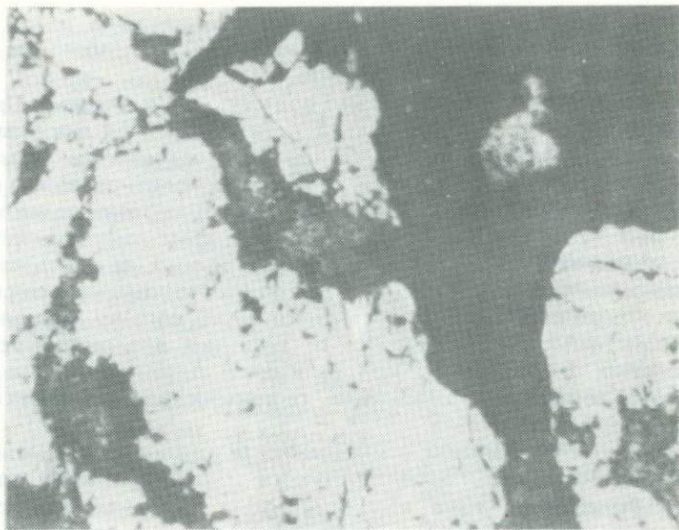


Рис. 54. Микрофотография контакта амфиболита (светлое) с базальтом (черное). Рифтовая долина Срединно-Атлантического хребта близ 6° с. ш. [80]

фиксируются проявления более низкотемпературного метаморфизма зеленосланцевой фации, которые отмечаются также в ассоциирующих с этими амфиболитами metabазальтах. Эти признаки указывают на то, что метаморфизм океанской коры в пределах Срединно-Атлантического хребта протекал неоднократно, т. е. характеризуется возрастной неоднородностью. Возрастные соотношения между metabазитами зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, а также ассоциирующими с ними серпентинизированными гипербазитами пока устанавливаются в значительной степени гипотетически. Можно полагать, что амфиболиты во многих участках дна океана залегают в наиболее глубинных частях океанической коры (слой 3). Это отчасти подтверждается тем, что к настоящему времени амфиболиты ни разу не подсекались скважинами глубоководного бурения, вскрывающими лишь верхнюю часть 2-го слоя океанической коры. Есть неоспоримые доказательства более позднего по отношению к породам эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма формирования базальтоидов, приуроченных к рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта. Э. Бонатти с соавторами [80] были установлены секущие контакты базальтов с вмещающими их амфиболитами (рис. 54). Имеются также данные, позволяющие считать, что метаморфизм зеленосланцевой фации, продукты которого широко развиты в пределах Срединно-Атлантического хребта, также моложе, чем метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации. Было установлено, что базальты рифтовой долины вблизи 6° с. ш., секущие породы эпидот-амфиболитовой фации, вместе с ними изменены в условиях зеленосланцевой фации [80]. Возраст последнего метаморфизма оценивается в 2–3 млн. лет. Такие же соотношения амфиболитов с секущими их базальтами в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта были обнаружены Ф. Аументо с соавторами [2]. Существуют, однако, факты, указывающие на то, что metabазальты зеленосланцевой фации, встречающиеся в срединных хребтах, имеют и более древний возраст.

Дж. Канном [20] было установлено, что проявлениям ретроградного метаморфизма зеленосланцевой фации в амфиболитах хребта Палмер соответствует возраст 27 млн. лет (K—Ar-метод).

В свете приведенных фактов можно полагать, что в пределах Срединно-Атлантического хребта и прилегающих к нему участках дна океана присутствуют, по крайней мере, два разновозрастных комплекса метабазитов зеленосланцевой фации. Данные по абсолютному возрасту амфиболитов Атлантического океана крайне скудны и приведены только в работе Дж. Канны [20]. По Канну, абсолютный возраст амфиболитов хребта Палмер составляет 60 млн. лет. Необходимо, однако, заметить, что амфиболиты основания хребта Палмер по петрохимическим характеристикам (высокие содержания K_2O) и по минеральному составу (обилие в них мусковита) существенно отличаются от типичных для океанической коры эпидотовых амфиболитов. Для выяснения первичной природы этих метабазитов необходимы дальнейшие геологические изыскания в этом районе Атлантического океана.

Независимо от фациальной принадлежности океанические метабазиты, как указывалось выше, характеризуются геохимическими трендами, свидетельствующими о явно аллохимическом типе метаморфизма, что проявляется в привносе Na_2O и дебазификации исходных пород. Вместе с тем метабазиты демонстрируют унаследованность некоторых петрохимических особенностей исходных изверженных пород океанической коры. Например, метабазалты отличаются от метагаббро более высокими содержаниями титана и фосфора, как и базальты Срединно-Атлантического хребта от ассоциирующих с ними габбро. Метабазалты обнаруживают также несколько более высокие содержания Na_2O по сравнению с метагаббро, что может объясняться более высокими изначальными содержаниями щелочей в абиссальных толеитах относительно габброидных пород. Исходная щелочность базитов океанического дна может играть важную роль при метаморфизме натриевого профиля, характерного для океанической коры. Вследствие процессов кислотно-основного взаимодействия флюиды, характеризующиеся высокими значениями химического потенциала Na_2O , взаимодействуя с базальтами океанской коры при определенных температурах и давлениях, будут способствовать повышению в них активностей основных компонентов и образованию минералов с более высокими показателями основности, чем при метаморфизме габброидов. Таким образом, можно полагать, что исходный химический состав пород океанического субстрата может влиять на интенсивность проявлений метаморфизма в них и на состав слагающих их минеральных фаз.

Серпентиниты, так же как и ассоциирующие с ними метабазиты зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, являются обычными метаморфическими образованиями для океанической коры в пределах Срединно-Атлантического хребта. По Ф. Аументо и Г. Лоубату [75], выходы серпентинизированных гипербазитов располагаются на дне океана на любых гипсометрических уровнях без какой-либо связи с предполагаемой стратифицированностью коры. Расположение выходов пород габбро-перидотитового комплекса в разломных зонах Срединно-Атлантического хребта нередко напоминает альпийский меланж [30]. Интенсивно милонитизированные серпентиниты и серпентинитовые брекчии, являясь типичными образованиями для трансформных разломов Атлантического океана, указывают на высокую тектоническую активность этих зон, причем, помимо горизонтальных движений, здесь имели место также вертикальные внутрикоровые подвижки со значительными для условий срединных хребтов

амплитудами. Следует подчеркнуть, что в периоды тектонической активизации серпентиниты весьма активно захватывали вмещающие породы. Об этом говорят неоднократные находки в серпентинитовых брекчиях обломков метабазитов зеленосланцевой фации [6, 38]. Механизм выведения серпентинизированных гипербазитов в верхние горизонты океанической коры, вероятнее всего, является протрузионным и обусловлен высокой способностью этих пород к течению в твердом состоянии и к пластическим деформациям.

По типу исходных пород серпентиниты дна Атлантического океана, по-видимому, можно подразделить на две группы: к первой относятся продукты метаморфизма собственно мантийных перидотитов, ко второй — метаморфизованные перидотиты из основания расслоенных перидотит-габбро-базальтовых комплексов океанической земной коры. Такое подразделение подкрепляется геохимическими данными, например изотопным составом стронция и содержаниями лантаноидов в океанских серпентинитах [148]. Особый тип могут представлять гипербазиты скал Святого Павла в экваториальной части Срединно-Атлантического хребта, представляющих собой, по мнению большинства исследователей, ультраосновную протрузию мантийного происхождения, внедренную в океаническую кору. Определенный К—Аг-методом возраст роговой обманки из горнблендитов Юго-Восточного острова скал Святого Павла составил 835 млн. лет [115]. У. Мелсон с соавторами [115] считают, что эти аномально высокие для Срединно-Атлантического хребта значения абсолютного возраста не являются следствием избытка радиогенного аргона.

Как было показано выше, термодинамический режим метаморфизма гипербазитов Срединно-Атлантического хребта соответствовал зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям. Об этом же свидетельствует тесная пространственная связь серпентинитов с зеленосланцевыми метабазитами и эпидотовыми амфиболитами. Геохимические тренды метаморфизма гипербазитов также в целом совпадают с метаморфогенными трендами изменения составов базитов океанской коры. Таким образом, метаморфизм в пределах океанической земной коры характеризуется выдержанностью термодинамического режима и геохимической однородностью.

Интенсивные исследования метаморфизма в океанических регионах, проводившиеся в последнее десятилетие, заставили многих геологов по-новому взглянуть на тектоническую эволюцию океанской земной коры после ее формирования в мировой системе рифтовых зон. У. Мелсон и Т. Ван Андел [116] высказали предположение, что изученные ими метабазальты Срединно-Атлантического хребта являются продуктами регионального метаморфизма, а не локального гидротермального изменения и, по-видимому, относятся к поднятым блокам нижних горизонтов океанической коры. А. Мияширо с соавторами обратили внимание на приуроченность метабазитов к разломным зонам Срединно-Атлантического хребта [40]. Те же авторы указали, что привнос Na_2O при метаморфизме, вероятно, связан с просачиванием флюидов с больших глубин, а образование амфиболитов произошло при перекристаллизации океанических базитов при погружении их в верхнюю мантию. В большинстве более поздних работ предпочтение было отдано моделям, базирующимся на взаимодействии одновременных процессов гидротермального, динамического и контактового метаморфизма, причем перенос вещества по этим моделям осуществлялся за счет циркуляции разогретой морской воды по системе трещин внутри океанской коры. Одни авторы считают, что источником тепла при метаморфизме являются базальтовые магмы, внедряющиеся

в океаническую кору [80], другие полагают, что при образовании метабазитов исходные породы еще находились в разогретом состоянии [143]. Дж. Канн [86] предположил, что метабазальты и метадолериты образуются при повторном нагреве океанической коры, сквозь которую циркулирует морская вода, при этом метаморфизм протекает вблизи гребня хребта непосредственно вслед за формированием очередного сегмента океанической коры. Ф. Аументо с коллегами считали, что давления, необходимые для образования амфиболитов (по этим авторам — 4 кбар), достигаются при погребении океанских базитов до определенной глубины [2]. Дж. Страп и П. Фокс [143] придерживаются иного мнения: главную роль в преобразовании океанических габбро они отводят подвижкам мелких коровых блоков, которые наряду с повышенной температурой приводят к перекристаллизации исходных пород, нередко ориентированной. При этом, как было показано выше, все процессы метаморфизма океанической коры протекают аллохимически. Вполне естественно, что большинство исследователей главную роль в таком изменении состава исходных пород отводят морской воде, огромные массы которой взаимодействуют с породами океанического ложа.

Новый интерес к проблеме метаморфизма океанической коры возник в результате детальных исследований многих разновозрастных офиолитовых комплексов континентов, которые, по мнению многих геологов [107, 41, 46], являются фрагментами древней океанической коры. Действительно, ассоциациями высокомагнезиальных толеитов, гипербазитов (дунит-гарцбургитов), спилитов, альбит-хлоритовых сланцев и амфиболитов, типичная для начальных этапов становления эвгеосинклиналей и названная г. Хессом [107] эмбриональным офиолитовым комплексом, характерна для многих офиолитов и идентична породам океанической земной коры. Особенности метаморфизма базитов и гипербазитов внутри офиолитовых комплексов, как принято считать, согласуются с моделями метаморфизма, предложенными для океанической коры [88, 109, 94, 120].

Для создания геодинамической модели регионального метаморфизма в условиях океанической коры необходимо четко представлять положение метабазитов в ее разрезе. Этот подход сталкивается со значительными трудностями, поскольку конкретно изученные разрезы океанической коры до настоящего времени являются в большой степени схематизированными. Это вызвано тем, что большинство из них построено по результатам драгирования склонов рифтовой долины срединно-океанического хребта или боковых стенок трансформных разломов. Широтный профиль осевой части Срединно-Атлантического хребта вблизи 6° с. ш. приведен Э. Бонатти с соавторами [6] (рис. 55). Снизу вверх, в борту рифтовой долины, здесь прослежены следующие породы: амфиболиты, зеленые сланцы и базальты — амфиболиты, базальты и серпентиниты — зеленые сланцы — базальты. Характерной особенностью этого разреза, как считает Э. Бонатти, является присутствие амфиболитов на гипсометрических уровнях ниже гипербазитов. Это обстоятельство позволило Э. Бонатти с соавторами предположить, что нижняя часть океанической коры — слой 3 — состоит из блоков ультраосновных пород и габбро-амфиболитов. В результате бурения на станции 334 ("Гломар Челленджер", рейс 37) был вскрыт разрез 2-го слоя океанической коры мощностью до 376 м [106]. Сверху вниз этот разрез представлен базальтами, переслаивающимися с осадками — габбро и измененными габбро — контактово-измененными габбро-норитами (метагаббро-нориты) — серпентинизированными гипербазитами —

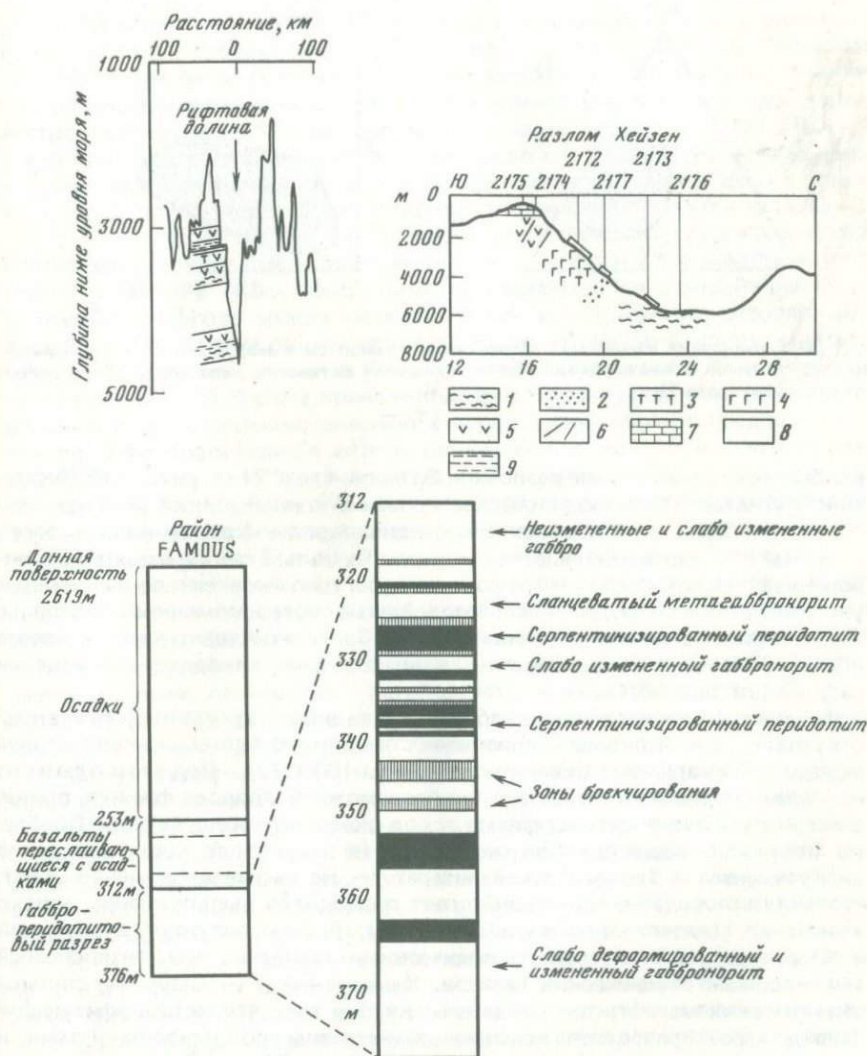


Рис. 55. Схематические разрезы океанической коры в районах Срединно-Атлантического хребта, 6° с. ш. [6] и разлома Хейзен, Южная часть Тихого океана [22], а также разрез верхней части слоя 2-й океанической коры в районе FAMOUS, Срединно-Атлантический хребет [106]

1 — амфиболиты; 2 — высокотемпературные двупироксеновые роговики; 3 — серпентиниты; 4 — габбро; 5 — базальты; 6 — дайки долеритов; 7 — известняки; 8 — станции драгирования; 9 — зеленосланцевые метабазиты

измененными габбро — серпентинитами — измененными габбро (см. рис. 56). В серпентинитах замечены зоны брекчирования; габбро в основном разреза слабо деформированы. Как считают Х. Хелмстедт и Дж. Аллен, вскрытый на станции 334 перidotит-габбровый комплекс был выведен на поверхность океанического дна до излияния перекрывающих их базальтов. В Тихом океане подобный тип разреза океанической ко-

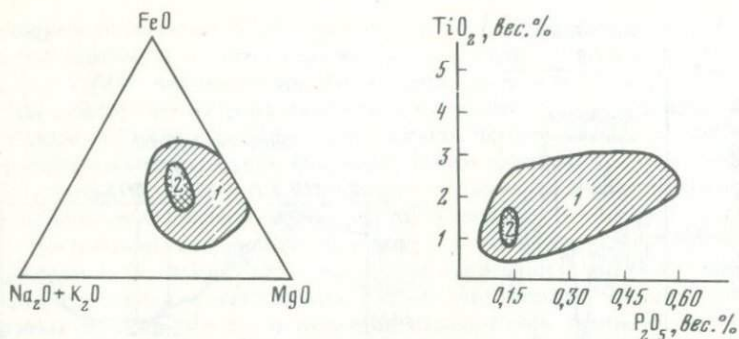


Рис. 56. Содержания некоторых петрогенных элементов в амфиболитах из офиолитовых комплексов и зон перехода континент—океан активного типа (поле 1) и океанической коры (поле 2)

ры был прослежен в зоне разломов Элтанин, где в 24-м рейсе нис "Академик Курчатов" производилось драгирование южной стенки разлома Хейзен [22]. Здесь наблюдались следующие породы (сверху вниз в борту разлома): органогенные известняки—базальты—габбро—серпентинизированные гипербазиты — высокотемпературно контактово-измененные ультраосновные породы — микроплоччатые роговообманковые сланцы. Как и в разрезе склона рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта вблизи 6° с. ш. [6], амфиболиты разлома Хейзен находятся в основании разреза (см. рис. 56).

В ранее опубликованных работах приводились аргументы, свидетельствующие об излишней упрощенности динамо-термально-контактовой модели метаморфизма океанической коры [60, 120]. При этом одним из наиболее спорных является вопрос о возможной природе флюида, принимающего участие в метаморфизме пород океанического субстрата. Проблема источника вещества при метаморфизме океанской коры уже давно дискутируется в геологической литературе. Не вызывает сомнения факт, что морская вода — важнейший агент подводного выветривания, однако изменения, связанные с этим процессом, быстро затухают с глубиной и характеризуются иными геохимическими трендами, чем региональный метаморфизм океанических базитов. Химический и минеральные составы океанических метабазитов свидетельствуют о том, что метаморфизирующий флюид характеризовался высоким химическим потенциалом натрия и относительно высоким парциальным давлением CO_2 (о последнем можно судить по редкой встречаемости в океанических метабазитах пренит-пумпеллитовой ассоциации). Наиболее веским аргументом против эндогенной природы метаморфизирующего флюида в океанической коре является экспериментально установленная предельная "сухость" расплавов толеитовых базальтов, которая свидетельствует об отсутствии воды в верхней мантии под океанической корой. С другой стороны, имеются данные о направленном в верхние горизонты океанической коры потоке газов явно ювенильного происхождения [112]. В гидротермально-измененных базальтах Бермудского поднятия Н.Н. Перцевым и В.Л. Русиновым [47] был обнаружен апофиллит, появление которого в участках наибольшего изменения пород эти авторы связывают с подъемом гидротермальных растворов, несущих фтор неморского происхождения. Достигнутый в последние годы прогресс в изучении изотопного состава кислорода и водорода из мета-

базитов и серпентинитов дна океана и офиолитовых комплексов позволил ряду исследователей заключить, что морская вода проникает в океаническую кору до глубины 4—5 [141] и даже 8 км [101]. Ранее Д. Уэннером и Г. Тейлором было показано, что в метаморфизме гипербазитов океанической коры, кроме морской воды, принимает участие некоторое количество так называемой "магматической" воды (до 25%) [158]. Вместе с тем при экспериментальном изучении среднетемпературного метаморфизма базитов было показано, что ассоциации зеленосланцевой фации устойчивы лишь в растворах с низкой концентрацией электролитов типа Na—Cl [52], т. е. под воздействием морской воды (которая характеризуется исключительно высокой концентрацией NaCl) их поля устойчивости выклиниваются. Кроме этого, необходимо подчеркнуть, что фракционирование изотопов кислорода между морской водой и уже метаморфизованными породами фундамента океанической коры, протекающее в широком температурном интервале, может в большой степени затухать первичные для них значения $\delta^{18}O$. В свете приведенных фактов, допуская участие морской воды при метаморфизме океанических пород, целесообразно предположить, что по мере просачивания сквозь океаническую кору при температурах 300—600° С; она сама "метаморфизуется" и, смешиваясь с ювенильными флюидными эманациями, становится в итоге метаморфизирующим флюидом, определяющим геохимическую направленность метаморфизма океанической земной коры. В дальнейшем в процессе эволюции океанической коры и сами метаморфические породы, в особенности серпентиниты, могут служить источником вещества для преобразования более молодых изверженных пород. Серпентиниты, широко распространенные в океанической коре, в ненарушенном ее разрезе относятся, как принято считать, к наиболее глубинным горизонтам. Устойчивость минералов группы серпентинита контролируется реакциями дегидратации, которые для хризотила, лизардита и антигорита зависят, главным образом, от температуры. По видимому, изотерма 600° является верхним температурным пределом устойчивости серпентинов: при высоких давлениях в этом температурном интервале антигорит замещается форстеритом и тальком, а лизардит с содержанием Al_2O_3 до 9,25 вес.% в широком интервале давлений разлагается с образованием хлорита, талька и форстерита; в обеих реакциях выделяется большое количество воды [87]. В срединно-океанических хребтах, характеризующихся малыми скоростями спрединга (к ним относится и Срединно-Атлантический хребет), изотерма 600° С погружается от 1 км (в осевой части хребта) до 5 км (на удалении 8 км от осевой части хребта) [121]. При допущении, что серпентинизированные гипербазиты океанической коры в процессе спрединга вовлекаются в вертикальные движения коровых блоков, естественно предположить возможность их погружения ниже уровня изотермы 600° С; и, как следствие этого, их дегидратацию. Тот же эффект должен возникать при локальных тепловых аномалиях внутри океанической коры, связанных с магматическим процессом. Вода, выделяющаяся из серпентинитов при их повторном нагреве, может составлять значительную часть флюида при метаморфизме океанической коры. С другой стороны, породы эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций при их прогрессивном вторичном разогреве дегидратируются в среднетемпературной области в незначительной степени из-за высокой устойчивости их слагающих водосодержащих минералов (главным образом, амфибола).

Изучение вещественного состава metabазитов и гипербазитов многих офиолитовых комплексов показало, что сопоставление их с метаморфи-

ческими образованиями океанической коры часто оказывается неправомочным. Бесспорное сходство с разрезами океанической коры обнаруживают лишь некоторые офиолитовые комплексы. Чаще всего фрагменты океанической коры присутствуют в офиолитах только как составная часть комплекса и ассоциируют с породами, образовавшимися вне срединно-океанических хребтов. А. Мияширо [119] показал, что офиолитовые комплексы континентов образовывались в различных геодинамических обстановках. Классификация, предложенная А. Мияширо, базируется на петрохимических особенностях серий изверженных пород, участвующих в строении офиолитовых разрезов. Сопоставление составов различных метабазитов из метаморфических комплексов океанической коры и офиолитов также свидетельствует о гораздо большей петрохимической гетерогенности большинства офиолитовых комплексов по сравнению с океанской земной корой. Например, составы амфиболитов океанической коры образуют значительно более компактные поля, чем составы амфиболитов из офиолитовых комплексов (рис. 56). Представляется, что эта закономерность обусловлена более узкими вариациями составов исходных пород океанского субстрата по сравнению с составами базитов офиолитовых комплексов. Несмотря на указанные трудности в использовании офиолитов как эталонных разрезов океанической коры, позиция метаморфических пород в офиолитовых комплексах во многом проясняет геологические соотношения метабазитов океанской коры с вмещающими их породами. Как было показано Дж. Муди [121], метаморфизм офиолитовых комплексов может протекать в трех различных геологических обстановках: внутри океанической коры, в процессе обдукции и после обдукции офиолитового комплекса. Каждой из перечисленных обстановок будет соответствовать свой специфический тип метаморфизма. Например, в пиллоу-лавах комплекса Беттс-Кув (Ньюфаундленд), который относится к фрагменту океанической коры догерцинского возраста, фиксируются зеленокаменные изменения с ярко проявленной тенденцией к накоплению натрия, характерной для метаморфизма океанских пород. С другой стороны, в офиолитах Больших Антилл метаморфические породы обнаруживают тенденцию к накоплению калия, связанную с петрохимическими особенностями изверженных и осадочных пород из островодужных комплексов. Вместе с тем необходимо учитывать то обстоятельство, что во многих офиолитовых комплексах наблюдаются проявления неоднократного метаморфизма, различным этапам которого могут соответствовать разнообразные геологические обстановки.

К настоящему времени наши наиболее достоверные сведения о геологической позиции метаморфических пород океанической коры заключаются в следующем: 1) проявления метаморфизма зеленосланцевой фации характерны, главным образом, для базальтов 2-го слоя, в то время как метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации приурочен в основном к подошве 2-го и к 3-му слою океанской коры, где распространены габброиды; 2) расположение серпентинитов в океанической коре не обнаруживает определенной закономерности; 3) степень метаморфизма пород дна океана не зависит от возраста океанической коры; 4) в пределах срединно-океанических хребтов фиксируются неоднократные проявления метаморфизма; 5) наиболее дислоцированные метабазиты расположены в основании гипербазит-габбро-базальтового комплекса океанской коры; 6) наибольшее разнообразие типов метаморфических пород (метабазиты, метагаббро, серпентиниты) наблюдается в трансформных разломах и зонах их пересечения со срединно-океаническими хребтами; 7) обна-

руженные в срединно-океанических хребтах метаморфические породы нередко ассоциируют с неизменными породами. В свете приведенных фактов можно предполагать, что метаморфизму в пределах океанической земной коры соответствует вполне определенный ряд тектонических ситуаций (рис. 57). В пределах срединно-океанических хребтов метаморфизм затрагивает, главным образом, породы 2-го "базальтового" слоя. Его проявления локализованы вдоль трещиноватых зон, наиболее проницаемых для флюида, состоящего из смеси разогретой морской воды с компонентами, приносимыми ювенильными восходящими потоками (см. рис. 58, б). По-видимому, в процессе циркуляции разогретой морской воды по трещинам в верхних горизонтах океанской коры в некоторых ее участках реализуется "автоклавный эффект", что приводит к образованию в metabазитах типичной для зеленосланцевой фации метаморфизма ассоциации: актинолит + альбит + хлорит. Это обстоятельство так же, как неоднородность теплового потока в пределах срединно-океанических хребтов, определяет "пятнистый" характер метаморфических преобразований океанических базальтов, хотя в целом они могут прослеживаться на значительных площадях. В редких случаях, метаморфизму подвергаются расположенные на более глубинных уровнях коры габброиды и гипербазиты. Вследствие более высокотемпературных условий в метагаббро образуются ассоциации эпидот-амфиболитовой фации. Минеральный состав серпентинитов зависит также от типа исходных гипербазитов. Таким образом, важнейшими факторами метаморфизма, протекающего в пределах срединно-океанических хребтов, являются температура и состав метаморфизирующего флюида.

На рис. 57, а рассмотрен также случай, когда метаморфизм протекает в активных участках трансформных разломов вблизи их пересечения со срединно-океаническим хребтом. В этой ситуации интенсивному метаморфизму подвергаются не только базальты, но также габбро и гипербазиты. Температурный режим при этом соответствует температурам метаморфизма в срединно-океанических хребтах, но в этом случае более ярко проявляются признаки структурного перерождения пород и их дислокаций, связанные с разнонаправленными движениями крупных блоков литосферы. Трансформные разломы являются зонами, благоприятными для подъема глубинных флюидов. Состав этих флюидов до сих пор неясен, но можно полагать, что они характеризуются щелочным профилем. Кроме того, в самих трансформных разломах могут возникать дополнительные условия, благоприятные для протекания процессов метаморфизма. Г. Томпсон и У. Мелсон высказали предположение, что в зонах трансформных разломов наблюдается своеобразный локальный спрединг океанского дна в меридиональном направлении, связанный с мощными серпентинитовыми протрузиями, приводящими к растяжению океанской коры поперек разломных зон [148]. В этих условиях возникают деформации пород, находящихся в бортах трансформных разломов. С другой стороны, интрузии габбро, приуроченные к трансформным разломам, вызывают локальное повышение температуры в окружающих участках (см. рис. 57, в). При таких условиях возникает и более обширный спектр метаморфических пород: зеленые сланцы, эпидотовые амфиболиты, актинолиты, серпентиниты и талькиты.

В случае внедрения базальтовой магмы в породы осадочного чехла океанской коры достигаются условия, в которых осадки, играя роль теплового экрана, способствуют температурному режиму, вызывающему зеленокаменное перерождение долеритовых и базальтовых силлов. Во вмещаю-

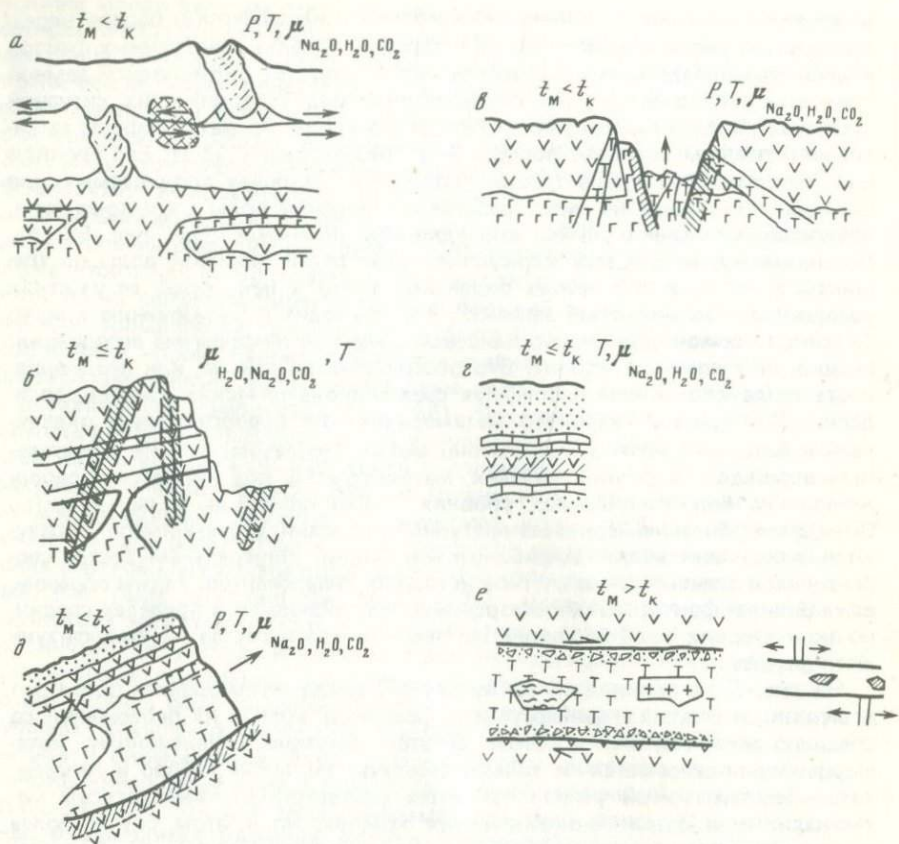


Рис. 57. Геодинамические обстановки в океанической коре, сопутствующие мегаморфизму. Заштрихованы зоны, благоприятные для протекания процессов метаморфизма; t_M — возраст метаморфизма, t_K — возраст коры. Усл. обозн. см. на рис. 55

а — активные участки трансформных разломов; б — борты рифтовой долины; в — трансформные разломы; г — контактовые ореолы, связанные с sillами базальтов и долеритов; д — надвиги внутри океанической коры и ее "скупивание"; е — структуры типа "non spreading block"

щих породах при этом возникают термальные экзоконтактовые ореолы: например, в карбонатных осадках образуются узкие мраморизованные зоны (см. рис. 57, г).

Как указывалось выше, земной коре под океанами свойственны также metabазиты с отчетливой сланцеватой текстурой, а в некоторых случаях и кристаллические микроплойчатые сланцы. Необходимо заметить, что как в разломе Хейзен, так и в борту рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта [80] такие metabазиты расположены в основании прослеженного разреза, причем гипсометрически выше этих пород залегают серпентинизированные гипербазиты. Очень важным обстоятельством кажется то, что в основании многих офиолитовых комплексов континентов расположены достаточно узкие (до 0,5 км) метаморфические ореолы, состоящие из интенсивно дислоцированных пород, в том числе и metabазитов.

зитов [159, 114, 99]. В ряде случаев (офиолитовый комплекс Бэй-оф-Айлендс, Ньюфаундленд), метабазиты из подошвы офиолитового покрова характеризуются полным макроскопическим и микроскопическим сходством с океаническими роговообманковыми сланцами. Кажется целесообразным предположить, что образование микроплоччатых сланцев океанической коры, расположенных в основании гипербазит-габбро-базальтового комплекса, может быть связано с надвиговыми движениями по относительно пологим поверхностям срывов внутри самой коры (рис. 57, д). Термодинамический режим метаморфизма при такой тектонической обстановке может характеризоваться широким диапазоном температур и давлений вплоть до появления пород эклогитовой фации (типа гранат-клинопироксеновых амфиболитов из подошвы офиолитового комплекса Семаил, Оман). Можно полагать, что основные отличия между микроплоччатыми сланцами дна океана и породами из метаморфических ореолов офиолитов будут определяться валовым химическим составом исходных пород, так как в подошвах офиолитовых комплексов могут присутствовать породы самого различного генезиса.

Все приведенные выше данные позволяют выделить два главных типа океанических метабазитов: к первому типу относятся продукты регионального метаморфизма, затронувшего весь спектр пород океанической коры; второй тип метабазитов представлен метаморфическими породами (главным образом, роговообманковыми сланцами), характеризующимися локальным распространением и образованным за счет надвиговых движений (или процессов скучивания) внутри океанической земной коры. Метаморфизм, ответственный за образование метабазитов первого типа, характеризуется однородностью и выдержанностью термодинамического режима на значительных площадях, как это было показано, например, для хребта Карлсберг в Индийском океане [63]. При этом базальты и долериты в пределах срединно-океанических хребтов подвергаются метаморфизму зеленосланцевой фации, а габбро — метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации. В дальнейшем эпидотовые амфиболиты могут подвергаться ретроградному метаморфизму зеленосланцевой фации, по-видимому, связанному с повторным нагревом пород, но уже в менее глубинных условиях.

По А.А. Маракушеву, начальному региональному метаморфизму натриевого профиля сопутствуют крупномасштабные дислокации земной коры [36]. В свете этого присутствие метабазитов зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций в пределах срединно-океанических хребтов, а в ряде случаев непосредственно в борту рифтового ущелья [80], требует допущения, что в этих геоструктурных зонах реализуются условия, благоприятные для дислокаций внутри океанической коры. Однако в современных рифтовых зонах Мирового океана отсутствуют проявления стрессовых условий, которые могли бы приводить к крупномасштабным внутрикоровым дислокациям. Вместе с тем Ф. Малколм [113] описала в массивных метагаббро трога Кайман узкие (первые сантиметры) зоны с хорошо развитой сланцеватостью. В породообразующих минералах этих зон наблюдаются двойники давления и волнистое погасание, свидетельствующие о дислокационных напряжениях, которым подвергались породы. Указанные признаки стрессового воздействия вызваны, по мнению Дж. Страпа и П. Фокса [143], подвижками относительно друг друга коровых блоков, включающих тела габбро. По-видимому, в пределах срединно-океанических хребтов, в их участках, удаленных от крупных разломных зон, основным фактором локального структурного перерождения пород при

их метаморфизме является взаимодействие блоков океанической коры при их возможных перемещениях относительно друг друга.

Метабазиты второго типа образуются в узких зонах океанической коры, связанных с крупными разломами, вдоль которых может осуществляться надвигание отдельных коровых блоков друг на друга. В этом случае проявления метаморфизма характеризуются ограниченным распространением, а метабазиты обнаруживают отчетливые признаки ориентированного динамического воздействия. Важнейшим фактором образования метабазитов второго типа является режим давления при метаморфизме, который в известной мере зависит и от мощности надвигаемого корового блока. Пример метаморфических ореолов в подошве многих офиолитовых комплексов континентов показывает, что при обдукции офиолитов могут достигаться давления, достаточные для образования эклогитовых метабазитов. В условиях океанической коры, характеризующейся в целом незначительной мощностью, вряд ли можно ожидать реализации такого режима давлений. Например, микроплоччатые роговообманковые сланцы из разлома Хейзен были образованы при давлении около 2 кбар [62]. Можно ожидать, что дальнейшее изучение разломных зон Мирового океана покажет большую распространенность метабазитов второго типа и более разнообразный режим давлений, при которых происходило их образование.

Региональный метаморфизм пород океанической коры характеризуется широким интервалом температур: от 320°С (зеленосланцевая фация) до 800°С (фация двупироксеновых роговиков), ему соответствуют низкие и умеренные давления (не выше 5 кбар; рис. 58). Более низкотемпературным условиям отвечают метабазиты цеолитовой фации, которые связаны с процессами подводного выветривания. Определяющим фактором регионального метаморфизма земной коры под океанами является его флюидный режим, который наряду с достаточно однообразным химическим составом пород океанического субстрата определяет однородность минерального состава океанических метабазитов. С флюидным режимом связаны также перенос и локализация при метаморфизме океанической коры рудного вещества. Гидротермальный процесс, сопутствующий метаморфизму, ответствен за образование металлоносных осадков [81] и железомарганцевых конкреций [90]. Сульфидная минерализация, отмечаемая во многих океанических метабазитах, также связана с деятельностью флюида и с эволюцией его химического состава в процессе метаморфизма.

Важнейшими геоструктурными элементами океанических областей являются зоны перехода континент—океан активного типа. Сопоставляя рассмотренные данные по метаморфическим комплексам островных дуг Атлантического океана, можно получить ряд важных выводов, касающихся проблем петрогенезиса и тектонической обстановки в районах Карибского региона и островной дуги моря Скотия. Главным отличием Карибского региона от островной дуги моря Скотия является существование здесь бассейна с океанической корой, сформировавшегося еще до образования вулканической островной дуги в течение юрского времени и впоследствии ставшим тем меланократовым фундаментом (по М.С. Маркову [37]), на котором была заложена островная дуга Больших Антилл. Островная дуга моря Скотия образовалась в тот же геологический отрезок времени, что и дуга Больших Антилл, однако в этом случае вулканическая дуга закладывалась на фундаменте из континентальной коры. Формирование коры переходного типа происходило здесь на фоне разрушения (деструкции, по Ю.М. Пуцаровскому [53]) древней континентальной коры.

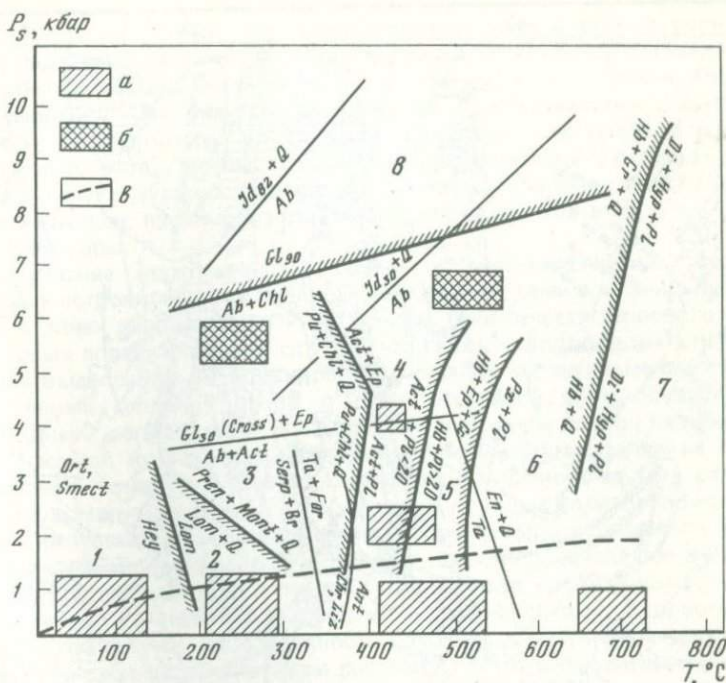


Рис. 58. Поля устойчивости метаморфических фаций метабазитов по [7, 32, 39, 52, 69, 120]

a — метабазиты океанов; *b* — метабазиты переходных зон; *в* — геотерма океанической коры под рифтовой зоной Срединно-океанического хребта; 1 — продукты подводного выветривания; 2 — цеолитовая фация; 3 — пренит-пумпеллитовая фация; 4 — зеленосланцевая фация; 5 — эпидот-амфиболитовая фация; 6 — фация пироксеновых амфиболитов; 7 — гранулитовая фация; 8 — фация голубых сланцев и эклогитов

Региональный метаморфизм в зонах перехода океан—континент активного типа характеризуется иным геохимическим профилем, чем метаморфизм в пределах срединно-океанических хребтов. С одной стороны, это объясняется спецификой геохимической эволюции магматизма в островодужных областях (накопление в породах известково-щелочной серии калия), с другой — разнообразие исходных изверженных и осадочных пород в островодужных комплексах определяет гораздо большие вариации составов метаморфических пород зон перехода по сравнению с метаморфическими производными океанической коры. Геохимический профиль метаморфизма в островных дугах Атлантического океана претерпевал изменения во времени. Раннему метаморфизму зон перехода активного типа свойственны те же геохимические тренды (накопление Na_2O), что и региональному метаморфизму океанической коры; породы дометаморфического субстрата представлены в этом случае, главным образом, производными толеитового магматизма. Поздний метаморфизм в зонах перехода обнаруживает отчетливую тенденцию к накоплению калия и охватывает весь спектр пород островодужного комплекса. Термодинамический режим метаморфизма в активных зонах перехода континент—океан отличается от режима метаморфизма в пределах срединно-океанических хребтов (см. рис. 58) и по давлению.

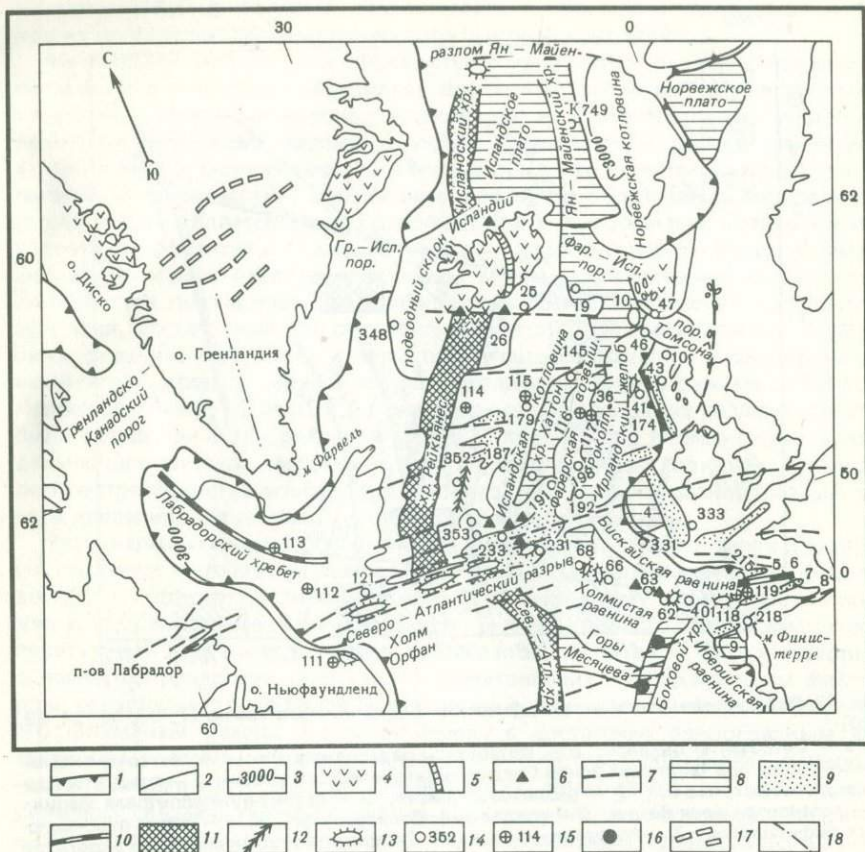


Рис. 59. Морфоструктурная схема северной части Атлантического океана и Европейской котловины [23]

1 — древние погруженные структуры; 2 — мезозойские и кайнозойские впадины и прогибы, заполненные осадками; 3 — погребенные хребты различного генезиса; 4 — неогеновый гребень Срединно-Атлантического хребта; 5 — кайнозойские базальтовые покровы; 6 — неовулканическая зона или Центральный грабен Исландии; 7 — Большая Куэста; 8 — отдельные подводные горы и массивы; 9 — субширотные поледные морфоструктуры Гренландии; 10 — ось продольной депрессии Гренландии; 11 — подводные вулканы; 12 — разломы; 13 — линия подножия материкового склона; 14 — границы морфоструктурных единиц; 15 — изобата 3000 м; 16 — находки кембрийских пород; 18 — буровые скважины судна "Гломар Челленджер" с указанием номера

Сокращение по схеме: ГР.-Исл.пор. — Гренландско-Исландский порог; Фар.-Исл.пор. — Фарерско-Исландский порог; Сев.-Атл.хр. — Северо-Атлантический хребет
 1 — Фарерско-Шетландский желоб; 2 — банка Фере; 3 — скала Рокколл; 4 — банка Поркюлайн; 5 — Арморианский краевой бассейн; 6 — Северо-Гасконский хребет с океаническим строением коры; 7 — Северо-Испанский краевой желоб; 8 — каньон Кап-Бретон; 9 — Галисийская банка; 10 — Фарерские острова

Глаукофановые сланцы, присутствующие в метаморфических комплексах островных дуг Атлантического океана, как было показано выше, относятся к двум ступеням метаморфизма: умеренного и повышенного давления. Глаукофановые сланцы умеренного давления образовались при тех же условиях, что и ассоциирующие с ними породы зеленосланцевой

фации. В возникновении этих глаукофановых сланцев важную роль могло играть нарастание щелочности метаморфизирующего флюида. В иной геодинамической обстановке были образованы глаукофановые сланцы повышенного давления. Эти породы ассоциируют с metabазитами эклогитовой фации и, по-видимому, могут рассматриваться как диафторированные аналоги эклогитов. Диафторез пород эклогитовой фации, ведущий к образованию глаукофановых сланцев, а в некоторых случаях амфиболитов и зеленых сланцев, происходит при выведении эклогитов в верхние горизонты земной коры.

Образование протяженных складчатых метаморфических поясов в активных островных дугах тесно связаны с процессами орогении, протекающими в зонах перехода континент—океан. Особенности теплового режима в активных зонах перехода могут в значительной степени влиять на формирование выделенных А. Мияширо [39] парных метаморфических поясов. Повышенный тепловой поток в тылу островной дуги, обусловленный интенсивным магматизмом, вызывает метаморфизм внутри верхних горизонтов земной коры. Кроме того, глубинные метаморфические породы, образованные при P - T -условиях, отвечающих фации голубых сланцев и эклогитов, могут перемещаться из нижних коровых горизонтов на поверхность в результате растяжения земной коры в тылу островной дуги. При их подъеме метаморфические породы высокого давления вследствие высокого теплового потока должны подвергаться интенсивному диафторезу и замещаться зелеными сланцами и амфиболитами. В приокеанских областях выведение на поверхность глубинных метаморфических пород может происходить по системам разломов, закладывающихся при обдукции островной дуги на океаническую кору. Поскольку приокеанические области островных дуг характеризуются низким тепловым потоком, подъем метаморфических пород высокого давления происходит здесь при низких и умеренных температурах, в интервале которых эти породы устойчивы и сохраняются в виде метаморфических поясов высокого давления, включающих эклогиты, глаукофановые и зеленые сланцы, а также амфиболиты. Следует добавить, что при обдукции островной дуги на океаническую кору также возникают условия, благоприятные для протекания процессов метаморфизма в подошве надвинутого корового блока.

Среднетемпературные метапелиты, кварциты, метапесчаники и гранитизированные амфиболиты, а также породы гранулит-чарнокитового комплекса являются необычными образованиями для океанической коры. Обнаружение пород этой группы на дне Атлантического океана позволило некоторым исследователям говорить о присутствии здесь древних блоков континентальной коры [76, 68, 136, 23, 126, 142, 59]. Метаморфические породы континентальной природы в пределах Атлантики присутствуют на океаническом дне как вблизи материкового шельфа, так и в центральных частях океана. В первом случае эти породы могут относиться к погруженным под уровень океана фрагментам континента, таким, например, как Фолклендское плато. Очень трудно объяснить присутствие метатерригенных пород в центральных частях Атлантики. Существуют представления о существовании в пределах Срединно-Атлантического хребта "нераздвигающихся блоков" ("non spreading block"), сложенных относительно древними породами [79, 115, 125]. Изученные метаморфические породы терригенной природы приурочены к участкам океанического дна, которые ранее были отнесены к древним континентальным структурам [23, 58] (рис. 59). Находки метаморфических пород, нехарактерных для океанической коры и подобных изученным в данной работе, в последние

годы происходят довольно часто и нередко сопровождаются бесспорными доказательствами их коренного залегания на дне океана. В районе банки Флэмиш-Кап в результате бурения на глубине около 400 м были получены образцы пород, определенных как гранодиориты [128]. По минеральному составу ($Pl - 39\%$, $Q - 25\%$, $Ort - 19\%$, $Bi - 13\%$, $Hb - 2\%$) и структурным признакам эти породы напоминают гранитизированные амфиболиты. Абсолютный возраст гранодиоритов с банки Флэмиш-Кап составляет 592 млн. лет. На небольшом удалении от места бурения при драгировании были подняты глыбы массивных кварцитов [128]. В юго-восточной оконечности Армориканской континентальной окраины на глубине 4000 м была обнаружена подводная гора, с которой подняли гранитоиды и двупироксеновые кристаллические сланцы [126], к северо-западу расположена другая подводная гора — Менез Бихан, где были обнаружены такие же породы. При драгировании южного борта Ян-Майенского разлома, вблизи оси хребта Кольбенсей, подняты породы, названные микродиоритами [127]. По минеральному составу и высокому содержанию K_2O (1,63 вес.%) микродиориты разлома Ян-Майен весьма напоминают мигматит-амфиболиты с банки Флэмиш-Кап. А. Уоттсом с соавторами [157] в северной части хребта Хаттон при драгировании его от гребня до половины западного склона сверху вниз были встречены следующие породы: оолитовые известняки, а также аркозовые и субаркозовые песчаники (арениты), состоящие из плагиоклаза ($0-29\% An$), микроклина, ортоклаза, роговой обманки, эпидота, мirmekитизированного плагиоклаза и кварца. Мощность горизонта из этих пород около 400 м, скорость распространения продольных волн — 4,1 км/с. Ниже расположены сланцы, гнейсы и гранодиориты (скорость продольных волн в этих породах — 5,1 км/с). Оба горизонта четко выделяются на профиле непрерывного сейсмопрофилирования вкост гребня хребта Хаттон. Метаморфические породы терригенной природы со станции 177, расположенной к югу, по-видимому, являются аналогами сланцев, гнейсов и гранодиоритов, обнаруженных А. Уоттсом, и слагают вместе с этими породами единую реликтовую структуру, простирающуюся с юго-запада на северо-восток. На сходство вулканических пород о-ва Ян-Майен с породами, распространенными на Гебридских островах, расположенных в пределах континентальной коры, указал Ф. Фитч с соавторами [97]. Г. Нильсен и С. Саксов [124] относят подводный хребет Ян-Майен к отделившемуся в олигоцене или миоцене от Гренландии фрагменту континентальной коры. Геофизические исследования северной части Атлантического океана в ряде случаев показали здесь необычно большие для океанической коры мощности [77]. Например, под Фарерскими островами общая мощность коры составляет 30 км [82], причем под лавовыми потоками мощностью до 4 км залегают породы со скоростью прохождения продольных волн 5,9–6,2 км/с. В районе Фарерско-Исландского порога мощность коры оценивается в 20 км [82]. Сейсмическое зондирование коры в районе о-ва Ян-Майен показало, что в этом участке Атлантики разрез ее сверху начинается слоем мощностью в 0,5 км со скоростями прохождения продольных волн 2,5 км/с; далее идет слой, распространяющийся на глубину до 3 км со скоростями около 3,14 км/с; затем слой, расположенный в интервале от 3 до 18 км со скоростью 6,33 км/с, и, наконец, ниже 18 км скорости прохождения продольных волн характеризуются величинами около 8,3 км/с [140]. Следует обратить внимание на то обстоятельство, что интерпретация вещественного состава земной коры, основанная на использовании данных сейсмического зондирования, не в состоянии дать однозначные результаты. Скорости прохождения продольных волн в уплот-

ненных базальтах, долеритах и габбро оказываются идентичными скоростями, фиксируемым в разнообразных метаморфических породах. В работе У. Эшкрофта [72] сопоставлены скорости распространения продольных волн в различных изверженных и метаморфических породах:

- 1,5–3,6 км/с — неконсолидированные и консолидированные осадки;
- 3,6–4,5 км/с — вулканические породы и/или консолидированные осадки;
- 4,5–6,3 км/с — кислые изверженные и/или метаморфические породы;
- 6,5–6,9 км/с — основные изверженные и/или метаморфические породы;
- 7,6–8,2 км/с — мантийные породы.

Вместе с тем Э.В. Наливкина и А.Я. Дьячкова [43] оценили скорости прохождения продольных волн в метаморфических породах следующим образом: в кислых амфиболитах — 6,0–6,3 км/с, в гранулитах — 6,1–6,6 км/с; при этом наибольшие скорости отмечены в образцах чарнокитов. При воздействии давления нагрузки скорости увеличиваются: в породах зеленосланцевой фации до 6,0–8,6 км/с, в амфиболитах — до 6,1–7,5 км/с и в гранулитах — до 6,0–8,4 км/с [10]. Ранее указывалось на сходство изученных метатерригенных пород дна Северной Атлантики с породами докембрийского льюисского комплекса в Шотландии. Дж. Холл и Ф. Хаддад [102] произвели сейсмическое зондирование пород льюисского комплекса в местах их залегания; были получены величины скоростей прохождения продольных волн в гранулитах (6,34 км/с), в метапелитовых гнейсах (5,64 км/с), в амфиболитах (6,4 км/с), а также в мигматитах (5,28 км/с). Для metabазитов зеленосланцевой фации, поднятых с пересечения разлома Атлантик и рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта, ^{40}Ar – ^{39}Ar -методом был получен возраст 169 млн. лет [125]. Важной особенностью metabазальтов, изученных М. Озимой с соавторами, является аномально высокое отношение в них $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которое составляет 0,720 (в то время как в обычных для океанической коры изверженных породах отношение изотопов стронция составляет 0,701–0,704). М. Озима и его коллеги предположили, что столь высокое значение отношения изотопов стронция в metabазальтах Срединно-Атлантического хребта указывает на взаимодействие исходных базитов в ходе метаморфизма с веществом континентальной коры и что, по-видимому, установленный возраст пород соответствует времени раскрытия Атлантического океана. На этом основании можно предположить, что ранние продукты базальтового вулканизма, связанного с заложением рифтовой системы Атлантического океана, изливались в присутствии коры континентального типа.

Таким образом, наряду с молодой океанической корой, сложенной основными изверженными и метаморфическими породами и серпентинизированными гипербазитами, в северной части Атлантического океана, по-видимому, присутствуют фрагменты континентальной коры. Интерпретация геофизических данных позволила ранее Р.М. Деменицкой заключить, что к северу от 50° с.ш. почти на всей части Земли, занятой Атлантическим океаном, кора характеризуется мощностью более 15 км и при этом в ее составе местами появляется гранитный слой [11]. Продукты базальтового вулканизма, связанные с рифтовой системой Срединно-Атлантического хребта, могут в некоторых участках океанического дна перекрывать реликтовые блоки континентальной коры, как, например, в районе Фарерско-Исландского порога [23]. В этом случае отдельные такие блоки могут оказываться, по-видимому, и в зонах с выраженной системой линейных магнитных аномалий. В районах непосредственных выходов на поверхность океанического дна коренных обнажений древних метаморфических пород тер-

ригенной природы линейные магнитные аномалии до настоящего времени не обнаружены, как, например, в окрестностях хребта Хаттон и банки Рокколл. Метаморфические породы континентальной природы, как указывалось выше, обнаружены также в бассейне моря Скотия, где они слагают реликты древнего континентального фундамента островной дуги.

Необходимо подчеркнуть, что находки континентальных пород в центральных частях Атлантического океана приурочены к крупным разломным зонам: выделенный Е. Бонатти и Дж. Хонорцом [79] "non spreading block" расположен в зоне разлома Вима и относится к подводному поперечному хребту того же названия; скалы Святого Павла, где были обнаружены древние метаморфизованные гипербазиты, расположены в непосредственной близости от разлома Святого Павла; метабазиты, описанные М. Озимой с коллегами [125], подняты из разлома Атлантис в районе его пересечения со Срединно-Атлантическим хребтом. По-видимому, в широких разломных зонах действительно могут сохраняться реликты древней континентальной коры (см. рис. 58,е). В Атлантическом океане такими разломными зонами, вероятно, являются разломы Гиббса, Кейн, Вима и экваториальные разломы (Святого Павла, Романш, Чейн). Несмотря на то что метаморфические породы континентальных блоков характеризуются химическим и минеральным составом, резко контрастным по сравнению с типичными для океанической коры породами, признаки базификации в них не отмечены. Присутствие в океанических областях реликтов континентальной коры может являться прямым следствием ее утонения и деструкции на начальных этапах формирования зарождающегося океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андерсон Дж. Г. К.* Докембрий Британских островов. — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968, с. 31—107.
2. *Аументо Ф., Ланкеревик Б. Д., Росс Д. И.* Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.). — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 168—198.
3. *Балашов Ю. А., Кременицкий А. А., Швец В. М.* Геохимические критерии природы докембрийских амфиболитов. — Геохимия, 1972, с. 1358—1372.
4. *Бараш М. С.* Атлантический океан: Геоморфология и геологическое строение дна. М.: Мысль, 1977. 300 с.
5. *Бертельсон А., Нью-Нюгорд А.* Докембрий Гренландии. — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968, с. 107—236.
6. *Бонатти Э., Гоннорез Х., Феррара Г.* Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 9—30.
7. *Браун Э. Г.* Фазовые соотношения Na-пироксенов в голубых сланцах и эколгитах Францисканской формации Калифорнии (США). — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, с. 7—20.
8. *Винснес Т. С.* Докембрий Шпицбергена и острова Медвежий. — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968, с. 11—31.
9. *Гаврилова С. И.* Петролого-минералогические особенности гипербазитов массива Пай-Ер. М.: Наука, 1977. 147 с.
10. *Галдин Н. Е.* Об упругих свойствах пород метаморфических комплексов при высоких давлениях и температурах. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев.: Наук. думка, 1971, с. 118—127.
11. *Деменцкая Р. М.* Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1975. 254 с.
12. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1966—1968. Т. 1—5.
13. *Дмитриев Л. В.* К вопросу о происхождении ультраосновных пород рифтовых зон Индоокеанского хребта. — Геохимия, 1969, № 10, с. 1179—1188.
14. *Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Суцеская Н. М.* Условия формирования первичного расплава океанских толеитов и вариации его состава. — Геохимия, 1979, № 2, с. 163—178.
15. *Дмитриев Л. В., Шараськин А. Я., Харин Г. С., Куренцова Н. А.* Петрографическая характеристика коренных пород рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, т. 3, 1974, с. 85—111.
16. *Жариков В. А., Ишбулатов Р. А., Литвин Ю. А.* Проблемы происхождения магм островных дуг в свете экспериментальных исследований при высоких давлениях — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск.: Наука, 1978, с. 8—18.
17. *Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 324 с.
18. *Ильин А. В.* Рельеф Атлантического океана. — В кн.: Рельеф Земли. М.: Наука, 1967, с. 110—140.
19. *Ильин А. В.* Геоморфология дна Атлантического океана. М.: Наука, 1976. 230 с.
20. *Канн Дж. Р.* Петрология пород основания хребта Палмер в северо-восточной части Атлантического океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 91—103.
21. *Кашинцев Г. Л.* Петрохимические особенности изменения пелагонитизированных базальтов на дне океана. — Океанология, 1975, т. 15, вып. 2, с. 282—289.
22. *Кашинцев Г. Л., Фрих-Хар Д. И.* Строение океанической коры в зоне разломов Элтанн (Тихий океан) по петрографическим данным. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 1, с. 69—70.
23. *Кленова М. В., Лавров В. М.* Геология

- Атлантического океана. М.: Наука, 1975. 458 с.
24. *Коржинский Д.С.* Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов. — Труды Восточно-Сибирского геологического института, 1962, с. 50—61. (Сер. геол. Вып. 5).
 25. *Коржинский Д.С.* Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 287 с.
 26. *Кориковский С.П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удоканостановой зоны. М.: Наука, 1967. 297 с.
 27. *Кориковский С.П.* Границы фаций регионального метаморфизма в бедных кальцием породах. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974, с. 221—239.
 28. *Кориковский С.П.* Фации метаморфизма метapelитов. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1977. 45 с.
 29. *Лаверов В.М.* Современный подводный вулканизм Срединно-Атлантического хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2, с. 15—25.
 30. *Лаверов В.М.* Геология Срединно-Атлантического хребта. М.: Наука, 1979. 141 с.
 31. *Лозинов В.П.* Контактные изменения граувакковых песчаников около ультраосновного массива Южный Крак на Южном Урале. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1970, с. 116—131.
 32. *Маракушев А.А.* Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 320 с.
 33. *Маракушев А.А.* Серпентинизация гарцбургитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 5—20.
 34. *Маракушев А.А.* Эволюция магматизма и метаморфизма островных дуг. — В кн.: МГК. 25-я сесс. Докл. сов. геол. Геохимия, минералогия, петрология. М.: Наука, 1976, с. 353—361.
 35. *Маракушев А.А.* Метаморфические фациальные серии и геохимический режим метаморфизма. — В кн.: МГК. 26-я сесс. Докл. сов. геол. Петрология. М.: Наука, 1980, с. 51—58.
 36. *Маракушев А.А., Мишкин М.А., Татарин И.А.* Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 136 с.
 37. *Марков М.С.* Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 231 с.
 38. *Мелсон У.Г., Томпсон Г.* Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 30—50.
 39. *Мияширо А., Сидо Ф., Юнг М.* Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24° и 30° с.ш. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 140—154.
 40. *Мияширо А.* Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 532 с.
 41. *Мурс Э.М., Вайн Ф.Дж.* Массив Троодос на Кипре и другие оц иолиты как древняя океаническая кора. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 50—75.
 42. *Мэтьюз Д.Х.* Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 103—125.
 43. *Наливкина Э.В., Дьячкова А.Я.* О базальтовом слое континентов и природе сейсмических границ в его пределах. — Сов. геол., 1970, № 4, с. 131—143.
 44. *Наливкина Э.В.* Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. М.: Недра, 1977. 182 с.
 45. *Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 179 с.
 46. *Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
 47. *Перцев Н.Н., Русinov В.Л.* Гидротермальные изменения базальтов Бермудского поднятия по материалам бурения скважин 417, 418 "Гломара Челленджера". — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм. М.: Наука, 1981, с. 17—22.
 48. *Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 317 с.
 49. *Перчук Л.Л.* Парагенезисы и химические анализы сосуществующих минералов. М.: Наука, 1976. 199 с.
 50. *Петров Б.В., Макрыгина В.А.* Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск.: Наука, 1975. 341 с.
 51. *Плошко В.В., Богданов Ю.А., Князева Д.Н.* Габбро-амфиболиты из впадины Романш: Атлантический регион. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 3, с. 615—619.
 52. *Плюснина Л.П.* Определение границ

- минеральных фаций амфиболитов в метабазитах по экспериментальным данным. — В кн.: Петрология литосферы и рудоносность: Труды VI Всесоюз. петрогр. совещ. Л.: Наука, 1981, с. 138—139.
53. *Пуцаровский Ю.М.* Тектонические движения в океанах. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—19.
 54. *Рудник Г.Б., Фролова Т.И.* О находках гипербазитов в Южно-Сандвичевом желобе. — Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 3, с. 701—705.
 55. *Саранчина Г.М.* Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1972. 125 с.
 56. *Свальный В.Н., Рудакова А.Н., Казакова В. П.* Минералы метаморфических пород в осадках Индийского океана. — Океанология, 1978, т. 18, вып. 2, с. 263—269.
 57. *Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен С.М., Жук-Почекутов К.А., Горбачев О.В.* Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972. 208 с.
 58. *Силантьев С.А.* Признаки гранитизации эпидотовых амфиболитов в Атлантическом океане. — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 4, с. 949—953.
 59. *Силантьев С.А.* Метаморфические породы северной части Атлантического океана. — В кн.: I съезд советских океанологов: Тез. докл. М.: Наука, вып. 3, 1977, с. 82—83.
 60. *Силантьев С.А.* Метабазиты эпидотамфиболитовой фации метаморфизма дна Атлантического океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 6, с. 52—60.
 61. *Силантьев С.А., Лавров В.М.* Метаморфические породы восточного фланга хребта Рейкьянес. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5, с. 1182—1186.
 62. *Силантьев С.А., Плюснина Л.П.* Р-Т условия образования метабазитов разлома Хейзен и Марианского глубоководного желоба (Тихий океан). — Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 4, с. 952—955.
 63. *Силантьев С.А., Чернышева В.И.* Метаморфизм гипербазит-габбро-базальтового комплекса хребта Карлсберг. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, с. 47—54.
 64. *Соболев В.С., Соболев А.В.* Состав глубинных пироксенов и проблема эклогитового барьера. — Геология и геофизика, 1977, № 12, с. 46—59.
 65. *Сомин М.Л., Добрецов Н.Л., Лаврентьев Ю.Г., Мильян Г.* Глаукофановые и апоэклогитовые породы на юге Центральной Кубы. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2, с. 454—458.
 66. Тектонические карты континентов. М.: Наука, 1967, с. 166—182.
 67. *Уилсон П.Е.* Докембрий Канады (Канадский щит). — В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968, с. 236—370.
 68. *Фролова Т.И., Рудник Г.Б., Орленок В.В.* Основные черты строения и эволюции Южных Антилл и моря Скотия. — Геотектоника, 1974, № 3, с. 99—114.
 69. *Хлестов В.В.* Минералого-петрографический обзор основных районов развития пород фации двупироксеновых гнейсов. — В кн.: Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972, с. 96—127.
 70. *Хольтедаль У.* Геология Норвегии. М.: Иностран. лит. 1957, т. 2. 394 с.
 71. *Чернышева В.И., Силантьев С.А.* Граукофановые сланцы желоба Пуэрто-Рико. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 4, с. 929—932.
 72. *Ashcroft W.A.* Crustal structure of the Shetland Islands and Bransfield strait. — Brit. Antarct. Surv. Sci. Rep., 1972, N 66, p. 42—43.
 73. *Aumento F., Mitchell W.S., Fratta M.* Interaction between sea water and oceanic layer two as a function of time and depth. 1. Field evidence. — Canad. Miner., 1976, vol. 14, pt 3, p. 269—290.
 74. *Aumento F., Lancarevic B.D.* The Mid-Atlantic Ridge near 45°N. III. Bald Mountain. — Canad. J. Earth Sci., 1969, vol. 6, N 1, p. 11—23.
 75. *Aumento F., Loubat H.* The Mid-Atlantic Ridge near 45°N. XVI. Serpentinized ultramafic intrusions. — Canad. J. Earth Sci., 1971, vol. 8, p. 622—631.
 76. *Barker P.E., Griffiths D.H.* The evolution of the Scotia Ridge and Scotia Sea. — Philos. Trans. Roy. Soc. London A, 1972, vol. 271, p. 30.
 77. *Bath M.* Crustal structure of Iceland. — J. Geophys. Res., 1960, vol. 65, N 6, p. 20—35.
 78. *Bellizzia A.G., Munoz M.I., de Bellizia N.P.* Caribbean: the challenge today. — Episodes Geol. Newslett., 1979, vol. 1979, N 2, p. 9—12.
 79. *Bonatti E., Honnorez J.* Nonspreading crustal blocks at the Mid-Atlantic Ridge. — Science, 1971, vol. 174, p. 1329—1331.
 80. *Bonatti E., Honnorez J., Kirst P., Radicatti F.* Metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge at 6°N contact — hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the Axial Valley. — J. Geol., 1975, vol. 83, N 1, p. 61—78.
 81. *Bornhold B.D., Tiffin D.L., Currie R.G.*

- Trace metal geochemistry of sediments Northeast Pacific Ocean. — Geol. Surv. Canada, 1981, p. 25–80.
82. *Bott M.H.P., Sunderland J., Smith P.J.* et al. Evidence for continental crust beneath the Faeroe–Iceland. — *Nature*, 1974, vol. 248, N 5445, p. 202–204.
 83. *Brown E.H.* Phase equilibria among pumpellyite, lawsonite, epidote and associated minerals in low grade metamorphic rocks. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1977, vol. 64, N 2, p. 130–135.
 84. *Buddington A.F.* Isograds and the role of H₂O in metamorphic facies of orthogneisses of the north-west Adirondack area, New York. — *Publ. Geol. Soc. Amer.*, 1963, vol. 74, p. 25.
 85. *Cann J.R.* Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. — *J. Petrol.*, 1969, vol. 10, p. 1–19.
 86. *Cann J.R.* Metamorphism in the oceanic crust. — In: *The Ewing Symp. Implications of deep drilling results in the Atlantic Ocean*. N.Y.: Arden House, Harriman, 1978, p. 8–9.
 87. *Caruso L.J., Chernosky J.V.*, jun. The stability of lizardite. — *Canad. Miner.*, 1979, vol. 17, pap. 4, p. 757–769.
 88. *Coish R.A.* Ocean floor metamorphism in the Betts Cove Ophiolite, Newfoundland. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1977, vol. 60, N 3, p. 255–270.
 89. *Coombs D.S., Nakamura Y., Vuagnat M.* Pumpellyite-Actinolite facies shists of the Taveyanne formation near Loeche Valais, Switzerland. — *J. Petrol.*, 1976, vol. 17, N 4, p. 440–472.
 90. *Corliss J.B., Lyle M., Dymond J., Crane K.* The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos Rift. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 40, N 1, p. 12–24.
 91. *Dalziel I.W.D.* Evolution of the margin of Scotia Sea. — In: *Geology continental margins*. N.Y. etc., 1974, p. 567–579.
 92. *De Bethune S.* Formation of metamorphic biotite by decarbonation. — *Lithos*, 1976, vol. 9, N 4, p. 309–319.
 93. *De Wit M.J.* The evolution of the Scotia arc as a key to the reconstruction of southwestern Gondwanaland. — *Tectonophysics*, 1977, vol. 37, N 1/3, p. 53–83.
 94. *Elthon D., Stern C.* Metamorphic petrology of the Sarmiento ophiolite complex, Chile. — *Geology*, 1978, vol. 6, N 8, p. 464–468.
 95. *Engel A.E., Engel C.C.* Progressive metamorphism of amphibolite North-west Adirondack Mountains, New York. — *Petrol. Stud. Geol. Soc. Amer.*, 1962, *Buddington vol.*, p. 46–80.
 96. *Eskola P.* On the granulites of Lapland. — *Amer. J. Sci.*, 1952, p. 1.
 97. *Fitch F.J., Gasty R.L., Miller J.A.* Potassium-argon ages of rocks from Jan Mayen and an outline of its volcanic history. — *Nature*, 1965, vol. 207, N 5004, p. 1349–1351.
 98. *Fox P.J., Heezen B.C.* Geology of the Caribbean crust. — In: *The ocean basins and margins*. N.Y.; L.: Plenum press, 1975, vol. 3. The Gulf of Mexico and the Caribbean, p. 421–464.
 99. *Ghent E.D., Stout M.Z.* Metamorphism at the base of the Samail ophiolite Southeastern Oman Mountains. — *J. Geophys. Res.*, 1981, vol. 86, N B4, p. 2557–2571.
 100. *Geijer P.* The Precambrian of Sweden. — In: *The Precambrian*. N.Y.: Interscience, 1963, vol. 1.
 101. *Gregory R.T., Taylor H.P.*, jun. An oxygen isotope profile in a section of cretaceous oceanic crust, Samail ophiolite, Oman: Evidence for ¹⁸O buffering of the oceans by deep (5 km) seawater-hydrothermal circulation at Mid-Ocean Ridges. — *J. Geophys. Res.*, 1981, vol. 86, N B4, p. 2737–2755.
 102. *Hall J., Al-Haddad F.M.* Seismic velocities in the Lewisian metamorphic complex, north-west Britain — "in situ" measurements. — *Scot. J. Geol.*, 1976, vol. 12, pt 4, p. 271–338.
 103. *Hawkesworth C.J., O'Nions R.K., Pankhurst R.J.* A geochemical study of Island – arc and back arc tholeiites from the Scotia Sea. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 36, N 2, p. 253–262.
 104. *Hawkins J.W.*, jun. Regional metamorphism, metasomatism and partial fusion in the northwest part of the Okanogan Range, Washington. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1968, vol. 79, N 12, p. 1785–1815.
 105. *Hekinian R.* Rocks from the Mid-Ocean Ridge in the Indian Ocean. — *Deep-Sea Res.*, 1968, vol. 15, N 2, p. 195–213.
 106. *Helmstaedt H., Allen J.M.* Metagabbro-norite from DSDP hole 334: an example of high-temperature deformation and recrystallization near the Mid-Atlantic Ridge. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1977, vol. 14, N 4, pt 2, p. 886–898.
 107. *Hess H.H.* Mid-Oceanic ridges and tectonics of the sea floor. — In: *Submarine geology and geophysics*. L., 1965, p. 120–130.
 108. *Hobbs G.J.* The geology of the South Shetland Islands: The geology of

- Livingston Island. — Brit. Antarct. Surv. Sci. Rep., 1968, N 47, p. 50.
109. *Hutchison C.S.* Ophiolite in Southeast Asia. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, p. 797–806.
 110. *Kawachi Y.* Pumpellyite — actinolite and cognous facies metamorphism in part of Upper Wakatipu district, South Island, New Zealand. — J. Geol. and Geophys., 1975, vol. 18, p. 401–441.
 111. *Kuroda Y., Ogura Y.* Epidote — amphibolites from the northeastern Abakuma Plateau, Japan. — Sci. Repts Tokyo Kyoiku Daigaku C, 1963, N 80, p. 20–30.
 112. *Lupton J.E., Craig H.* A major helium-3 source at 15°S on the East Pacific Rise. — Science, 1981, vol. 214, N 4516, p. 13–18.
 113. *Malcolm F.L.* Microstructures of the Cayman Trough Gabbros. — J. Geol. 1981, vol. 89, N 6, p. 675–688.
 114. *Malpas J.* The dynamothermal aureole of the Bay of Islands ophiolite suite. — Canad. J. Earth Sci., 1979, vol. 16, N 11, p. 2086–2102.
 115. *Melson W.G., Hart S.R., Thompson G.* St. Paul's Rocks, Equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages and implication of sea-floor spreading. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1972, vol. 132, p. 241–273.
 116. *Melson W.G., van Andel T.J.H.* Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22°N. — Mar. Geol., 1966, vol. 4, N 3, p. 165–187.
 117. *Miyashiro A.* Classification, characteristics and origin ophiolites. — J. Geol., 1975, vol. 83, p. 249–281.
 118. *Miyashiro A., Sidó F., Ewing M.* Diversity and origin of abyssal tholeiite from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° North latitude. — Contribs Miner. and Petrol., 1969, vol. 23, N 1, p. 38–52.
 119. *Miyashiro A., Sidó F., Ewing M.* Petrologic models for the Mid-Atlantic Ridge. — Deep-Sea Res., 1970, vol. 17, p. 109–123.
 120. *Moody J.B.* Serpentinization: a review. — Lithos, 1976, vol. 9, N 2, p. 125–139.
 121. *Moody J.B.* Serpentinites, spilites and ophiolite metamorphism. — Canad. Miner., 1979, vol. 17, pt 4, p. 871–887.
 122. *Nagle F.* Blue schist, eclogite, paired metamorphic belts and the early tectonic history of Hispaniola. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, vol. 85, N 9, p. 1461–1466.
 123. *Nakajima T., Banno S., Suzuki T.* Reactions leading to the disappearance of pumpellyite in low grade metamorphic rocks of the Sanbagawa metamorphic belt in Central Shikoku, Japan. — J. Petrol., 1977, vol. 18, N 2, p. 267–278.
 124. *Nilsen H., Saxov S.* The structure and development of the Greenland–Scotland Ridge. — Episodes, 1982, vol. 1982, N 1, p. 3–8.
 125. *Ozima M., Saito K., Matsuda J.* et al. Additional evidence of existence of ancient rocks in the Mid-Atlantic Ridge and the age of the opening of the Atlantic. — Tectonophysics, 1976, vol. 31, N 1/2, p. 59–73.
 126. *Pautot G., Renard V., Auffret G.* et al. A granite cliff deep in the North Atlantic. — Nature, 1976, vol. 263, N 5579, p. 669–672.
 127. *Pedersen S., Larsen O., Hald N.* et al. Strontium isotope and lithophile element values from the submarine Jan Mayen Province. — Bull. Geol. Soc. Denm., 1976, vol. 25, pt 1, 2, p. 40–45.
 128. *Pelletier B.R.* A granodioritic drill core from the Flemish Cap, eastern Canadian continental margin. — Canad. J. Earth Sci., 1971, vol. 8, N 11, p. 1499.
 129. *Perfit M.R., Heezen B.C.* The geology and evolution of the Cayman Trench. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, N 8, p. 1155–1174.
 130. *Perfit M.R., Heezen B.C., Rawson M., Donnelly T.W.* Chemistry, origin and tectonic significance of metamorphic rocks from the Puerto-Rico Trench. — Mar. Geol., 1980, vol. 34, p. 125–156.
 131. *Pyle T.E., Meyerhoff A.A., Fahlquist D.A.* et al. Metamorphic rocks from northwestern Caribbean Sea. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 18, p. 339–344.
 132. *Quon S.H., Ehlers E.G.* Rocks of northern part of Mid-Atlantic Ridge. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, vol. 74, N 1, p. 1–7.
 133. *Raheim A., Green D.H.P.* T paths of natural eclogites during metamorphism — a record subduction. — Lithos, 1975, vol. 8, N 4, p. 317–328.
 134. *Ramberg H.* On petrogenesis of the gneiss complex between Sukkertoppen and Christianshaab, West Greenland. — Medd. Dan. geol. foren, 1948, N 11, p. 25–40.
 135. *Ringwood A.E.* Petrogenesis in island arc systems. — In: Island arc, deep sea trenches and back-arc basins. Wash. (D.C.), 1977, p. 311–324. (Maurice Ewing Ser.).
 136. *Roberts G., Ards D.A., Dearnley R.* Precambrian rocks drilled from the Rockall Bank. — Nature. Phys. Sci., 1973, vol. 244, p. 21–23.
 137. *Saunders A.D., Tarney J.* The geo-

- chemistry of basalts from a back-arc spreading centre in East Scotia Sea. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1979, vol. 43, N 4, p. 555–572.
138. *Schreiber E., Fox P.J.* Density and P-wave velocity of rocks from the FAMOUS region and their implication on the structure of the oceanic crust. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1977, vol. 88, N 4, pt 1, p. 530–540.
 139. *Shen-Su Sun, Nesbitt R.W.* Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. — *Geology*, 1978, vol. 6, N 11, p. 689–693.
 140. *Sornes A., Navrestad T.* Seismic survey of Jan Mayen. — In: *Arbok*, 1975. Oslo: Norsk Polarinstitut, 1977, p. 75–90.
 141. *Spooner E.T.C., Beckinsale R.D., England P.C., Senior A.* Hydration, ^{18}O enrichment and oxidation during ocean floor hydrothermal metamorphism of ophiolitic metabasic rocks from E. Liguria, Italy. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, vol. 41, p. 857–872.
 142. *Storey B.C., Mair B.F., Bell C.M.* The occurrence of mesozoic oceanic floor and ancient continental crust on South Georgia. — *Geol. Mag.*, 1977, vol. 114, N 3, p. 203–208.
 143. *Stroup J.B., Fox P.J.* Geological investigations in the Cayman Trough: Evidence for thin oceanic crust along the Mid-Cayman Rise. — *J. Geol.*, 1981, vol. 89, N 4, p. 395–420.
 144. *Sutton J., Watson J.* The pre-Torridonian metamorphic history of the Loch Torridon and Scourie areas in north west Highlands. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1951, N 106, p. 40.
 145. *Sykes I.R., Ewing M.* The seismicity of the Caribbean region. — *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, p. 5065–5074.
 146. *Talwani M., Le Pichon X., Ewing M.* Crustal structure of the mid-ocean ridges: Computed model from gravity and seismic refraction data. — *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, p. 341–352.
 147. *Tarney J.* Petrology, mineralogy and geochemistry of the Falkland Plateau basement rocks, site 333, Deep Sea Drilling Project. — In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.), 1977, vol. 36, p. 893–923.
 148. *Thompson G., Melson W.G.* The petrology of oceanic crust across fracture zones in the Atlantic Ocean: Evidence of a new kind of sea-floor spreading. — *J. Geol.*, 1972, vol. 80, p. 526–538.
 149. *Thomson J.W.* The geology of the South Orkney Islands: The petrology of Signy Island. — *Brit. Antarct. Surv. Sci. Rep.*, 1968, N 62, p. 85.
 150. *Thomson J.W.* The geology of the South Orkney Islands: Coronation Island. — *Brit. Antarct. Surv. Sci. Rep.*, 1974, N 86, p. 42.
 151. *Tilley C.E.* A note on the dunite (peridotite) mylonites of St. Paul's rocks (Atlantic). — *Geol. Mag.*, 1966, vol. 103, N 2, p. 45–50.
 152. *Tobi A.C.* Fieldwork in the charnockitic precambrian of Rogoland (SW Norway). — *Geol. en mijnbouw*, 1965, vol. 44, N 6, p. 15–25.
 153. *Tomblin J.F.* The Lesser Antilles and Aves Ridge. — In: *The ocean basins and margins*. N.Y.; L.: Plenum press, vol. 3. The Gulf of Mexico and the Caribbean, p. 467–497.
 154. *Tyrrell G.W.* Report on rocks from west Antarctica and the Scotia Arc. — *Discov. Rep.*, 1945, vol. 23, p. 45.
 155. *Van Andel Tj.H., Bowin C.O.* Mid-Atlantic Ridge between 22° and 23° north latitude and the tectonics of Mid-Atlantic Ridge. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, N 4, p. 1279–1299.
 156. *Watson J.* The outer hebrides: a geological perspective. — *Proc. Geol. Assoc.*, 1977, vol. 88, pt 1, p. 15.
 157. *Watts A.B., Schreiber B.C., Habib D.* Dredged rocks from Hatton Bank, Rockall Plateau. — *J. Geol. Soc.*, 1975, vol. 131, pt 6, p. 20–35.
 158. *Wenner D.B., Taylor H.P.* Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes. — *Amer. J. Sci.*, 1973, vol. 273, N 3, p. 207–239.
 159. *Williams H., Smyth W.R.* Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites: Tectonic implications with west Newfoundland examples. — *Amer. J. Sci.*, 1973, vol. 273, N 7, p. 594–621.
 160. *Wolfe W.I.* The Blue River ultramafic intrusion, Cassiar district, British Columbia. — *Pap. Geol. Surv. Canada*, 1965. 55 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
<i>Глава 1.</i> Основные черты геологического строения Атлантического океана . .	12
<i>Глава 2.</i> Данные о метаморфизме в области Атлантического океана	16
<i>Глава 3.</i> Метаморфические породы Срединно-Атлантического хребта (мета- базиты и серпентиниты)	18
Метабазиты зеленосланцевой фации	18
Метабазиты эпидот-амфиболитовой фации	26
Серпентиниты	38
<i>Глава 4.</i> Петрологические и геохимические особенности метаморфических комплексов островных дуг Атлантического океана	47
<i>Глава 5.</i> Метаморфические породы континентальных блоков	58
Породы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций	58
Гранитизированные эпидотовые амфиболиты	63
Породы гранулит-чарнокитового комплекса	72
<i>Глава 6.</i> Генезис метаморфических пород океанической земной коры и его связь с геодинамической обстановкой	77
Литература	97

Сергей Александрович С и л а н т ь е в

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ
ДНА АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

*Утверждено к печати
Институтом геохимии и аналитической химии
им. В.И. Вернадского*

Редактор

Д.Д. Багдатлишвили

Художник

А.А. Кущенко

Художественный редактор

И.Ю. Нестерова

Технические редакторы

И.И. Джиоева, Н.А. Торгашова

Корректор

М.А. Марченко

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27954

Подписано к печати 30.07.84. Т — 05739
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Универс. Печать офсетная.
Усл.печ.л. 6,5. Усл.кр.-отт. 6,8
Уч.-изд.л. 8,2. Тираж 600 экз.
Тип. зак. 1637. Цена 1р. 20к.

Издательство "Наука",
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

1 р. 20 к.

4233

