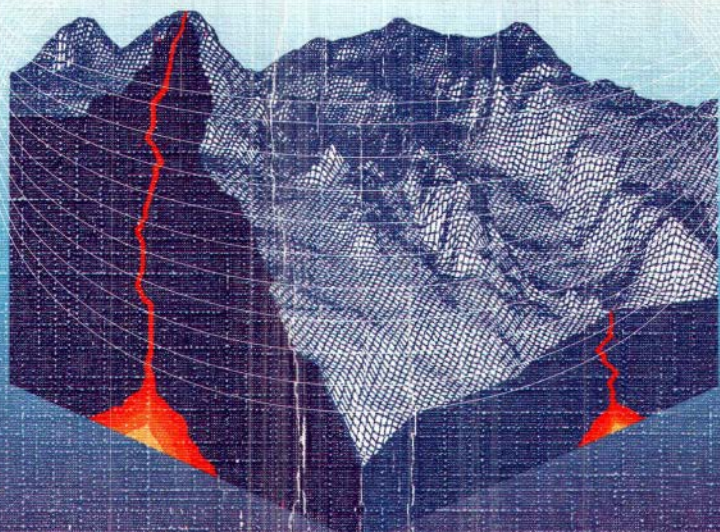


В.А.Симонов В.Ю.Колобов А.А.Пейве

**ПЕТРОЛОГИЯ
И ГЕОХИМИЯ
*геодинамических
процессов*
В ЦЕНТРАЛЬНОЙ
АТЛАНТИКЕ**



1999

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ
Труды, выпуск 839

SIBERIAN BRANCH
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
UNITED INSTITUTE OF GEOLOGY, GEOPHYSICS AND MINERALOGY
Transaction, issue 839

Власинский
А.С. Горюнов
1999г.
РВШ

**PETROLOGY
AND GEOCHEMISTRY**
*of geodynamic
processes*
**IN CENTRAL
ATLANTIC**

Scientific editor
academician *N. L. Dobretsov*

NOVOSIBIRSK
PUBLISHED BY SPC UIGGM
SIBERIAN BRANCH OF RAS
1999

**ПЕТРОЛОГИЯ
И ГЕОХИМИЯ**
*геодинамических
процессов*
**В ЦЕНТРАЛЬНОЙ
АТЛАНТИКЕ**

Научный редактор
академик *Н. Л. Добрецов*

НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО СО РАН
НИЦ ОИГМ
1999

Симонов В. А., Колобов В. Ю., Пейве А. А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике; [Науч. ред. академик Н. Л. Добрецов]. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 224 с.

В монографии представлены обобщающие результаты петролого-геохимических исследований коллекций горных пород океанического дна, собранных авторами во время морских экспедиций в Центральной Атлантике (9-й рейс НИС «Антарес» в 1990–1991 гг. и 15-й рейс НИС «Академик Николай Страхов» в 1992 г.). Детальные работы в зоне трансформного разлома 15°20' (разлом Зеленого Мыса) позволили получить большой объем новой информации о магматических и гидротермальных системах Срединно-Атлантического хребта. Приводятся оригинальные данные по петрохимии, геохимии редких и редкоземельных элементов, благородных металлов и флюидных компонентов в породах океанической литосферы. Значительное внимание уделено особенностям составов минералов и базальтовых стекол. Обсуждаются проблемы эволюции физико-химических условий магматических, гидротермальных и метаморфических процессов на основе изучения расплавных и флюидных включений в минералах. Рассматриваются геодинамические процессы образования океанической литосферы в зоне трансформного разлома 15°20'. Показана активная и определяющая роль летучих компонентов при формировании обогащенных расплавов, т. е. геохимическая аномалия в зоне разлома 15°20' по своему происхождению, скорее всего, является не «горячей», а «флюидной точкой».

Для специалистов в области морской геологии, петрологии, геохимии и физико-химических условий минералообразования.

Рецензенты

чл.-кор. РАН *Е. В. Скляр* (ИЗК СО РАН, г. Иркутск),
д-р геол.-мин. наук *С. А. Силантьев* (ГЕОХИ РАН, г. Москва)

In the monography the generalizing results of investigations of oceanic bottom rock collections, gathered by the authors during sea expeditions in the Central Atlantic (9th cruise R/V «Antares» in 1990–1991 and 15th cruise R/V «Academician Nikolaj Strakhov» in 1992) are submitted. The detailed works in the Fracture Zone 15°20' (Cape Verde Fracture Zone) and analysis of a stone material have allowed to receive large volume of new petrological and geochemical information and on its basis to consider features of geodynamic processes of Mid-Atlantic Ridge (MAR) lithosphere formation.

1. Detailed sampling of main morphostructures in the Fracture Zone 15°20', for the first time carried out on sections normal to the MAR rift valley and on the area of the most important key sites, has enabled to look after evolution of petrological and geochemical characteristics in space and in time, and also from statistical positions to analyse the distribution of main rock types. Data on a representative collection (3000 samples) show a stable proportion of the major rock types: basalts and dolerites about 48 %, ultramafic rocks up to 40 % and gabbro — 12 %. The dyke spreading complex rocks (mainly gabbro-dolerites) occupy about 2 %.

2. The carried out researches have allowed to characterize rock complexes, as a whole not typical for mid-oceanic ridges. The formation of anomalous enriched basalt series is connected to development of the «hot spot» deep mantle plume. Two maximums of geochemical anomaly are established. By the reason of the second maximum near transform trough occurrence is the geodynamic processes of the Fracture Zone 15°20' development. Cooled mantle under transform fault can serve a barrier detaining fluid-magmatic flows going from the «hot spot» mantle plume. In result lightly mobile components collect, creating an additional maximum. As against other regions MAR in the Fracture Zone 15°20' the reduced dyke complex is established. On chemical composition all studied dyke rocks correspond to normal mid-oceanic ridge basalts (NMORB), that is the enriched melts (EMORB) of geochemical anomaly actually did not take part in spreading processes. They rose to a surface of ocean bottom with considerably greater speed and were independent from spreading and NMORB magmatic systems. The metagabbro researches have allowed to establish dynamo metamorphic parameters ($T > 700$ °C, $P > 4$ kbar), with which there was a plastic current of rocks to a simultaneous metamorphic minerals crystallization. The ultradepleted peridotites, with the characteristics close to the features of island arc ultramafic rocks, are considered. Fields of strongly depleted peridotites coincide with areas of the enriched basalts distribution. It is possible to explain so unusual association of the exhausted mantle substance and the enriched melts by influence of the «hot spot» anomalous magmatic systems. The movement of magmatic flows enriched with volatiles and alkalis through

mantle results to extract of the most mobile components, considerably raising a depleted degree of mantle ultramafic rocks.

3. The volatiles components study have allowed to find out a complex structure of geochemical anomaly, to establish of water role increase in magmatic systems in time and to look after features of fluid components distribution in oceanic lithosphere sections.

4. As a result of melt inclusions in minerals analysis the wide interval of melt crystallization temperatures in the Fracture Zone 15°20', begin with olivines formation (1350–1220 °C) and proceeding with formation of clinopyroxenes and plagioclases (1250–1170 °C), is established. The group of the most primitive initial melts, having the similar physico-chemical characteristics as in area of anomaly and in the field of normal magma development, is revealed. This initial magma with temperatures more than 1280 °C contain MgO up to 14,8 %, have the minimal values of the ratios FeO/MgO (up to 0,7) and K₂O/TiO₂ (till 0,1), and is close on composition to initial melts in other MAR regions. Two trends of deep melts evolution with their rise to a surface of ocean bottom are determined: poor accumulation of potassium in NMORB type magmatic systems and sharp enrichment of the melts (which have begun in deep conditions) with anomalous EMORB magma formation. The carried out computer — modeling of decompression processes of the Fracture Zone 15°20' magma differentiation in open system has shown good conformity of the settlement data with results of melt inclusions experimental study. In result, has appeared possible to look after evolution of properties of melts in real processes of the magmatic systems temperature characteristics reduction during their rise to a surface of the ocean bottom.

The fluid inclusions study in minerals from the Fracture Zone 15°20' rocks have shown active development of hydrothermal processes with rather high parameters: temperature 230–250 °C (up to 320–405 °C) and pressure up to 510–960 bars. The complex multicomponent composition of solutions with high concentration of salts (8–18 and till 38–48 %) is established, that testifies to affinity of the considered hydrothermal systems to the working magmatic centers serving in a certain measure with sources of high concentrated brines.

5. The carried out researches and comparative analysis of the received results with the published data have allowed to allocate some main geodynamic systems acting practically simultaneously in the Fracture Zone 15°20': convective flow in asthenosphere; movement on a transform fault; currents in asthenosphere as longitudinal rollers with an axis, normal to MAR; MAR magmatic systems of NMORB type; «hot spot» mantle plume.

6. The «hot spot» mantle plume is the main reason of anomalous magmatic systems in the Fracture Zone 15°20' development. Results of our researches testify, that volatile components play the large role in development of this anomaly. A data on melt inclusions and volatiles show that not temperature factor is determining in formation of geochemical anomaly, but it is most probable, that the fluid systems (first of all H₂O) are responsible for enriched magmas (EMORB) development. Already in deep conditions the initial melts of geochemical anomaly were enriched with incompatible elements and water, that has resulted in decrease of magmatic systems crystallization temperatures. Thus, the geochemical anomaly in the Fracture Zone 15°20' most likely is not a «hot spot», but a «fluid spot».

Трансформные разломы, секущие срединно-океанические хребты, являются важнейшими морфоструктурами океанического дна. Они простираются на тысячи километров и играют значительную роль в эволюции океанической литосферы. В последние годы эти глобальные структуры привлекают к себе самое пристальное внимание геологов многих стран. В Центральной Атлантике к таким объектам относится трансформный разлом 15°20' (названный соответственно широте, вдоль которой разлом простирается — 15°20' с. ш.). В отечественной литературе он известен как «разлом Зеленого Мыса» (по наименованию островов Зеленого Мыса, расположенных на восточном окончании разлома).

В современных геотектонических реконструкциях пересечение Срединно-Атлантического хребта (САХ) разломом 15°20' интерпретируется как область тройного сочленения Северо-Американской, Южно-Американской и Африканской плит [Bougault et al., 1988]. Работами французских, американских и российских экспедиций в районе разлома установлена геохимическая аномалия («аномалия Буго») с повышенными содержаниями в базальтовых магмах некоторых литофильных элементов и воды, а также выявлено распространение в этом регионе мантийных гипербазитов и интрузивных пород [Буго и др., 1984; Пейве и др., 1988а,б; Строение зоны..., 1989; Сушевская и др., 1990; Геологические исследования..., 1991; Силантьев и др., 1991; Соболев и др., 1992; Симонов, Колобов, 1993; Добрецов и др., 1994; Пушаровский и др., 1995; Перфильев и др., 1996; Дмитриев, 1998; Силантьев, 1998; Dosso, Bougault, 1986; Rona et al., 1987; Bougault et al., 1988; Dosso et al., 1991]. Зона разлома 15°20' стала, по существу, международным полигоном.

До последнего времени при петролого-геохимических исследованиях в зоне разлома 15°20' основное внимание уделялось главным образом проблемам, связанным с аномальным магматизмом. Обнаружение следов активной гидротермальной деятельности [Геологические исследования..., 1991; Klinkhammer et al., 1985; Rona et al., 1987; Charlou, Donval, 1993] и находки образцов с сульфидными рудами [Акимцев и др., 1991а,б; Геологические исследования..., 1991] привели к открытию современных рудообразующих гидротермальных систем типа «черных курильщиков», формирующих в настоящее время в данном регионе достаточно крупные колчеданные месторождения [Богданов и др., 1995, 1997; Батуев и др., 1997; Batuev et al., 1994; Bogdanov, Gurvich, 1995]. В связи с этими новыми, очень важными уже с экономической точки зрения, аспектами изуче-

ние зоны разлома 15°20' приобретает особое значение. Большую роль при этом играют петролого-геохимические исследования физико-химических условий магматических процессов и связанных с ними гидротермальных рудообразующих систем.

Последовательное накопление фактического материала позволило перейти от фрагментарной характеристики отдельных участков к всестороннему обобщенному геолого-геофизическому описанию зоны разлома 15°20' [Строевые зоны..., 1989; Геологические исследования..., 1991]. В настоящее время получен значительный объем новой информации по коренным породам этой зоны. Благодаря детальным исследованиям на полигонах (преимущественно в районе восточного сочленения рифта САХ и разломного трога) и последующей аналитической обработке собранного каменного материала, оказалось возможным сделать монографическое описание петролого-геохимических особенностей пород океанической литосферы в зоне разлома 15°20'. Результаты этих исследований интересны не только сами по себе, но и представляются нам весьма важными при сравнительном анализе с другими регионами САХ с целью изучения общих закономерностей геодинамической эволюции океанической литосферы.

В основу предлагаемой монографии положены результаты аналитической обработки уникальной коллекции (более 3000 образцов) коренных пород океанической литосферы, собранной авторами в зоне разлома 15°20' во время 9-го рейса НИС «Антарес» (1990–1991 гг.) и 15-го рейса НИС «Академик Николай Страх» (1992 г.). Особенность этих морских экспедиционных работ заключалась в опробовании дна океана по разрезам вкострости простирающейся оси САХ и детальном площадном дражировании на ключевых участках. При обработке материала удалось проследить эволюцию петролого-геохимических характеристик океанической литосферы в пространстве и во времени. Ступенчатое дражирование позволило выяснить особенности распределения геохимических компонентов в разрезах литосферы (мантийные гипербазиты—интрузивные габброиды—долериты дайковых комплексов—базальты эффузивных серий).

Особое внимание уделялось петролого-геохимическим исследованиям комплексов пород, не характерных для обычных структур срединно-океанических хребтов в целом, но в то же время хорошо представленных в зоне разлома 15°20'. Это максимально деплетированные перидотиты и аномально обогащенные литофильными элементами базальты, а также динамометаморфизованные габброиды (флазергаббро) и редуцированный дайковый комплекс.

При изучении магматических, гидротермальных и метаморфических пород из зоны разлома 15°20' был использован комплекс современных аналитических методов. В итоге получен большой объем новой оригинальной информации по минералогии, петрохимии, геохимии редких и редкоземельных элементов, геохимии летучих компонентов и благородных металлов. Особенно хотелось бы отметить результаты термобарогеохимического изучения расплавных и флюидных включений в минералах, позволившие впервые в таком объеме охарактеризовать физико-химические условия магматических, гидротермальных и метаморфических процессов в литосфере САХ.

Проведенные петролого-геохимические исследования и сравнительный анализ полученных результатов с опубликованными данными позволили выделить и рассмотреть несколько главных геодинамических процессов формирования

океанической литосферы, действующих практически одновременно в зоне трансформного разлома 15°20'.

Все работы, как экспедиционные, так и аналитические, проводились совместно сотрудниками преимущественно двух институтов Российской Академии наук (Геологический институт, г. Москва и Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии, г. Новосибирск) в рамках проектов «Глубинные геосферы» и «Тектоносфера океанов» (руководитель академик Ю. М. Пушаровский) государственной комплексной программы «Мировой океан» и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты: 96-05-66048, 95-05-15519, 98-05-65209, 99-05-64632). Большую помощь в проведении океанических исследований оказало руководство обоих институтов и, в связи с этим авторы выражают свою искреннюю благодарность академикам Н. Л. Добрецову, А. Л. Книпперу и Ю. Г. Леонову.

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНОВ
ДЕТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЗОНЕ РАЗЛОМА 15°20'**

Общие черты геологического строения Срединно-Атлантического хребта (САХ) в зоне разлома 15°20' рассмотрены ранее [Строение зоны..., 1989; Геологические исследования..., 1991; Пушаровский и др., 1995), поэтому в данной главе основное внимание уделено особенностям отдельных участков, наиболее подробно изученных нами во время 9-го рейса НИС «Антарес» (1990–1991 гг.) и 15-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (1992 г.). В ходе этих экспедиций, в отличие от предыдущих работ в данном регионе, проведены исследования по разрезам вкрест простирания оси САХ, а также выполнено детальное площадное драгирование в районе восточного сочленения рифта САХ и разлома 15°20'.

Обширный материал, собранный при драгировании на 81 станции (табл. 1.1), сосредоточенной в определенных ключевых районах, позволил не только получить новую информацию по геологии в целом зоны разлома 15°20', но и достаточно подробно расшифровать особенности геологического строения отдельных узловых структур этой части САХ. В результате в зоне этого разлома удалось выделить четыре наиболее детально изученных района: северный разрез, район непосредственного восточного сочленения рифта САХ и разломного трога, южный разрез, дно рифтовой долины САХ около восточного сочленения (рис. 1.1). Район северного разреза приурочен к западному сочленению рифта САХ и разлома 15°20', располагаясь на расстоянии примерно 60 км к северу от разломного трога (на широте около 15°52'). Остальные три района детальных исследований относятся к восточному сочленению рифта САХ и разлома 15°20' (см. рис. 1.1).

При исследовании также изучены образцы, отобранные в 3-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в западной пассивной части трансформного разлома 15°20' (к западу от северного сочленения рифта САХ с трогом разлома [Строение зоны..., 1989]).

Среди детально рассмотренных районов необходимо выделить три ключевых участка. В морфоструктурах северного разреза идет излияние нормальных базальтовых лав срединно-океанических хребтов типа NMORB. Для участков непосредственного сочленения рифта САХ и разломного трога (угловое поднятие), а также района южного разреза характерно развитие аномально обогащенных расплавов типа EMORB.

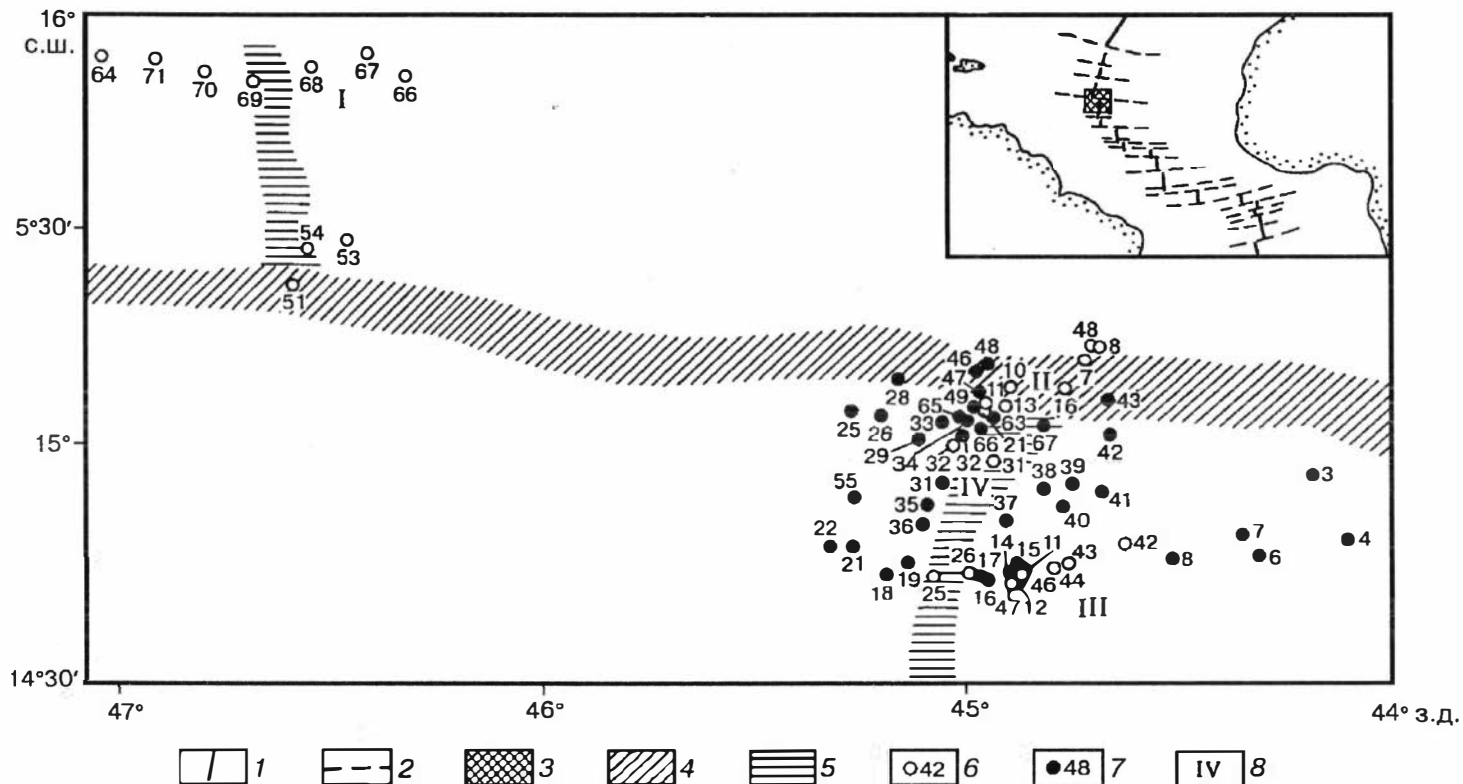


Рис. 1.1. Расположение станций драгирования в зоне разлома 15°20', выполненных во время 9-го рейса НИС «Антарес» и 15-го рейса НИС «Академик Николай Страхов».

1 — рифтовая зона САХ; 2 — трансформные разломы; 3 — зона трансформного разлома 15°20'; 4 — трог разлома 15°20'; 5 — рифтовая долина САХ; 6, 7 — станции драгирования 9-го рейса НИС «Антарес» (6) и 15-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (7); 8 — районы детальных исследований (I — северный разрез, II — район непосредственного восточного сочленения рифта САХ и трога разлома 15°20', III — южный разрез, IV — дно рифтовой долины САХ около восточного сочленения). Цифрами обозначены номера станций драгирования соответствующих рейсов.

**Координаты станций драгирования и пробоотбора в 9-м рейсе НИС «Антарес»
и 15-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в районе Центральной Атлантики**

Номер		Координаты		Интервал или глубина пробоотбора, м	Общий вес материала, кг	Краткая характеристика поднятого материала (в скобках — % от общего объема)
п/п	станции	широта (с.ш.)	долгота (з.д.)			
1	2	3	4	5	6	7
1	A9-3Т	14°20,9'	39°59,7'	4700	0,5	Базальты с ЖМК* (80), осадочная брекчия с ЖМК
2	A9-7Д	15°12,4'	44°44,1'	4200–4700	0,1	Гипербазиты (50), ЖМК (30), базальтовые стекла
3	A9-8Д	15°14,3'	44°42,5'	3550–4200	17,4	Гипербазиты (70), осадочная брекчия с ЖМК
4	A9-10Д	15°08,5'	44°54,4'	4000–4600	82	Гипербазиты (80), метаморфические породы
5	A9-11Д	15°03,5'	44°58,8'	2700–3400	680	Гипербазиты (45), габбро, пироксениты (30), базальты (15), долериты (1), метаморфиты
6	A9-13Д	15°05,0'	44°55,4'	3200–3800	180	Базальты и стекла
7	A9-14Т	15°05,1'	44°55,3'	3590	0,4	Гипербазиты (2), габбро (25), долериты (10), базальты
8	A9-16Д	15°08,5'	44°46,4'	4400–4800	20,5	Базальты и стекла
9	A9-21Д	15°04,5'	44°57,3'	3000–3700	750	Гипербазиты (30), габброиды (10), метаморфические породы (33), долериты (2), базальты и стекла (25), осадочные брекчии
10	A9-25Д	14°43,9'	45°06,1'	4000–4200	44	Габброиды (30), долериты (22), базальты и стекла (25), гипербазиты (9), метаморфические породы
11	A9-26Д	14°44,6'	44°59,3'	3300–3800	< 0,1	Серпентиниты
12	A9-31Д	14°58,1'	44°56,7'	3800–3900	300	Базальты и стекла
13	A9-32Д	14°59,9'	45°01,6'	3550–3800	120	То же
14	A9-41Д	14°46,5'	44°38,6'	2750–2600	< 0,1	Обломки ЖМК
15	A9-42Д	14°47,8'	44°37,8'	2800–3000	20	Базальты и стекла с ЖМК
16	A9-43Д	14°45,1'	44°45,7'	2550–3100	200	Долериты (1), базальты и стекла (80), осадочные брекчии и литифицированные осадки

17	A9-44Д	14°44,8'	44°47,4'	2600–2800	130	Базальты и стекла
18	A9-46Д	14°43,5'	44°52,8'	1900–2400	130	Базальты с сульфидами (80), гидротермалиты (6), осадочные брекчии с обломками габбро и гипер- базитов
19	A9-47Д	14°42,4'	44°53,6'	1900–2200	11	Гипербазиты (96), базальт (2), долерит (1), габбро
20	A9-48Д	15°13,9'	44°42,8'	3500–3800	6	Гипербазиты (70), габброиды (3), базальты (4), метаморфические породы
21	A9-49Д	15°06,0'	44°57,9'	2800–3200	620	Гипербазиты (80), базальты (10), метаморфичес- кие породы
22	A9-51Т	15°22,3'	46°37,1'	5250	< 0,01	Базальтовое стекло
23	A9-53Д	15°27,8'	46°29,1'	2200–2800	16	Гипербазиты (95), габбро
24	A9-54Д	15°26,9'	46°32,2'	3400–3600	14,5	Глыба базальта с ЖМК
25	A9-64Т	15°53,4'	47°05,2'	4160	0,6	Серпентиниты
26	A9-66Д	15°51,0'	46°23,2'	2680–3200	26	Габброиды (50), базальты (5), метаморфические породы (25), гипербазиты
27	A9-67Д	15°54,6'	46°28,5'	2500–2900	50	Базальты и гиалокластиты
28	A9-68Д	15°51,7'	46°35,8'	3600–3800	8,5	Базальты и стекла
29	A9-69Д	15°51,4'	46°43,4'	2800–3000	150	То же
30	A9-70Д	15°51,6'	46°50,6'	2500–2650	4,5	Гипербазиты (75), базальты (3), осадочные брекчии
31	A9-71Д	15°53,4'	46°57,5'	2600–3100	480	Гипербазиты (92), гидротермально измененные гипербазиты и их брекчии
32	A9-80Д	19°14,2'	46°05,6'	2800–3200	2,9	Базальты со стеклом и ЖМК
33	A9-81Д	19°15,0'	46°13,1'	2700–3000	12	Базальты со стеклом
34	A9-82Д	19°14,3'	46°16,3'	2100–2500	4,1	Обломок базальта
35	A9-83Д	21°41,2'	45°10,2'	2000–2400	7,6	Базальты со стеклом и ЖМК
36	A9-86Д	21°40,5'	45°15,7'	2850–3000	91	То же
37	A9-87Д	21°44,5'	45°17,1'	2480–2700	1,9	Базальты и стекла
38	S15-01	14°03,5'	44°54,2'	2380–2400	90	Базальты и стекла (99), известняк

1	2	3	4	5	6	7
39	S15-03	14°56,0'	44°11,4'	2900–3400	2	Базальты, брекчии базальтов и гиалокластиты (75), габброиды (15), долериты (2), метасоматиты
40	S15-04	14°48,3'	44°06,4'	3300–3700	4	Базальты (90) и ЖМК
41	S15-06	14°46,0'	44°19,0'	2900–3500	3	Базальты (5) и ЖМК
42	S15-07	14°48,8'	44°21,5'	3200–3400	100	Базальты, брекчии базальтов и гиалокластиты (90), долериты (1), ЖМК (5), известняк
43	S15-08	14°46,0'	44°31,0'	2800–3000	15	Гипербазиты (95), габброиды (2), плагиогранит
44	S15-11	14°44,8'	44°51,8'	2360–2500	5	Базальты
45	S15-12	14°42,9'	44°52,6'	1790–2000	50	Известняки (99), базальт
46	S15-13	14°43,5'	44°52,5'	2100–2400	0,7	Гипербазиты
47	S15-14	14°44,0'	44°52,8'	2200–2400	600	Гипербазиты (99), габбро
48	S15-15	14°43,9'	44°51,9'	2000–2300	0,2	Базальты
49	S15-16	14°43,4'	44°57,0'	3000–3200	0,8	Гипербазиты (95), осадочные брекчии
50	S15-17	14°43,8'	44°58,1'	2900–3100	200	Гипербазиты (70), габбро
51	S15-18	14°43,8'	45°11,3'	3100–3300	4	Базальты, стекла, брекчии гиалокластитов
52	S15-19	14°45,2'	45°08,3'	3300–3400	250	Базальты и стекла
53	S15-21	14°47,7'	45°16,1'	3300–3400	200	Базальты
54	S15-22	14°48,1'	45°20,3'	3250–3300	40	Базальты и базальтовые брекчии
55	S15-25	15°05,2'	45°16,2'	2000–2300	350	Гипербазиты (95), габброиды (1), литифицированные брекчии (3,5), талькиты
56	S15-26	15°04,7'	45°13,3'	2800–2900	0,3	Гипербазиты
57	S15-28	15°09,4'	45°09,9'	3200–3500	8	Гипербазиты (90), габброиды (8), ЖМК
58	S15-29	15°01,5'	45°07,2'	3600–3900	12	Гипербазиты (80), долериты (5), базальты
59	S15-31	14°55,7'	45°03,7'	2800–3000	250	Габброиды (85), долериты (8), гипербазиты (10), базальты
60	S15-32	15°02,2'	45°00,8'	3260–3300	200	Базальты
61	S15-33	15°03,7'	45°03,7'	2700–3100	0,9	Гипербазиты и их брекчии

62	S15-34	15°03,9'	44°59,6'	2700–2800	15	Базальты и гиалокластитовые брекчии (98), известняки
63	S15-35	14°53,2'	45°05,7'	2800–3000	130	Гипербазиты (70), габброиды (25), базальты (2), амфибол-хлоритовые сланцы
64	S15-36	14°50,4'	45°06,5'	2900–3000	10	Глыба базальта
65	S15-37	14°50,9'	44°54,8'	3200–3250	3	Базальты
66	S15-38	14°54,8'	44°49,0'	2300–2400	220	Гипербазиты (85), габброиды (13), долериты (1), базальты
67	S15-39	14°55,4'	44°45,7'	2800–3200	55	Гипербазиты (60), базальты (37), метасоматиты (1), литифицированные брекчии
68	S15-40	14°52,1'	44°46,9'	2500–2800	1	Габброиды тектонизированные
69	S15-41	14°54,1'	44°41,6'	2900–3000	4	Габброиды тектонизированные (98), гипербазиты (1), базальты
70	S15-42	15°01,7'	44°40,2'	2900–3300	9	Гипербазиты (96), метагаббро (2), известняк
71	S15-43	15°06,5'	44°40,8'	4300–4450	2	Базальты и стекла
72	S15-46	15°10,8'	44°59,5'	4100–4500	0,5	Габброиды (50), гипербазиты
73	S15-47	15°07,8'	44°58,1'	3300–3600	17	Гипербазиты
74	S15-48	15°11,5'	44°57,3'	4550–4700	0,3	То же
75	S15-55	14°54,1'	45°16,1'	2800–2900	30	Глыба базальта
76	S15-63	15°04,3'	44°56,7'	3400–3800	100	Гипербазиты (50), брекчии серпентинитов (25), базальты
77	S15-65	15°04,8'	45°01,2'	2900–3100	1,5	Гипербазиты
78	S15-66	15°03,4'	44°58,5'	2600–2800	25	Гипербазиты (50), долериты (30), базальты
79	S15-67	15°03,1'	44°49,9'	3300–3900	0,1	Гипербазиты (60), габбро
80	S15-68	22°03,6'	45°04,9'	3500–3800	300	Базальты, брекчии базальтов и гиалокластитов
81	S15-69	22°07,8'	45°04,6'	3900–4100	0,5	Базальтовые стекла

Примечание. 1–37 (станции А9) — 9-й рейс НИС «Антарес» (Д — драга, Т — трубка); 38–81 (станции S15) — 15-й рейс НИС «Академик Николай Страхов».

* ЖМК — железо-марганцевые конкреции.

**ЗАПАДНОЕ СОЧЛЕНЕНИЕ РИФТА
СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА И РАЗЛОМА 15°20'**

Ступенчатое драгирование *на участке непосредственного западного сочленения рифта САХ и разломного трога* показало, что нижние горизонты сложены в основном базальтами, а в верхних преобладают гипербазиты и габбро. Эти данные хорошо соответствуют результатам предыдущих работ в этом районе [Строение зоны..., 1989].

Исследованиями *по северному разрезу* (рис. 1.2, А) установлено закономерное зональное строение САХ. Центр (дно рифтовой долины) занимает неовулканическая зона, выполненная мелкопорфировыми базальтами с корками закалочных стекол. Борта рифта сложены базальтами со стеклом, хорошо отличающимися от пород дна рифтовой долины — здесь преобладают афировые разности и реже встречаются порфириты с достаточно крупными (около 5 мм) вкрапленниками плагиоклаза и оливина. Далее на запад и восток от оси САХ доминируют габбро-гипербазитовые комплексы. Причем западные отроги хребта выполнены, как показало опробование (см. рис. 1.2, А), в основном гипербазитами, а к востоку отмечается больше габброидов. Объяснить подобное строение САХ только лишь процессами, характерными для зон спрединга, вряд ли возможно. Возник-

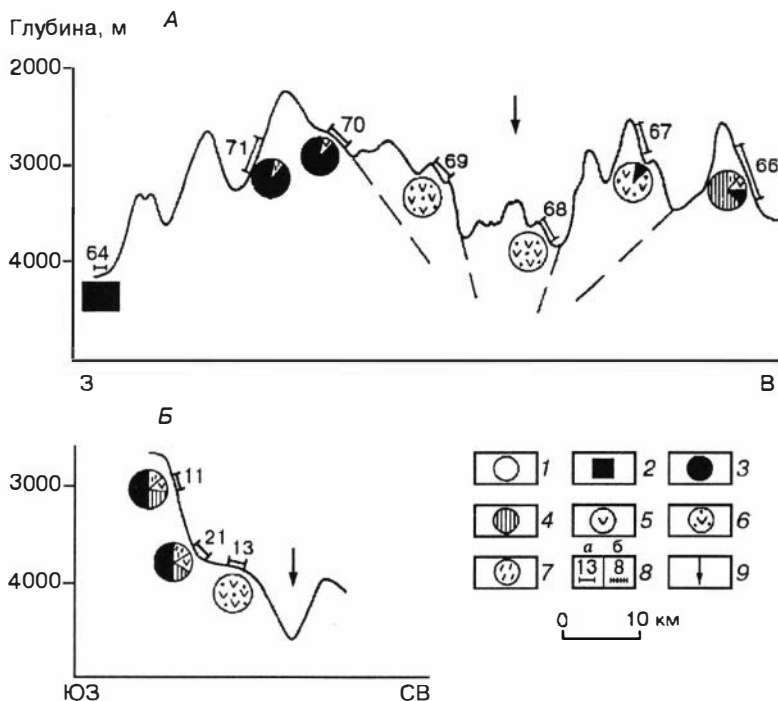


Рис. 1.2. Профили пробоботвора по северному разрезу (А) и в районе непосредственного восточного сочленения рифта САХ с разломом 15°20' (Б).

1 — станции драгирования; 2 — станция с грунтозаборной трубкой (образцы гипербазитов); 3 — гипербазиты; 4 — габброиды; 5 — базальты и долериты; 6 — базальты и базальтовые стекла; 7 — измененные метаморфизованные породы; 8 — места пробоботвора и номера станций: а — 9-го рейса НИС «Антарес», б — 15-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»; 9 — рифтовая долина САХ.

новение параллельных рифту структур с выходящими на поверхность дна океана глубинными габбро-гипербазитовыми комплексами наиболее вероятно при действии тектонических процессов сжатия.

ВОСТОЧНОЕ СОЧЛЕНЕНИЕ РИФТА СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА И РАЗЛОМА 15°20'

Ступенчатое драгирование *на участке непосредственного восточного сочленения рифта САХ и разломного трога* дало обильный каменный материал. В отдельных драгах отбиралось более 200 образцов различных типов пород (перидотиты, дуниты, серпентиниты, габбро, долериты, базальты, измененные метаморфизованные породы). Поднятый материал дает основание предполагать, что исследованная морфоструктура имеет сложное многоярусное строение. Внутреннее угловое поднятие между рифтовой долиной и разломным трогом сложено ассоциацией базит-гипербазитовых пород, полностью соответствующих по своему набору офиолитам из континентальных складчатых областей (гипербазиты, габброиды, базальты). Подножие углового поднятия со стороны рифта выполнено исключительно базальтами, а нижняя часть склона со стороны разломного трога представлена комплексами с преобладанием гипербазитов. В целом же, как и в случае непосредственного западного сочленения, устанавливается как бы «опрокинутое» расположение пород: эффузивы (базальты) внизу, а мантийные породы (гипербазиты) занимают более высокие уровни (см. рис. 1.2, Б). Эти особенности соответствуют результатам предыдущих исследований [Строение зоны..., 1989], показавших, в частности, преобладание на верхних горизонтах южного борта разломного трога (около восточного сочленения) гипербазитов, а на нижних — базальтов.

Детальное драгирование *по южному разрезу* вкрест простирания рифта САХ (на широте около 14°44') позволило выявить некоторую асимметрию в строении хребта. Западные отроги представлены исключительно базальтами. Борты рифта сложены фактически офиолитовой ассоциацией — гипербазиты→габброиды→базальты→измененные метаморфизованные породы. Далее на восток также преобладают комплексы глубинного характера с присутствием гипербазитов. Лишь на расстоянии около 25 км от оси рифтовой долины к востоку главную роль начинают играть базальты (рис. 1.3).

Дно рифтовой долины САХ около восточного сочленения выполнено исключительно базальтовыми породами. Преимущественно это пиллоу-лавы, среди которых преобладают афировые разности с корками магматических стекол. Подняты также базальтовые порфириты с вкрапленниками оливина, плагиоклаза и реже клинопироксена. Характерной особенностью всех пород этого района является их очень слабая степень измененности с практически полным отсутствием каких-либо следов вторичных процессов, что свидетельствует об излиянии магм на дно рифтовой долины фактически в настоящее время.

Особенность исследований в районе восточного сочленения рифта САХ и разлома 15°20', выполненных во время 9-го рейса НИС «Антарес» и 15-го рейса НИС «Академик Николай Страх» в 1990–1992 гг., заключалась в проведении детального площадного драгирования (см. рис. 1.1 и 1.4), что позволило не только построить геологическую схему (рис. 1.5), но и со статистических позиций подойти к анализу распределения главных типов пород в пределах изученного полигона. Данные по представительной коллекции (около 3000 образцов) показыва-

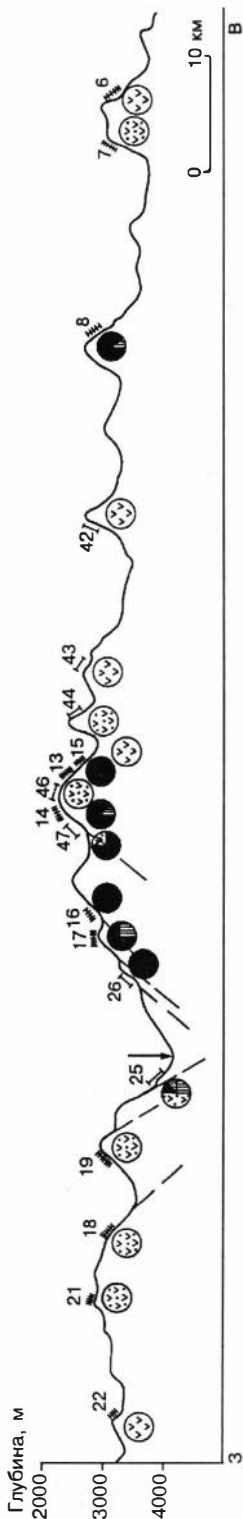


Рис. 1.3. Профиль пробобора по южному разрезу.
Усл. обозн. см. на рис. 1.2.

ют устойчивые соотношения основных типов пород: базальты и долериты — около 48 %, гипербазиты — около 40 %, габбро и габбро-долериты — примерно 12 %. На долю дайковых пород (преимущественно габбро-долеритов) приходится первые проценты (не более 2 %), но, учитывая вероятную принадлежность части долеритов к субинтрузивным образованиям, общий объем дайкового комплекса может возрасти примерно до 8 %. Такие соотношения основных типов горных пород, а также показанные на рис. 1.5 участки, где были драгированы свежие базальты в ассоциации с гипербазитами, указывают на возможность непосредственного излияния базальтовых магм на ультраосновную мантию, поднятую к поверхности дна океана. При этом преобладающая часть базальтовых расплавов проходит сквозь редуцированную литосферу и лишь незначительная их доля задерживается в промежуточных камерах с формированием небольших по размерам тел габброидов, среди которых можно выделить три группы.

Часть габбро обладает крупнокристаллической структурой (до 3–4 см) и образует жилкообразные тела мощностью от первых сантиметров до первых десятков метров среди гипербазитов. Такая ситуация наблюдается, в частности, в левом борту рифта САХ южнее восточного сочленения рифта и разломного трога. Габброиды другого типа сильно деформированы, раздроблены и имеют обычно структуры течения (часто это фактически флазергаббро). Возможно, что они фиксируют стадию тектонической денудации и подъема мантийных ультрабазитов к поверхности дна океана. В третью группу можно отнести мелко- и среднезернистые габброиды с габбро-долеритовой структурой, представляющие собой, скорее всего, достаточно крупные субинтрузивные (возможно дайковые) тела в переходной к базальтам зоне [Добрецов и др., 1994].

На основе детальных геологических исследований в этом регионе можно выделить несколько основных комплексов пород (см. рис. 1.5). Непосредственно сам трог разлома $15^{\circ}20'$ и его борта сложены преимущественно комплексом ультраосновных пород, в составе которого преобладают в разной степени серпентинизированные гарцбургиты, содержащие отдельные тела небольших размеров (первые метры и десятки метров) габброидов. Здесь же в привершинных частях локаль-

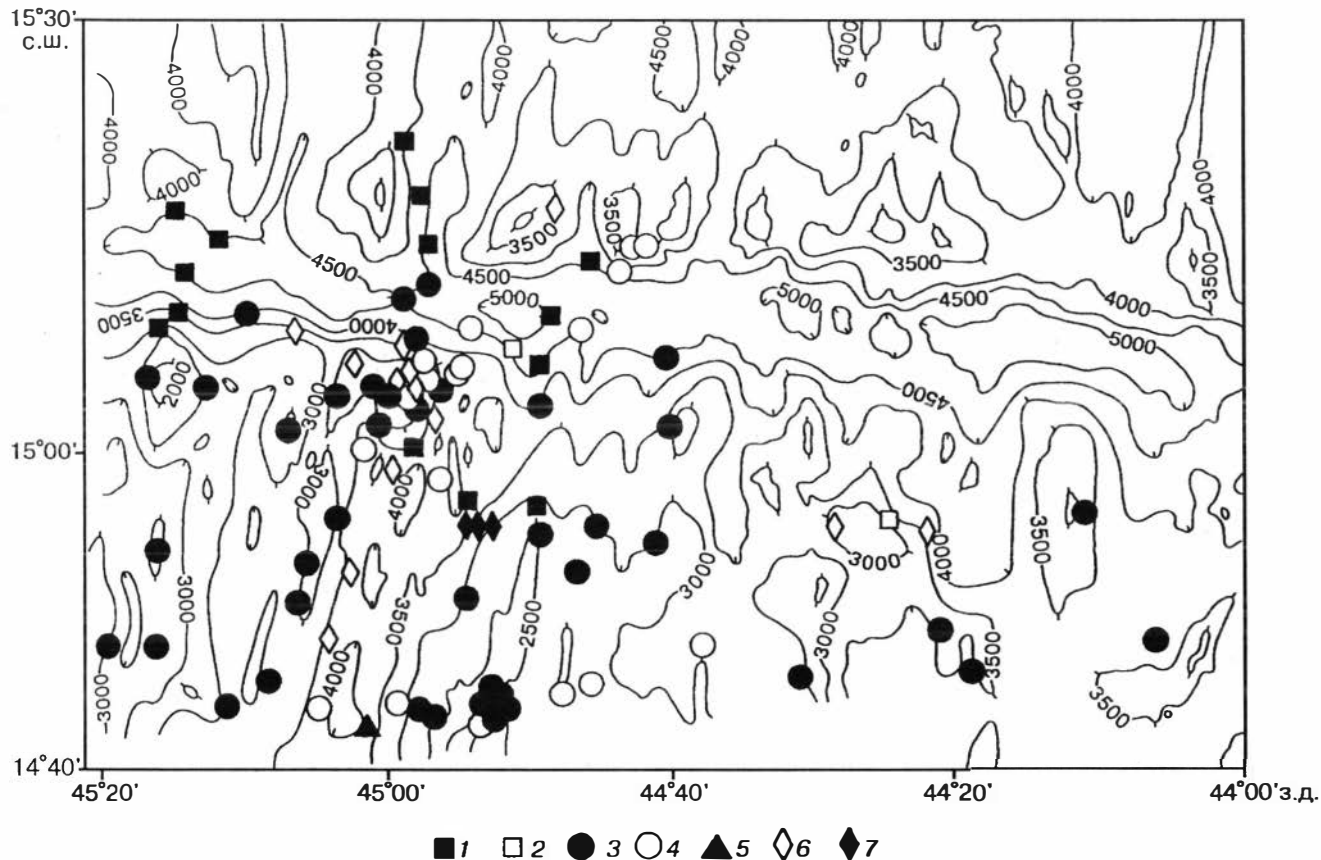


Рис. 1.4. Батиметрическая карта и расположение станций драгирования в районе восточного сочленения рифта САХ и разлома 15°20'.

Станции драгирования: 1–3 — НИС «Академик Николай Страхов», 3-й рейс (1), 9-й рейс (2), 15-й рейс (3); 4 — 9-й рейс НИС «Антарес»; 5, 6 — НИС «Академик Борис Петров», 2-й рейс (5), 16-й рейс (6); 7 — [Rona et al., 1987]. Изолинии, м.

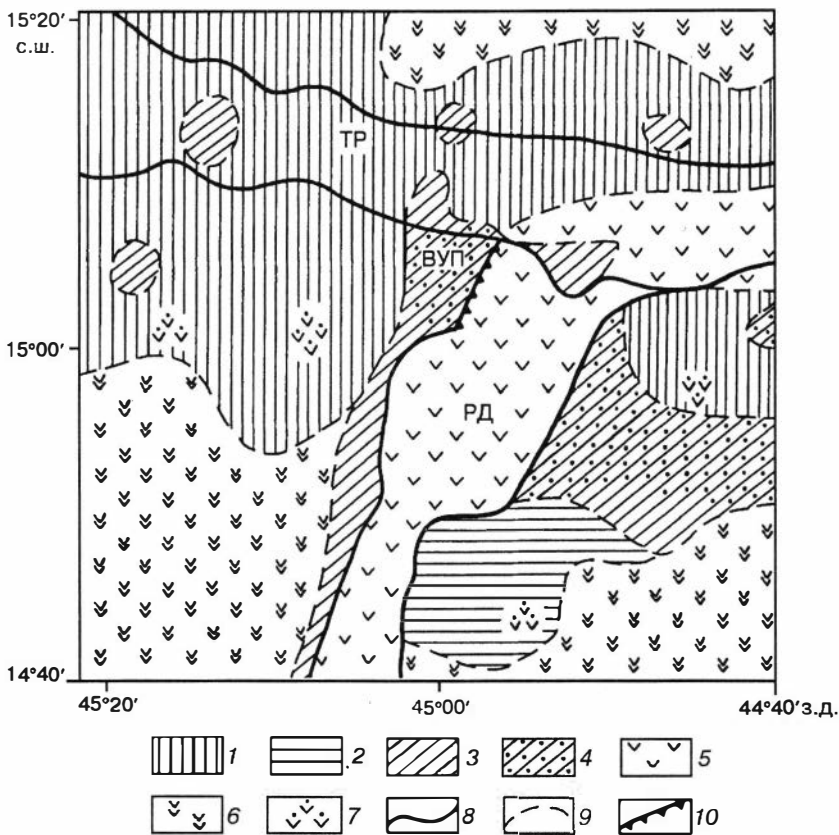


Рис. 1.5. Схема геологического строения района восточного сочленения рифта САХ и разлома 15°20'.

1 — гарцбургитовый комплекс с отдельными телами габбро; 2 — гарцбургит-лерцолитовый комплекс с переменным количеством габбро; 3 — гипербазит-габбро-базальтовый комплекс (полный разрез океанической литосферы); 4 — гипербазит-габбро-базальтовый комплекс с динамометаморфизованными габброидами; 5 — свежие молодые базальты («нулевого возраста»); 6 — измененные более древние базальты; 7 — базальты, залегающие на гипербазитах; 8, 9 — границы: 8 — рифтовой долины и разломного трога, 9 — комплексов пород; 10 — глубинный срыв, установленный по данным погружений ПОА «Nautila» [Перфильев и др., 1996]. ТР — трог разлома 15°20'; ВУП — внутреннее угловое поднятие, РД — рифтовая долина. Схема составлена В. А. Симоновым на основе материала, полученного при драгировании, и с использованием ранее опубликованных схем [Добрецов и др., 1994; Пушаровский и др., 1995; Перфильев и др., 1996].

ных хребтов фиксируются участки базальтов площадью до 5–10 км², что свидетельствует о непосредственном излиянии базальтовых магм на мантийные ультраосновные породы. Гипербазитовый комплекс другого типа, в котором, кроме серпентинизированных гарцбургитов, присутствуют дуниты, клинопироксеносодержащие перидотиты (лерцолитовый парагенезис) и разнообразные габброиды (в переменном количестве), характерен для юго-восточной части района (см. рис. 1.5). Здесь среди полей ультраосновных пород установлены участки, сложенные базальтами в верхних частях гряд, на склонах которых драгированы гипербазиты. Гипербазит-габбро-базальтовый комплекс (полный разрез океа-

нической литосферы) вскрывается в основном в бортах рифтовой долины и широко представлен на внутреннем угловом поднятии в зоне непосредственного сочленения рифта САХ и разломного трога. Этот же комплекс присутствует в виде отдельных участков среди ультраосновных пород в трогге трансформного разлома. В полные разрезы океанической литосферы в данном районе входят гарцбургиты, а также породы основного и ультраосновного состава, широко представленные в расслоенных сериях офиолитов: дуниты, верлиты, троктолиты, полосчатые габбро, габбро-пегматиты. Характерны габбро-долериты и долериты, которые могут быть сопоставлены с дайковым комплексом офиолитов. Обычны разнообразные афировые и порфиоровые базальты.

Большое значение для расшифровки процессов формирования и преобразования океанической литосферы в этом районе имеет комплекс динамометаморфических апогаббровых пород, типичных для наиболее тектонически активных зон (борта рифта, угловое поднятие). В состав этого комплекса входят: флазергаббро, бластомилониты и катаклазиты по габброидам и амфиболиты [Добрецов и др., 1994].

Среди базальтовых серий выделяются наиболее свежие породы «нулевого» возраста, характерные преимущественно для дна рифтовой долины и перекрывающие более глубинные образования в бортах рифта и в трансформном трогге, где зона современного вулканизма смещается к востоку. Более древние и измененные базальты слагают поля к западу и востоку от рифтовой долины в южной части полигона, наиболее удаленной от трансформного разлома. Как уже отмечалось, базальты формируют также участки среди гипербазитов, причем эффузивы здесь достаточно свежие и не погребены под осадками, что свидетельствует об относительно недавнем излиянии базальтовых магм на ультраосновной фундамент.

* *
*

В результате проведенных работ выяснены следующие особенности геологического строения зоны разлома 15°20'.

1. Исследования, впервые выполненные по разрезам вкрест простирания рифтовой долины, позволили выявить сложное строение Срединно-Атлантического хребта в этом регионе. К северу от разлома (северный разрез) установлено, что в отличие от оси САХ, где доминируют базальтовые породы, морфоструктуры на удалении от рифта сложены в основном габбро-гипербазитовыми комплексами. Это свидетельствует об активности тектонических процессов, выведивших на поверхность дна океана ассоциации глубинных пород.

2. К югу от разлома 15°20' (южный разрез) отмечено асимметричное строение САХ. На западе от оси хребта наблюдаются исключительно базальтовые серии. К востоку от рифтовой долины преобладают комплексы глубинного характера с широким развитием гипербазитов, в составе которых присутствуют и клинопироксенсодержащие разности (лерцолитовый парагенезис).

3. Детальными площадными исследованиями в районе восточного сочленения рифта САХ с разломом 15°20' установлено, что в составе океанической литосферы данного региона преобладают базальты (48 %) и гипербазиты (40 %). Габброиды развиты незначительно и представлены либо разностями, сформировавшимися в небольших камерах в матрице гипербазитов, либо динамомета-

морфическими породами типа флазергаббро, образование которых связано с подъемом мантийных ультраосновных масс к поверхности дна океана.

4. Отмечено незначительное распространение дайковых пород (собственно дайковые габбро-долериты составляют не более 2 % от всего объема драгированного материала в зоне разлома 15°20'), что указывает на отсутствие здесь мощного дайкового комплекса типа «дайка в дайке».

5. Наличие отдельных участков свежих базальтовых пород среди гипербазитов зоны разлома 15°20' свидетельствует об излиянии базальтовых магм непосредственно на ультраосновную мантию, поднятую тектоническими процессами к поверхности дна океана.

6. Несмотря на редуцированную литосферу (где доминируют гипербазиты и базальты) в зоне разлома 15°20' в целом, выявлены отдельные участки (в частности, это угловое поднятие в районе непосредственного восточного сочленения рифта САХ и разломного трога), где установлены полные разрезы океанической литосферы: гипербазиты с преобладанием гарцбургитов — расслоенные серии (дуниты, верлиты, троктолиты) — габброиды — дайковые долериты — базальты.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КОРЕННЫХ ПОРОД ЗОНЫ РАЗЛОМА 15°20'

В настоящее время зона разлома 15°20' является одним из самых детально исследованных районов Срединно-Атлантического хребта. С помощью многочисленных станций драгирования опробованы все важнейшие морфоструктуры этого региона (см. гл. 1). В результате обработки каменного материала накоплен большой объем информации по петрографии и минералогии коренных пород, значительная часть которой опубликована ранее [Строение зоны..., 1989; Геологические исследования..., 1991; Добрецов и др., 1994; Пушаровский и др., 1995; и др.]. В данной главе основное внимание уделено наиболее интересным особенностям основных типов пород зоны разлома 15°20', установленным главным образом в результате изучения представительной коллекции (около 3000 образцов), собранной нами во время 9-го рейса НИС «Антарес» и 15-го рейса НИС «Академик Николай Страхов». Среди коренных пород можно выделить несколько главных комплексов, представляющих собой различные геодинамические условия в океанической литосфере зоны разлома 15°20': мантийные гипербазиты, интрузивные габброиды, спрединговые дайковые серии, эффузивы и комплекс динамометаморфических пород. В составе этих геодинамических комплексов присутствуют обычные для океанической литосферы породы: гипербазиты, габброиды, долериты и базальты. В то же время в этом районе установлены комплексы пород, в целом не совсем характерные для срединно-океанических хребтов, такие как максимально деплетированные перидотиты (подобные гипербазиты отмечены в островодужных структурах) и аномально обогащенные литофильными элементами базальты. Большой интерес представляют своеобразные динамометаморфические метагабброидные комплексы и спрединговые дайковые серии.

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Как видно из материалов, представленных в предыдущей главе, основной объем первичной геологической информации на всех участках детальных исследований океанического дна был получен с помощью драгирования. Этот способ сбора образцов коренных пород, особенно для областей современного океанического рифтогенеза, характеризующихся расчлененным рельефом и отсутствием осадков, является наиболее простым и достаточно эффективным, поскольку позволяет получить представление о вещественном составе главных океанических морфоструктур как на достаточно больших площадях опробования (особенно на пересечении с трансформными разломами), так и по простира-

нию срединно-океанических хребтов (СОХ). Именно на основе изучения материалов драгирования вдоль рифтовых зон хребтов в комплексе с батиметрическими и геофизическими исследованиями впервые получены доказательства существования различного рода аномалий («горячих точек» и «холодных полей») в коре и верхней мантии Земли под океанами [White, Schilling, 1978; Sigurdsson, 1981; Schilling et al., 1983, 1995; Bougault et al., 1988; Dosso et al., 1991; Bonatti et al., 1992; и многие др.]. В наших исследованиях с помощью ступенчатого драгирования склонов различных морфоструктур на площади более 5400 км² предпринята попытка проведения среднемасштабного картирования и впервые составлена схема геологического строения океанического дна для района сочленения разлома 15°20' и южного сегмента рифтовой долины САХ [Добрецов и др., 1994; Пушаровский и др., 1995; Перфильев и др., 1996].

При всей своей экономичности, доступности и простоте, а также возможности проведения опробования значительной площади за относительно короткий отрезок времени драгирование имеет ряд недостатков. Главный из них заключается в том, что при драгировании опробуется довольно большой интервал как по координатам, так и по глубине (см. табл. 1.1); это значительно снижает точность привязки к элементам морфоструктур. Кроме того, среди материала драг нередко присутствует несколько разновидностей вулканических, плутонических и метаморфических пород, что весьма затрудняет геологическую интерпретацию строения разрезов океанической литосферы. Для решения петролого-геохимических задач существенное значение имеет детальность первичного изучения каменного материала каждой драги. Поэтому вначале все коренные породы классифицировались по петрографическим, минералогическим и структурным признакам, степени вторичных изменений, оценивались их объемные соотношения, и на основе этого отбирались представительные выборки проб для проведения аналитических работ. Такой подход при обработке каменного материала всех станций драгирования позволяет получить представление об особенностях химизма каждой выделенной разновидности коренных пород.

Основой для петролого-геохимических построений послужили оригинальные данные авторов, включающие около 1000 полных химических анализов коренных пород, более 500 микронзондовых анализов минералов из вкрапленников и основной массы базальтов, долеритов, габброидов и гипербазитов, 283 микронзондовых определения состава базальтовых стекол, более 50 анализов кристаллических пород на содержание Rb, Sr, Y, Zr и Nb и 105 определений REE, Sc, Cr, Co, Cs, Hf, Ta, Th и U в базальтах, долеритах, габброидах и плагиогранитах. Для более корректного решения геохимических и статистических задач в работе использовались только результаты анализов, выполненные по единой методике с применением одних стандартов и на одной и той же аналитической аппаратуре. Так, полные химические анализы базальтов и долеритов сделаны методом РФА на СРМ-25 (аналитики А. Д. Киреев, Н. М. Глухова) в Аналитическом центре Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН (АЦ ОИГГМ СО РАН). Анализы Rb, Sr, Y, Zr и Nb в вулканических породах выполнены методом РФА-СИ на анализаторе СРМ-25 в АЦ ОИГГМ СО РАН (аналитик М. С. Мельгунов). Содержания редких и редкоземельных элементов в базальтах и базальтовых стеклах определены методом ИНАА на многоканальном анализаторе JN-96 (аналитики С. Т. Шестель,

В. С. Пархоменко, М. С. Мельгунов, АЦ ОИГГМ СО РАН). Анализы породообразующих минералов выполнены на рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом «Camebax Micro» в АЦ ОИГГМ СО РАН (аналитики Е. Н. Нигматулина, Л. Н. Поспелова, О. С. Хмельникова) с использованием в качестве эталонов образцов оливина, гиперстена, диопсида, анортита, альбита, имеющих международную сертификацию. Содержания главных элементов в базальтовых стеклах определены на рентгеновском микроанализаторе с электронным зондом «Camebax Microbeam» в Институте геохимии и аналитической химии имени В. И. Вернадского РАН с применением в качестве опорного эталона международного стандарта природного базальтового стекла USNM 111240/52 [Jarosewich et al., 1980].

При обработке аналитических результатов использовались компьютерные программы STATISTICA 4.3 и SURFER 5.01. Разбиение массивов данных на группы осуществлялось с помощью кластерного анализа (построение дендрограмм, метод «к-средних»). При построении дендрограмм за меру сходства принималось среднее арифметическое евклидовых расстояний между всеми парами точек сравниваемых кластеров. Чтобы более равномерно учесть влияние компонент на кластеризацию, применялись нормированные значения. Подбор нормировочных коэффициентов проводился следующим способом. Для каждой точки вычислялись разности компонент до ближайшей. Оценивались вторые моменты таких разностей и квадратные корни этих моментов принимались за нормировочные коэффициенты. Их подбор осуществлялся с помощью итерационной процедуры, решение достаточно быстро сходилось к искомому. Предложенный метод в какой-то мере позволяет избежать негативного влияния мультимодальности и тяжелых хвостов распределений малых компонент.

Петрогенетическая интерпретация геохимических данных по базальтам и габброидам зоны разлома 15°20' осуществлялась с использованием программы КОМАГМАТ, разработанной в ГЕОХИ РАН для ЭВМ-моделирования процессов кристаллизационной дифференциации базальтовых магм в условиях заданного давления и летучести кислорода [Ariskin et al., 1993]. Вычисления проводились для двух геодинамических ситуаций. Моделирование декомпрессионного фракционирования глубинных первичных расплавов выполнялось для изучения эволюции нормальных (NMORB) и обогащенных (EMORB) базальтовых расплавов и получения взаимосогласованных результатов с данными по исследованиям расплавных включений и с информацией по базальтам. Вычисления в режиме кристаллизационной дифференциации расплавов при изобарических условиях осуществлялись для определения комагматичности/некомагматичности интрузивных пород (габбро, габбро-нориты, габбро-долериты, долериты) с базальтами района исследований.

Расчетное моделирование декомпрессионной эволюции глубинных расплавов по мере их подъема к поверхности дна океана выполнялось в условиях открытой системы при летучести кислорода, задаваемой буферным равновесием вюстит-магнетит (WM) [Плечова и др., 1998]. При расчетах количество выделяемой твердой фазы задавалось постоянным — 1 % от массы исходного расплава, вычисления прекращались при достижении заданных минимальных параметров давления и температуре 1100 °С. Содержание воды в начальных расплавах принималось: для NMORB — 0,10–0,15 мас.%; для EMORB — 0,50–0,60 мас.% согласно дан-

ным по расплавленным включениям в оливине [Sobolev, Chaussidon, 1996] и содержанию воды в закалочных базальтовых стеклах. Параметр dP/dF (скорость декомпрессии), характеризующий изменение давления P при увеличении степени фракционирования расплава F на 1 мол.% [Арискин и др., 1995], подбирался опытным путем отдельно для NMORB и EMORB согласно критериям соответствия вычислений реальным природным процессам. Выяснилось, что для NMORB оптимальная скорость декомпрессии составляет около $-0,3...-0,35$ кбар/моль, что значительно медленнее, чем в случае EMORB ($-0,6...-0,8$ кбар/моль).

Моделировалось два варианта декомпрессионной эволюции глубинных магматических систем (как для NMORB, так и для EMORB). В первом случае прослеживался путь глубинных расплавов от области их генерации и отделения от мантийного субстрата (для NMORB — 40–45 км и 13–15 кбар, для EMORB — 55–60 км и 18–20 кбар соответственно) до океанического дна (конечные значения давления составляли 0,3 бар согласно глубине отбора проб на станциях драгирования — около 3000 м). Критерием выбора составов исходных расплавов и достоверности ЭВМ-моделирования эволюции глубинных магм в процессе декомпрессионного фракционирования служило соответствие расчетных данных оценкам температур гомогенизации и составов расплавленных включений, отражающих параметры магматических систем на промежуточных этапах ее развития, и составов базальтов и закалочных стекол, отвечающих магматическим расплавам при их излиянии на поверхность океанического дна.

Во втором случае ЭВМ-моделирование декомпрессионной эволюции глубинных ликвидусных расплавов от момента появления в них первых вкрапленников оливина и до излияния на океаническое дно выполнено в интервале давлений от 7 (NMORB) и 6 (EMORB) до 0,3 кбар. Температуры глубинных расплавов задавались согласно температурам гомогенизации расплавленных включений в оливинах и по расчетным оценкам ликвидусных температур [Ford et al., 1983], которые достигают для NMORB примерно 1300–1330 °С, для EMORB — до 1340 °С. Ликвидусные расплавы задавались исходя из составов гомогенизированных расплавленных включений в оливине с некоторой корректировкой на соответствие расчетных расплавов (при 0,3 кбар на дне океана) составу излившихся базальтов и базальтовых стекол.

ЭВМ-моделирование кристаллизационной дифференциации при изобарических условиях проводилось для нормальных (NMORB) и обогащенных (EMORB) базальтовых расплавов при давлении 2 кбар и летучести кислорода, отвечающей буферу WM. При расчетах количество выделяемой твердой фазы задавалось постоянным — 1 % от массы исходного расплава, вычисления проводились до полной кристаллизации расплава в магматической камере. В качестве исходных параметров состава для NMORB и EMORB использовались вычисленные характеристики базальтовых расплавов, полученные при моделировании декомпрессионного фракционирования глубинных первичных расплавов при давлениях 1,8–2,1 кбар с некоторой их корректировкой, главным образом по содержанию TiO_2 , K_2O и H_2O , для большего соответствия реальным составам расплавленных включений в оливинах, составам базальтов и закалочных базальтовых стекол. Полученные в результате расчетов тренды изменения состава кристаллических пород интрузива сопоставлялись с составом пород интрузивных комплексов (габбро-нориты, габбро, габбро-долериты, долериты) районов детальных исследований с целью определения их комагматичности/некомагматичности с породами базальтовых вулканических серий.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ТИПОВ КОРЕННЫХ ПОРОД

В данном разделе приводится общее описание основных типов коренных пород (базальтов, долеритов, габброидов и гипербазитов), слагающих литосферу в зоне разлома 15°20'.

Базальты

Базальтовый магматизм рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта изучен достаточно равномерно на всем его протяжении от района сочленения хр. Книповича со Шпицбергенским разломом на севере до области сочленения САХ с Американско-Антарктическим и Африканско-Антарктическим хребтами вблизи о-ва Буве на юге. Детальными петрохимическими и изотопно-геохимическими исследованиями показано, что в пределах осевой зоны САХ выделяются сегменты рифта, в которых базальты характеризуются повышенным содержанием литофильных и несовместимых («гигромагмофильных») [Treuil, Varet, 1973]) элементов (K, Rb, Cs, Sr, Ba, REE, Ti, Hf, Ta, Nb, Y, Zr, Pb, U, Th) и радиогенных изотопов (Sr, Pb и Nd) [Буго и др., 1984; Соболев и др., 1992; Перфильев и др., 1996; Schilling, 1973, 1975; White, Schilling, 1978; Schilling, Sigurdsson, 1979; Sun et al., 1979; Schilling et al., 1983, 1985, 1994, 1995; Neumann, Schilling, 1984; Humphris et al., 1985; Le Roex et al., 1987; Bougault et al., 1988; Viereck et al., 1989; Dosso et al., 1991; Graham et al., 1992]. Образование характерных геохимических аномалий многие исследователи [Буго и др., 1984; Schilling, 1973, 1975; Sun et al., 1975; Yoder, 1976; Langmuir et al., 1978; Bougault et al., 1988; Dosso et al., 1991; Schilling et al., 1994, 1995] связывают с влиянием на магматизм рифта САХ глубинных источников (мантийных плюмов). Одна из таких аномалий в составе вулканических пород, известная как «геохимическая аномалия 14° с.ш.» или «аномалия Буго», расположена к югу от восточного сочленения САХ с трансформным разломом 15°20' [Буго и др., 1984; Соболев и др., 1992; Bougault et al., 1988; Dosso et al., 1991].

Предыдущими исследованиями установлено, что северная граница «геохимической аномалии Буго» проходит как раз по разлому 15°20' [Пейве и др., 1988б; Геологические исследования..., 1991; Соболев и др., 1992; Перфильев и др., 1996; Bougault et al., 1988; Dosso et al., 1991], который является границей крупных мантийных неоднородностей, инициирующих магматизм «нулевого возраста». Поэтому базальтовый магматизм восточного сочленения рифт-разлом изучался в сравнении с другими сегментами САХ, характеризующимися проявлением типичных NMORB (западное сочленение САХ и разлома 15°20' (см. рис. 1.1) и участок рифта САХ к югу от разлома Кейн (19–22° с.ш.)), а также с обогащенными EMORB центральной части геохимической аномалии, находящимися за пределами полигона детальных исследований (станция S15-01).

При проведении детальных петролого-геохимических исследований по результатам площадного опробования пород кристаллического фундамента в районе восточного сочленения САХ с разломом 15°20' (рис. 2.1) были поставлены задачи оценки масштабов проявления геохимической аномалии в базальтах, пространственно-временных соотношений рифтового и плюмового магматизма, их связей с интрузивными и реститовыми мантийными комплексами, эволюции во времени различных магматических систем рифтовой зоны САХ.

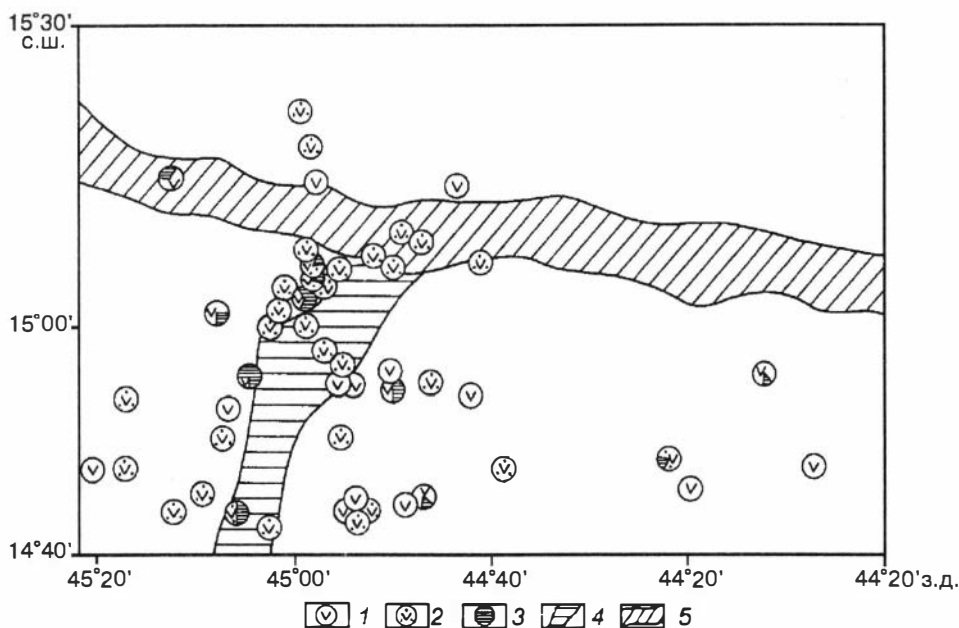


Рис. 2.1. Расположение станций драгирования с образцами базальтов и долеритов в районе восточного сочленения САХ и разлома 15°20'.

1 — базальты; 2 — базальты со стеклом; 3 — долериты; 4 — рифтовая долина САХ; 5 — трог разлома 15°20'.

Во всем интервале опробования рифтовой зоны САХ с 14 по 22° с.ш. базальты являются самой представительной группой магматических пород и присутствуют среди материала драгирования практически на всех станциях (см. табл. 1.1). Основу петролого-геохимических исследований составили результаты выполненных авторами анализов 456 валовых проб базальтов и 283 микрозондовых определения базальтовых стекол, которые по районам детальных исследований распределились следующим образом: рифт САХ между 19 и 22° с.ш. — 56 проб базальтов (включая 11 проб измененных пород) и 60 образцов вулканических стекол; западное сочленение рифта САХ и разлома 15°20' — соответственно 40 и 39 проб базальтов и стекол; восточное сочленение рифта САХ и разлома 15°20' — 328 проб базальтов (включая 38 измененных) и 172 образца базальтовых стекол; гребневая зона рифта на 14° с.ш. — 32 и 12 проб базальтов и стекол. Наиболее интересные анализы базальтов и базальтовых стекол Центральной Атлантики представлены в таблицах 2.1 и 2.2, часть из них была использована в более ранних публикациях [Пейве и др., 1988б; Строение зоны..., 1989; Геологические исследования..., 1991]. Результаты опробования коренных пород Центральной Атлантики на содержание редких и редкоземельных элементов даны в табл. 2.3. Частоты распределения некоторых петрогенных окислов для базальтов из разных сегментов рифта САХ Центральной Атлантики приведены на рис. 2.2. Практически каждый сегмент рифтовой зоны характеризуется многовершинным распределением большинства компонентов, что свидетельствует о многообразии проявлений базальтового магматизма в областях спрединга океанической коры.

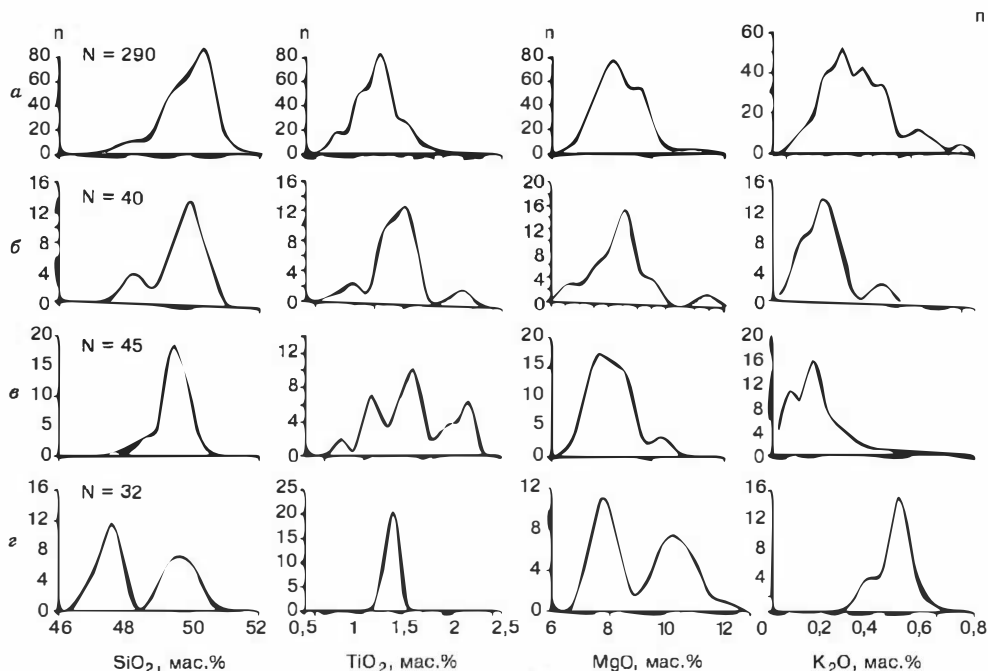


Рис. 2.2. Частоты распределения некоторых породообразующих элементов в базальтах из районов детальных исследований рифтовой зоны Центральной Атлантики.

Сочленение рифта САХ и разлома 15°20': *а* — восточное (полигон детальных исследований), *б* — западное; *в* — рифтовая зона САХ между 19 и 22° (район к югу от разлома Кейн); *г* — геохимическая аномалия 14° с.ш. (станция S15-01). Частотные кривые построены ядерным методом. В качестве усредняющего ядра использована функция $F(x) = (1 - x^2)^2$ [Деврой, Дьерфи, 1988]. Здесь и далее: *n* — количество анализов; *N* — количество использованных при построении диаграммы анализов.

Результаты статистической обработки данных по составу базальтов, полученные с помощью кластерного анализа, приведены в табл. 2.4. Они полностью подтверждают вывод о том, что разлом 15°20' является границей крупных мантийных неоднородностей, инициирующих современный вулканизм рифта САХ [Пейве и др., 19886; Геологические исследования..., 1991; Соболев и др., 1992; Перфильев и др., 1996; Bougault et al., 1988; Dosso et al., 1991]. Все базальты участка рифта САХ, начиная с 15°22' (западное сочленение) и далее на север вплоть до разлома Кейн (23° с.ш.), независимо от степени их дифференциации отвечают по составу примитивным NMORB. Для южного сегмента САХ, начиная с 15°10' (восточное сочленение) и далее на юг, степень обогащенности базальтов несовместимыми элементами существенно возрастает и достигает вблизи центра геохимической аномалии (~14° с.ш.) значений, эквивалентных базальтам типа EMORB Азорского мантийного плюма [Буго и др., 1984].

Базальты из сегментов рифта САХ, расположенных к северу от разлома 15°20', показывают широкий спектр дифференциации расплавов (см. табл. 2.4, группы N-1b–N-4b; W-1b–W-4b), однако оценки максимальных глубин их начального плавления (до 45 км), выполненные по методу [Schilling et al., 1995], свидетельствуют о принадлежности их к типичным областям океанического рифтогенеза, характеризующегося низкими скоростями спрединга.

Представительные анализы базальтов (мас.%) из Центральной Атлантики

Номер		Группа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п	Сумма
п/п	образца													
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	11Д-33	P-2b	49,15	1,26	15,21	11,52	0,18	8,13	11,65	2,28	0,26	0,14	0,00	99,78
2	11Д-35	P-1b	49,25	1,03	15,41	10,22	0,16	9,14	11,78	1,98	0,21	0,10	0,14	99,42
3	13Д-1	P-2b	49,72	1,37	14,77	12,43	0,19	7,77	10,84	2,25	0,32	0,15	0,08	99,89
4	13Д-2	P-3b	49,64	1,45	14,74	12,61	0,19	7,62	10,53	2,42	0,36	0,17	0,12	99,85
5	13Д-3	P-2b	49,69	1,23	15,07	11,40	0,18	8,05	11,06	2,41	0,25	0,14	0,04	99,52
6	13Д-4	P-2b	49,63	1,21	14,94	11,68	0,18	8,44	11,28	2,55	0,24	0,14	0,00	100,29
7	13Д-5	P-2b	49,44	1,27	14,97	11,90	0,18	8,34	11,05	2,42	0,25	0,14	0,06	100,02
8	13Д-6	P-3b	50,13	1,44	14,58	12,01	0,18	7,58	10,53	2,54	0,30	0,16	0,16	99,61
9	13Д-9	P-2b	49,66	1,19	14,93	11,71	0,18	8,28	11,10	2,15	0,26	0,13	-0,06	99,53
10	13Д-10	P-2b	48,96	1,25	14,78	11,35	0,18	7,91	10,91	2,19	0,32	0,13	1,89	99,87
11	13Д-31a	P-2b	50,22	1,28	14,99	10,39	0,16	8,36	11,06	2,41	0,21	0,14	0,40	99,62
12	13Д-31b	P-2b	50,10	1,32	15,15	11,03	0,18	7,90	11,19	2,60	0,23	0,14	0,08	99,92
13	13Д-37	P-2b	50,34	1,19	15,34	10,23	0,17	8,41	11,47	2,57	0,27	0,13	0,08	100,20
14	13Д-38	P-2b	50,06	1,30	15,15	11,08	0,18	8,12	11,13	2,17	0,35	0,15	0,40	100,09
15	14Т-5	P-2b	49,60	1,42	15,71	10,76	0,18	7,88	11,17	2,26	0,29	0,16	0,42	99,85
16	16Д-3	P-2b	49,98	1,22	15,04	10,61	0,17	8,91	11,28	2,03	0,28	0,15	0,40	100,07
17	16Д-4	P-2b	50,21	1,16	15,12	10,08	0,17	9,24	10,97	2,28	0,25	0,16	0,60	100,24
18	16Д-8	P-2b	49,44	1,21	15,00	11,04	0,17	9,06	11,11	2,35	0,32	0,12	0,36	100,18
19	16Д-9	P-2b	50,14	1,20	14,96	10,52	0,17	9,13	11,18	1,94	0,24	0,12	0,24	99,84
20	21Д-92	P-3b	49,67	1,49	14,96	10,64	0,17	8,21	10,64	2,62	0,40	0,18	1,06	100,04
21	21Д-94	P-3b	50,38	1,52	15,53	10,62	0,17	7,19	10,90	2,27	0,53	0,22	0,60	99,93
22	21Д-97	P-3b	50,49	1,46	15,23	10,94	0,17	7,46	10,72	2,36	0,41	0,19	0,34	99,77
23	21Д-98	P-3b	50,72	1,47	15,51	10,45	0,17	7,23	10,81	2,22	0,51	0,21	0,36	99,66
24	21Д-99	P-2b	50,03	1,10	15,14	10,14	0,16	8,98	11,18	1,94	0,22	0,13	0,22	99,24
25	21Д-100	P-2b	49,43	1,14	15,11	10,53	0,16	9,26	11,16	2,09	0,21	0,12	0,30	99,51
26	21Д-103	P-2b	49,36	1,19	15,59	11,29	0,17	7,51	11,35	2,46	0,37	0,12	0,44	99,85
27	21Д-104	P-2b	49,11	1,28	15,00	12,20	0,19	7,94	11,28	2,27	0,22	0,12	0,54	100,15
28	21Д-107	P-5b	48,07	0,91	15,41	9,98	0,16	11,33	11,09	1,51	0,23	0,10	0,86	99,65

29	21Д-108	P-5b	48,63	0,93	16,00	9,28	0,15	10,36	11,38	2,13	0,27	0,09	0,38	99,60
30	21Д-109	P-2b	49,89	1,20	15,30	10,85	0,17	7,92	11,30	2,34	0,35	0,12	0,52	99,96
31	21Д-110	P-2b	50,22	1,21	15,34	10,67	0,17	8,24	11,41	1,93	0,34	0,12	0,22	99,87
32	21Д-114	P-1b	49,93	1,08	15,67	10,14	0,17	7,80	12,08	2,25	0,27	0,10	0,48	99,97
33	21Д-117	P-3b	50,26	1,43	14,64	11,13	0,18	7,35	10,77	2,55	0,41	0,14	0,74	99,60
34	21Д-216/2	P-1b	49,80	1,18	14,61	9,44	0,17	9,10	11,94	2,29	0,20	0,10	0,70	99,53
35	25Д-23	P-1b	49,57	1,01	16,85	9,53	0,16	7,91	12,23	1,56	0,26	0,11	0,38	99,57
36	25Д-24	P-5b	47,95	0,85	15,54	9,17	0,15	11,00	12,60	1,42	0,24	0,10	0,92	99,94
37	25Д-25	P-5b	48,48	0,99	14,81	9,68	0,16	11,00	11,47	1,80	0,24	0,12	1,18	99,93
38	31Д-16	P-2b	49,53	1,16	15,37	11,39	0,17	9,67	10,74	2,11	0,19	0,11	-0,40	100,04
39	31Д-17	P-2b	49,68	1,14	15,58	11,08	0,17	9,71	10,61	1,96	0,19	0,11	-0,42	99,81
40	31Д-18	P-2b	49,61	1,18	15,49	11,58	0,18	9,59	10,74	2,03	0,20	0,12	-0,50	100,22
41	31Д-19	P-2b	49,47	1,12	15,51	11,37	0,17	9,58	10,64	1,96	0,18	0,11	-0,36	99,75
42	31Д-20	P-2b	49,58	1,18	15,32	11,69	0,18	9,53	10,58	2,22	0,21	0,11	-0,32	100,28
43	31Д-21	P-2b	49,04	1,11	15,47	11,06	0,17	9,40	10,75	2,37	0,21	0,11	-0,56	99,13
44	31Д-22	P-2b	49,22	1,11	15,46	11,94	0,18	9,18	10,64	2,07	0,21	0,11	-0,48	99,64
45	32Д-1	P-2b	48,93	1,19	15,59	11,09	0,17	9,09	11,05	2,26	0,27	0,12	0,02	99,78
46	32Д-2	P-2b	49,08	1,20	15,68	11,01	0,17	9,00	11,09	2,18	0,28	0,12	0,02	99,83
47	32Д-3	P-4b	49,08	0,66	16,55	9,25	0,15	9,68	12,70	2,01	0,06	0,04	-0,14	100,04
48	32Д-4	P-4b	49,34	0,64	16,86	9,03	0,15	9,70	12,48	1,60	0,13	0,05	-0,08	99,90
49	32Д-5	P-2b	49,19	1,22	15,71	11,07	0,18	9,14	11,14	1,80	0,33	0,13	0,06	99,97
50	32Д-6	P-2b	49,47	1,13	15,18	11,60	0,18	8,28	11,51	2,00	0,33	0,13	0,04	99,85
51	32Д-7	P-2b	49,81	1,20	15,18	11,40	0,18	8,29	11,27	2,02	0,27	0,12	0,14	99,88
52	32Д-8	P-3b	50,15	1,33	15,04	11,74	0,18	7,03	10,75	2,14	0,44	0,15	0,24	99,19
53	32Д-9	P-4b	49,32	0,65	16,50	9,13	0,16	9,78	12,42	2,04	0,07	0,06	-0,12	100,01
54	32Д-10	P-2b	49,10	1,18	15,61	10,88	0,17	9,10	11,07	2,14	0,30	0,14	0,02	99,71
55	32Д-15	P-2b	49,87	1,38	16,11	10,61	0,17	7,21	11,20	2,25	0,29	0,15	0,56	99,80
56	32Д-16	P-1b	48,59	0,93	16,38	9,49	0,16	9,03	11,62	1,87	0,21	0,09	1,10	99,47
57	32Д-17	P-2b	49,44	1,35	15,92	10,81	0,15	8,05	11,35	2,24	0,15	0,15	0,42	100,03
58	32Д-18	P-2b	49,19	1,33	15,52	11,23	0,16	8,40	11,18	2,11	0,20	0,15	0,44	99,91
59	32Д-19	P-2b	48,96	1,31	15,67	10,99	0,16	8,04	10,92	2,99	0,21	0,14	0,50	99,89
60	32Д-20	P-2b	49,49	1,21	16,02	9,93	0,14	8,30	11,01	2,70	0,19	0,13	0,32	99,44
61	32Д-23	P-2b	50,23	1,24	15,00	11,28	0,19	8,24	11,33	2,08	0,31	0,13	0,08	100,11

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
62	42Д-1	P-7b	48,08	1,11	18,06	9,24	0,16	7,20	12,50	1,83	0,18	0,21	0,96	99,53
63	42Д-2	P-7b	47,84	1,12	18,16	9,31	0,16	6,79	12,55	2,02	0,16	0,22	1,30	99,63
64	42Д-3	P-7b	47,92	1,22	17,97	9,97	0,17	7,08	13,35	1,90	0,10	0,19	0,40	100,27
65	43Д-3	P-2b	49,46	1,23	14,67	11,82	0,17	8,37	11,25	1,76	0,44	0,12	0,60	99,89
66	43Д-4	P-1b	49,21	1,00	15,28	10,00	0,20	7,82	12,13	2,28	0,26	0,10	1,48	99,76
67	43Д-11	P-2b	48,29	1,16	15,68	10,48	0,17	8,68	12,04	2,26	0,07	0,18	0,48	99,49
68	44Д-1	P-1b	49,65	1,01	15,31	10,04	0,16	8,52	12,08	1,91	0,31	0,11	0,44	99,54
69	44Д-2	P-1b	49,82	1,01	15,27	9,92	0,17	8,54	12,10	2,25	0,33	0,11	0,38	99,90
70	44Д-3	P-1b	49,16	0,99	15,41	10,24	0,16	8,84	11,90	2,20	0,21	0,10	0,26	99,47
71	44Д-4	P-1b	49,28	1,01	15,29	10,14	0,16	8,89	12,14	2,04	0,21	0,10	0,32	99,58
72	44Д-7	P-2b	49,38	1,22	15,50	11,49	0,18	7,96	11,76	1,91	0,37	0,14	0,38	100,29
73	44Д-9a	P-5b	49,62	0,85	14,95	9,34	0,16	10,69	12,22	1,54	0,18	0,08	0,36	99,99
74	46Д-13	P-2b	49,94	1,28	15,18	10,02	0,16	8,13	11,34	2,21	0,37	0,15	0,92	99,70
75	46Д-16	P-2b	49,82	1,31	15,06	10,78	0,18	8,42	11,28	2,32	0,39	0,15	0,18	99,89
76	49Д-71	P-2b	49,88	1,42	15,08	11,15	0,18	7,77	11,26	2,48	0,36	0,17	0,30	100,05
77	49Д-72	P-3b	50,67	1,54	15,30	10,20	0,17	7,29	11,02	2,54	0,44	0,20	0,44	99,81
78	49Д-73	P-3b	50,50	1,58	15,29	10,48	0,18	7,45	11,01	2,48	0,45	0,22	0,28	99,92
79	49Д-74	P-3b	50,50	1,58	14,90	10,53	0,18	7,37	10,96	2,69	0,56	0,21	0,62	100,10
80	49Д-77	P-6b	50,45	1,56	15,07	10,08	0,15	6,46	11,19	2,95	0,64	0,21	1,00	99,76
81	49Д-78	P-6b	50,43	1,62	14,82	10,79	0,17	6,78	11,10	2,79	0,58	0,23	1,00	100,31
82	54Д-1a	W-1b	49,72	2,12	14,47	12,85	0,22	6,59	10,23	2,94	0,45	0,24	0,60	100,43
83	54Д-16	W-1b	50,08	2,08	14,56	13,12	0,21	6,49	10,05	3,17	0,46	0,23	0,12	100,57
84	67Д-1	W-2b	50,08	1,65	14,93	11,73	0,20	7,58	10,69	3,01	0,22	0,17	0,00	100,26
85	67Д-3	W-2b	48,28	1,44	15,27	10,35	0,17	8,39	10,70	2,72	0,21	0,15	2,00	99,68
86	67Д-4	W-2b	49,65	1,53	15,49	11,26	0,18	8,23	10,84	2,70	0,21	0,17	0,06	100,32
87	67Д-5	W-2b	50,00	1,52	15,21	10,98	0,19	8,35	10,78	3,13	0,13	0,17	-0,30	100,16
88	68Д-1	W-2b	49,54	1,60	14,95	11,63	0,19	8,64	10,77	3,11	0,12	0,16	-0,28	100,43
89	68Д-2	W-2b	49,87	1,48	15,37	10,87	0,18	8,54	10,63	2,64	0,11	0,14	-0,34	99,49
90	68Д-3	W-2b	49,78	1,55	15,12	11,22	0,18	8,67	10,73	2,82	0,12	0,15	-0,34	100,00
91	68Д-5	W-2b	49,52	1,59	15,08	12,12	0,20	8,31	10,71	2,86	0,19	0,15	-0,30	100,43
92	69Д-1	W-2b	48,42	1,20	15,73	11,64	0,20	9,52	10,80	2,51	0,05	0,11	-0,30	99,88

93	69Д-2	W-2b	49,05	1,27	15,38	11,19	0,19	9,21	10,79	2,51	0,16	0,12	-0,10	99,77
94	69Д-3	W-2b	48,01	1,24	15,36	12,17	0,21	9,53	10,73	2,98	0,12	0,10	-0,08	100,37
95	69Д-4	W-2b	49,66	1,60	14,86	11,63	0,20	8,42	10,62	2,77	0,20	0,15	-0,19	99,92
96	69Д-5	W-2b	49,99	1,40	15,17	10,92	0,19	8,68	11,04	2,44	0,17	0,13	-0,06	100,07
97	69Д-9	W-2b	49,28	1,31	16,38	9,62	0,17	8,42	11,22	2,92	0,15	0,13	0,34	99,94
98	69Д-10	W-2b	48,13	1,23	15,72	11,66	0,20	9,67	10,68	2,64	0,07	0,11	-0,28	99,83
99	69Д-11	W-2b	49,40	1,32	16,39	10,32	0,18	8,39	11,15	2,46	0,18	0,14	0,10	100,03
100	69Д-12	W-2b	49,19	1,26	15,39	11,10	0,19	9,45	10,93	2,19	0,09	0,12	-0,20	99,71
101	80Д-1	N-1b	49,21	1,20	15,56	10,54	0,17	9,82	11,68	1,94	0,05	0,09	-0,18	100,08
102	80Д-2	N-1b	49,29	1,22	15,92	10,27	0,17	9,50	11,84	2,00	0,06	0,09	-0,18	100,18
103	80Д-3	N-1b	48,68	1,13	15,46	10,12	0,16	9,81	11,57	2,78	0,13	0,10	-0,30	99,64
104	80Д-9	N-4b	48,51	0,83	18,66	8,00	0,13	8,85	12,82	2,19	0,05	0,07	-0,02	100,09
105	81Д-1	N-3b	49,25	1,99	14,88	12,64	0,21	7,73	10,76	2,31	0,15	0,19	-0,22	99,89
106	81Д-2	N-3b	49,18	1,89	14,97	12,21	0,20	7,73	10,80	2,76	0,14	0,18	0,02	100,08
107	81Д-5	N-3b	49,49	1,93	14,79	11,87	0,20	7,67	10,81	2,67	0,16	0,18	-0,18	99,59
108	81Д-8	N-4b	48,17	0,88	19,44	7,75	0,13	8,89	12,70	1,92	0,07	0,07	-0,10	99,92
109	83Д-2	N-1b	49,21	1,49	15,41	10,46	0,17	7,98	11,91	2,82	0,16	0,15	-0,08	99,68
110	83Д-3	N-1b	48,63	1,38	15,80	10,64	0,18	8,67	12,23	2,56	0,06	0,14	0,08	100,37
111	83Д-5	N-1b	49,38	1,45	15,08	11,05	0,18	8,16	11,87	2,97	0,08	0,13	-0,07	100,28
112	86Д-1	N-2b	49,85	1,66	14,67	12,23	0,21	7,57	11,10	3,06	0,17	0,12	-0,20	100,44
113	86Д-2	N-2b	49,72	1,47	15,09	10,99	0,18	7,66	11,17	2,72	0,17	0,11	-0,18	99,10
114	86Д-3	N-2b	49,81	1,62	14,62	12,19	0,20	7,47	11,12	2,88	0,16	0,12	-0,14	100,05
115	86Д-4	N-2b	49,67	1,62	14,94	11,33	0,19	7,60	11,17	3,11	0,21	0,14	-0,18	99,80
116	86Д-5	N-2b	49,94	1,60	14,94	11,14	0,19	7,51	11,16	2,88	0,22	0,14	-0,20	99,52
117	86Д-8	N-1b	49,09	1,18	16,18	10,01	0,17	8,66	11,87	2,38	0,15	0,09	0,04	99,82
118	86Д-9	N-1b	49,45	1,32	15,38	10,90	0,18	8,15	11,67	2,70	0,11	0,11	-0,22	99,75
119	86Д-10	N-2b	48,95	1,49	15,88	11,14	0,18	7,99	11,27	3,02	0,16	0,13	-0,30	99,91
120	86Д-11	N-2b	50,10	1,51	14,92	11,57	0,19	7,68	11,24	2,71	0,19	0,13	-0,38	99,86
121	86Д-12	N-1b	49,22	1,25	16,03	10,58	0,18	8,65	12,01	2,53	0,10	0,10	-0,26	100,39
122	86Д-24	N-2b	50,26	1,52	14,94	10,63	0,19	7,86	11,18	2,74	0,26	0,11	-0,10	99,59
123	87Д-1	N-1b	49,62	1,08	15,19	10,61	0,17	8,77	12,47	2,48	0,04	0,08	-0,64	99,87
124	87Д-2	N-1b	49,74	1,11	14,90	10,84	0,18	8,39	12,59	2,72	0,09	0,07	-0,46	100,17
125	87Д-3	N-1b	49,67	1,10	15,25	10,79	0,17	8,49	12,48	2,43	0,05	0,08	-0,52	99,99

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
126	87Д-4	N-1b	49,61	1,09	15,22	10,59	0,17	8,55	12,52	2,69	0,04	0,09	-0,60	99,97
127	S15-01/3	A-1b	49,08	1,37	15,52	10,87	0,18	8,13	11,45	2,34	0,38	0,17	0,24	99,73
128	S15-01/5	A-1b	49,07	1,37	15,34	10,80	0,18	8,18	11,44	2,41	0,36	0,16	0,30	99,61
129	S15-01/7	A-1b	49,64	1,39	15,17	11,11	0,18	7,86	11,27	2,40	0,50	0,16	0,30	99,98
130	S15-01/8	A-1b	48,83	1,44	15,48	11,59	0,19	8,06	11,41	2,65	0,33	0,17	0,18	100,33
131	S15-01/9	A-1b	49,90	1,32	15,23	10,31	0,17	7,37	11,34	2,41	0,49	0,15	0,68	99,37
132	S15-01/10	A-1b	49,18	1,36	15,29	11,02	0,18	8,27	11,38	2,28	0,37	0,16	0,28	99,77
133	S15-01/12	A-1b	49,46	1,38	15,23	10,72	0,17	7,69	11,46	2,18	0,50	0,16	0,96	99,91
134	S15-01/38	A-1b	50,32	1,33	15,43	10,07	0,16	7,31	11,40	2,44	0,52	0,15	0,26	99,39
135	S15-01/40	A-1b	49,33	1,42	15,29	11,02	0,18	7,99	11,37	2,41	0,46	0,16	0,44	100,07
136	S15-01/51	A-1b	49,34	1,41	15,05	11,14	0,18	8,11	11,36	2,61	0,42	0,16	0,42	100,20
137	S15-01/52	A-2b	47,33	1,30	15,74	8,91	0,14	11,17	12,03	1,89	0,47	0,21	0,54	99,73
138	S15-01/53	A-2b	47,34	1,35	16,24	9,33	0,15	9,70	12,36	2,20	0,52	0,27	0,46	99,92
139	S15-01/59	A-2b	47,53	1,28	16,35	8,80	0,14	10,04	12,23	2,25	0,55	0,22	0,48	99,87
140	S15-01/61	A-2b	47,40	1,38	15,75	9,05	0,14	10,09	12,42	2,47	0,50	0,24	0,48	99,92
141	S15-01/62	A-2b	47,52	1,32	15,88	8,89	0,14	10,58	12,48	1,88	0,42	0,23	0,42	99,76
142	S15-01/63	A-2b	47,37	1,33	15,79	8,90	0,15	10,78	12,25	2,19	0,51	0,23	0,38	99,88
143	S15-01/87	A-2b	47,47	1,39	16,07	9,04	0,15	10,04	12,32	2,12	0,53	0,23	0,52	99,88
144	S15-01/89	A-2b	46,74	1,24	15,70	8,84	0,14	12,03	11,79	2,23	0,46	0,21	0,42	99,80
145	S15-01/90	A-2b	47,68	1,46	15,96	9,26	0,15	9,41	12,42	2,35	0,54	0,25	0,50	99,98
146	S15-01/103	A-2b	46,79	1,24	16,37	8,36	0,14	11,09	12,12	2,34	0,39	0,21	0,44	99,49
147	S15-11/1	P-1b	50,36	1,02	15,54	9,69	0,17	8,16	11,67	2,02	0,37	0,13	0,42	99,55
148	S15-11/3	P-2b	48,47	1,04	16,18	10,00	0,19	8,66	12,14	2,40	0,16	0,15	0,34	99,73
149	S15-12/1	P-2b	47,76	1,30	15,31	10,90	0,18	9,35	12,05	2,25	0,20	0,19	0,46	99,95
150	S15-15/1	P-2b	48,41	1,22	15,41	11,06	0,19	9,11	11,52	2,35	0,21	0,17	0,08	99,73
151	S15-18/1	P-1b	50,07	1,03	15,57	9,76	0,16	8,97	11,54	1,91	0,27	0,12	0,38	99,78
152	S15-18/2	P-1b	49,79	1,01	15,68	9,58	0,16	8,86	11,54	2,27	0,25	0,12	0,38	99,64
153	S15-18/3	P-1b	49,38	1,07	15,70	10,07	0,16	8,81	11,59	2,27	0,22	0,14	0,32	99,73
154	S15-18/4	P-7b	47,12	1,21	16,82	10,51	0,16	7,84	12,25	2,22	0,12	0,21	1,16	99,62
155	S15-19/1	P-1b	50,56	1,03	15,61	9,01	0,16	8,33	11,60	2,50	0,32	0,12	0,40	99,64
156	S15-19/2	P-1b	50,00	1,03	15,52	10,05	0,16	8,89	11,35	2,12	0,27	0,12	0,30	99,81
157	S15-19/3	P-1b	49,86	1,00	15,32	10,12	0,17	8,98	11,36	2,28	0,27	0,12	0,14	99,62

158	S15-19/4	P-1b	49,99	1,04	15,42	9,96	0,17	8,93	11,34	2,36	0,27	0,12	0,26	99,86
159	S15-19/5	P-1b	50,06	1,06	15,26	10,24	0,17	8,81	11,37	2,29	0,32	0,12	0,52	100,22
160	S15-19/6	P-1b	50,15	1,07	15,47	10,28	0,18	8,94	11,37	2,20	0,33	0,13	0,18	100,30
161	S15-19/7	P-1b	50,14	1,05	15,04	10,21	0,16	9,04	11,47	2,04	0,30	0,12	0,30	99,87
162	S15-19/8	P-1b	50,15	1,04	15,24	9,91	0,16	9,04	11,32	2,10	0,29	0,13	0,34	99,72
163	S15-19/9	P-1b	50,68	1,03	15,13	9,87	0,16	9,20	11,43	1,96	0,25	0,12	-0,32	99,51
164	S15-21/1	P-1b	49,02	1,00	16,15	10,02	0,17	9,07	12,06	2,05	0,18	0,11	0,22	100,05
165	S15-21/3	P-1b	49,47	0,97	15,96	9,95	0,16	8,82	11,82	1,84	0,19	0,10	0,22	99,50
166	S15-21/5	P-1b	50,19	0,99	16,05	9,31	0,15	8,49	11,94	1,70	0,25	0,10	0,72	99,89
167	S15-21/6	P-1b	49,83	1,01	15,67	9,83	0,17	8,35	11,89	1,83	0,28	0,10	0,86	99,82
168	S15-21/7	P-1b	49,18	1,00	16,07	10,24	0,17	8,97	11,83	2,00	0,17	0,10	0,10	99,83
169	S15-21/8	P-1b	50,47	1,03	15,88	9,20	0,15	8,31	12,12	1,98	0,23	0,10	0,48	99,95
170	S15-21/9	P-1b	49,22	0,98	16,12	10,12	0,16	9,05	11,96	1,65	0,16	0,11	0,14	99,67
171	S15-22/3	P-8b	48,73	1,95	14,07	10,59	0,15	9,44	10,02	2,63	0,75	0,33	1,02	99,68
172	S15-22/4	P-8b	46,28	2,13	14,67	11,65	0,17	9,94	10,39	2,92	0,43	0,38	0,96	99,92
173	S15-22/5	P-8b	47,40	1,53	16,71	10,23	0,18	8,04	11,38	2,52	0,59	0,35	1,20	100,13
174	S15-22/6	P-8b	48,29	2,06	15,02	10,62	0,16	8,84	10,52	2,59	0,58	0,35	0,72	99,75
175	S15-29/23	P-2b	48,20	1,19	15,36	11,74	0,18	8,68	11,69	2,20	0,15	0,16	0,70	100,25
176	S15-29/24	P-2b	47,33	1,02	16,03	10,75	0,17	8,91	12,21	2,34	0,14	0,16	0,76	99,82
177	S15-29/26	P-2b	49,06	1,34	15,93	10,48	0,17	8,09	11,62	2,11	0,26	0,19	0,58	99,83
178	S15-32/1	P-2b	50,53	1,25	15,80	9,70	0,17	7,39	11,51	2,41	0,40	0,15	0,38	99,69
179	S15-32/2	P-2b	50,36	1,30	15,82	10,34	0,17	7,18	11,46	2,39	0,59	0,16	0,50	100,27
180	S15-32/3	P-2b	50,60	1,26	15,62	9,81	0,17	7,54	11,51	2,25	0,42	0,15	0,44	99,77
181	S15-32/4	P-2b	50,41	1,31	15,68	10,44	0,18	7,43	11,57	2,25	0,43	0,16	0,34	100,20
182	S15-32/8	P-2b	50,18	1,26	15,31	10,22	0,17	8,27	11,22	2,41	0,31	0,15	0,44	99,94
183	S15-32/9	P-5b	49,32	1,13	14,45	10,00	0,16	10,69	10,81	2,08	0,35	0,14	0,52	99,65
184	S15-32/11	P-2b	50,17	1,24	15,12	10,17	0,17	8,16	11,33	2,26	0,46	0,15	0,52	99,75
185	S15-32/12	P-2b	50,57	1,26	15,77	9,75	0,17	7,51	11,46	2,26	0,41	0,15	0,30	99,61
186	S15-32/13	P-2b	50,12	1,32	15,39	10,76	0,19	7,66	11,42	2,67	0,39	0,15	0,12	100,19
187	S15-32/14	P-2b	50,33	1,23	15,62	9,85	0,17	7,87	11,41	2,32	0,44	0,14	0,38	99,76
188	S15-32/16	P-2b	50,19	1,23	15,48	9,88	0,17	7,71	11,34	2,64	0,45	0,15	0,40	99,64
189	S15-32/19	P-2b	50,51	1,27	15,24	10,39	0,17	7,86	11,35	2,43	0,39	0,15	0,12	99,88
190	S15-32/22	P-2b	50,45	1,22	15,45	9,71	0,16	8,21	11,35	2,33	0,37	0,15	0,12	99,52
191	S15-32/28	P-2b	50,37	1,26	15,44	10,69	0,18	7,92	11,25	2,33	0,30	0,16	0,00	99,90

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
192	S15-32/29	P-2b	50,54	1,24	15,68	9,58	0,16	7,80	11,43	2,53	0,38	0,15	0,16	99,65
193	S15-32/30	P-2b	50,30	1,21	15,46	10,19	0,17	8,11	11,23	2,43	0,37	0,15	-0,02	99,60
194	S15-32/31	P-2b	50,59	1,27	15,35	10,24	0,17	7,78	11,35	2,43	0,43	0,15	0,16	99,92
195	S15-34/1	P-2b	50,61	1,13	15,30	10,26	0,17	8,01	11,32	2,27	0,32	0,12	0,00	99,51
196	S15-34/2	P-2b	50,59	1,20	15,43	10,43	0,17	7,98	11,42	2,10	0,37	0,14	0,12	99,95
197	S15-34/3	P-2b	50,45	1,17	15,23	10,32	0,17	7,76	11,41	2,66	0,35	0,13	0,14	99,79
198	S15-34/4	P-2b	49,60	1,23	15,52	10,88	0,18	8,51	11,45	2,07	0,28	0,14	0,18	100,04
199	S15-35/34	P-4b	49,07	0,65	15,97	8,88	0,15	10,18	12,60	1,65	0,32	0,06	0,12	99,65
200	S15-36/1	P-1b	50,25	0,96	15,40	9,72	0,16	9,20	11,81	1,94	0,43	0,10	0,14	100,11
201	S15-37/1	P-1b	49,25	0,97	16,02	9,14	0,16	9,21	12,24	1,95	0,40	0,12	0,26	99,72
202	S15-38/73	P-2b	50,00	1,23	15,26	10,41	0,17	8,10	11,33	2,36	0,44	0,15	0,28	99,73
203	S15-39/24	P-1b	49,02	0,91	15,51	10,41	0,16	8,48	12,53	2,32	0,18	0,12	0,50	100,14
204	S15-39/29	P-3b	50,05	1,48	15,32	10,82	0,18	7,46	10,35	2,43	0,53	0,21	0,68	99,51
205	S15-39/30	P-1b	50,32	0,78	16,26	8,55	0,15	8,60	12,88	1,66	0,21	0,08	0,16	99,65
206	S15-39/33	P-1b	50,16	0,80	15,77	9,22	0,16	8,57	12,59	2,21	0,25	0,08	0,16	99,97
207	S15-39/34	P-3b	50,18	1,43	14,66	12,03	0,19	7,66	10,39	2,82	0,44	0,19	-0,20	99,79
208	S15-39/35	P-1b	50,02	0,78	15,73	9,19	0,15	8,99	12,48	2,01	0,20	0,09	0,28	99,92
209	S15-39/36	P-1b	50,17	0,80	15,60	9,37	0,16	8,40	12,58	2,15	0,25	0,12	0,42	100,02
210	S15-39/37	P-1b	50,31	0,83	15,43	9,65	0,16	8,56	12,69	1,95	0,27	0,09	0,38	100,32
211	S15-39/38	P-2b	50,68	1,33	14,97	10,70	0,17	7,29	11,07	2,53	0,45	0,15	0,98	100,32
212	S15-39/39	P-1b	50,12	0,80	15,69	9,31	0,16	8,82	12,46	2,02	0,28	0,09	0,12	99,87
213	S15-39/45	P-1b	50,63	0,81	15,84	8,83	0,15	8,33	12,78	1,87	0,25	0,08	0,40	99,97
214	S15-39/46	P-1b	50,75	0,79	15,63	8,86	0,15	8,30	12,85	1,79	0,28	0,08	0,38	99,86
215	S15-39/47	P-1b	50,17	0,78	15,50	9,36	0,16	9,22	12,46	1,88	0,18	0,09	-0,04	99,76
216	S15-39/49	P-2b	50,37	1,25	14,85	10,03	0,22	8,02	11,07	2,67	0,11	0,15	0,98	99,72
217	S15-41/1	P-1b	49,78	0,77	16,01	9,14	0,16	9,25	12,30	1,93	0,41	0,08	0,06	99,89
218	S15-43/2	P-9b	48,85	1,56	15,15	12,25	0,20	7,67	10,48	2,55	0,32	0,22	0,52	99,77
219	S15-43/3	P-3b	49,96	1,50	14,94	11,56	0,19	6,91	10,36	2,65	0,62	0,20	0,84	99,73
220	S15-43/4	P-9b	48,85	1,59	15,15	13,13	0,21	7,51	10,50	2,59	0,45	0,22	0,36	100,56
221	S15-43/5	P-9b	46,44	1,56	15,46	12,93	0,21	8,23	10,31	2,32	0,27	0,25	1,72	99,70
222	S15-55/1	P-2b	48,83	1,03	15,91	9,84	0,17	9,23	11,94	2,11	0,28	0,15	0,30	99,79
223	S15-63/1	P-3b	50,88	1,47	15,63	9,77	0,17	7,29	10,78	2,62	0,65	0,23	0,36	99,85

224	S15-63/2	P-3b	50,86	1,43	15,55	9,76	0,17	7,33	10,85	2,56	0,60	0,22	0,34	99,67
225	S15-63/3	P-3b	50,33	1,40	15,50	10,18	0,17	7,89	10,71	2,23	0,50	0,20	0,38	99,49
226	S15-63/14	P-3b	49,97	1,32	15,22	10,74	0,17	8,88	11,01	2,36	0,41	0,18	0,08	100,34
227	S15-63/15	P-1b	48,81	1,07	15,64	9,94	0,16	8,86	11,38	2,36	0,27	0,12	0,02	98,63
228	S15-63/20	P-1b	50,39	1,03	15,94	9,46	0,16	8,31	11,94	2,25	0,30	0,11	0,08	99,97
229	S15-63/21	P-2b	49,99	1,18	15,62	10,32	0,17	7,92	11,36	2,47	0,38	0,14	0,28	99,83
230	S15-63/22	P-2b	50,17	1,17	15,30	10,34	0,17	8,59	11,27	2,29	0,37	0,13	0,20	100,00
231	S15-63/23	P-2b	49,86	1,16	15,33	10,89	0,17	8,36	11,10	2,03	0,26	0,13	0,29	99,58
232	S15-63/24	P-2b	49,69	1,13	15,66	10,76	0,17	8,40	11,19	2,30	0,36	0,13	0,02	99,81
233	S15-63/25	P-2b	50,21	1,17	15,34	10,41	0,17	8,45	11,17	2,09	0,42	0,14	0,28	99,85
234	S15-63/26	P-1b	49,98	0,99	15,65	9,55	0,16	8,66	12,19	2,00	0,28	0,11	0,34	99,91
235	S15-63/27	P-2b	50,14	1,20	15,70	10,43	0,17	7,95	11,26	2,55	0,42	0,14	-0,36	99,60
236	S15-63/28	P-2b	50,48	1,19	15,25	10,68	0,17	8,29	11,20	1,83	0,39	0,14	0,20	99,82
237	S15-63/33	P-2b	50,14	1,33	15,01	10,41	0,17	7,56	11,33	2,54	0,35	0,15	0,76	99,75
238	S15-63/34	P-3b	51,14	1,48	15,21	10,76	0,17	6,68	11,02	2,56	0,32	0,18	0,16	99,68
239	S15-68/1	N-3b	49,68	2,16	14,53	11,68	0,19	7,12	10,18	2,95	0,29	0,24	0,40	99,42
240	S15-68/2	N-3b	49,48	2,15	14,51	12,49	0,21	7,35	10,07	2,73	0,29	0,23	-0,04	99,47
241	S15-68/3	N-3b	49,47	2,13	14,54	12,25	0,21	7,19	10,13	2,96	0,33	0,23	0,06	99,50
242	S15-68/4	N-3b	49,16	2,10	14,58	11,95	0,20	7,91	10,51	2,93	0,32	0,24	0,30	100,20
243	S15-68/6	N-3b	49,56	2,09	14,62	12,12	0,21	7,28	9,97	3,06	0,24	0,23	-0,16	99,22
244	S15-68/21	N-3b	49,42	2,14	14,55	11,92	0,20	7,04	10,11	3,11	0,40	0,23	0,50	99,62
245	S15-68/22	N-3b	49,64	2,19	14,42	11,93	0,21	6,74	10,29	3,17	0,46	0,24	0,50	99,79
246	S15-68/29	N-2b	49,36	1,58	15,30	10,73	0,17	8,37	10,90	2,90	0,26	0,15	0,06	99,78
247	S15-68/30	N-2b	49,24	1,57	15,48	10,87	0,18	8,45	10,89	3,03	0,16	0,15	-0,32	99,70
248	S15-68/31	N-2b	49,28	1,62	15,20	11,15	0,18	8,67	10,91	2,97	0,17	0,15	-0,34	99,96

Примечание. Здесь и далее в таблицах используются следующие обозначения кластерных групп пород. Первая буква — индекс района работ: P — полигон детальных исследований на восточном сочленении рифтовой долины САХ с трансформным разломом 15°20'; W — район западного сочленения рифта САХ с разломом 15°20'; N — участок рифтовой долины САХ между 19 и 23° с.ш.; A — центральная часть геохимической аномалии 14° с.ш. (станция S15-01); цифра — номер кластерной группы; строчными буквами после цифры обозначен тип породы: b — базальт; a — измененный базальт; d — долерит; gb — габбро; gl — базальтовое стекло.

* Здесь и далее в таблицах, иллюстрирующих результаты рентгенофлуоресцентного анализа пород, общее содержание железа приведено в пересчете на Fe₂O₃.

Представительные микрондовые анализы базальтовых стекол (мас. %) из Центральной Атлантики

Номер		Группа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
п/п	образца												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	11Д-33	P-2gl	51,43	1,22	15,23	9,64	0,14	7,33	12,17	2,38	0,26	0,16	99,96
2	13Д-2	P-2gl	51,92	1,49	15,19	10,22	0,18	6,52	11,43	2,84	0,31	0,10	100,20
3	13Д-3	P-2gl	51,96	1,32	15,46	9,69	0,19	7,01	11,84	2,71	0,28	0,12	100,58
4	13Д-4	P-2gl	52,44	1,18	15,63	9,06	0,19	7,33	12,22	2,47	0,22	0,13	100,87
5	13Д-6	P-2gl	51,86	1,49	15,52	9,89	0,17	6,34	11,35	2,85	0,30	0,14	99,91
6	13Д-9	P-2gl	51,34	1,30	15,70	9,34	0,16	7,23	11,73	2,38	0,28	0,11	99,57
7	13Д-10	P-2gl	52,38	1,33	15,34	9,65	0,14	7,11	11,94	2,42	0,25	0,12	100,68
8	13Д-11	P-2gl	52,57	1,31	15,40	9,46	0,19	6,87	11,87	2,78	0,28	0,12	100,85
9	13Д-13	P-2gl	52,63	1,44	15,31	9,45	0,18	6,20	11,49	2,73	0,30	0,21	99,94
10	13Д-14	P-2gl	52,01	1,35	15,60	9,77	0,20	6,69	11,95	2,78	0,31	0,15	100,81
11	13Д-15	P-2gl	52,22	1,29	15,50	9,50	0,16	6,47	11,81	2,66	0,28	0,17	100,06
12	13Д-16	P-2gl	51,78	1,27	15,13	9,34	0,16	7,03	11,67	2,43	0,28	0,12	99,21
13	13Д-17	P-2gl	52,34	1,30	15,28	9,61	0,15	6,53	11,92	2,75	0,28	0,15	100,31
14	13Д-18	P-2gl	51,64	1,38	15,40	9,64	0,13	7,22	11,56	2,54	0,31	0,14	99,96
15	13Д-19	P-2gl	51,10	1,42	15,02	9,62	0,14	7,07	11,30	2,73	0,29	0,12	98,81
16	13Д-26	P-2gl	51,94	1,33	15,54	9,43	0,19	7,22	11,88	2,68	0,27	0,14	100,62
17	13Д-27	P-2gl	51,76	1,52	15,04	10,11	0,18	6,87	10,98	2,78	0,31	0,14	99,69
18	13Д-29	P-2gl	51,89	1,23	15,35	9,11	0,15	7,41	11,86	2,33	0,25	0,11	99,69
19	13Д-31	P-2gl	51,50	1,34	15,18	9,57	0,19	7,17	11,54	2,72	0,29	0,13	99,63
20	13Д-37	P-2gl	51,66	1,22	15,55	9,13	0,16	7,45	11,90	2,59	0,29	0,11	100,06
21	13Д-38	P-2gl	51,66	1,33	15,12	9,53	0,17	7,16	11,40	2,73	0,28	0,16	99,54
22	16Д-9	P-1gl	51,74	1,19	15,18	8,74	0,17	8,55	11,55	2,62	0,29	0,06	100,09
23	16Д-10	P-1gl	52,35	1,17	15,73	9,23	0,17	7,81	11,72	2,48	0,25	0,14	101,05
24	21Д-97	P-2gl	51,32	1,41	15,64	9,45	0,12	6,96	10,97	2,67	0,43	0,29	99,26
25	21Д-98	P-1gl	51,96	1,14	15,73	8,42	0,14	8,09	11,87	2,50	0,30	0,15	100,30
26	21Д-99	P-1gl	51,67	1,21	15,58	8,82	0,16	7,88	11,61	2,41	0,28	0,12	99,74
27	21Д-100	P-1gl	51,95	1,16	15,75	8,85	0,14	7,98	11,75	2,64	0,26	0,14	100,62
28	25Д-13	P-1gl	51,29	1,14	15,74	8,50	0,14	8,50	12,06	2,59	0,29	0,07	100,32
29	25Д-14	P-2gl	51,63	1,32	15,50	9,23	0,16	7,53	11,43	2,79	0,44	0,16	100,19

30	25Д-15	P-1gl	51,27	1,14	15,41	8,35	0,14	8,11	12,09	2,39	0,38	0,14	99,42
31	25Д-16	P-1gl	51,38	1,20	15,25	8,73	0,15	7,86	11,63	2,36	0,34	0,12	99,02
32	25Д-17	P-2gl	51,73	1,32	16,00	9,09	0,16	7,37	11,42	2,63	0,38	0,10	100,20
33	25Д-18	P-1gl	51,33	1,17	15,71	8,31	0,13	8,05	11,95	2,20	0,29	0,12	99,26
34	25Д-20	P-1gl	51,55	1,16	15,65	8,41	0,15	8,09	11,95	2,54	0,29	0,12	99,91
35	25Д-21	P-1gl	51,94	1,15	15,51	9,20	0,16	7,89	11,70	2,45	0,26	0,14	100,40
36	25Д-22	P-2gl	52,24	1,28	15,69	9,04	0,19	7,48	11,40	2,54	0,40	0,14	100,40
37	31Д-1	P-1gl	50,01	1,14	15,61	9,68	0,19	8,87	10,86	2,44	0,24	0,14	99,18
38	31Д-2	P-1gl	51,16	1,10	15,96	9,79	0,19	8,88	11,00	2,52	0,24	0,07	100,91
39	31Д-3	P-1gl	50,74	1,12	15,87	9,85	0,17	8,97	10,77	2,56	0,23	0,08	100,36
40	31Д-5	P-1gl	50,99	1,09	16,22	9,54	0,14	8,80	10,99	2,50	0,24	0,09	100,60
41	31Д-7	P-1gl	51,15	1,14	16,38	9,34	0,17	8,56	11,02	2,57	0,26	0,09	100,68
42	31Д-8	P-1gl	51,74	1,13	16,37	9,37	0,15	8,41	10,83	2,55	0,27	0,09	100,91
43	31Д-9	P-1gl	51,29	1,10	16,15	9,47	0,17	8,70	11,02	2,54	0,25	0,11	100,80
44	31Д-10	P-1gl	50,98	1,09	16,02	9,38	0,08	8,56	10,95	2,47	0,21	0,08	99,82
45	31Д-11	P-1gl	51,96	1,10	15,82	9,34	0,16	8,69	10,88	2,44	0,25	0,15	100,79
46	31Д-14	P-1gl	51,23	1,10	16,18	9,65	0,16	8,76	10,79	2,57	0,22	0,07	100,73
47	31Д-16	P-1gl	51,18	1,10	15,91	9,70	0,18	8,14	10,90	2,44	0,26	0,12	99,93
48	31Д-17	P-1gl	51,73	1,12	16,08	9,29	0,14	8,77	10,88	2,54	0,23	0,13	100,91
49	31Д-18	P-1gl	51,05	1,12	16,03	9,53	0,19	8,66	10,91	2,58	0,24	0,14	100,45
50	31Д-19	P-1gl	51,05	1,15	16,17	9,63	0,17	8,43	11,12	2,39	0,25	0,12	100,48
51	31Д-20	P-1gl	51,24	1,10	16,12	9,53	0,15	8,77	10,82	2,54	0,23	0,11	100,61
52	31Д-21	P-1gl	51,87	1,10	15,91	9,41	0,16	8,74	10,69	2,49	0,21	0,11	100,69
53	31Д-22	P-1gl	51,75	1,12	16,21	9,27	0,18	8,42	11,03	2,46	0,23	0,16	100,83
54	32Д-2	P-2gl	51,72	1,29	16,09	8,88	0,17	7,84	11,66	2,51	0,33	0,15	100,64
55	32Д-3	P-4gl	51,64	0,72	16,16	7,74	0,07	8,71	13,21	2,22	0,11	0,04	100,62
56	32Д-4	P-4gl	51,25	0,67	16,17	7,99	0,16	8,57	12,89	2,13	0,09	0,05	99,97
57	32Д-5	P-2gl	51,25	1,26	16,06	9,35	0,19	7,43	11,64	2,52	0,33	0,15	100,18
58	32Д-7	P-2gl	52,02	1,25	15,12	9,70	0,15	7,38	11,62	2,39	0,22	0,17	100,02
59	32Д-8	P-2gl	52,40	1,65	15,18	10,08	0,18	6,40	10,90	2,54	0,40	0,18	99,91
60	32Д-9	P-4gl	51,13	0,74	16,22	8,52	0,17	7,73	13,03	2,14	0,10	0,05	99,83
61	32Д-10	P-2gl	51,42	1,35	15,80	9,60	0,17	7,65	11,82	2,42	0,36	0,13	100,72
62	32Д-24	P-4gl	51,31	0,70	16,07	8,30	0,18	7,91	13,03	2,19	0,10	0,04	99,83

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
63	32Д-25	P-4gl	51,13	0,67	16,00	8,61	0,16	8,21	12,83	2,13	0,10	0,07	99,91
64	32Д-26	P-4gl	51,00	0,66	16,25	8,20	0,08	8,72	13,00	2,11	0,11	0,07	100,20
65	32Д-27	P-4gl	50,81	0,71	16,00	8,35	0,12	8,57	12,89	2,18	0,12	0,07	99,82
66	32Д-28	P-2gl	51,46	1,20	15,77	9,52	0,18	7,52	12,00	2,46	0,33	0,15	100,59
67	32Д-29	P-2gl	52,35	1,50	14,78	10,65	0,20	6,29	10,75	2,71	0,33	0,18	99,74
68	44Д-1	P-1gl	51,53	0,95	15,61	8,64	0,17	8,22	12,25	2,29	0,28	0,11	100,05
69	44Д-2	P-1gl	51,53	1,00	16,16	8,63	0,16	8,29	12,23	2,42	0,26	0,12	100,80
70	44Д-3	P-1gl	51,51	1,03	15,97	8,43	0,15	8,34	12,24	2,38	0,26	0,10	100,41
71	44Д-4	P-1gl	51,30	1,02	15,58	8,39	0,16	8,15	12,26	2,30	0,29	0,08	99,53
72	44Д-5	P-1gl	51,54	1,02	15,72	8,42	0,16	8,27	12,30	2,28	0,28	0,14	100,13
73	46Д-13	P-2gl	51,47	1,27	15,78	9,22	0,17	7,88	11,81	2,53	0,38	0,13	100,64
74	46Д-15	P-1gl	51,24	1,10	15,77	8,18	0,15	8,52	11,90	2,34	0,33	0,14	99,67
75	46Д-16	P-2gl	51,13	1,26	15,11	9,52	0,14	7,90	11,49	2,57	0,40	0,16	99,68
76	46Д-19	P-1gl	51,98	1,11	15,60	9,27	0,17	8,14	11,60	2,52	0,25	0,10	100,74
77	46Д-21	P-2gl	51,51	1,31	16,05	8,72	0,21	7,86	11,81	2,61	0,36	0,17	100,61
78	49Д-70	P-2gl	51,58	1,39	15,45	9,03	0,16	7,04	11,27	2,62	0,50	0,22	99,26
79	49Д-71	P-2gl	51,52	1,37	15,49	8,88	0,15	7,21	11,38	2,58	0,36	0,17	99,11
80	49Д-72	P-2gl	51,96	1,48	15,28	9,51	0,16	6,94	11,10	2,72	0,45	0,20	99,80
81	51Д-1	W-1gl	51,05	1,54	15,26	9,23	0,20	7,38	11,29	2,99	0,30	0,24	99,48
82	67Д-1	W-1gl	51,21	1,57	15,42	9,63	0,16	7,49	10,82	3,05	0,21	0,18	99,74
83	67Д-4	W-1gl	51,39	1,44	15,54	8,55	0,13	7,93	10,73	2,85	0,19	0,20	98,95
84	67Д-5	W-1gl	51,45	1,10	15,19	9,00	0,15	8,03	12,92	2,69	0,06	0,09	100,68
85	67Д-12	W-1gl	51,22	1,53	15,51	9,79	0,19	7,52	10,79	2,96	0,23	0,18	99,92
86	67Д-13	W-1gl	51,57	1,50	16,05	9,32	0,15	7,11	11,17	3,03	0,22	0,16	100,28
87	67Д-14	W-1gl	50,24	1,47	15,01	9,79	0,19	7,63	10,75	3,03	0,24	0,18	98,53
88	67Д-17	W-1gl	51,26	1,52	15,37	9,13	0,13	7,60	10,84	2,94	0,20	0,20	99,19
89	67Д-18	W-1gl	51,85	1,42	15,30	9,40	0,20	7,37	10,82	2,97	0,20	0,22	99,75
90	68Д-1	W-1gl	50,97	1,56	15,17	9,22	0,20	7,36	11,13	2,92	0,22	0,16	98,91
91	68Д-2	W-1gl	50,94	1,62	15,53	9,26	0,17	7,51	11,30	2,94	0,20	0,12	99,59
92	68Д-3	W-1gl	50,96	1,52	15,75	9,37	0,18	7,44	10,95	3,03	0,18	0,25	99,63
93	68Д-5	W-1gl	52,40	1,55	15,71	9,13	0,14	7,35	11,12	2,85	0,19	0,15	100,59

94	68Д-7	W-1gl	51,34	1,66	15,21	9,84	0,22	7,32	10,78	2,97	0,23	0,23	99,80
95	68Д-8	W-1gl	51,14	1,64	15,49	9,48	0,14	7,77	10,59	3,06	0,21	0,20	99,72
96	68Д-9	W-1gl	51,53	1,50	15,86	9,89	0,17	7,33	11,18	3,01	0,21	0,18	100,86
97	68Д-10	W-1gl	51,06	1,54	16,02	8,53	0,15	7,52	11,21	3,02	0,24	0,15	99,44
98	68Д-11	W-1gl	51,32	1,40	15,58	8,67	0,20	7,58	11,34	3,07	0,27	0,15	99,58
99	68Д-13	W-1gl	51,92	1,58	15,68	9,29	0,15	7,24	11,27	2,99	0,20	0,17	100,49
100	68Д-14	W-1gl	51,47	1,35	15,96	8,96	0,20	7,70	11,20	3,05	0,26	0,19	100,34
101	69Д-1	W-1gl	49,76	1,20	16,46	9,70	0,13	8,32	11,38	2,74	0,13	0,13	99,95
102	69Д-3	W-1gl	49,88	1,23	16,33	10,28	0,24	7,84	11,31	2,79	0,14	0,10	100,14
103	69Д-4	W-1gl	50,86	1,55	15,37	9,74	0,16	7,37	11,26	2,99	0,22	0,15	99,67
104	69Д-5	W-1gl	50,53	1,37	15,49	9,20	0,17	8,19	11,13	2,66	0,19	0,10	99,03
105	69Д-15	W-1gl	50,59	1,31	15,75	9,61	0,15	8,33	11,21	2,83	0,17	0,07	100,02
106	69Д-16	W-1gl	51,62	1,43	16,06	8,59	0,18	7,74	11,23	3,05	0,25	0,16	100,31
107	69Д-17	W-1gl	50,73	1,25	15,78	10,00	0,18	7,79	11,21	2,96	0,15	0,11	100,16
108	69Д-18	W-1gl	50,83	1,52	15,73	9,19	0,13	7,23	11,17	2,87	0,21	0,21	99,09
109	69Д-19	W-1gl	51,13	1,35	16,03	8,43	0,15	7,69	11,05	2,96	0,24	0,22	99,25
110	69Д-20	W-1gl	49,85	1,16	16,57	9,58	0,15	8,29	11,44	2,86	0,15	0,07	100,12
111	69Д-21	W-1gl	51,56	1,43	15,71	9,10	0,25	8,25	11,45	2,85	0,17	0,08	100,85
112	80Д-1	N-1gl	51,00	1,17	16,10	8,35	0,14	8,82	12,38	2,29	0,08	0,07	100,40
113	80Д-2	N-2gl	51,00	1,35	15,56	9,52	0,18	8,14	11,32	2,71	0,18	0,14	100,10
114	80Д-3	N-2gl	50,51	1,29	16,00	9,95	0,16	7,95	11,24	2,84	0,18	0,15	100,27
115	80Д-11	N-2gl	51,32	1,53	15,94	9,84	0,18	7,05	11,36	2,96	0,22	0,15	100,55
116	80Д-12	N-2gl	51,53	1,31	16,18	9,21	0,22	7,35	11,46	2,93	0,26	0,23	100,68
117	80Д-13	N-1gl	50,76	1,21	16,07	8,42	0,15	8,70	12,36	2,36	0,05	0,09	100,17
118	80Д-14	N-2gl	51,12	1,33	15,91	9,72	0,18	7,77	11,56	2,85	0,20	0,14	100,78
119	80Д-15	N-1gl	51,03	1,14	16,32	8,80	0,20	8,40	12,33	2,31	0,09	0,05	100,67
120	80Д-16	N-1gl	50,16	1,12	16,42	8,58	0,16	8,41	12,36	2,32	0,08	0,07	99,68
121	80Д-17	N-1gl	50,60	1,11	16,60	8,53	0,13	8,68	12,15	2,42	0,08	0,08	100,38
122	81Д-1	N-1gl	51,05	1,19	16,28	8,67	0,11	8,09	12,19	2,28	0,07	0,09	100,02
123	81Д-2	N-1gl	50,91	1,15	16,16	8,76	0,16	8,33	11,94	2,43	0,08	0,11	100,03
124	81Д-5	N-1gl	51,21	1,17	16,04	8,70	0,12	8,57	12,00	2,46	0,06	0,12	100,45
125	81Д-7	N-1gl	50,80	1,13	16,51	8,84	0,17	8,67	12,29	2,32	0,08	0,09	100,90
126	81Д-8	N-1gl	50,08	1,11	16,52	8,10	0,15	8,90	12,47	2,32	0,07	0,08	99,80
127	81Д-11	N-1gl	51,08	1,14	16,08	8,82	0,21	8,79	12,16	2,23	0,08	0,11	100,70

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
128	83Д-2	N-3gl	50,61	1,90	15,14	10,73	0,16	6,61	11,17	3,08	0,17	0,23	99,80
129	83Д-3	N-3gl	50,88	1,86	15,58	10,45	0,15	7,13	11,24	3,01	0,14	0,22	100,66
130	83Д-5	N-3gl	50,97	2,04	15,06	11,06	0,20	6,78	10,89	3,12	0,15	0,18	100,45
131	83Д-7	N-1gl	51,95	1,33	15,38	8,96	0,18	7,56	12,24	2,93	0,12	0,13	100,78
132	83Д-8	N-1gl	50,78	1,23	15,49	9,14	0,15	7,78	12,37	2,70	0,13	0,09	99,86
133	86Д-1	N-2gl	51,51	1,60	14,80	10,48	0,20	6,83	11,62	3,08	0,12	0,11	100,35
134	86Д-2	N-2gl	51,33	1,61	14,78	10,61	0,20	6,59	11,88	3,07	0,12	0,11	100,30
135	86Д-3	N-2gl	51,86	1,62	14,76	10,45	0,19	6,65	11,61	3,07	0,13	0,15	100,49
136	86Д-4	N-2gl	51,80	1,60	14,97	10,12	0,17	6,93	11,59	3,21	0,17	0,15	100,71
137	86Д-5	N-2gl	51,67	1,63	15,17	9,96	0,23	6,78	11,79	3,16	0,17	0,12	100,68
138	86Д-8	N-1gl	51,07	1,37	15,62	9,68	0,20	7,52	12,38	2,72	0,11	0,14	100,81
139	86Д-9	N-1gl	51,20	1,39	15,45	9,54	0,19	7,21	12,24	2,86	0,11	0,19	100,38
140	86Д-10	N-2gl	50,64	1,46	15,90	9,51	0,16	7,50	11,84	3,03	0,16	0,15	100,35
141	86Д-11	N-2gl	51,52	1,60	14,87	10,05	0,17	6,83	11,75	3,04	0,11	0,10	100,04
142	86Д-12	N-1gl	51,03	1,30	15,43	9,65	0,15	7,33	12,48	2,69	0,13	0,10	100,29
143	86Д-17	N-1gl	51,72	1,35	15,14	9,56	0,18	7,33	12,59	2,72	0,10	0,10	100,79
144	86Д-18	N-1gl	50,95	1,28	16,13	9,41	0,17	7,60	12,16	2,75	0,14	0,08	100,67
145	86Д-19	N-2gl	51,05	1,61	15,68	10,27	0,15	7,14	11,62	3,14	0,16	0,10	100,92
146	86Д-20	N-2gl	51,31	1,56	15,56	9,97	0,12	7,01	11,58	2,96	0,17	0,10	100,34
147	87Д-1	N-1gl	50,02	1,12	15,23	9,32	0,16	7,67	12,82	2,62	0,06	0,03	99,05
148	87Д-2	N-1gl	50,23	1,06	15,18	9,35	0,15	7,69	12,86	2,66	0,08	0,03	99,29
149	87Д-3	N-1gl	50,24	1,06	15,64	9,37	0,16	7,75	12,99	2,66	0,06	0,10	100,03
150	87Д-4	N-1gl	51,07	1,16	15,08	9,14	0,16	7,91	12,90	2,68	0,05	0,08	100,23
151	S15-01/8	A-1gl	50,93	1,36	14,79	9,83	0,15	6,74	11,73	2,40	0,41	0,09	98,43
152	S15-01/9	A-1gl	51,34	1,34	15,33	9,97	0,25	7,30	11,60	2,50	0,38	0,16	100,17
153	S15-01/10	A-1gl	50,62	1,32	14,85	9,67	0,05	6,84	11,91	2,46	0,37	0,08	98,17
154	S15-01/12	A-1gl	51,85	1,56	14,68	10,31	0,21	6,33	10,54	2,50	0,30	0,13	98,41
155	S15-01/13	A-1gl	50,57	1,35	14,80	9,82	0,13	6,76	11,67	2,45	0,40	0,12	98,07
156	S15-01/15	A-1gl	51,13	1,40	15,32	9,90	0,18	6,76	11,78	2,44	0,37	0,15	99,43
157	S15-01/42	A-1gl	51,02	1,36	15,38	9,53	0,08	6,70	11,75	2,50	0,39	0,15	98,86
158	S15-01/44	A-1gl	51,45	1,30	15,00	10,07	0,08	6,85	11,52	2,46	0,41	0,16	99,30

159	S15-01/45	A-1gl	50,76	1,30	15,23	9,75	0,12	7,01	11,71	2,45	0,40	0,17	98,90
160	S15-12/5	P-1gl	51,01	1,22	15,11	9,25	0,18	7,97	11,57	2,27	0,34	0,13	99,05
161	S15-18/1	P-1gl	51,24	1,08	15,32	8,61	0,05	8,10	12,02	2,19	0,26	0,05	98,92
162	S15-18/2	P-1gl	50,97	1,11	15,63	8,75	0,10	8,26	11,91	2,21	0,23	0,12	99,29
163	S15-18/3	P-1gl	51,21	1,14	15,61	8,71	0,15	7,74	11,93	2,32	0,24	0,08	99,13
164	S15-18/5	P-2gl	51,87	1,45	15,00	9,77	0,16	6,64	11,03	2,55	0,42	0,15	99,04
165	S15-19/1	P-1gl	50,75	1,00	15,21	8,84	0,08	8,48	11,84	2,17	0,24	0,12	98,73
166	S15-19/2	P-1gl	50,49	1,07	15,20	9,19	0,19	8,36	11,66	2,06	0,22	0,05	98,49
167	S15-19/3	P-1gl	50,46	1,08	15,12	9,05	0,09	8,55	11,55	2,04	0,24	0,10	98,28
168	S15-19/4	P-1gl	50,75	0,99	15,13	9,07	0,13	8,69	11,77	2,04	0,27	0,10	98,94
169	S15-19/5	P-1gl	51,19	1,06	15,51	8,93	0,08	7,95	12,09	2,28	0,23	0,08	99,40
170	S15-19/6	P-1gl	51,68	1,07	15,18	9,24	0,11	8,43	11,76	2,00	0,24	0,12	99,83
171	S15-19/7	P-1gl	51,26	1,03	15,10	8,93	0,09	8,56	11,82	2,13	0,23	0,10	99,25
172	S15-19/8	P-1gl	51,02	1,03	15,04	8,91	0,21	8,56	11,68	2,10	0,23	0,11	98,89
173	S15-19/9	P-1gl	51,51	1,13	15,11	8,77	0,18	8,35	11,79	2,10	0,24	0,13	99,31
174	S15-19/10	P-1gl	51,65	1,04	15,01	8,59	0,15	8,41	11,96	2,11	0,27	0,06	99,25
175	S15-19/11	P-1gl	50,91	1,00	15,25	8,99	0,12	8,44	11,76	2,05	0,24	0,03	98,79
176	S15-19/12	P-1gl	52,05	1,03	15,18	8,95	0,17	8,50	11,81	2,09	0,22	0,08	100,08
177	S15-19/13	P-1gl	50,97	1,06	15,32	8,82	0,18	8,47	11,55	2,07	0,23	0,10	98,77
178	S15-19/14	P-1gl	50,79	0,97	15,14	8,65	0,10	8,42	11,81	2,05	0,22	0,04	98,19
179	S15-19/15	P-1gl	51,56	0,99	15,24	9,16	0,12	8,52	11,83	2,01	0,24	0,09	99,76
180	S15-19/16	P-1gl	51,01	1,05	15,00	8,76	0,24	8,42	11,94	2,07	0,22	0,05	98,76
181	S15-19/17	P-1gl	50,79	1,00	15,21	8,96	0,25	8,44	11,70	2,03	0,24	0,07	98,69
182	S15-19/18	P-1gl	51,54	1,08	15,22	8,79	0,15	8,51	11,80	2,00	0,26	0,08	99,43
183	S15-19/19	P-1gl	51,55	1,05	15,20	8,73	0,09	8,45	11,71	2,01	0,23	0,12	99,14
184	S15-19/20	P-1gl	50,86	1,04	15,09	8,79	0,20	8,40	11,68	2,03	0,24	0,08	98,41
185	S15-21/1	P-1gl	50,71	0,99	15,49	8,98	0,11	8,39	12,26	1,94	0,21	0,06	99,14
186	S15-21/3	P-1gl	49,88	1,02	15,40	8,91	0,01	8,50	12,11	2,14	0,17	0,08	98,22
187	S15-21/5	P-1gl	49,36	0,98	15,44	8,89	0,04	8,41	12,10	2,13	0,14	0,09	97,58
188	S15-21/6	P-1gl	50,73	1,01	15,31	9,03	0,08	8,45	11,96	2,10	0,15	0,07	98,89
189	S15-21/7	P-1gl	50,75	0,99	15,49	8,95	0,10	8,46	12,24	2,05	0,14	0,04	99,21
190	S15-21/8	P-1gl	50,76	1,04	15,48	9,08	0,09	8,23	12,05	2,07	0,16	0,09	99,05
191	S15-21/9	P-1gl	51,19	1,07	15,47	8,81	0,14	8,32	12,09	2,07	0,16	0,07	99,39

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
192	S15-21/15	P-1gl	50,85	0,98	15,36	8,93	0,07	8,42	12,08	2,09	0,13	0,08	98,99
193	S15-21/16	P-1gl	49,76	0,89	16,65	9,10	0,19	8,71	12,04	2,58	0,07	0,08	100,07
194	S15-32/11	P-2gl	51,75	1,41	14,92	9,99	0,11	6,88	11,65	2,28	0,27	0,15	99,41
195	S15-32/13	P-2gl	51,63	1,43	14,82	9,96	0,14	6,93	11,66	2,25	0,28	0,15	99,25
196	S15-32/14	P-2gl	52,40	1,34	14,83	9,92	0,14	6,83	11,54	2,47	0,27	0,12	99,86
197	S15-32/16	P-2gl	51,58	1,43	14,83	9,71	0,03	6,92	11,39	2,40	0,28	0,12	98,69
198	S15-32/19	P-2gl	51,53	1,39	14,74	9,75	0,15	6,79	11,50	2,33	0,28	0,07	98,53
199	S15-32/22	P-2gl	52,01	1,41	14,99	10,00	0,14	6,88	11,17	2,41	0,26	0,20	99,47
200	S15-32/28	P-2gl	51,82	1,39	14,96	10,06	0,12	6,88	11,69	2,32	0,24	0,14	99,62
201	S15-32/29	P-2gl	52,23	1,42	15,00	9,96	0,14	6,81	11,60	2,34	0,28	0,17	99,95
202	S15-32/30	P-2gl	51,94	1,39	14,93	10,01	0,11	6,91	11,45	2,38	0,28	0,12	99,52
203	S15-32/31	P-2gl	52,08	1,37	14,86	9,94	0,13	6,94	11,44	2,40	0,28	0,14	99,58
204	S15-32/32	P-2gl	52,53	1,40	14,93	10,24	0,09	7,02	11,56	2,38	0,26	0,17	100,58
205	S15-32/33	P-2gl	51,62	1,43	14,86	9,94	0,13	6,94	11,44	2,40	0,28	0,14	99,18
206	S15-32/34	P-2gl	52,43	1,35	14,96	10,17	0,15	6,84	11,48	2,40	0,27	0,19	100,24
207	S15-32/35	P-2gl	51,77	1,42	14,77	9,75	0,08	6,93	11,57	2,35	0,25	0,14	99,03
208	S15-32/40	P-2gl	52,14	1,34	14,88	9,79	0,15	6,99	11,46	2,36	0,28	0,14	99,53
209	S15-34/1	P-2gl	52,23	1,31	15,11	10,25	0,15	7,11	11,48	2,35	0,25	0,18	100,42
210	S15-34/2	P-2gl	51,94	1,28	14,95	9,83	0,20	6,91	11,38	2,29	0,26	0,14	99,18
211	S15-34/3	P-2gl	51,36	1,18	14,75	10,25	0,14	7,10	11,60	2,31	0,16	0,15	99,00
212	S15-36/1	P-1gl	52,65	0,99	15,47	8,88	0,15	8,03	12,52	1,91	0,11	0,08	100,79
213	S15-37/1	P-1gl	50,63	1,10	15,97	8,66	0,07	8,00	12,91	2,20	0,30	0,09	99,93
214	S15-37/2	P-1gl	50,51	1,01	15,88	8,65	0,19	7,99	12,65	2,25	0,31	0,08	99,52
215	S15-39/29	P-2gl	52,05	1,46	15,19	9,97	0,15	7,02	10,57	2,59	0,52	0,20	99,72
216	S15-39/30	P-1gl	52,00	0,81	15,09	8,94	0,07	8,16	12,79	1,94	0,11	0,08	99,99
217	S15-39/47	P-1gl	52,48	0,89	15,42	8,80	0,12	7,97	12,86	1,71	0,15	0,10	100,50
218	S15-55/1	P-1gl	52,25	1,04	15,23	9,32	0,04	7,66	12,24	2,09	0,27	0,11	100,25
219	S15-63/1	P-2gl	52,74	1,40	15,73	8,97	0,16	6,92	11,22	2,51	0,56	0,16	100,37
220	S15-63/2	P-2gl	52,37	1,37	15,71	9,14	0,26	7,01	11,02	2,51	0,51	0,18	100,08
221	S15-63/14	P-2gl	51,50	1,23	15,54	8,96	0,20	7,33	11,72	2,80	0,32	0,16	99,76
222	S15-63/23	P-2gl	52,06	1,18	14,77	10,01	0,22	7,03	11,52	2,39	0,21	0,17	99,56

223	S15-68/11	N-2gl	50,86	1,63	15,43	9,90	0,19	7,40	11,15	2,91	0,11	0,14	99,72
224	S15-68/12	N-2gl	50,54	1,66	15,29	10,02	0,19	7,56	11,08	2,95	0,13	0,18	99,60
225	S15-68/13	N-2gl	50,85	1,70	15,48	9,86	0,12	7,33	11,31	2,84	0,10	0,09	99,68
226	S15-68/14	N-2gl	50,17	1,63	15,40	9,73	0,04	7,50	11,26	2,84	0,13	0,14	98,84
227	S15-68/15	N-2gl	50,78	1,64	15,43	9,83	0,10	7,65	11,32	2,85	0,10	0,14	99,84
228	S15-68/16	N-2gl	50,79	1,64	15,21	9,59	0,20	7,67	11,37	2,75	0,14	0,16	99,52
229	S15-68/17	N-2gl	50,43	1,57	15,12	10,05	0,16	7,59	10,93	2,89	0,14	0,16	99,04
230	S15-68/18	N-2gl	50,70	1,55	15,43	9,90	0,09	7,44	11,26	2,86	0,12	0,16	99,51
231	S15-68/19	N-2gl	50,57	1,70	15,31	9,91	0,13	7,54	11,14	2,87	0,13	0,18	99,48
232	S15-68/20	N-2gl	50,84	1,70	15,07	9,89	0,20	7,65	11,06	2,91	0,13	0,18	99,63
233	S15-68/29	N-2gl	50,68	1,56	15,33	9,66	0,23	7,68	11,09	2,88	0,11	0,12	99,34
234	S15-68/30	N-2gl	50,49	1,64	15,47	9,79	0,08	7,62	11,29	2,80	0,15	0,15	99,48
235	S15-68/31	N-2gl	50,28	1,60	15,44	9,90	0,08	7,59	11,30	2,81	0,12	0,13	99,25
236	S15-69/1	N-3gl	51,46	1,93	14,49	11,07	0,16	6,67	11,16	2,91	0,14	0,15	100,14
237	S15-69/2	N-3gl	51,01	2,01	14,39	10,83	0,08	6,62	11,17	2,90	0,16	0,16	99,33
238	S15-69/3	N-3gl	50,46	1,85	14,56	10,63	0,29	6,73	11,21	2,89	0,15	0,15	98,92
239	S15-69/4	N-3gl	51,22	1,93	14,75	10,86	0,18	6,69	10,96	2,79	0,13	0,16	99,67
240	S15-69/5	N-3gl	51,19	1,81	14,54	11,25	0,16	6,67	10,85	2,92	0,13	0,18	99,70
241	S15-69/6	N-3gl	51,15	1,90	14,68	11,23	0,23	6,69	10,70	2,97	0,16	0,17	99,88
242	S15-07/60	P-2gl	50,96	1,50	14,97	9,24	0,22	7,91	11,45	2,36	0,34	0,14	99,09
243	S9-8/3	P-3gl	51,44	1,76	15,40	9,49	0,17	6,21	10,50	3,17	0,65	0,11	98,90
244	S9-8/14	P-3gl	51,91	1,73	15,46	9,81	0,17	6,10	10,32	3,13	0,69	0,11	99,43
245	S9-8/18	P-3gl	52,36	1,77	15,59	9,78	0,20	6,26	10,39	3,01	0,69	0,12	100,17
246	S9-8/24	P-3gl	51,94	1,76	15,52	9,70	0,17	6,22	10,17	3,04	0,69	0,11	99,32
247	S9-8/35	P-3gl	52,24	1,81	15,47	9,76	0,20	6,13	10,29	3,06	0,72	0,12	99,80
248	S9-8/38	P-2gl	51,82	1,56	15,45	10,19	0,19	6,80	10,70	2,83	0,48	0,12	100,14
249	S9-8/39	P-3gl	51,94	1,76	15,39	9,66	0,17	6,45	10,43	2,95	0,69	0,11	99,55
250	S9-8/41	P-2gl	51,57	1,56	15,15	10,70	0,23	6,30	10,61	2,80	0,32	0,12	99,36

* Здесь и далее в таблицах с результатами микрозондового анализа минералов и включений в минералах общее содержание железа приведено в пересчете на FeO.

Содержание редких и редкоземельных элементов (г/г)

Номер		Группа	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cr	Co	Cs	La	Ce
п/п	образца											
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
База												
1	11Д-33	P-2b	2,2	138,4	18,4	83,6	7,4	624	39,2	—	4,96	14,6
2	13Д-1	P-2b	5,1	140,3	23,2	92	9,1	558	37,6	—	4,62	14,4
3	13Д-3	P-2b	3,7	137,6	21,3	83,7	7,5	778	41,3	—	6,48	15,2
4	13Д-316	P-2b	2,8	143,6	21	85,5	8	621	37,6	—	4,98	13,7
5	16Д-3	P-2b	3,8	159	15,1	82,1	7,5	889	41,6	—	5,81	15,9
6	21Д-93	P-2b	4,5	147,5	18,2	80	8,6	627	36,6	—	5,52	16
7	21Д-97	P-3b	6	180	22,5	109,4	12,8	725	37,6	—	8,02	19,3
8	21Д-98	P-3b	—	—	—	—	—	754	39	0,5	10,6	23,9
9	21Д-107	P-5b	—	—	—	—	—	1140	50	0,3	4,9	11,8
10	21Д-110	P-2b	—	—	—	—	—	639	47	3	5,8	12,5
11	25Д-23	P-1b	—	—	—	—	—	1209	41	0,3	4,9	12,5
12	25Д-24	P-5b	—	—	—	—	—	1086	48	0,3	7	13,8
13	31Д-16	P-2b	3,5	154,1	13	66,8	7,4	752	42,8	—	4,94	12,9
14	31Д-16*	P-2b	—	—	—	—	—	857	49	0,3	5,4	12,9
15	31Д-19	P-2b	—	—	—	—	—	1014	53	0,4	5,5	12,6
16	31Д-19*	P-2b	—	—	—	—	—	1018	49	0,4	5	12
17	32Д-1	P-2b	4,5	176,6	15,6	81,7	10,8	668	43,8	—	6,33	14,1
18	32Д-7	P-2b	4,4	121,6	23,5	79,7	8,1	699	42,5	—	4,18	11,9
19	32Д-9	P-4b	—	—	—	—	—	656	46	0,8	2,8	7,2
20	32Д-10	P-2b	—	—	—	—	—	777	54	0,9	7,4	17
21	42Д-3	P-7b	2,5	168,1	22,4	59,9	10,8	739	37	0,5	6	13
22	43Д-3	P-2b	7,3	157,2	19,9	80,5	8,8	628	38,7	—	5,45	12,9
23	43Д-11	P-2b	1,2	130,6	22,6	67,3	6,7	626	44	0,5	4	10
24	44Д-1	P-1b	—	—	—	—	—	629	43	0,2	5,7	13,7
25	44Д-4	P-1b	—	—	—	—	—	642	48	0,7	5,8	13,9
26	44Д-9a	P-5b	—	—	—	—	—	1800	76	0,3	1,6	4,3
27	46Д-13	P-2b	2,7	185,9	15,8	85	10,3	428	36,6	—	7,9	16,8
28	49Д-71	P-2b	6	171,8	21,7	95,7	11,1	735	39,4	—	8,47	17,6
29	54Д-1a	W-1b	6	154,4	38,5	133	9,6	368	45	0,4	7,6	19
30	67Д-1	W-2b	2,3	140,5	27,2	103,8	6,5	678	40,2	—	5,12	13
31	67Д-4	W-2b	4	148,7	25,7	99,2	6,6	796	39,6	—	5,52	13,4
32	68Д-1	W-2b	1,9	156,2	24	92,5	5,4	593	36,5	—	3,92	13,1
33	68Д-1*	W-2b	—	—	—	—	—	711	47	0,7	4,9	13,6
34	68Д-2	W-2b	1,9	157	24,9	94,9	5	624	43,1	—	4,35	12,7
35	69Д-1	W-2b	—	—	—	—	—	749	48,7	—	2,91	8,99
36	69Д-1*	W-2b	—	—	—	—	—	767	49	0,3	2,8	8,7
37	69Д-3	W-2b	2,6	134,6	23,4	66	4,4	601	48,6	—	3,56	8,96
38	69Д-3*	W-2b	—	—	—	—	—	673	57	0,6	4,1	11,8
39	69Д-4	W-2b	2,8	142,1	28,3	99,5	6,8	854	42	—	5,48	13,2
40	69Д-12	W-2b	—	—	—	—	—	879	48	0,3	3,8	10,8
41	S15-01/8	A-1b	3,9	220,8	17,5	78,5	12,7	157	45	0,4	7,2	17
42	S15-01/89	A-2b	4,3	293,5	14,3	86,2	14,9	831	50	0,3	9	18
43	S15-01/103	A-2b	2	304,7	14	85,5	15,5	592	46	0,2	10	18
44	S15-11/1	P-1b	5,4	144,2	18	74,2	9,1	284	47	0,6	6,1	14,5
45	S15-12/1	P-2b	—	—	—	—	—	307	47	0,6	9	19,8
46	S15-18/1	P-1b	4,2	152,5	16,6	75,7	7,7	328	48	0,5	6,7	15,6
47	S15-19/1	P-1b	5,3	135,4	19,2	76,4	8,4	345	53	0,6	6	14

в коренных породах Центральной Атлантики

Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Tm	Yb	Lu	Sc	Hf	Ta	Th	U
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
Л Ы Т Ы												
8,82	2,8	1,23	4,07	0,63	0,62	2,72	0,36	45,4	2,16	0,3	—	—
9,54	2,87	1,23	3,84	0,73	0,35	2,82	0,37	38,4	2,33	0,24	—	—
9,44	2,99	1,25	2,64	0,72	0,45	2,72	0,39	42,7	2,15	0,26	—	—
8,77	2,83	1,27	4,22	0,68	0,51	2,83	0,36	40,7	2,04	0,27	—	—
8,05	2,66	1,06	3,26	0,61	0,52	2,3	0,37	43	1,81	0,28	—	—
9,41	2,61	1,11	2,82	0,6	0,37	2,46	0,38	40,7	1,93	0,71	—	—
14,5	3,16	1,37	4,5	0,75	0,64	2,7	0,27	42,1	2,7	0,43	—	—
14,6	4,1	1,3	4,8	0,8	—	2,44	0,35	39,7	2,9	0,8	0,8	1,1
8,1	2,5	5,17	4,4	0,7	—	1,77	0,25	38,4	1,9	0,5	0,9	—
10	3,1	1,13	4,6	0,8	—	2,3	0,32	41,2	2,1	0,5	0,34	—
9,1	2,9	0,92	3,4	0,59	—	2	0,3	37,7	1,4	0,47	1,2	—
8,8	2,5	0,88	3,4	0,56	—	1,48	0,21	40,8	1,52	0,5	0,4	—
5,11	2,19	1,03	2,99	0,53	0,42	1,91	0,21	35,9	1,68	0,22	—	—
8,7	2,6	0,97	3,1	0,4	—	1,77	0,26	34,8	1,6	0,5	0,5	—
8,1	2,8	0,96	3,7	0,6	—	1,9	0,27	37,7	1,5	0,5	1,2	0,5
8,1	2,45	1	4,34	0,7	—	1,73	0,24	34,9	1,8	0,6	0,6	—
14,2	2,55	1,11	3,41	0,66	0,47	2,25	0,26	44,1	2,14	0,31	—	—
7,6	2,67	1,15	3,29	0,68	0,6	2,78	0,29	43,9	1,74	0,41	—	—
5,4	1,7	0,69	2,25	0,4	—	1,5	0,22	44,8	0,9	0,2	0,9	0,5
11	3,2	1,1	4,5	0,8	—	2,2	0,31	45,8	2,3	0,7	1	0,4
8	2,5	1	3	0,58	—	2,2	0,31	41	1,6	1	2	2
9,38	2,57	1,11	3,78	0,59	0,56	2,51	0,32	41,5	2,13	0,25	—	—
8	2,6	1,1	3,5	0,67	—	2,4	0,34	44	2	0,8	2	2
9,3	2,8	1	4,2	0,7	—	1,95	0,28	42,1	1,9	0,6	0,5	—
9,5	2,9	0,97	3,3	0,6	—	1,9	0,28	46,9	1,7	0,4	0,5	0,5
3,3	1,1	0,42	2	0,3	—	0,9	0,13	27	0,65	0,1	0,3	—
11	2,75	1,2	3,53	0,61	0,63	2,29	0,33	41,9	1,88	0,37	—	—
9,93	3,18	1,22	4,35	0,69	0,73	2,61	0,32	43	2,36	0,34	—	—
15	5	1,8	6	1,1	—	4,3	0,64	41	3,3	0,7	1,6	1,6
12,1	3,7	1,41	4,68	0,88	0,54	3,54	0,54	42	2,48	0,21	—	—
11,8	3,2	1,41	4,86	0,91	0,58	3,37	0,35	42,9	2,79	0,22	—	—
8,03	3	1,35	4,26	0,91	0,48	3,31	0,42	36	2,28	0,19	—	—
11	3,8	1,34	4,7	0,8	—	2,97	0,44	39,2	2,7	0,4	1	0,7
11,6	3,26	1,36	3,93	0,87	0,68	3,26	0,41	41,2	2,04	0,18	—	—
6,74	2,38	1,16	3,37	0,71	0,55	3,12	0,33	44,3	1,56	0,13	—	—
7,9	3	1,05	3,7	0,68	—	2,91	0,45	39,9	1,8	0,26	0,4	—
7,45	2,51	1,13	3,5	0,72	0,62	3,25	0,43	43,9	1,47	0,14	—	—
9,7	3,4	1,2	4,9	0,9	—	3,3	0,43	47	2	0,3	0,8	0,7
12	3,46	1,43	5,08	0,87	0,62	3,52	0,45	41,6	2,63	0,22	—	—
8,9	3,1	1,1	3,8	0,69	—	2,87	0,44	41,2	2,1	0,3	0,3	—
11	2,9	1,21	3	0,5	—	2	0,29	42	1,3	0,9	1,7	1,7
10	2,5	1,08	2,5	0,41	—	1,25	0,19	37	1,6	1,2	1,9	1,9
11	3,1	1,1	3,2	0,6	—	1,6	0,22	37	1,9	0,9	1,3	1,3
9,6	2,9	1,04	3,9	0,7	—	2,17	0,32	45,4	2,1	0,5	1	0,7
12,2	3,4	1,2	4,5	0,8	—	2,3	0,3	45,3	1,9	0,6	1	0,8
10,2	3	1,04	4,2	0,7	—	2,3	0,29	46,2	2,5	0,4	0,8	0,7
9,2	2,7	1,06	4,5	0,8	—	2,23	0,32	47,9	2,2	0,5	0,9	0,6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
48	S15-21/1	P-1b	—	—	—	—	—	409	49	1,4	4,3	10,8
49	S15-21/7	P-1b	2,3	122,6	18,6	63,5	5,9	412	47	0,2	4,4	10,5
50	S15-22/6	P-8b	8,2	345,7	21,1	137,6	25,8	484	55	0,7	16,8	35,8
51	S15-29/26	P-2b	—	—	—	—	—	296	42	0,5	7,8	18,6
52	S15-32/2	P-2b	12,2	153,6	23,6	92,3	9,2	303	48	0,5	6,6	16,5
53	S15-32/11	P-2b	6,8	146,9	22,3	89,5	8,5	376	52	0,5	7,1	16,6
54	S15-32/30	P-2b	6,7	143,9	21,9	91,6	9,3	383	45	0,5	6,9	16,8
55	S15-35/34	P-4b	10,4	104,7	12,8	45	5,3	572	46	0,6	2,5	6,8
56	S15-36/1	P-1b	11,3	137,4	17,3	62,4	4,4	372	43	0,3	3,8	11
57	S15-37/1	P-1b	8,6	183,2	15,1	70,5	8,6	392	44	0,3	5,9	13
58	S15-38/73	P-2b	—	—	—	—	—	332	43	0,6	5,9	14,5
59	S15-39/34	P-3b	9,9	156,7	24,7	107,6	14,4	248	49	1	9,7	22
60	S15-39/35	P-1b	2,9	114,1	15,4	55,5	4,4	339	47	0,7	3,4	9
61	S15-41/1	P-1b	12,8	123	15,6	51,8	4,7	356	45	0,4	3,6	9,4
62	S15-43/4	P-9b	—	—	—	—	—	222	51	0,9	8,9	22,2
63	S15-55/1	P-2b	4,9	146,1	18,8	66,8	8,2	398	47	0,9	5,7	14,2
64	S15-63/1	P-3b	9,8	217,8	21,7	123,1	16,3	329	43	0,9	12,3	26,5
65	S15-63/15	P-1b	4	149,2	19,6	78,9	8,4	408	46	0,8	6,4	15,6
66	S15-68/3	N-3b	2,2	135,8	41,5	153,5	4,6	186	49	1	6,1	18,2
67	S15-68/29	N-2b	3,1	136,3	32,4	113	3,5	275	48	0,9	4,6	14

Измененные

68	46Д-3	P-1a	—	—	—	—	—	870	44	0,8	5,9	13,5
69	46Д-24a	P-1a	—	—	—	—	—	591	38	0,2	8,8	19,3
70	S15-03/1	P-3a	—	—	—	—	—	270	35	0,8	7,2	18,4
71	S15-03/2	P-3a	—	—	—	—	—	290	47	0,2	9,8	24
72	S15-04/4	P-3a	3,4	130,6	34	100	9,5	128	43	0,5	5,7	14,8
73	S15-07/9	P-2a	0,1	137,4	23	93	9,6	136	45	0,6	6,7	16,9
74	S15-22/1	P-4a	9,3	322	18,9	129,5	25,7	413	47	0,7	17	30,9
75	S15-31/98	P-1a	—	—	—	—	—	212	86	0,8	11,3	24,8
76	S15-68/40	N-1a	2,1	150,4	21,5	77,6	3,4	352	40	0,5	3	9

Доле

77	21Д-128	P-2d	—	—	—	—	—	686	62	0,2	4,5	11
78	21Д-132	P-2d	—	—	—	—	—	717	54	0,2	6,6	14,4
79	25Д-54	P-1d	—	—	—	—	—	565	47	0,3	4,8	11,8
80	S15-31/1	P-1d	3,8	94,9	15,3	52,8	3,8	445	47	0,4	2,5	7,4
81	S15-31/11	P-4d	27,3	146,4	13,8	55,2	6,6	518	35	0,8	3,6	9,3
82	S15-31/14	P-4d	—	—	—	—	—	604	43	0,4	4	8,9

Габ

83	11Д-60	P-1gb	—	—	—	—	—	347	52	0,3	0,4	1,2
84	21Д-145	P-4gb	—	—	—	—	—	1613	74	0,4	0,97	3,2
85	21Д-150	P-1gb	—	—	—	—	—	2364	27	0,3	0,3	2,1
86	25Д-48	P-1gb	—	—	—	—	—	618	34	0,3	7	15,8
87	S15-17/3	P-1gb	—	—	—	—	—	114	40	0,5	0,9	2,7
88	S15-17/12	P-2gb	—	—	—	—	—	144	62	0,7	2,2	7
89	S15-28/21	P-1gb	—	—	—	—	—	194	40	0,2	0,8	2,1
90	S15-31/19	P-1gb	1	122,3	6	13,6	1,3	26	41	0,1	0,3	1,2
91	S15-31/36	P-1gb	—	—	—	—	—	61	48	0,1	0,6	1,5
92	S15-35/37	P-4gb	0,2	8,5	37,3	114,3	9,3	321	63	—	7,3	21
93	S15-35/52	P-3gb	—	—	—	—	—	72	28	0,4	29	67
94	S15-35/62	P-2gb	—	—	—	—	—	67	60	0,5	19	44
95	S15-38/89	P-1gb	—	—	—	—	—	189	40	0,4	5,2	12,6

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
7,7	2,4	1,04	3,4	0,6	—	2,4	0,35	49,2	1,7	0,3	0,6	0,6
7	2,6	0,95	3,3	0,6	—	2,21	0,33	44,3	1,6	0,3	0,6	0,5
21,2	5,7	1,88	6,2	0,9	—	1,91	0,25	33,7	3,8	1,6	1,6	1
12,4	3,7	1,3	4,7	0,8	—	2,53	0,37	44,6	2,4	0,6	0,8	1
11,8	3,7	1,23	4,7	0,8	—	2,63	0,38	44,8	2,4	0,6	1,6	0,7
11	3,3	1,19	4,6	0,78	—	2,7	0,35	46,1	2,2	0,5	0,6	0,6
11,5	3,5	1,13	4,3	0,73	—	2,6	0,33	42,4	1,9	0,5	1,3	0,8
5,3	1,8	0,66	2,13	0,4	—	1,42	0,21	40,9	1	0,2	0,3	0,4
7,5	2,3	0,81	2,7	0,48	—	1,8	0,27	41	1,4	0,42	1	—
8	2,5	0,94	3	0,53	—	1,7	0,24	43	1,4	0,47	2,7	—
10,2	3,2	1,09	3,8	0,7	—	2,32	0,34	40,9	2,3	0,4	0,3	0,5
14	4	1,3	5,1	0,9	—	2,8	0,41	45,8	2,6	0,8	1	0,2
6,8	2,2	0,77	3,4	0,6	—	1,85	0,27	45,3	1,4	0,2	1	0,3
6,5	2	0,76	2,6	0,47	—	1,8	0,27	42	1,2	0,8	3,5	—
15,6	4,8	1,5	6,4	1,1	—	3,37	0,49	48,9	3,2	0,7	1,9	0,8
9,9	3,1	0,93	3,6	0,6	—	2,15	0,32	43,5	1,8	0,4	0,8	0,6
16	4,4	1,43	5,3	0,9	—	2,48	0,35	43,7	2,6	1	0,7	0,8
10,8	3,3	1,07	4	0,4	—	2,24	0,33	43	2	0,5	1	0,6
15,7	5,8	1,97	7,9	1,4	—	5	0,74	50	4,6	0,3	1,3	0,4
12,2	4,5	1,46	7,1	1,2	—	3,66	0,53	45,7	2,4	0,2	1,8	0,9
Базальты												
8,6	2,47	1,02	4	0,65	—	1,68	0,23	39,6	2,5	0,8	0,9	2,8
11,9	3,3	1,18	4,6	0,75	—	1,97	0,28	42,3	2,6	0,8	1	—
13,4	4,3	1,4	5,5	0,9	—	3,16	0,38	47,2	2,8	0,4	1	2,1
16,7	5,1	1,76	7,2	1,2	—	3,26	0,46	48,9	2,8	0,7	1,7	1,8
10,9	3,5	1,39	5,6	1	—	3,32	0,52	47,1	3	0,4	1,1	1,5
12,2	3,9	1,5	6,7	1,1	—	3,6	0,52	50,7	3,6	0,4	1,3	0,7
15,3	3,6	1,4	4,65	0,8	—	2,3	0,33	39,2	2,8	1,5	1,2	0,4
15,2	4,2	1,2	4,6	0,8	—	2,76	0,41	45,9	2,1	0,5	1,3	0,2
7,8	2,9	1,06	4,4	0,8	—	2,31	0,33	38,9	1,9	0,1	0,8	0,5
Риты												
7	2,1	0,78	2,6	0,46	—	1,54	0,22	36,4	1,2	0,48	2	—
8,7	2,4	0,99	3,9	0,65	—	1,82	0,26	37,9	1,4	0,5	0,9	—
8,3	2,6	0,8	4,2	0,7	—	2,1	0,29	40,3	1,6	0,45	0,6	—
6,3	2,3	0,84	3,4	0,6	—	2	0,29	44,4	1,4	0,16	0,6	0,4
6,9	2,2	0,85	2,9	1,5	—	1,66	0,24	42,2	1,3	0,3	0,6	0,4
5,6	1,6	0,74	2,5	0,4	—	1,5	0,22	40,8	1,4	0,3	0,3	0,3
Бро												
1,1	0,4	0,24	0,6	0,4	—	0,48	0,07	33,4	0,3	0,3	0,2	0,6
3,1	1,2	0,46	2,36	0,4	—	1,2	0,17	68,3	0,8	0,04	1	—
1,4	0,6	0,29	1,11	0,19	—	0,56	0,08	39,7	0,3	0,1	0,3	—
10	2,8	1	3	0,5	—	1,64	0,24	41,9	1,45	0,7	0,7	—
2,6	1,1	0,74	1,5	0,28	—	0,96	0,14	47	0,5	0,6	2,5	—
6	2,1	0,99	2,8	0,51	—	1,8	0,27	65	0,7	0,6	2	—
1,6	0,57	0,47	1	0,15	—	0,78	0,12	41	0,45	0,5	1,7	—
1,5	0,66	0,43	1,2	0,25	—	0,75	0,11	42	0,16	0,2	0,9	—
1,3	0,51	0,39	1	0,14	—	0,78	0,12	27	0,12	0,15	1,2	—
16	4,8	1,29	5,7	0,95	—	3,1	0,46	42	2,5	0,8	2,6	—
44	13	4,3	14	2,3	—	5,1	0,69	26	1,7	3,4	1,5	—
25	6,1	1,9	6	1,05	—	3,9	0,58	62	1,9	1,7	2	—
8,8	2,7	0,71	3,5	0,63	—	2,4	0,35	40	1,2	1	1,1	—

Средний состав (мас. %) и геохимическая характеристика (г/т)

Компонент	Рифтовая зона САХ между 19 и 22° с.ш.				Западное сочленение САХ и разлома 15°20'			
	N-3b	N-2b	N-1b	N-4b	W-1b	W-2b	W-3b	W-4b
SiO ₂	49,23	49,61	49,28	48,34	49,46	49,53	50,18	47,90
TiO ₂	2,04	1,58	1,25	0,86	2,06	1,43	1,06	0,83
Al ₂ O ₃	14,77	15,11	15,48	19,05	14,63	15,42	15,31	14,72
Fe ₂ O ₃	12,16	11,21	10,60	7,88	12,69	10,99	9,84	10,37
MnO	0,20	0,19	0,18	0,13	0,20	0,18	0,16	0,17
MgO	7,37	7,92	8,75	8,87	6,57	8,37	8,76	11,47
CaO	10,52	11,07	12,01	12,76	10,33	10,91	11,19	12,31
Na ₂ O	2,83	2,96	2,54	2,06	3,17	2,80	2,80	1,95
K ₂ O	0,25	0,20	0,09	0,06	0,44	0,19	0,18	0,13
P ₂ O ₅	0,21	0,13	0,10	0,07	0,23	0,14	0,12	0,09
FeO*/MgO	1,48	1,27	1,09	0,80	1,74	1,18	1,01	0,81
CaO/TiO ₂	5,2	7,0	9,6	14,8	5,0	7,6	10,6	14,8
K ₂ O/TiO ₂	0,12	0,12	0,07	0,07	0,21	0,13	0,17	0,15
N	13	14	16	2	3	32	3	2
Rb	2,2	3,1	—	—	6	2,6	—	—
Sr	135,8	136,3	—	—	154	146,5	170	88
Y	41,5	32,4	—	—	38,5	25,6	24	23
Zr	153,5	113	—	—	133	92,7	71,0	41,5
Nb	4,6	3,5	—	—	9,6	5,8	4,5	1,3
N	1	1	—	—	1	6	3**	2**
Sc	50	45,7	—	—	41	41,7	41,3	44,5
Co	49	48	—	—	45	45	40	54
Cr	186	275	—	—	368	720	453	610
Cs	1,0	0,9	—	—	0,4	0,5	—	—
La	6,1	4,6	—	—	7,6	4,2	6,6	2,0
Ce	18,2	14	—	—	19	11,7	13,7	5,4
Nd	15,7	12,2	—	—	15	9,7	—	—
Sm	5,8	4,5	—	—	5	3,16	3,1	2,0
Eu	1,97	1,46	—	—	1,8	1,27	1,07	0,71
Gd	7,9	7,1	—	—	6	4,3	—	—
Tb	1,4	1,2	—	—	1,1	0,81	0,65	0,50
Yb	5,0	3,66	—	—	4,3	3,2	2,4	2,4
Lu	0,74	0,53	—	—	0,64	0,43	0,38	0,39
Hf	4,6	2,4	—	—	3,3	2,17	—	—
Ta	0,3	0,2	—	—	0,7	0,2	—	—
Th	1,3	1,8	—	—	1,6	0,6	—	—
U	0,4	0,9	—	—	1,6	0,7	—	—
N	1	1	—	—	1	11	3**	2**
(Nb/Zr) _N ¹	0,29	0,30	—	—	0,70	0,61	0,61	0,30
(La/Sm) _N ²	0,66	0,64	—	—	0,96	0,84	1,34	0,63
(Sm/Nd) _N ²	1,14	1,13	—	—	1,03	1,00	—	—
(Ta/Hf) _N ¹	0,27	0,34	—	—	0,88	0,44	—	—

Примечание. Отношения редких и редкоземельных элементов нормированы: ¹ по А. Буго и др. [1984]; ² по W. V. Boyton [1984].

* Содержание железа приведено в пересчете на FeO (= 0,9 Fe₂O₃).

** По данным работы [Строение зоны..., 1989].

кластерных групп базальтов Центральной Атлантики ✓

Восточное сочленение разлома 15°20' с южным сегментом рифта САХ (полигон исследований)									Геох. аномалия 14° с.ш.	
P-8b	P-9b	P-7b	P-6b	P-3b	P-2b	P-1b	P-5b	P-4b	A-1b	A-2b
47,68	48,05	47,72	50,73	50,39	49,79	49,70	48,89	48,74	49,55	47,40
1,92	1,57	1,21	1,68	1,47	1,23	0,99	0,95	0,76	1,37	1,33
15,12	15,25	17,52	15,10	15,18	15,36	15,74	15,01	16,76	15,32	16,03
10,77	12,77	9,95	10,41	10,70	10,73	9,74	9,63	9,27	10,75	8,88
0,17	0,21	0,16	0,17	0,18	0,17	0,16	0,16	0,15	0,17	0,14
9,07	7,80	7,46	6,85	7,44	8,27	8,62	10,85	9,40	7,80	10,34
10,58	10,43	12,53	10,73	10,74	11,27	12,01	11,57	12,22	11,39	12,19
2,67	2,49	2,15	2,89	2,43	2,27	2,08	1,74	2,04	2,42	2,22
0,59	0,35	0,15	0,68	0,49	0,33	0,26	0,26	0,13	0,45	0,51
0,35	0,23	0,21	0,25	0,19	0,14	0,11	0,11	0,06	0,16	0,23
1,07	1,47	1,20	1,37	1,29	1,17	1,02	0,80	0,89	1,24	0,77
5,5	6,6	10,4	6,4	7,3	9,1	12,1	12,0	16,1	8,3	9,2
0,31	0,22	0,13	0,40	0,33	0,26	0,26	0,27	0,17	0,33	0,38
4	3	5	9	38	137	70	8	13	15	17
8,2	—	2,5	—	8,6	4,8	6,3	—	10,4	3,9	3,2
346	—	168	258	184	150	140	—	105	221	299
21,1	—	22,4	37	23,0	19,8	17,3	—	12,8	17,5	14,2
138	—	59,9	152	113	82,6	67,7	—	45,0	78,5	85,9
25,8	—	10,8	17,6	14,5	8,6	8,4	—	5,3	12,7	15,2
1	—	1	5**	3	17	9	—	1	1	2
33,7	48,9	41	41,6	42,8	41,9	44,2	35,4	42,9	42	37
55	51	37	39	42	43,9	46	58	46	45	48
484	222	739	252	514	613	471	1342	614	157	712 ✓
0,7	0,9	0,5	—	0,8	0,7	0,6	0,3	0,7	0,4	0,3
16,8	8,9	6,0	14,5	10,2	6,1	5,2	4,5	2,7	7,2	9,5
35,8	22,2	13,0	30	22,9	14,8	12,6	10,0	7,0	17,0	18,0
21,2	15,6	8,0	—	14,8	9,8	8,6	6,7	5,4	11,0	10,5
5,7	4,8	2,5	5,0	3,9	2,9	2,7	2,0	1,8	2,9	2,8
1,88	1,50	1,0	1,45	1,35	1,13	0,95	0,82	0,68	1,21	1,09
6,2	6,4	3,0	—	4,9	3,8	3,5	3,3	2,2	3,0	2,9
0,90	1,10	0,58	0,93	0,84	0,68	0,60	0,52	0,40	0,50	0,51
1,9	3,4	2,2	3,0	2,6	2,4	2,0	1,4	1,5	2,0	1,4
0,25	0,49	0,31	0,43	0,35	0,32	0,30	0,20	0,22	0,29	0,21
3,8	3,2	1,6	—	2,7	2,0	1,7	1,0	1,0	1,3	1,8
1,6	0,7	1,0	—	0,8	0,5	0,5	0,3	0,2	0,9	1,1
1,6	1,9	2,0	—	0,8	0,9	1,2	0,3	0,6	1,7	1,6
1,0	0,8	2,0	—	0,7	0,8	0,6	—	0,5	1,7	1,6
1	1	1	2**	4	25	13	3	2	1	2
1,81	—	1,75	1,12	1,24	1,01	1,20	—	1,14	1,57	1,71
1,85	1,17	1,51	1,82	1,65	1,30	1,21	1,42	0,94	1,56	2,13
0,83	0,95	0,96	—	0,81	0,92	0,97	0,92	1,03	0,81	0,82
1,74	0,90	2,58	—	1,22	0,92	1,21	1,24	0,83	2,86	2,52

Отличительной особенностью базальтового магматизма, приуроченного непосредственно к западному и восточному сочленениям рифтовой долины САХ с трогом разлома 15°20', является развитие на склонах внутренних и внешних угловых поднятий, обращенных к разлому, высокотитанистых сильно дифференцированных ($\text{TiO}_2 = 1,57\text{--}2,06$ мас.%, $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1,37\text{--}1,74$) разновидностей базальтов, часто ассоциирующих с рудными габбро (группа W-1b на западном сочленении, P-6b и P-9b — на восточном). Эти базальты, по нашему мнению, представляют особый тип «приразломного» магматизма, который уже отмечался ранее [Колобов и др., 1991; Перфильев и др., 1996]. Вероятнее всего, это связано с тем, что зоны сочленения рифт—разлом — наиболее охлажденные области литосферы. Поэтому достигать океанического дна и изливаться на ее поверхность здесь могут только самые низкотемпературные высокожелезистые дифференциаты базальтовых расплавов, обогащенные летучими компонентами и водой.

Южнее разлома 15°20' (полигон детальных исследований на восточном сочленении, см. рис. 2.1) излияния базальтов приурочены к осевой зоне САХ (дно и борта рифтовой долины), внешнему и внутреннему угловым поднятиям. Далее на юг, начиная с 14°50' с.ш., область развития базальтов резко расширяется, при этом устанавливается четкая приуроченность выходов базальтов к отрицательным аномалиям магнитного поля [Добрецов и др., 1994]. Выделяются преимущественно афировые и порфировые базальты, пространственно тяготеющие к определенным морфоструктурам полигона детальных исследований. Афировые базальты со стекловатой матрицей и редкими микровкрапленниками оливина, клинопироксена и плагиоклаза встречаются в рифтовой долине САХ (станции S3-Д35; А9-25Д, А9-31Д, А9-32Д), ее «приустьевой» части в области непосредственного сочленения с разломным трогом (станции S3-Д33, Д39; S9-08), в основании южного борта пассивной части трансформного разлома 15°20' (станции А9-16Д, S15-43) (см. рис. 2.1). Вероятнее всего, эти базальты представляют собой комплекс самых молодых вулканических образований «нулевого возраста».

Базальты, драгированные на внутреннем угловом поднятии (станции S3-Д34; А9-11Д, 13Д, 14Т, 21Д, 49Д; S15-32, 34, 63), на уступах бортов рифтовой долины САХ (станции S15-19, 35, 36, 37) и на меридиональных, параллельных рифту хребтах как с запада (станции S15-18, 21, 29, 55), так и с востока (станции S3-Д38; А9-43Д, 44Д, 46Д, 47Д; S15-11, 12, 15, 38, 39, 41), в основном представлены порфировыми разновидностями, в которых минералы вкрапленников (оливин, клинопироксен и плагиоклаз) встречаются в разных сочетаниях и соотношениях, но всегда FeMg -минералы заметно преобладают над плагиоклазом. По сравнению с афировыми базальтами рифтовой долины секториальные фрагменты пиллоу-лав порфировых базальтов отличаются более крупными размерами (до 80 см и более), что свидетельствует о большей мощности этих лавовых потоков. Судя по ареалу распространения этих базальтов, их излияния продолжались на довольно значительном (в геологическом масштабе) отрезке времени. В результате к югу от трансформного разлома 15°20', начиная с 14°50' с.ш., образовалась обширная базальтовая толща, мощность которой по предварительным оценкам составляет в районе станций S15-18, 19, 21, 22 (западный борт САХ) не менее 500—700 м, в районе станций А9-43Д, 44Д, 46Д (восточный борт) — не менее 250—300 м. Учитывая геохимические особенности вулканических пород района сочленения разлома 15°20' с южным сегментом САХ (см. табл. 2.4, груп-

пы P-1b–P-9b), можно предположить, что образование этой базальтовой толщи обусловлено развитием геохимической аномалии 14° с.ш.

Особое место занимают базальты восточного фланга САХ. Этот район представляет собой слаборасчлененное подводное плато с глубинами 3500–4000 м, отделенное от гребневой зоны хребта узким трогом, простирающимся параллельно оси рифта примерно по 44°35' з.д. (см. рис. 1.4). Здесь, на удалении 50 км и более от оси рифта САХ, со склонов подводных гор, возвышающихся на 1000–1500 м над цоколем плато, подняты преимущественно афировые базальты (станции S15-03, 04, 06, 07), которые, судя по интенсивности вторичных изменений, являются, вероятно, самыми древними вулканитами полигона детальны́х исследований. По валовому составу и основным геохимическим характеристикам (см. табл. 3.6) эти базальты резко отличаются от других пород данного полигона (см. табл. 3.7, группы P-2а и P-3а и табл. 2.4, группы P-1b–P-9b), а по степени обогащенности литофильными и несовместимыми элементами отвечают типу NMORB. Подробный анализ петролого-геохимических особенностей базальтов полигона детальны́х исследований будет дан в следующем разделе главы, посвященном аномальным эффузивным сериям.

Вулканические породы геохимической аномалии 14° с.ш. выполнены базальтами станции S15-01, расположенной вблизи ее центра (14°03' с.ш.) на восточном борту рифта САХ примерно в 40 км от его осевой зоны. По минералого-петрографическим признакам и особенностям химического состава породы станции S15-01 четко разделяются на две группы (см. табл. 2.4, группы A-1b и A-2b).

Пузыристые порфиновые базальты группы A-2b представлены совершенно специфической разностью вулканических пород, ранее неизвестной ни на полигоне детальны́х исследований [Строение зоны..., 1989; Геологические исследования..., 1991], ни в более южных сегментах САХ [Строение зоны..., 1991]. Во вкрапленниках этих базальтов оливин (до 3–6 % объема породы; размеры до 3–7 мм) явно преобладает над другими минералами: плагиоклазом (до 3–4 %; до 1–6 мм), клинопироксеном (до 0,5–1 %; менее 1 мм) и шпинелью (менее 0,5 %; менее 0,5 мм). Высокая пористость данных пород, нередко достигающая 20 % и более, свидетельствует об излиянии их на очень малых глубинах. Среди всех пород, связанных с развитием геохимической аномалии 14° с.ш., базальты группы A-2b выделяются самыми высокими значениями содержания MgO и степенью обогащенности несовместимыми элементами (см. табл. 2.4).

Группу A-1b составляют афировые базальты с хорошо сохранившимися корками закалочного стекла на внешней поверхности фрагментов пиллоу-лав. Они характеризуются высокой степенью дифференцированности расплавов ($FeO^*/MgO = 1,24$), но в меньшей степени обогащены калием, стронцием, хромом и другими несовместимыми элементами (см. табл. 2.4). Поскольку степень вторичных изменений порфиновых базальтов группы A-2b значительно выше, чем у базальтов группы A-1b (полная палагонитизация стекла и выполнение пустот смектитом и другими глинистыми минералами), можно предположить, что их излияния связаны с ранними этапами развития геохимической аномалии 14° с.ш.

Современные классификации океанических базальтов основаны на изучении состава закалочных стекол, образующихся на поверхности подушечных лав при их взаимодействии с морской водой. По существу, эти стекла представляют собой остаточную жидкую фазу, состав которой не зависит от степени механического насыщения лавы вкрапленниками при кумуляции или перераспределении в движущемся лавовом потоке. Использование составов закалочных стекол

как геохимических и петрологических индикаторов позволило выделить геохимические типы MORB (типы N, T и E), установить закономерности их регионального распределения и связь с проявлениями магматизма «горячих точек» [Дмитриев и др., 1990; Дмитриев, 1998; Schilling, 1973, 1975; Sun et al., 1975, 1979; Bryan, 1979; Melson, O'Hearn, 1979; Hertogen et al., 1980; Sigurdsson, 1981; Dmitriev et al., 1984; Schilling et al., 1994, 1995; и др.]. Дальнейшее комплексное петролого-геохимическое изучение закалочных стекол океанических базальтов показало, что они дают вполне надежную и реальную количественную оценку таких параметров магматических систем, как состав первичных мантийных расплавов, их температуру, глубину отделения от мантийного источника, режим летучих, степень фракционирования расплавов, которые необходимы для построения геодинамических моделей.

Поскольку мы располагаем достаточным для статистического анализа объемом данных по составам закалочных стекол для базальтов, характеризующих разные сегменты рифта САХ между 14 и 22° с.ш., нами такая работа была выполнена. Однако, как видно из рис. 2.1, базальты с корками закалочного стекла встречаются не на всех станциях драгирования, а лишь вблизи осевой зоны рифта. Это связано с тем, что в результате взаимодействия с морской водой закалочное стекло, как наиболее неустойчивый компонент базальтов, разрушается в первую очередь и за очень малый период времени. Поэтому для решения поставленных перед нами задач оценки масштабов и эволюции во времени различных магматических систем рифтовой зоны САХ мы были вынуждены использовать прежде всего данные по валовому составу базальтов, а сведения по химизму закалочных стекол применялись как дополнительный независимый критерий достоверности статистических и петролого-генетических построений.

Результаты статистической обработки данных по составу закалочных стекол базальтов Центральной Атлантики (участок рифта между 14 и 22° с.ш.) хорошо согласуются с основными закономерностями, установленными по валовым составам базальтов (см. табл. 2.4 и 2.5). Так, в базальтовых стеклах рифтовой долины САХ между 19 и 22° с.ш. выделяются три кластерные группы (табл. 2.5, группы N-1gl, N-2gl и N-3gl), которые по основным петрохимическим параметрам точно отвечают базальтам групп N-1b, N-2b и N-3b (см. табл. 2.4). Между собой все эти группы различаются по степени дифференциации и характеризуются предельно низкими значениями отношения K_2O/TiO_2 , свойственными для NMORB.

Стекла западного сочленения рифта САХ и разлома 15°20' (группа W-1gl), как и ожидалось, показывают высокое сродство с базальтами группы W-2b: они также несколько обогащены K_2O , но по индикаторным отношениям микроэлементов отвечают примитивным NMORB (см. табл. 2.4, 2.5).

Базальтовые стекла на восточном сочленении разлома 15°20' и рифта САХ (южный сегмент), как видно из рис. 2.1, распространены более локально по сравнению с общим ареалом базальтового магматизма. Поэтому не удивительно, что они образуют меньшее количество кластерных групп (см. табл. 2.5). Группы P-1gl и P-2gl объединяют около 90 % анализов закалочных стекол. Тесно ассоциируя друг с другом, они приурочены к осевой зоне южного сегмента рифта САХ. По геохимическим параметрам эти группы отвечают EMORB и различаются между собой только по степени дифференциации расплавов, занимая промежуточное положение между группами P-1b, P-2b и P-3b, выделенными по валовому составу базальтов, что отчетливо видно на рис. 2.3. Закалочные стекла

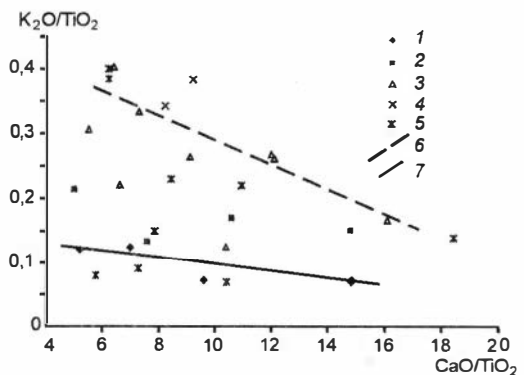
Средний состав кластерных групп базальтовых стекол (мас. %) из рифтовой зоны САХ (Центральная Атлантика)

Компонент	Рифтовая зона САХ между 19 и 22° с.ш.			Западное сочленение	Восточное сочленение разлома 15°20' с рифтовой долиной САХ				Геох. аномалия 14° с.ш.
	N-3gl	N-2gl	N-1gl		W-1gl	P-3gl	P-2gl	P-1gl	
SiO ₂	50,99	50,98	50,86	51,08	52,17	51,79	51,24	51,16	50,77
TiO ₂	1,91	1,57	1,19	1,42	1,68	1,36	1,07	0,70	1,35
Al ₂ O ₃	14,80	15,40	15,89	15,67	15,47	15,24	15,61	16,16	15,03
FeO*	10,90	9,93	8,98	9,43	9,69	9,66	9,00	8,45	9,76
MnO	0,18	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16	0,14	0,14	0,14
MgO	6,73	7,35	8,11	7,59	6,26	7,07	8,36	8,41	6,84
CaO	11,04	11,40	12,39	11,15	10,46	11,45	11,71	12,91	11,54
Na ₂ O	2,95	2,94	2,53	2,92	2,99	2,53	2,28	2,15	2,46
K ₂ O	0,15	0,15	0,09	0,21	0,67	0,32	0,24	0,10	0,38
P ₂ O ₅	0,18	0,14	0,09	0,16	0,15	0,15	0,10	0,06	0,14
FeO*/MgO	1,62	1,35	1,11	1,24	1,55	1,37	1,08	1,01	1,43
CaO/TiO ₂	5,77	7,27	10,41	7,84	6,22	8,44	10,95	18,44	8,56
K ₂ O/TiO ₂	0,08	0,09	0,07	0,15	0,40	0,23	0,22	0,14	0,28
N	9	28	23	40	9	72	78	10	12

группы P-3gl тяготеют к области непосредственного сочленения рифт—разлом, по составу они очень близки базальтам группы P-6b, которые являются типичными представителями «приразломного» магматизма. Стекла группы P-4gl по составу и основным геохимическим характеристикам аналогичны низкотитанистым и высокомагнезиальным базальтам группы P-4b, поднятым из нижних частей разреза внутреннего углового поднятия и бортов рифтовой долины САХ. Среди вулканических пород геохимической аномалии 14° с.ш. (станция S15-01) только базальты группы A-1b имеют корки закалочного стекла (см. табл. 2.5, группа A-1gl), которые по химическому составу близки обогащенным стеклам группы P-2gl.

Рис. 2.3. Диаграмма K₂O/TiO₂—CaO/TiO₂ для базальтов и базальтовых стекол САХ (Центральная Атлантика).

1-4 — средний состав кластерных групп для базальтов: 1 — рифтовой зоны САХ между 19 и 22° с.ш., 2 — западного сочленения разлома 15°20' и северного сегмента рифта САХ, 3 — восточного сочленения разлома 15°20' и южного сегмента рифта САХ, 4 — центральной части геохимической аномалии 14° с.ш.; 5 — средний состав кластерных групп для закалочных базальтовых стекол Центральной Атлантики; 6, 7 — тренды дифференциации базальтовых расплавов для районов детальных исследований: 6 — типа EMORB; 7 — типа NMORB.



Представительные анализы оливинов (мас. %) из базальтов Центральной Атлантики

Номер		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO	Сумма	Fo
п/п	образца										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	11Д-35	40,75	0,09	0,10	11,08	47,60	0,28	0,04	—	99,94	88,45
2	13Д-1	39,77	0,08	0,09	16,14	43,69	0,24	0,04	—	100,05	82,83
3	13Д-316	40,06	0,08	0,13	14,75	44,78	0,24	0,05	—	100,09	84,40
4	13Д-316	40,87	0,09	0,11	10,43	48,11	0,27	0,02	—	99,90	89,16
5	13Д-45а	40,49	0,07	0,15	12,92	46,15	0,26	0,03	—	100,07	86,42
6	13Д-48(к)	38,80	0,00	0,00	14,55	45,19	0,27	0,00	—	98,81	84,70
7	13Д-48(ц)	39,02	0,00	0,00	14,53	45,68	0,32	0,00	—	99,55	84,86
8	16Д-3	40,63	0,08	0,11	12,39	46,47	0,26	0,02	—	99,96	86,99
9	16Д-4	39,91	0,08	0,12	12,61	46,99	0,23	0,04	—	99,98	86,91
10	21Д-98	38,95	0,00	0,00	14,34	46,08	0,28	0,00	—	99,73	85,13
11	21Д-103	40,56	0,05	0,06	8,74	49,48	0,31	0,00	0,35	99,55	90,98
12	21Д-104	40,18	0,02	0,05	11,49	47,48	0,30	0,00	0,25	99,77	88,05
13	21Д-107	40,01	0,01	0,04	11,77	47,39	0,29	0,00	0,20	99,71	87,77
14	21Д-108	40,03	0,02	0,03	11,92	47,43	0,29	0,00	0,23	99,95	87,64
15	21Д-109	39,90	0,03	0,05	11,88	46,94	0,28	0,00	0,21	99,29	87,57
16	21Д-110	39,42	0,01	0,01	14,09	45,04	0,26	0,00	0,14	98,97	85,07
17	21Д-114	39,07	0,00	0,00	14,69	45,54	0,28	0,00	—	99,58	84,67
18	21Д-117	39,30	0,00	0,03	17,15	43,31	0,26	0,00	0,17	100,22	81,82
19	21Д-216	39,88	0,06	0,08	14,69	45,00	0,26	0,03	—	100,00	84,52
20	21Д-216/1	40,38	—	0,06	9,15	50,14	0,30	0,01	—	100,04	90,71
21	25Д-25	40,23	0,01	0,04	9,70	48,46	0,32	0,02	0,28	99,06	89,90
22	32Д-15	40,56	0,02	0,06	10,23	49,08	0,29	0,00	0,26	100,50	89,53
23	32Д-16	40,15	0,04	0,04	12,53	46,94	0,28	0,00	0,23	100,23	86,98
24	32Д-18	40,62	0,04	0,06	10,13	48,80	0,29	0,00	0,28	100,22	89,57
25	32Д-19	40,41	0,02	0,03	12,33	47,18	0,28	0,00	0,22	100,47	87,21
26	43Д-3(ц)	39,21	0,00	0,00	12,68	48,22	0,32	0,00	—	100,44	87,14
27	43Д-3(к)	39,21	0,00	0,00	13,76	47,16	0,30	0,00	—	100,46	85,93
28	43Д-11	39,95	0,02	0,03	14,14	45,66	0,29	0,00	0,18	100,27	85,20
29	44Д-7	40,29	0,02	0,05	11,75	47,46	0,28	0,00	0,23	100,08	87,80
30	44Д-9	40,94	0,10	0,00	10,64	47,39	0,29	0,02	—	99,38	88,81
31	44Д-9	40,09	0,00	0,06	9,45	49,68	0,29	0,02	—	99,59	90,35
32	44Д-9	39,69	0,00	0,03	12,64	47,03	0,32	0,01	—	99,72	86,90
33	44Д-9а	40,65	0,03	0,06	9,73	48,98	0,30	0,01	0,24	100,00	89,97
34	44Д-9б	40,20	0,07	0,07	10,74	48,58	0,31	0,01	0,23	100,21	88,96
35	49Д-71	40,07	0,08	—	14,50	45,11	0,25	0,04	—	100,05	84,72
36	49Д-73	39,60	0,07	0,08	14,28	45,38	0,25	0,03	—	99,69	84,99
37	49Д-74	39,76	0,07	0,07	14,26	45,32	0,24	0,03	—	99,75	84,99
38	54Д-1а	39,29	0,06	0,08	19,71	41,63	0,26	0,03	—	101,06	79,01
39	54Д-1а	39,46	0,07	0,08	18,67	42,39	0,24	0,05	—	100,96	80,18
40	68Д-3	39,91	0,03	0,04	15,05	45,15	0,28	0,00	0,20	100,66	84,24
41	68Д-5	39,89	0,02	0,04	14,37	45,61	0,25	0,00	0,21	100,39	84,98
42	69Д-9	40,46	0,02	0,05	10,29	48,36	0,31	0,00	0,21	99,70	89,33
43	69Д-10	40,26	0,02	0,05	12,21	46,68	0,28	0,00	0,24	99,74	87,20
44	69Д-11	40,44	0,02	0,05	10,91	47,64	0,29	0,00	0,21	99,56	88,61
45	69Д-12	39,90	0,00	0,07	12,42	47,15	0,29	0,03	0,23	100,09	87,12

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
46	80Д-1	39,94	0,02	0,05	11,83	46,84	0,25	0,00	0,23	99,16	87,59
47	80Д-2	39,91	0,02	0,02	13,32	45,53	0,28	0,00	0,14	99,22	85,90
48	80Д-9	40,39	0,02	0,05	10,17	48,64	0,28	0,00	0,27	99,82	89,50
49	81Д-8	40,16	0,04	0,05	10,42	48,13	0,30	0,03	0,23	99,36	89,17
50	82Д-1	40,23	0,02	0,05	12,50	46,78	0,29	0,00	0,15	100,02	86,96
51	86Д-24	38,57	—	—	12,56	47,57	0,30	0,01	—	99,01	87,10
52	S15-19/1	39,25	0,00	0,00	12,68	47,74	0,32	0,00	—	99,99	87,03
53	S15-21/1(ц)	39,91	0,00	0,00	9,76	50,41	0,41	0,00	—	100,49	90,20
54	S15-21/1(к)	39,17	0,00	0,00	12,84	48,29	0,26	0,00	—	100,56	87,02
55	S15-32/2(ц)	38,96	0,00	0,00	15,22	45,19	0,26	0,00	—	99,63	84,11
56	S15-32/2(к)	38,97	0,00	0,00	15,42	44,80	0,28	0,00	—	99,47	83,81

Примечание. 1–7, 10–20, 35–37 — район непосредственного сочленения рифта САХ и трога разлома 15°20' (южный сегмент САХ); 38, 39 — северный сегмент САХ; 8, 9 — пассивная (восточная) часть разломного трога; 21, 26–34, 52–54 — южный разрез; 22–25, 55, 56 — дно и борта рифтовой долины южного сегмента САХ; 40–45 — северный разрез; 46–51 — дно и борта рифтовой долины САХ в районе 19–22° с.ш. Здесь и далее: (ц) — центральная часть, (к) — край зерна; прочерк — не определялось. Fo — доля форстеритового компонента в оливинах, мол. %.

ким типам базальтов: оливины состава Fo_{82-84} — базальтам типа TOP-2; оливины состава $Fo_{87-88,5}$ — базальтам типа TOP-1. Развивая эту идею далее, мы установили линейную корреляцию состава оливина со степенью дифференциации базальтовых расплавов (рис. 2.5). Базальты с низкими значениями отношения $FeO^*/MgO = 0,86$ (см. табл. 2.4, группы N-4b и P-5b) содержат самые магниевые оливины ($Fo = 88,5-91,0$ мол. %), свойственные первичным расплавам, равновесным с мантийным веществом [Соболев, 1996]. В сильно дифференцированных разновидностях базальтов, характерных для «приразломного» магматизма (группы P-6b и W-1b; $FeO^*/MgO = 1,37$ и $1,74$), оливины более железистые ($Fo = 83,2$ и $79,6$ мол. % соответственно). При этом вариации состава оливиновых вкрапленников в пределах отдельных кластерных групп базальтов не превышают 2 мол. % Fo (см. табл. 2.6 и 4.1).

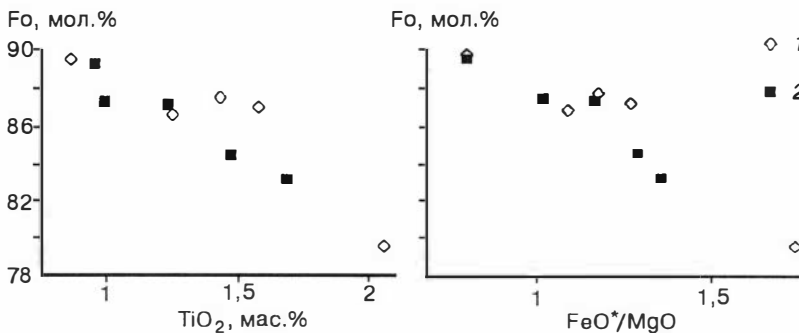


Рис. 2.5. Зависимость состава вкрапленников оливина из базальтов от содержания TiO_2 в породе и степени дифференциации базальтовых расплавов (FeO^*/MgO).

1 — точки состава оливина из аномальных эффузивных серий; 2 — точки состава оливина из базальтов NMORB северного сегмента САХ.

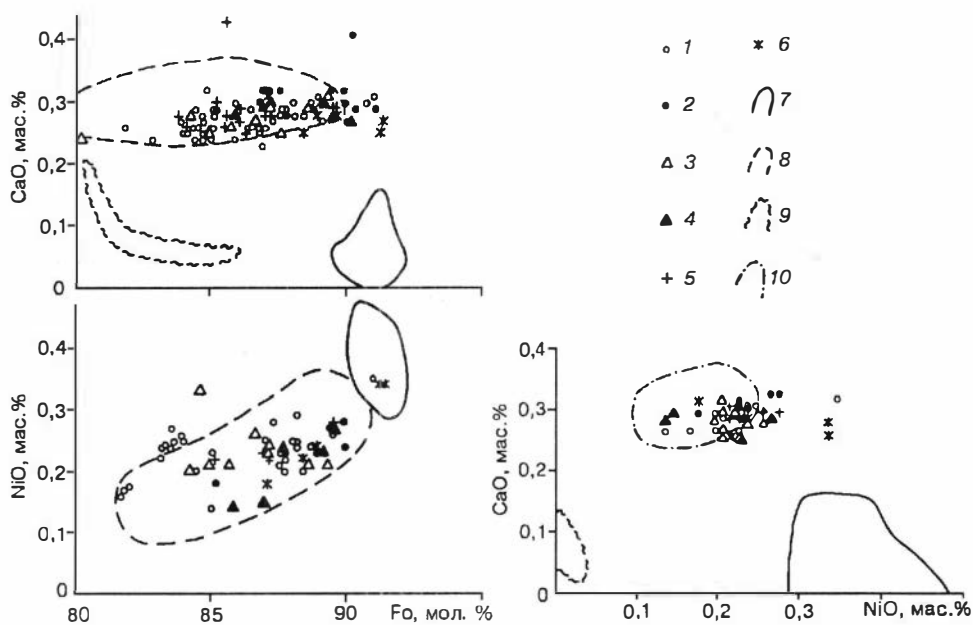


Рис. 2.6. Состав оливинов из базальтов зоны разлома $15^{\circ}20'$ в сравнении с составами оливинов из габбро и гипербазитов Центральной Атлантики.

1–6 — точки состава оливина из базальтов (данные авторов): 1 — района непосредственного восточного сочленения разлома $15^{\circ}20'$ и рифтовой долины САХ, 2 — южного разреза ($\sim 14^{\circ}45'$ с.ш.), 3 — северного профиля ($\sim 15^{\circ}52'$ с.ш.), 4 — рифтовой долины САХ к югу от разлома Кейн ($19\text{--}22^{\circ}$ с.ш.), 5 — дна рифтовой долины САХ (южный сегмент) в зоне разлома $15^{\circ}20'$, 6 — из долеритов района непосредственного восточного сочленения разлома $15^{\circ}20'$ и рифтовой долины САХ; 7–10 — поля состава оливинов: 7 — из гипербазитов зоны разлома $15^{\circ}20'$ (данные авторов), 8 — из MORB Центральной Атлантики, 9 — из габброидов зоны разлома $15^{\circ}20'$ (данные авторов), 10 — из базальтов рифтовой долины САХ (район ТАГ).

Как видно из рис. 2.6, оливины из базальтов рифтовой зоны САХ по составу существенно отличаются от оливинов из гипербазитов реститовых комплексов литосферы Центральной Атлантики. Это означает, что даже вкрапленники оливина кристаллизовались непосредственно из базальтового расплава, а статистические группы базальтов (как EMORB, так и NMORB), характеризующиеся наиболее магниезальными составами, представляют собой исходные базальтовые расплавы, поступающие непосредственно из первичного мантийного источника, тогда как формирование других групп базальтов, обогащенных несовместимыми и летучими компонентами и водой, связано с процессом дифференциации базальтовых расплавов в промежуточных магматических камерах.

На профиле, построенном по простиранию рифта САХ между 8 и 23° с.ш. (рис. 2.7), отчетливо видно совпадение положительных и отрицательных значений на кривых распределения Fo в базальтах и гипербазитах, иллюстрирующих пространственную корреляцию степени деплетированности ультраосновных пород со степенью дифференцированности базальтовых расплавов. Так, например, гипербазиты южного борта разлома $15^{\circ}20'$ (степень частичного плавления у них выше 24% [Пушаровский и др., 1995]) ассоциируют с базальтами, в кото-

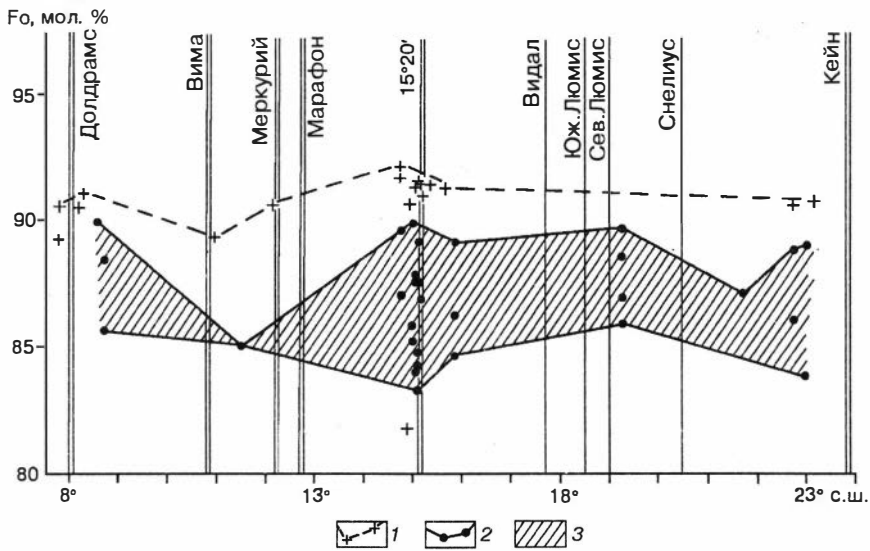


Рис. 2.7. Вариации содержания форстеритового компонента (Fo) в оливинах из базальтов и гипербазитов Приэкваториальной Атлантики (северное полушарие).

1 — среднее содержание форстерита в оливинах из гипербазитов и линии, соединяющие максимальные значения Fo; 2 — среднее содержание форстерита в оливинах из базальтов и линии, соединяющие максимальные и минимальные значения Fo; 3 — поле вариаций Fo в оливинах из базальтов Приэкваториальной Атлантики (8–23° с.ш.).

рых валовой состав пород и вкрапленников оливина варьирует в широком диапазоне значений (см. табл. 2.4, 2.6).

Клинопироксен в базальтах зоны разлома 15°20' встречается как во вкрапленниках, так и в основной массе породы, т. е. кристаллизация его происходит в очень широком интервале P – T -параметров, начинаясь на значительных глубинах в первичном и промежуточных магматических очагах и заканчиваясь при излиянии базальтов на дно океана. Представительные микронзондовые анализы клинопироксенов приведены в табл. 2.7 и 4.1, из которых видно, что по содержанию петрогенных элементов (FeO, MgO, CaO и особенно TiO_2 и Cr_2O_3) вкрапленники заметно отличаются от микролитов из основной массы (рис. 2.8). Для первых характерна повышенная хромистость при низких (<0,5 мас.%) содержаниях TiO_2 , тогда как во вторых при низкой хромистости (<0,25 мас.%) концентрации TiO_2 достигают 1 мас. % и более. На диаграмме En–Wo–Fs (рис. 2.9) отчетливо видно, что вкрапленники клинопироксена из базальтов компактно располагаются в поле составов пироксенов из долеритов, что свидетельствует о комагматичности этих типов пород. Из других особенностей можно лишь отметить, что вкрапленники клинопироксена из слабо дифференцированных базальтов (группа P-5b) в среднем оказываются значительно более хромистыми и магниальными по сравнению с пироксенами из более дифференцированных базальтов. Это также может свидетельствовать о более глубинном их происхождении (см. табл. 2.7 и 4.1).

На диаграмме $SiO_2/100$ – TiO_2 – Na_2O (рис. 2.10) составы клинопироксенов из базальтов зоны разлома 15°20' образуют компактное низкотитанистое поле, частично перекрывающее область пироксенов из океанических толеитов. От-

Представительные анализы моноклинных пироксенов (мас.%) из базальтов зоны трансформного разлома 15°20'

Номер		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#	Wo	En	Fs
п/п	образца														
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	11Д-32	51,36	0,40	3,86	0,90	4,37	0,13	18,04	18,98	0,23	98,27	88,03	39,97	52,85	7,18
2	11Д-35	53,09	0,18	2,59	0,72	4,44	0,00	18,55	19,80	0,25	99,62	88,18	40,37	52,58	7,05
3	11Д-35ом	51,48	0,63	1,88	0,03	12,50	0,00	12,61	20,38	0,48	99,99	64,25	42,75	36,79	20,50
4	13Д-48ом	49,31	1,17	5,69	0,27	7,18	0,09	17,29	17,23	0,20	98,43	81,13	36,76	51,31	11,90
5	13Д-48ом	49,98	1,01	3,33	0,04	13,10	0,22	17,77	12,75	0,14	98,34	70,74	26,72	51,84	21,40
6	21Д-98ом	50,09	1,42	5,17	0,09	7,84	0,07	18,30	17,28	0,23	100,49	80,60	35,34	52,12	12,50
7	21Д-98ом	49,90	1,74	4,77	0,08	8,93	0,11	18,47	16,92	0,24	101,16	78,64	34,12	51,80	14,10
8	21Д-108	52,56	0,30	3,28	0,63	3,89	0,11	17,74	21,22	0,26	99,99	89,07	43,37	50,45	6,19
9	21Д-108	53,04	0,22	3,92	0,53	4,36	0,12	19,20	18,31	0,35	100,05	88,67	37,80	55,15	7,05
10	21Д-109	52,39	0,24	3,00	0,67	4,55	0,12	18,28	19,29	0,21	98,75	87,73	39,95	52,68	7,37
11	21Д-110	52,17	0,25	2,98	0,96	4,14	0,12	17,95	19,82	0,25	98,64	88,50	41,27	51,98	6,75
12	21Д-112	52,17	0,16	3,09	1,07	3,89	0,14	18,67	19,29	0,20	98,68	89,57	39,95	53,79	6,26
13	21Д-113	52,62	0,24	2,56	0,52	4,45	0,17	19,52	19,02	0,18	99,28	88,66	38,29	54,71	7,00
14	21Д-114ом	49,73	1,17	4,51	—	12,10	0,17	18,74	13,99	0,16	100,57	73,38	28,24	52,66	19,10
15	21Д-114ом	48,40	1,47	3,00	—	18,30	0,31	14,64	14,38	0,23	100,73	58,76	29,31	41,54	29,20
16	32Д-15	52,60	0,20	2,31	0,22	5,32	0,16	18,64	19,41	0,24	99,10	86,16	39,20	52,39	8,41
17	32Д-16	52,52	0,28	2,30	0,22	5,45	0,16	19,05	18,91	0,22	99,11	86,20	38,08	53,38	8,55
18	32Д-17	52,19	0,22	2,92	0,92	4,55	0,13	18,54	19,65	0,22	99,34	87,92	40,11	52,65	7,23
19	32Д-18	51,89	0,26	2,85	0,68	4,51	0,13	18,30	19,90	0,28	98,80	87,86	40,70	52,10	7,20
20	32Д-19	51,72	0,20	3,46	1,13	3,53	0,11	18,08	20,36	0,22	98,81	90,09	42,17	52,10	5,73
21	32Д-20	52,14	0,20	3,11	0,80	4,11	0,12	18,14	20,11	0,23	98,96	88,74	41,41	51,99	6,60
22	43Д-3	52,83	0,20	2,26	0,51	4,91	0,05	19,39	18,84	0,15	99,14	87,58	37,96	54,34	7,70
23	43Д-3	52,99	0,25	2,93	0,92	4,09	0,01	19,74	18,94	0,22	100,09	89,56	38,16	55,39	6,45
24	44Д-7	51,13	0,33	3,74	1,38	4,28	0,16	17,72	19,73	0,25	98,72	88,08	41,34	51,67	7,00
25	44Д-9	52,60	0,19	3,51	1,15	3,49	0,10	18,46	20,02	0,24	99,76	90,41	41,35	53,03	5,63
26	44Д-9а	51,16	0,33	4,06	1,55	4,04	0,11	17,39	19,92	0,26	98,82	88,43	42,12	51,18	6,70
27	44Д-9б	52,27	0,30	2,91	0,99	3,89	0,12	17,65	20,63	0,29	99,05	89,03	42,80	50,92	6,27
28	S15-32/2	52,42	0,24	2,89	0,58	4,61	0,07	19,08	19,01	0,14	99,04	88,07	38,69	53,99	7,31
29	S15-32/2ом	49,87	1,34	3,52	—	10,30	0,20	16,14	17,63	0,23	99,23	73,65	36,64	46,67	16,70

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
30	S15-32/20м	50,08	1,27	3,91	0,06	8,86	0,15	17,07	17,62	0,20	99,22	77,45	36,48	49,20	14,30
31	S15-32/12	51,09	0,66	3,65	0,60	6,19	0,08	17,95	18,15	0,17	98,54	83,77	37,84	52,08	10,10
32	S15-32/120м	49,77	0,94	4,51	0,11	6,35	0,09	16,35	19,78	0,20	98,10	82,10	41,66	47,90	10,40
33	S15-32/120м	50,10	0,87	4,27	0,08	6,74	0,09	16,85	19,55	0,22	98,77	81,66	40,52	48,57	10,90
34	S15-32/120м	47,85	1,86	2,91	—	16,90	0,38	11,92	16,45	0,25	98,52	55,66	35,59	35,85	28,60
35	S15-63/330м	52,39	0,44	1,64	0,06	7,65	0,13	18,33	17,43	0,14	98,21	81,05	35,66	52,15	12,20
36	S15-63/330м	49,52	1,40	2,77	—	16,20	0,34	14,10	14,87	0,22	99,42	60,79	31,55	41,61	26,80

Примечание. 1–21, 28–36 — район непосредственного сочленения рифта САХ и трюга разлома 15°20' (угловое поднятие на восточном полигоне); 22–27 — южный разрез. ом — анализы клинопироксенов из основной массы базальтов.

Здесь и далее Mg# — магнeзиальность ($Mg\# = Mg/(Mg+Fe) \times 100$); доля компонента в клинопироксенах, мол. %. Wo — воластонитового, En — энстатитового, Fs — ферросилиитового.

дельные точки состава клинопироксенов оказываются вблизи поля океанических базальтов субщелочной серии, что хорошо согласуется с наличием обогащенных летучими и несовместимыми компонентами базальтов в непосредственной близости с разломом [Колобов и др., 1991].

Плаггиоклаз в базальтах зоны разлома 15°20', как и клинопироксен, кристаллизуется на протяжении всей эволюции базальтовых расплавов и поэтому встречается как во вкрапленниках, так и среди минералов основной массы пород (табл. 2.8 и 4.1). По составу вкрапленники плаггиоклаза отвечают битовниту (An_{72-89}) и, как правило, слабо зональны (внешние части кристаллов на 2–3 мол. % An кислее). Плаггиоклаз основной массы базальтов соответствует лабрадору (An_{51-67}), причем зональность в нем выражена более отчетливо — внешние части микрофенокристов на 15 мол. % An кислее их ядер (см. табл. 2.8). Сравнение данных по составу плаггиоклазов с химизмом выделенных кластерных групп для района восточного сочленения рифта САХ с разломом 15°20' показало, что с увеличением степени дифференцированности базальтов основность плаггиоклаза падает. Так, средний состав плаггиоклазовых вкрапленников в базальтах кластерных групп P-5b и P-1b ($FeO^*/MgO = 0,80$ и 1,02; $CaO/TiO_2 = 12,0$ и 12,1) отвечает $An_{88,9}$ и $An_{87,4}$, тогда как в базальтах групп P-3b и P-7b ($FeO^*/MgO = 1,29$ и 1,20; $CaO/TiO_2 = 7,3$ и 10,4) плаггиоклаз значительно более кислый — $An_{81,2}$ и $An_{69,8}$ соответственно. Очевидно, как и для случая с клинопироксеном, это связано с характером изменения состава базальтовых магм в процессе их эволюции.

Шпинель в базальтах зоны разлома 15°20' представлена главным образом бурой хромистой разновидностью. Являясь «сквозным» минералом для пород океанической литосферы и офиолитовых ассоциаций складчатых областей, шпинель имеет важное петрологическое значение для выяснения условий их формирования. Микронзондовые анализы шпинели из ба-

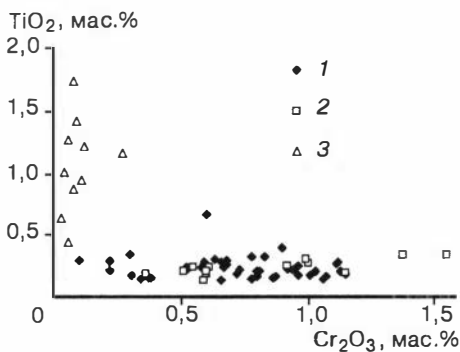


Рис. 2.8. Распределение содержания Cr_2O_3 и TiO_2 в клинопироксенах из базальтов района восточного сочленения САХ с разломом $15^\circ 20'$.
 1, 2 — клинопироксен из вкрапленников: 1 — район непосредственного сочленения рифта САХ и разлома $15^\circ 20'$, 2 — южный разрез; 3 — клинопироксен из основной массы базальтов.



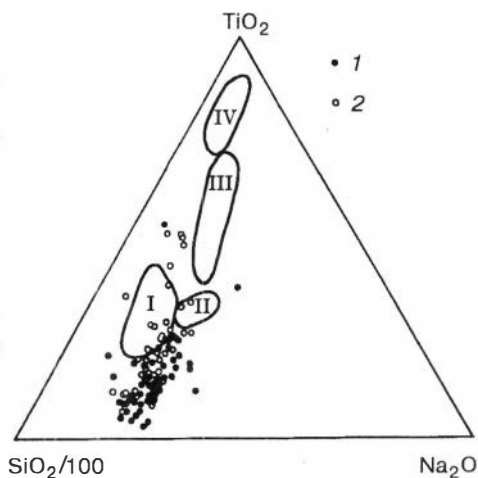
Рис. 2.9. Диаграмма $\text{Epx}-\text{Wo}-\text{Fs}$ для клинопироксенов из магматических пород зоны разлома $15^\circ 20'$.
 1, 2 — клинопироксен: 1 — из вкрапленников в базальтах, 2 — из основной массы базальтов; 3, 4 — поле составов клинопироксенов: 3 — из долеритов, 4 — из габброидов.

зальтов зоны разлома $15^\circ 20'$ приведены в табл. 2.9, из которой видно, что даже в пределах одной станции драгирования вариации вариации состава шпинели весьма значительные. На диаграмме $\text{Cr}\#-\text{Mg}\#$ (рис. 2.11) подавляющее большинство точек состава шпинелей зоны разлома $15^\circ 20'$ попадает в поле составов шпинелей из базальтов Центральной Атлантики [Dick, Bullen, 1984], которое, в свою очередь, почти полностью перекрывается полем шпинелей из гипербазитов данного региона. Причем базальты рифтовой зоны САХ с аномально высокими значениями хромистости шпинели по географическим координатам совпадают с сильно деплетированными гипербазитами (рис. 2.12). Полученные нами данные хорошо согласуются с результатами более ранних исследований [Соболев и др., 1992; Пушаровский и др., 1995] и подтверждают вывод о генетической связи базальтов зоны разлома $15^\circ 20'$ с ассоциирующими с ними перидотитами.

При сравнении состава шпинели (ее хромистости и магнезиальности) с составом материнских пород установлен ряд интересных закономерностей. Оказалось,

Рис. 2.10. Дискриминационная диаграмма $\text{SiO}_2/100-\text{TiO}_2-\text{Na}_2\text{O}$ для клинопироксенов из базальтов (1) и долеритов (2) зоны разлома $15^\circ 20'$.

I–IV — поля составов клинопироксенов (по данным О. П. Цамерян и др. [1991]): I — из толеитов океанических рифтов типа TOP-1, II — из толеитов типа TOP-2, III — из субшелочных базальтов Исландии, IV — из щелочных базальтов подводной горы Ампер (Центральная Атлантика).



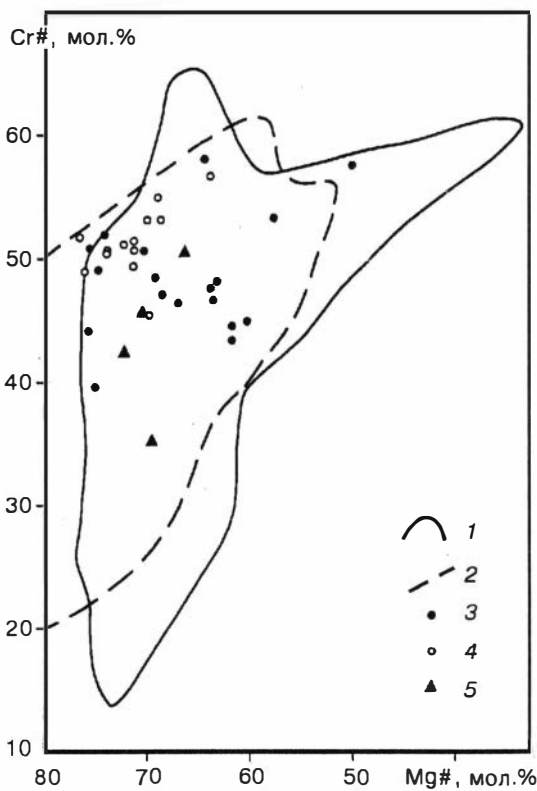


Рис. 2.11. Диаграмма Cr#–Mg# для шпинелей из базальтов зоны разлома 15°20'.

1, 2 — поле составов шпинели: 1 — из гипербазитов зоны разлома 15°20', 2 — из базальтов MORB Центральной Атлантики (по данным Н. Dick, Т. Bullen [1984]); 3–5 — точки составов шпинели: 3 — район непосредственного восточного сочленения разлома 15°20' с рифтовой долиной САХ, 4 — южный разрез, 5 — район непосредственного сочленения северного сегмента САХ с разломом 15°20' (основание внутренне-го углового поднятия).

что хромистость шпинели имеет положительную корреляцию со степенью обогащенности базальтов несовместимыми элементами. Так, в примитивных базальтах типа NMORB из сегментов САХ, расположенных к северу от разлома 15°20' и имеющих низкие значения отношений индикаторных элементов (K_2O/TiO_2 , $(Nb/Zr)_N$, $(La/Sm)_N$, $(Ta/Hf)_N$) (см. табл. 2.4), хромистость шпинели не превышает 41–43 мол. %, тогда как в обогащенных базальтах южного сегмента она значительно выше (до 58 мол. %).

Причем для базальтов

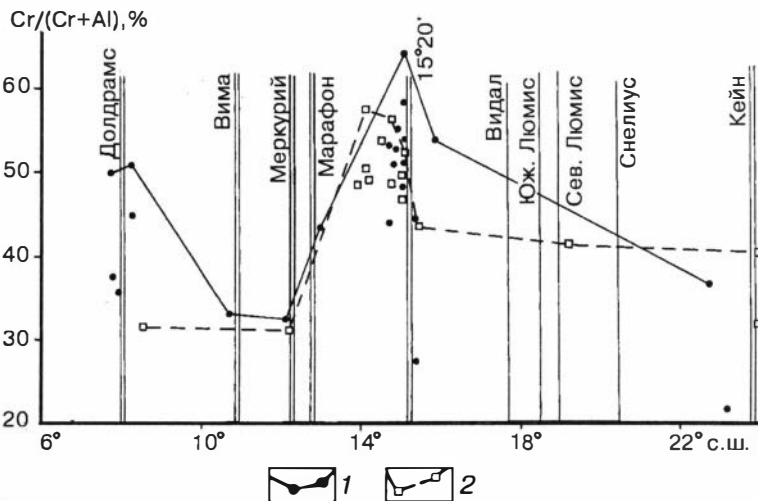


Рис. 2.12. Вариации хромистости шпинели из гипербазитов (сплошная линия) и базальтов (пунктирная линия) рифтовой зоны САХ Приэкваториальной Атлантики (северное полушарие). Линиями соединены максимальные значения хромистости шпинели. Шпинель: 1 — из гипербазитов, 2 — из базальтов.

группы P-5b (полигон детальных исследований на восточном сочленении), наиболее близких по составу к первичным мантийным расплавам, характерна самая высокая магнезиальность (73,3 мол. %) и довольно низкая хромистость (50,7 мол. %) шпинели. В наиболее дифференцированных и обогащенных разновидностях базальтов (группа P-3b) магнезиальность шпинели в среднем не превышает 58,2 мол.%, а хромистость растет и достигает предельно высоких значений (58 мол.%).

Таким образом, на основе детальных минералогических исследований показано, что участки рифтовой зоны САХ, характеризующиеся высокой степенью деплетированности гипербазитов, одновременно являются и областями развития обогащенных, сильно дифференцированных базальтов типа EMORB. При комплексном изучении химизма минералов и пород выделены разновидности базальтов как NMORB, так и EMORB (группы N-4b, W-4b, P-4b, P-5b и A-1b), близкие по составу к первичным мантийным расплавам. Дальнейшее углубленное исследование образцов этих пород различными методами анализа будет положено в основу оценки физико-химических условий генерации обогащенных базальтовых магм и будет использовано при построении петрогенетических моделей.

Долериты

Среди каменного материала, поднятого при драгировании в зоне разлома 15°20', долериты составляют очень незначительную часть (менее 5%), причем обнаружены они только в рифтовой зоне САХ и приурочены к участкам активной тектоники и денудации океанической литосферы. Так, на сочленении рифт-разлом в северном сегменте САХ они встречены в обоих бортах активной части разлома: в подошве углового поднятия (станция S3-Д63) и медианного хребта (станция S3-Д65) [Строение зоны..., 1989]. В южном сегменте (см. рис. 2.1) долериты подняты из основания и со склонов западного, наиболее круглого борта рифтовой долины (станции A9-25Д, S15-31), со склонов внутреннего углового поднятия (станции A9-11Д, 14Т, 21Д; S15-66) и субмеридиональных хребтов к западу (станция S15-29) и востоку от рифта САХ. В последнем случае долериты встречаются в обрамлении выходов на поверхность океанического дна пород габбро-гипербазитового комплекса (станции A9-43Д, 47Д; S3-Д38; S15-15, 38) (см. рис. 2.1).

Анализ особенностей химического состава долеритов выполнен на основе оригинальных данных по 43-м валовым пробам, результаты которых приведены в табл. 2.10 и частично опубликованы ранее [Строение зоны..., 1989; Геологические исследования..., 1991]. Результаты статистической обработки даны в табл. 2.11, из которой видно, что долериты западного сочленения рифта САХ с разломом 15°20' (группа W-1d) по составу отличаются от долеритов восточного сочленения (группы P-1d–P-4d). Последние, в свою очередь, характеризуются более интенсивной степенью вторичных изменений, а по валовому составу и основным геохимическим параметрам отвечают океаническим толеитам типа NMORB и резко контрастируют с преобладающими в этом регионе обогащенными базальтами типа EMORB. Учитывая эти особенности химического состава долеритов, незначительное их распространение среди пород океанической литосферы и приуроченность к участкам современной активной тектоники (борта рифтовой и разломной долин, медианных хребтов, склоны угловых поднятий), характеризующимся значительным перепадом глубин (более 2000 м), можно сделать вывод, что эти породы представляют собой фрагменты спредингового комплекса, предшествовавшего развитию магматизма «горячей точки».

Представительные анализы долеритов (мас. %) из рифтовой зоны САХ (Центральная Атлантика)

Номер		Группа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п	Сумма
п/п	образца													
1	11Д-19	P-3d	46,07	0,97	15,46	9,35	0,41	9,99	11,09	2,51	0,00	0,09	4,27	100,21
2	21Д-120	P-1d	47,65	1,00	16,73	9,01	0,15	9,05	11,22	2,19	0,18	0,09	2,62	99,89
3	21Д-125	P-1d	47,39	0,98	15,62	9,16	0,15	10,72	10,37	1,95	0,15	0,09	3,34	99,92
4	21Д-128	P-2d	46,33	0,83	13,28	9,74	0,15	14,82	9,07	1,31	0,18	0,07	4,10	99,88
5	21Д-132	P-2d	47,31	0,95	14,17	9,82	0,18	12,11	9,93	1,82	0,2	0,09	3,36	99,94
6	25Д-54	P-1d	47,64	0,63	16,18	11,21	0,15	9,56	10,02	2,41	0,08	0,09	1,64	99,61
7	S15-07/40	P-1d	47,13	1,02	16,20	9,13	0,19	9,58	10,98	2,29	0,10	0,11	3,42	100,15
8	S15-29/34	P-1d	47,23	0,86	16,35	7,74	0,21	9,30	10,45	2,74	0,20	0,10	4,53	99,71
9	S15-31/1	P-1d	48,68	0,82	15,63	8,56	0,21	9,35	10,70	2,61	0,34	0,08	2,58	99,56
10	S15-31/10	P-4d	47,76	0,79	15,88	7,93	0,16	9,89	10,50	1,73	1,65	0,09	3,20	99,58
11	S15-31/11	P-4d	50,09	0,82	15,66	6,72	0,18	9,23	9,38	2,54	2,39	0,09	2,88	99,98
12	S15-31/14	P-4d	47,75	0,78	15,65	7,97	0,16	11,04	11,40	1,44	0,88	0,08	2,82	99,97
13	S15-31/15	P-4d	47,75	0,78	16,36	7,35	0,15	10,39	11,08	1,52	1,25	0,08	2,84	99,55
14	S15-38/72	P-1d	46,14	0,83	16,56	11,40	0,21	10,65	8,54	2,08	0,16	0,09	3,10	99,76
15	S15-66/13	P-1d	47,12	0,80	15,86	8,06	0,14	11,47	10,89	1,82	0,09	0,08	3,44	99,77
16	S15-66/14	P-1d	48,03	0,84	15,82	8,61	0,14	10,48	11,30	1,95	0,09	0,08	2,80	100,14
17	S15-66/15	P-2d	47,21	0,63	13,75	7,94	0,13	14,60	11,21	0,98	0,10	0,07	3,22	99,84
18	S15-66/17	P-1d	49,16	0,73	15,67	8,63	0,14	10,04	11,52	1,90	0,15	0,07	2,16	100,17
19	S15-68/32	N-1d	48,84	0,89	16,47	8,95	0,15	8,90	12,32	1,90	0,10	0,07	1,34	99,93
20	S15-68/39	N-1d	47,61	1,05	18,48	7,64	0,12	7,50	11,24	3,09	0,20	0,11	3,00	100,04

**Среднее содержание петрогенных (мас. %), редких и рассеянных (г/т) элементов
и их индикаторные отношения в долеритах Центральной Атлантики**

Компонент	Рифт САХ	Западное сочленение	Восточное сочленение рифтовой долины САХ и разлома 15°20'			
	19–22° с.ш.		N-1d	W-1d	P-1d	P-2d
SiO ₂	48,23	49,61	47,61	46,96	47,80	48,34
TiO ₂	0,97	1,35	0,95	0,85	0,87	0,79
Al ₂ O ₃	17,48	14,56	15,93	13,52	15,67	15,89
Fe ₂ O ₃	8,30	11,38	9,56	9,51	8,47	7,49
MnO	0,14	0,20	0,17	0,16	0,43	0,16
MgO	8,20	7,91	9,92	13,92	9,71	10,14
CaO	11,78	11,38	10,57	9,82	10,58	10,59
Na ₂ O	2,50	2,88	2,13	1,37	2,63	1,81
K ₂ O	0,15	0,15	0,14	0,17	0,15	1,54
P ₂ O ₅	0,09	0,15	0,10	0,07	0,08	0,09
П.п.п.	2,17	0,45	2,77	3,55	3,32	2,94
FeO*/MgO	0,91	1,29	0,87	0,61	0,79	0,66
CaO/TiO ₂	12,1	8,4	11,1	11,6	12,2	13,4
K ₂ O/TiO ₂	0,15	0,11	0,15	0,20	0,17	1,95
N	2	3	27	5	4	4
Rb	—	—	3,8	—	—	27,3
Sr	—	150	94,9	—	180	146
Y	—	31,5	15,3	—	14	13,8
Zr	—	77,5	52,8	—	45	55,2
Nb	—	3,6	3,8	—	3,3	6,6
N	—	2	1	—	1*	1
Sc	—	49	42,4	37,2	42	41,5
Co	—	46	47	58	38	39
Cr	—	218	505	702	260	561
Cs	—	—	0,4	0,2	—	0,6
La	—	4,7	3,7	5,6	2,6	3,8
Ce	—	11,0	9,6	12,7	7,6	9,1
Nd	—	—	7,3	7,9	—	6,3
Sm	—	3,5	2,5	2,3	1,7	1,9
Eu	—	1,0	0,82	0,89	0,83	0,81
Gd	—	—	3,8	3,3	—	2,7
Tb	—	0,71	0,65	0,56	0,53	0,95
Yb	—	3,15	2,05	1,68	1,9	1,58
Lu	—	0,49	0,29	0,24	0,28	0,23
Hf	—	—	1,5	1,3	—	1,4
Ta	—	—	0,3	0,5	—	0,3
Th	—	—	0,6	1,5	—	0,5
N	—	2	2	2	1*	2
(Nb/Zr) _N ¹	—	0,45	0,70	—	0,71	1,16
(La/Sm) _N ²	—	0,84	0,94	1,55	0,96	1,26
(Sm/Nd) _N ²	—	—	1,03	0,88	—	0,93
(Ta/Hf) _N ¹	—	—	0,85	1,56	—	0,92

* По данным работы [Строение зоны..., 1989]. Остальные пояснения см. в табл. 2.4.

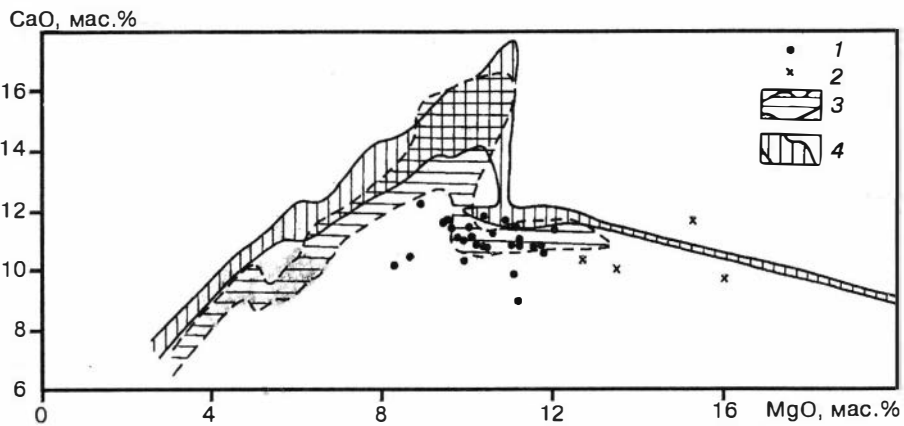


Рис. 2.13. Диаграмма CaO—MgO для долеритов района восточного сочленения рифтовой долины САХ с трансформным разломом 15°20'.

1, 2 — точки состава долеритов района восточного сочленения рифта САХ с разломом 15°20': 1 — кластерная группа P-1d, 2 — P-2d; 3, 4 — тренды кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов в изобарических условиях ($P = 2$ кбар): 3 — тип NMORB, 4 — EMORB.

Результаты ЭВМ-моделирования кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов в интрузивных изобарических условиях ($P = 2$ кбар) подтверждают комагматичность долеритов с базальтами типа NMORB. На диаграмме CaO—MgO (рис. 2.13) отчетливо видно, что большинство точек составов долеритов кластерной группы P-1d, самой распространенной в районе восточного сочленения и характеризующейся низкой степенью вторичных изменений, лежат в пределах тренда дифференциации базальтовых расплавов, отвечающих типу NMORB, причем в его начальной части, соответствующей оливин-плаггиоклазовой котектике (троктолитовый тренд). Это явление вполне объяснимо, если учесть, что долериты представляют собой породы дайкового комплекса, которые, как правило, представлены ранними фазами первичных магматических расплавов.

Более подробное описание особенностей долеритов, представляющих спрединг-овый комплекс зоны разлома 15°20', будет дано в специальном разделе этой главы.

Габброиды

Детальные исследования и изучение собранной коллекции показали, что в зоне разлома 15°20' габбро значительно менее распространены по сравнению с гипербазитами и базальтами. Они встречаются во всех геологических ситуациях зоны этого разлома и практически всегда в ассоциации с гипербазитами (см. табл. 1.1 и рис. 2.14). Среди габброидов можно выделить несколько разновидностей.

Слабоизмененные крупнокристаллические (до 1–3 см) габбро содержат свежий плаггиоклаз серого цвета, обычно более идиоморфный, чем пироксен. Реже пироксен имеет четкую огранку, а плаггиоклаз располагается в интерстициях. По внешнему облику породы практически аналогичны типичным габбро из офиолитов складчатых областей. Средне-крупнокристаллические габброиды часто деформированы с ориентировкой минералов в одном направлении.

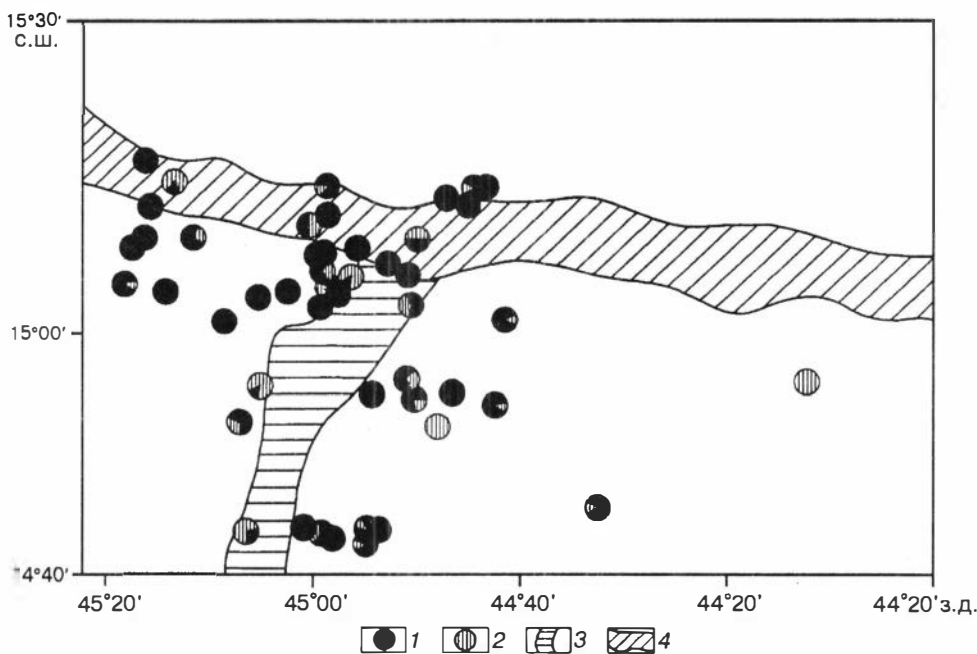


Рис. 2.14. Расположение станций драгирования с образцами гипербазитов и габброидов в районе восточного сочленения рифта САХ и разлома 15°20'.

1 — гипербазиты; 2 — габброиды; 3 — рифтовая долина САХ; 4 — трог разлома 15°20'. Данные по 9-му рейсу НИС «Антарес» и 15-му рейсу НИС «Академик Николай Страхов».

Габбро-пегматиты характерны в основном для участка непосредственного сочленения рифта САХ с разломным трогом, но встречаются и в бортах рифтовой долины. Это крупно- и гигантокристаллические (кристаллы до 5 см и более) породы с зеленовато-серым свежим прозрачным плагиоклазом и также слабоизмененным клинопироксеном. Можно выделить лейко- и меланократовые разновидности. Часть габбро-пегматитов изменена: плагиоклаз замещен белым и розоватым клиноцоизитом, а породы в целом очень похожи на пегматиты из офиолитов Алтае-Саянской складчатой области.

Мелкозернистые габбро в ассоциации с габбро-долеритами и частично с долеритами характеризуют, скорее всего, небольшие интрузивы и, возможно, крупные дайковые тела.

Рудные габбро со значительным содержанием ильменита драгированы в основном на участке западного сочленения рифтовой долины САХ с разломным трогом и практически аналогичны породам, поднятым ранее в этом районе в 3-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» [Строение зоны..., 1989].

Важное значение для расшифровки процессов формирования и преобразования океанической литосферы в зоне разлома 15°20' имеет комплекс алогаббровых пород, характерных для наиболее тектонически активных зон (борта рифта, угловое поднятие). В составе этого комплекса выделяются **флазергаббро, бластомилониты и катаклазиты по габброидам и амфиболиты.**

Исследования состава клинопироксенов (табл. 2.12) из габбро зоны разлома 15°20' показали, что минералы из габброидов непосредственного сочленения рифта и трога формируют низкотитанистую (менее 0,3 мас.%) серию. Высокие

Химический состав моноклинных пироксенов (мас. %) из габброидов зоны трансформного разлома 15°20'

Номер		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#	Wo	En	Fs
п/п	образца														
1	11Д-32	51,36	0,40	3,86	0,90	4,37	0,13	18,04	18,98	0,23	98,27	88,03	39,97	52,85	7,18
2	11Д-32	52,41	0,27	3,71	1,11	3,71	0,11	18,08	20,11	0,24	99,75	89,66	41,74	52,24	6,02
3	11Д-55	54,35	0,08	0,31	0,07	4,21	0,19	16,58	24,13	0,10	100,02	87,52	47,80	45,68	6,51
4	11Д-55	53,28	0,24	2,05	0,10	5,25	0,21	15,31	23,03	0,34	99,81	83,83	47,54	43,98	8,48
5	11Д-55	52,92	0,34	1,53	0,13	5,57	0,17	16,63	22,03	0,24	99,56	84,16	44,51	46,70	8,79
6	11Д-58	51,60	0,22	3,41	0,90	4,35	0,14	16,17	20,71	0,55	98,05	86,92	44,46	48,28	7,27
7	11Д-58	54,12	0,09	1,06	0,35	2,77	0,12	16,69	23,97	0,13	99,30	91,47	48,58	47,03	4,39
8	11Д-59	51,47	0,59	2,46	0,07	10,30	0,28	13,57	21,00	0,45	100,19	70,16	43,83	39,41	16,80
9	11Д-60	52,81	0,24	2,08	0,11	6,15	0,19	16,66	21,40	0,26	99,90	82,85	43,34	46,94	9,72
10	11Д-63	51,74	0,28	3,85	1,26	3,53	0,11	16,12	22,26	0,34	99,49	89,09	46,92	47,29	5,79
11	11Д-63	51,24	0,27	3,54	1,22	3,47	0,11	15,65	21,84	0,52	97,86	88,96	47,16	47,00	5,83
12	11Д-63	50,97	0,32	3,65	1,33	4,30	0,17	15,63	21,90	0,41	98,68	86,60	46,58	46,26	7,16
13	11Д-160	52,87	0,11	3,76	1,33	4,25	0,00	19,17	18,70	0,25	100,44	88,94	38,42	54,76	6,81
14	11Д-160	52,30	0,11	3,71	1,41	3,08	0,00	16,73	22,07	0,25	99,66	90,64	46,22	48,74	5,03
15	21Д-138	52,11	0,26	2,46	0,26	7,33	0,23	17,27	18,52	0,32	98,76	80,74	38,37	49,77	11,90
16	21Д-138	52,46	0,24	2,48	0,47	5,72	0,20	17,84	19,58	0,31	99,30	84,76	40,06	50,80	9,13
17	21Д-138	51,78	0,31	2,45	0,24	6,81	0,21	15,47	21,51	0,31	99,09	80,22	44,48	44,54	11,00
18	21Д-140	51,61	0,06	0,79	0,03	16,70	0,00	9,87	20,41	0,32	99,79	51,27	43,25	29,09	27,70
19	21Д-140	51,54	0,08	0,81	0,06	16,00	0,00	10,22	20,79	0,30	99,80	53,22	43,77	29,93	26,30
20	21Д-140	52,24	0,08	0,81	0,03	15,10	0,00	10,86	20,87	0,27	100,26	56,19	43,69	31,64	24,70
21	21Д-145	51,91	0,57	1,98	0,15	8,09	0,23	15,01	21,70	0,29	99,93	76,77	44,36	42,72	12,90
22	21Д-149	52,86	0,28	2,98	0,67	4,92	0,17	17,48	20,49	0,29	100,14	86,35	42,10	50,00	7,90
23	21Д-149	52,22	0,21	2,85	0,62	3,74	0,15	16,90	22,34	0,28	99,31	88,95	45,81	48,20	5,99
24	21Д-149	53,00	0,16	2,38	0,49	5,50	0,17	22,34	16,48	0,15	100,67	87,89	31,80	59,94	8,26

25	21Д-150	52,84	0,21	2,76	0,57	6,05	0,15	20,25	15,72	0,27	98,82	85,65	32,34	57,95	9,71
26	21Д-150	52,00	0,24	3,13	0,62	4,54	0,16	16,67	21,12	0,35	98,83	86,77	44,14	48,47	7,39
27	21Д-150	52,94	0,20	2,82	0,59	6,66	0,18	19,73	16,47	0,28	99,87	84,05	33,52	55,87	10,60
28	21Д-151	52,49	0,22	2,13	0,53	4,27	0,15	16,80	22,53	0,24	99,36	87,49	45,73	47,48	6,79
29	21Д-151	52,46	0,25	2,58	0,48	4,24	0,14	17,17	22,21	0,23	99,76	87,83	44,95	48,35	6,70
30	21Д-151	52,37	0,16	3,15	0,90	3,67	0,14	16,70	22,43	0,34	99,86	89,04	46,24	47,87	5,89
31	25Д-49	50,34	0,52	4,47	1,17	5,11	0,16	17,47	19,21	0,28	98,73	85,92	40,45	51,17	8,39
32	25Д-49	51,69	0,54	3,08	0,48	5,71	0,15	17,50	19,88	0,26	99,29	84,53	40,82	50,03	9,15
33	25Д-50	50,88	0,49	3,87	1,32	4,67	0,14	17,76	19,66	0,30	99,09	87,14	40,93	51,48	7,59
34	25Д-50	51,43	0,57	3,09	0,47	5,49	0,16	17,58	20,03	0,27	99,09	85,06	41,07	50,13	8,80
35	25Д-51	50,88	0,48	3,78	1,19	4,87	0,13	17,75	19,62	0,27	98,97	86,69	40,78	51,34	7,88
36	25Д-51	51,79	0,52	3,17	0,68	5,25	0,13	17,48	20,85	0,32	100,19	85,55	42,31	49,35	8,34
37	25Д-52	51,43	0,54	2,82	0,36	5,63	0,16	17,69	20,09	0,29	99,01	84,87	40,93	50,13	8,94
38	25Д-52	51,97	0,36	2,00	0,40	5,01	0,23	16,66	21,84	0,24	98,71	85,54	44,64	47,36	8,00
39	66Д-1	51,79	0,40	3,03	0,55	4,52	0,16	15,89	21,90	0,33	98,57	86,27	46,06	46,54	7,40
40	66Д-1	52,16	0,58	2,76	0,45	4,48	0,16	16,14	22,46	0,31	99,50	86,52	46,39	46,39	7,23
41	66Д-2	52,38	0,36	2,99	0,43	4,23	0,13	16,00	22,19	0,36	99,07	87,12	46,50	46,61	6,89
42	66Д-2	51,97	0,39	2,92	0,54	4,45	0,14	16,12	22,28	0,42	99,23	86,62	46,25	46,56	7,19
43	66Д-7	52,26	0,36	2,84	0,40	4,99	0,15	16,76	21,44	0,31	99,51	85,65	44,06	47,91	8,03
44	66Д-7	51,76	0,46	3,16	0,59	4,54	0,15	15,72	21,68	0,37	98,43	86,07	46,03	46,45	7,52
45	66Д-9	51,74	0,44	3,47	0,51	5,20	0,15	15,76	21,79	0,35	99,41	84,34	45,61	45,87	8,52
46	66Д-9	52,77	0,32	2,69	0,38	4,14	0,14	16,12	22,66	0,36	99,58	87,41	46,89	46,42	6,68
47	66Д-10	50,97	0,38	3,93	0,97	4,54	0,15	15,61	21,26	0,41	98,22	85,93	45,69	46,66	7,64
48	66Д-10	51,88	0,55	3,03	0,46	4,66	0,14	16,17	21,56	0,36	98,81	86,10	45,21	47,17	7,62

Примечание. Анализы клинопироксенов: 1–7, 9–12, 15–30 — из габброидов свежих и слабоизмененных; 8, 13, 14 — меланократовых габбро; 31–48 — из метагаббро. 1–30 — зона непосредственного сочленения рифта САХ и трога разлома 15°20' («угловое поднятие» на восточном полигоне); 31–38 — южный разрез; 39–48 — северный разрез. Остальные пояснения см. в примеч. табл. 2.7.

содержания титана (до 0,55 мас.%) с широкими вариациями хрома (до 1,3 мас.%) характерны для пироксенов южного разреза. В обоих случаях установлена отрицательная корреляция концентраций титана и хрома. Клинопироксен из габброидов северного разреза обнаруживает положительную корреляционную связь титана и хрома и на диаграммах занимает промежуточное положение между предыдущими группами. В целом все отмеченные выше клинопироксены заметно отличаются от пироксенов из габброидов Тихого океана [Тихоокеанская окраина..., 1991].

По соотношению титана и хрома в клинопироксенах в районе непосредственного сочленения рифта САХ и разломного трога выделяются две вулканоплутонические (габбро + долериты + базальты) ассоциации. Для *первой группы* пород характерны минимальные содержания титана и хрома в пироксенах. В ряду габбро→долериты→базальты (снизу вверх по разрезу океанической литосферы) в пироксенах последовательно повышается содержание хрома при практически стабильной концентрации титана (менее 0,35 мас.%). *Вторая группа* (габбро + + долериты + базальты) содержит пироксены с максимальными значениями хрома и образует фактически единое высокохромистое и низкотитанистое поле. Аналогичные пироксены в офиолитах Северной Венгрии определены как протокристаллы, формировавшиеся в глубинных условиях [Балла, Добрецов, 1984].

При сравнении данных по клинопироксенам из пород северного и южного разрезов в зоне разлома 15°20' видно, что минералы из габброидов этих двух участков формируют свои отдельные группы и содержат значительно больше титана, чем пироксены из габбро непосредственного сочленения рифта и разломного трога. Пироксены из габбро южного разреза при максимальном для габброидов количестве титана имеют значительные вариации содержания хрома. При переходе от габбро к базальтам в пироксенах северного разреза с ростом содержания хрома увеличивается количество титана, чем они резко отличаются от пироксенов южного разреза, где наблюдается обратная картина — уменьшение титана при увеличении хрома. Таким образом, данные по составам пироксенов подтверждают, что в северном и южном разрезах мы имеем дело с различными магматическими системами, отличающимися, в свою очередь, от систем, представленных ассоциациями пород в районе непосредственного сочленения рифта САХ с разломным трогом.

Клинопироксены из габбро зоны разлома 15°20' по распределению титана и железа показывают начальное развитие трендов с преимущественным накоплением Fe (четкое оформление этот тренд получил в пироксенах из габбро трога Кинг в Центральной Атлантике) и с увеличением содержания Ti [Добрецов и др., 1994]. Учитывая также, что для клинопироксенов из габбро зоны разлома 15°20' характерны низкие концентрации индикаторных компонентов (Ti и Fe), данные по составам минералов свидетельствуют о незначительных процессах дифференциации в магматических камерах рассмотренного региона.

Представительные анализы химического состава пород, входящих в комплекс габброидов зоны разлома 15°20', приведены в табл. 2.13. Результаты статистической обработки аналитических данных, полученные с помощью кластерного анализа, даны в табл. 2.14. Процедуре кластерного анализа предшествовали исключение из рассматриваемой выборки анализов габброидов, характеризующихся сильными вторичными изменениями (п.п.п. — более 4 мас.%), и пересчет пород на сухой остаток. В сегменте САХ, расположенном к югу от разлома 15°20', выделяются четыре кластерные группы пород.

Представительные анализы габброидов (мас. %) из Центральной Атлантики

Номер		Группа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
п/п	образца													
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	11Д-65		49,67	0,12	2,99	3,59	0,24	20,32	18,85	0,10	0,00	0,01	3,96	99,85
2	11Д-67	P-4gb	50,61	0,19	2,21	5,55	0,17	22,34	13,86	0,37	0,00	0,01	4,35	99,66
3	21Д-145	P-4gb	50,86	0,57	6,87	12,84	0,27	16,13	11,24	0,72	0,00	0,01	0,58	100,10
4	25Д-26	P-2gb	51,62	1,96	15,92	13,36	0,36	1,92	7,72	4,63	0,15	0,61	1,10	99,35
5	25Д-27	P-1gb	46,79	1,15	15,87	9,09	0,14	8,88	10,01	1,97	0,36	0,14	5,54	99,94
6	25Д-53	P-1gb	45,24	0,64	16,66	10,99	0,18	10,46	9,35	2,14	0,02	0,07	3,74	99,49
7	53Д-9	W-2gb	47,85	2,41	8,48	16,78	0,37	8,61	12,76	1,98	0,09	0,15	0,60	100,10
8	66Д-1	W-1gb	41,14	0,16	19,51	4,30	0,28	10,46	16,78	0,10	0,03	0,01	6,78	99,55
9	66Д-8	W-1gb	42,05	0,13	21,76	2,54	0,15	6,93	20,13	0,10	0,03	0,01	6,31	100,14
10	66Д-9		52,29	0,13	21,14	2,66	0,10	5,80	8,42	5,37	0,20	0,01	3,81	99,93
11	S15-08/03	P-1gb	45,96	0,10	22,42	3,76	0,09	9,12	14,78	1,13	0,10	0,01	2,44	99,91
12	S15-17/03	P-1gb	50,60	0,59	16,52	9,15	0,19	8,15	11,24	2,98	0,16	0,01	0,52	100,11
13	S15-17/05	P-1gb	51,03	0,49	18,32	8,57	0,15	7,37	10,03	3,16	0,18	0,01	0,88	100,19
14	S15-17/12	P-2gb	46,43	2,28	11,49	15,68	0,24	9,41	11,22	1,55	0,13	0,14	0,56	99,14
15	S15-17/19	P-2gb	45,83	2,82	12,40	16,37	0,18	7,69	10,26	2,52	0,19	0,04	1,36	99,68
16	S15-17/22		47,43	0,10	27,39	2,82	0,01	4,36	13,78	2,34	0,12	0,01	1,38	99,74
17	S15-17/34	P-1gb	51,14	0,42	16,56	8,41	0,17	7,86	11,58	2,70	0,16	0,01	0,82	99,83
18	S15-17/37	P-2gb	50,68	1,86	21,52	6,32	0,06	4,51	9,44	4,05	0,13	0,01	1,22	99,80
19	S15-17/37a	P-2gb	49,98	1,63	15,73	9,27	0,11	8,36	10,14	3,07	0,12	0,04	1,48	99,93
20	S15-17/43	P-1gb	48,84	0,67	19,05	7,37	0,11	8,67	11,97	1,92	0,18	0,13	0,94	99,85
21	S15-28/21	P-1gb	50,99	0,33	17,51	6,93	0,12	8,94	11,81	2,36	0,10	0,01	0,86	99,96
22	S15-31/18	P-1gb	50,85	0,30	16,21	7,14	0,17	8,72	13,11	2,79	0,09	0,01	0,60	99,99
23	S15-31/19	P-1gb	50,95	0,32	17,46	7,32	0,15	8,52	11,78	2,41	0,09	0,01	0,74	99,75
24	S15-31/22	P-1gb	50,58	0,30	17,36	6,98	0,16	8,37	12,57	2,36	0,10	0,01	1,00	99,79
25	S15-31/36	P-1gb	50,99	0,30	16,31	8,35	0,18	9,45	11,21	2,40	0,08	0,01	0,73	100,01

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
26	S15-31/37	P-1gb	51,25	0,22	16,39	7,92	0,16	10,45	10,73	1,86	0,07	0,01	0,74	99,80
27	S15-31/38	P-1gb	50,62	0,33	16,42	7,27	0,21	9,20	12,13	2,23	0,10	0,01	1,16	99,68
28	S15-31/39	P-1gb	50,90	0,28	17,16	7,04	0,15	8,57	12,65	2,02	0,09	0,01	1,02	99,89
29	S15-31/506	P-1gb	50,81	0,31	16,76	7,63	0,19	8,44	12,05	2,47	0,12	0,01	1,14	99,93
30	S15-31/51	P-1gb	51,26	0,33	15,46	9,44	0,23	9,99	10,72	2,13	0,09	0,01	0,74	100,40
31	S15-31/53	P-1gb	50,55	0,30	16,80	7,47	0,20	8,65	11,63	2,85	0,11	0,01	1,66	100,23
32	S15-31/54	P-1gb	50,76	0,40	15,24	8,21	0,23	9,48	12,26	2,37	0,10	0,01	0,82	99,88
33	S15-31/55	P-1gb	51,22	0,30	15,76	9,67	0,21	10,32	9,66	2,24	0,10	0,01	0,64	100,13
34	S15-31/59	P-1gb	50,79	0,26	17,20	6,35	0,19	9,04	10,20	3,57	0,13	0,01	2,20	99,94
35	S15-31/61	P-2gb	47,55	1,16	13,84	11,99	0,50	9,06	10,17	3,09	0,15	0,01	2,46	99,98
36	S15-31/63	P-1gb	48,78	0,27	15,62	6,96	0,17	10,66	10,84	3,27	0,21	0,01	3,28	100,07
37	S15-31/64	P-1gb	46,78	0,26	18,73	6,61	0,15	9,96	12,50	2,03	0,10	0,01	2,80	99,93
38	S15-31/65	P-1gb	45,90	0,30	17,19	7,44	0,18	11,99	11,45	1,86	0,11	0,01	3,52	99,95
39	S15-35/37	P-4gb	46,21	1,37	7,21	11,03	0,20	19,32	10,17	0,32	0,07	0,21	3,74	99,85
40	S15-35/45	P-2gb	48,73	1,77	14,70	11,45	0,19	7,44	9,20	4,53	0,13	0,75	1,52	100,42
41	S15-35/46	P-2gb	44,80	3,51	15,34	13,21	0,19	7,74	7,05	3,79	0,46	0,07	3,52	99,80
42	S15-35/47	P-2gb	43,10	2,75	15,37	13,19	0,16	10,44	7,15	3,12	0,28	0,05	3,43	99,09
43	S15-35/51	P-3gb	43,71	4,81	13,67	14,33	0,21	8,31	7,43	3,85	0,31	1,38	1,42	99,50
44	S15-35/52	P-3gb	45,26	4,08	16,61	11,71	0,19	5,78	8,63	4,44	0,17	2,00	1,24	100,15
45	S15-35/52a	P-2gb	49,23	1,75	13,62	9,69	0,17	9,56	8,52	3,68	0,48	0,61	2,42	99,80
46	S15-35/55	P-2gb	50,27	1,18	16,75	11,98	0,21	6,43	6,16	4,54	0,19	0,34	1,66	99,73
47	S15-35/57	P-2gb	45,79	2,95	16,33	13,00	0,17	5,76	8,58	3,70	0,44	0,72	2,04	99,59
48	S15-35/61	P-2gb	45,28	3,24	15,09	15,07	0,16	7,22	7,92	3,36	0,37	0,12	1,50	99,42
49	S15-35/62	P-2gb	47,06	3,08	12,70	13,42	0,18	8,64	8,88	3,69	0,22	0,29	1,40	99,60
50	S15-35/67	P-2gb	46,00	2,49	13,22	11,47	0,16	10,18	9,30	3,33	0,23	0,24	3,16	99,81
51	S15-35/73	P-3gb	46,65	3,24	14,92	10,43	0,18	8,69	7,79	3,50	0,65	1,33	2,28	99,81
52	S15-38/89	P-1gb	50,41	0,63	15,85	6,27	0,10	12,19	10,28	2,45	0,13	0,07	1,31	99,69
53	S15-38/90	P-2gb	42,55	3,42	10,88	14,76	0,37	13,77	8,48	1,85	0,16	0,15	3,26	99,67

Средний состав (мас. %) и геохимическая характеристика (г/г) кластерных групп габброидов зоны трансформного разлома 15°20'

Компонент	Западное сочленение		Восточное сочленение			
	W-1gb	W-2gb	P-1gb	P-2gb	P-3gb	P-4gb
SiO ₂	41,04	47,85	48,33	47,35	44,02	47,58
TiO ₂	0,15	2,41	0,37	2,36	3,85	0,66
Al ₂ O ₃	20,33	8,48	17,26	14,77	15,53	6,87
Fe ₂ O ₃	3,88	16,78	6,97	12,25	10,61	8,54
MnO	0,23	0,37	0,16	0,21	0,18	0,18
MgO	9,72	8,61	10,88	7,93	9,65	21,62
CaO	17,24	12,76	11,22	8,88	8,07	9,78
Na ₂ O	0,13	1,98	2,01	3,44	3,49	0,44
K ₂ O	0,08	0,09	0,09	0,23	0,39	0,03
P ₂ O ₅	0,01	0,15	0,03	0,26	1,43	0,05
П.п.п.	7,05	0,6	2,58	1,96	2,60	4,05
FeO*/MgO	0,36	1,75	0,58	1,39	0,99	0,36
CaO/TiO ₂	118,1	5,3	30,0	3,8	2,1	14,8
K ₂ O/TiO ₂	0,53	0,04	0,24	0,10	0,10	0,05
N	10	1	45	17	4	5
Rb	—	—	1,0	—	—	0,2
Sr	—	—	122,3	—	—	8,5
Y	—	—	6,0	—	—	37,3
Zr	—	—	13,6	—	—	114,3
Nb	—	—	1,3	—	—	9,3
N	—	—	1	—	—	1
Sc	—	—	39	63,5	26	55,2
Co	—	—	40	61	28	69
Cr	—	—	489	106	72	967
Cs	—	—	0,3	0,6	0,4	0,4
La	—	—	1,9	10,6	29	4,1
Ce	—	—	4,9	25,5	67	12,1
Nd	—	—	3,5	15,5	44	9,6
Sm	—	—	1,2	4,1	13	3
Eu	—	—	0,53	1,45	4,3	0,88
Gd	—	—	1,6	4,4	14	4,0
Tb	—	—	0,32	0,78	2,3	0,68
Yb	—	—	1,0	2,9	5,1	2,2
Lu	—	—	0,15	0,43	0,69	0,32
Hf	—	—	0,6	1,3	1,7	1,7
Ta	—	—	0,4	1,2	3,4	0,4
Th	—	—	1,1	2	1,5	1,8
N	—	—	8	2	1	2
(Nb/Zr) _N ¹	—	—	0,93	—	—	0,79
(La/Sm) _N ²	—	—	1,04	1,63	1,40	0,87
(Sm/Nd) _N ²	—	—	1,02	0,81	0,91	0,97
(Ta/Hf) _N ¹	—	—	3,27	3,65	8,26	1,05

Примечание. Пояснения см. в табл. 2.4.

Первая группа (P-1gb), самая представительная среди габброидов, включает в себя породы габбро-норитовой серии, находки которых приурочены главным образом к району непосредственного восточного сочленения рифта САХ и разломного трога (внутреннее угловое поднятие и южный борт разлома), к основанию и склону обоих бортов рифтовой долины САХ. Довольно существенный разброс содержаний таких компонентов, как CaO, MgO и Fe₂O₃, в породах этой группы, по-видимому, связан со степенью их вторичных изменений. По сравнению с другими типами габброидов породы первой группы характеризуются самыми низкими содержаниями Ti, Fe, K и P и повышенными концентрациями Al и Ca. По особенностям химического состава габбро-нориты первой группы наиболее близки к долеритам и базальтам (NMORB) данного региона.

Вторая (P-2gb) и третья (P-3gb) группы представлены исключительно ильменитсодержащими габброидами южного разреза, они характеризуются высокими содержаниями Ti, Fe, Na, P, высокой степенью фракционирования и интенсивными метаморфическими преобразованиями пород. Между собой эти группы различаются по содержанию TiO₂ и P₂O₅: габброиды третьей группы имеют аномально высокие концентрации этих компонентов (см. табл. 2.14).

Четвертая группа (P-4gb) объединяет высокомагнезиальные габброиды (оливиновые габбро, троктолиты) внутреннего углового поднятия на восточном сочленении рифта САХ с разломом 15°20' (станции А9-11Д и А9-21Д) и западного борта рифтовой долины к югу от разлома (станция S15-35). Для пород данной группы свойственны значительные вариации содержания таких компонентов, как SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, Na₂O и P₂O₅. Это позволяет предположить, что породы группы являются крайними, наиболее магнезиальными дифференциатами выделенных выше габбровых серий нормальной и высокой титанистости.

Результаты ЭВМ-моделирования кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов в интрузивных ($P = 2$ кбар) изобарических условиях (рис. 2.15) показывают, что в пределах восточного сочленения рифта САХ с разломом 15°20' габбро-нориты (группа P-1gb) и долериты (группа P-1d) образуют единую серию, которая, судя по совмещению большинства точек состава пород

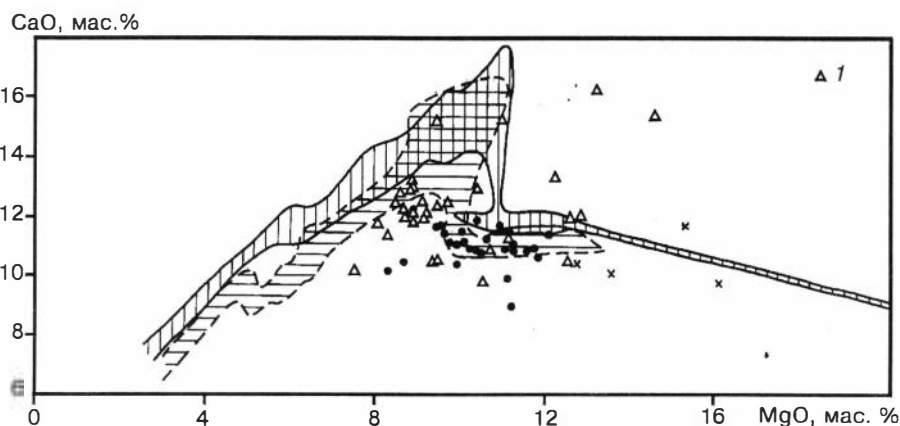


Рис. 2.15. Диаграмма CaO–MgO для габброидов района восточного сочленения рифтовой долины САХ и трансформного разлома 15°20'.

1 — точки состава габброидов района восточного сочленения рифта САХ с разломом 15°20' (кластерная группа P-1gb). Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.13.

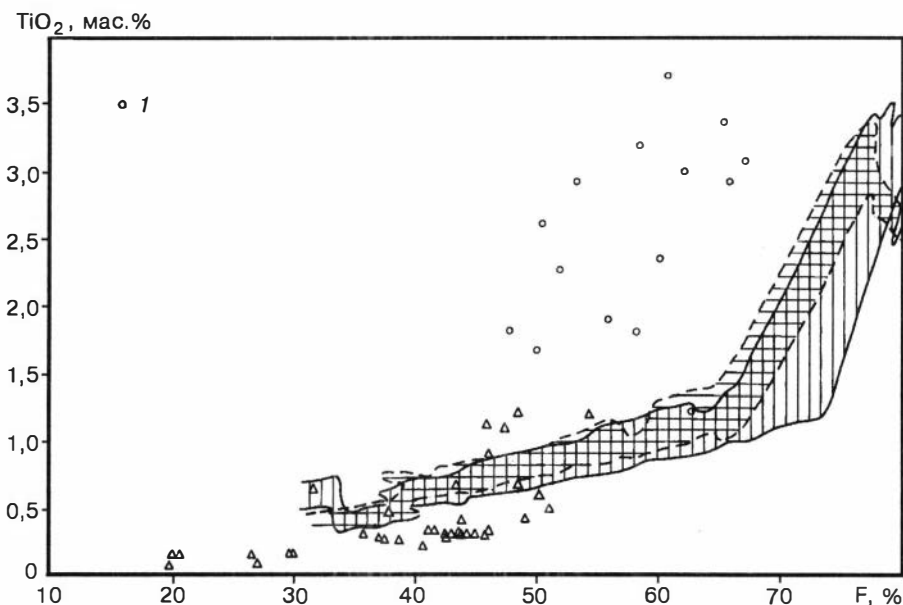


Рис. 2.16. Диаграмма TiO_2 –F (железистость) для габброидов района восточного сочленения рифтовой долины САХ и разлома $15^{\circ}20'$.

1 — высокотитанистые габброиды восточного сочленения рифт–разлом (кластерные группы P-2gb и P-3gb). Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.13 и 2.15.

$F = 100 \times 0,9Fe_2O_3 / (0,9Fe_2O_3 + MgO)$.

с трендом дифференциации базальтовых расплавов, комагматична с базальтами типа NMORB. Кроме того, установлено, что высокотитанистые ильменитсодержащие габброиды второй и третьей кластерных групп не являются дифференциатами ни NMORB, ни EMORB базальтовых магм. Как видно из рис. 2.16, исходные магмы для этих пород должны быть значительно более обогащенными по содержанию TiO_2 . Учитывая особую специфику химического состава и более высокую степень метаморфизма габброидов, можно предположить, что их формирование связано с более ранним этапом развития океанической литосферы Центральной Атлантики.

В целом, хотя габброиды восточного сочленения рифта САХ с разломом $15^{\circ}20'$ (см. табл. 2.14, кластерные группы P-1gb–P-4gb) существенно различаются по химизму, их составы располагаются в поле габброидов Центральной Атлантики [см. Колобов и др., 1991, рис. 2, 3], при этом большинство точек на диаграмме $(Na_2O + K_2O)$ –FeO–MgO попадает в поле кумулятивных пород офиолитовых ассоциаций. Некоторое смещение в сторону повышенных щелочности и железистости, по нашему мнению, в большей степени зависит от вторичных изменений, чем от степени дифференциации расплавов.

Габброиды северного сегмента рифта САХ четко подразделяются на две группы (см. табл. 2.14). В первую входят интенсивно измененные габброиды, поднятые исключительно в районе северного разреза (см. рис. 1.1, станция А9-66Д). Из первичных минералов в них в очень небольшом количестве сохраняется клинопироксен, реже присутствуют сульфиды. Химический состав габброидов с высокими содержаниями кальция (до 15–20 мас. %) и летучих компонентов (до 6,3–8,3 мас. %) при низком количестве кремнезема (40–42 мас. %) и практи-

чески полном отсутствии натрия (0,1–0,4 мас. %) свидетельствует об интенсивном высокотемпературном гидротермально-метасоматическом преобразовании этих пород.

Рудные габбро образуют вторую группу, они резко отличаются по химическому составу от других габброидов северного сегмента рифта САХ (см. табл. 2.14). Эти породы содержат значительное количество ильменита и приурочены к активной части трансформного разлома (внутреннее угловое поднятие на западном сочленении с рифтовой долиной САХ; станция А9-53Д).

Гипербазиты

Широкое распространение гипербазитов — это одна из особенностей зоны разлома 15°20'. Ультраосновные породы отобраны в бортах рифтовой долины САХ и разломного трога, а также часто встречаются на склонах морфоструктур, удаленных от оси хребта. Наиболее характерны ультрабазиты для внутреннего углового поднятия в районе непосредственного сочленения рифта САХ с разломным трогом (см. рис. 2.14).

Гипербазиты зоны разлома 15°20' представлены преимущественно перидотитами, дунитами и серпентинитами. Среди перидотитов основной объем занимают гарцбургиты. Значительно менее распространены разности с клинопироксеном (лерцолиты и единичные образцы верлитов). Все гипербазиты в той или иной степени серпентинизированы, и разнообразные серпентиниты присутствуют в большинстве морфоструктур зоны разлома 15°20'.

Среди ультраосновных пород этого района преобладает *дунит-гарцбургитовый комплекс, представляющий тектонизированные мантийные рестины со следами пластических деформаций*. По микроструктурным особенностям в данном комплексе выделяются пластически деформированные дуниты, гарцбургиты и оливин-серпентиновые породы. Пластически деформированные дуниты и гарцбургиты имеют гетерогранобластовую структуру. Для них характерны значительные вариации размеров зерен оливина (0,5–10 мм и более, с преобладанием 3–5 мм). Признаки пластической деформации оливина проявляются в наличии неоднородного волнистого погасания и редких широких полос сброса по {OKL}[100]. Он характеризуется субизометричной формой зерен с округлыми и заливообразными границами, часто сходящимися в тройных точках под углом примерно 120°.

Ортопироксен в гарцбургитах ксеноморфен по отношению к оливиному либо образует с ним агрегаты полигональных зерен размером 3–5 мм. Индивиды ортопироксена часто деформированы изгибом с образованием полос излома. Иногда размер зерен ортопироксена достигает 20 мм, создавая порфириовидный облик породы. Крупные индивиды ортопироксена нередко расчленены на субпараллельно ориентированные блоки согласно с направлением минеральной уплощенности S_1 .

Присутствующие в дунитах и гарцбургитах эвгдральные зерна хромшпинелида просвечивают вишнево-красным или светло-коричневым цветом и обособляются в цепочки, подчеркивая минеральную уплощенность (S_1).

Оливин в пластически деформированных дунитах и гарцбургитах отличается идентичностью узоров оптических ориентировок, которые сочетают три последовательно сформировавшихся типа петроструктуры. Первый тип характеризуется концентрацией осей N_p оливина в сильный максимум (8 %), с которым пространственно совпадает максимум концентрации осей N_m энстатита (рис. 2.17, обр. 49Д-1, 29; 10Д-12). Подобная петроструктура обусловлена пластической

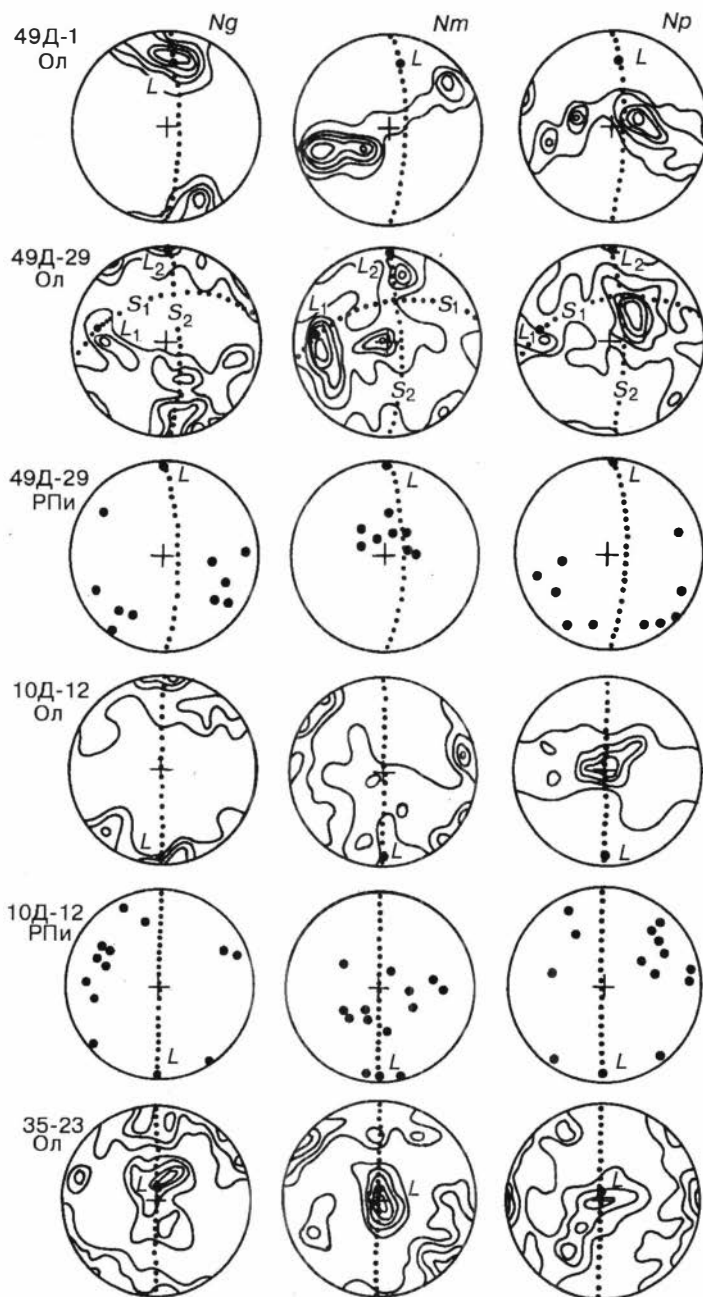


Рис. 2.17. Диаграммы оптической ориентировки оливина (Ол) и энстатита (РПи) в гипербазитах зоны разлома $15^{\circ}20'$.

Обр. 49Д-1 — дунит (оливин — 40 замеров); обр. 49Д-29 — гарцбургит (оливин — 100 замеров, энстатит — 10 замеров); обр. 10Д-12 — гарцбургит (оливин — 65 замеров, энстатит — 15 замеров); обр. 35-23 — оливин-серпентиновая порода (оливин — 100 замеров). Точечные линии — плоскости минеральной уплощенности (S). L — линейность (L_1 — ранняя, L_2 — поздняя). Изолинии 1–2–4–6–8 % на 1 % сетке Шмидта.

деформацией в условиях возрастающей температуры, осуществляемой по наиболее высокотемпературным системам скольжения $(010)[100]$ — в оливине и $(100)[001]$ — в энстатите, с образованием совмещенных сильных максимумов соответственно Np и Nm . Формирование этого типа петроструктуры завершилось рекристаллизацией отжига, способствующего росту крупных зерен оливина и ортопироксена. Подобные типы петроструктур оливина и ортопироксена установлены в шпинелевом лерцолите, поднятом со дна Индийского океана [Щербаков, 1985].

Дальнейшая эволюция петроструктур осуществлялась в процессе дезинтеграции крупных индивидов оливина и ортопироксена с образованием минеральной уплощенности S и линейности L_1 . Этот тип узора характеризуется максимумом осей Ng нормально к S_1 . С сильным максимумом Nm совмещается L_1 (см. рис. 2.17, обр. 49Д-29). Петроструктурный узор этого типа сформировался под воздействием механизма низкотемпературного трансляционного скольжения по $(100)[001]$. Пластические деформации ортопироксена выполнялись пластическим изломом и синтетектонической рекристаллизацией.

Создание петроструктуры оливина третьего типа связано с образованием кливажа пластического течения (S_2). Этот тип выражается в появлении сильного максимума Ng , совмещенного с L_2 , и локальных максимумов Nm и Np , нормальных к S_2 (см. рис. 2.17, обр. 10Д-12, 49Д-1, 29). Такая оптическая ориентировка оливина является следствием пластической деформации под действием механизма трансляционного скольжения по $\{OKL\}[100]$ и $(001)[100]$ совместно с синтетектонической рекристаллизацией. Аналогичный тип петроструктуры оливина выявлен в гарцбургитах Марианской впадины Тихого океана [Щербаков, 1985].

Среди поднятых в зоне разлома $15^{\circ}20'$ гипербазитов установлены оливин-серпентиновые породы, состоящие из гранобластовых агрегатов оливина, обособленных в виде параллельных полос, линз и гнезд в апогарцбургитовых серпентинитах. Оливин имеет свежий облик и слабо затронут наложенной серпентинизацией. Зерна оливина субизометричные либо слабо удлинённые и имеют предпочтительную ориентировку по форме согласно с направлением полосчатости пород. Размер индивидов около 0,5 мм при отношении длины к ширине не более 2 : 1. В оливине фиксируются признаки пластической деформации (волнистое погасание, полосы сброса по $\{OKL\}[100]$). Подобные оливин-серпентиновые породы возникают при частичной дегидратации серпентинитов и значительно распространяются среди гипербазитов из офиолитов складчатых областей [Гончаренко, 1989; Гончаренко, Чернышов, 1990; и др.].

Оптическая ориентировка оливина из оливин-серпентиновых пород характеризуется наличием максимумов Ng , Nm и Np параллельно линейности и соответствующих этим максимумам трех поясов концентраций. Сильный Np максимум ориентирован нормально к минеральной уплощенности. Подобный петроструктурный узор оливина описан в оливин-серпентиновых породах из офиолитов складчатых областей [Гончаренко, Чернышов, 1990]. Присутствие в рассматриваемом оливине признаков пластических деформаций и наличие предпочтительных ориентировок позволяют утверждать, что процесс образования оливинов осуществлялся в условиях возрастающей температуры и последовательной смены ориентирующего механизма внутрикристаллического трансляционного скольжения $(100)[010] \rightarrow (100)[100] \rightarrow \{OKL\}[100] \rightarrow (010)[100]$.

Таким образом, особенности петроструктуры оливина в гипербазитах зоны разлома $15^{\circ}20'$ хорошо сопоставляются с петроструктурами оливина из ультра-

базитов офиолитов складчатых областей и их формирование связано с пластическим течением под воздействием механизмов внутрикристаллического трансляционного скольжения, рекристаллизации отжига и синтетектонической рекристаллизации.

Наряду с преобладающими реститовыми ультрабазитами, в зоне разлома 15°20' поднято несколько образцов *кумулятивных перидотитов*. Для них характерны: повышенная железистость основных минеральных фаз (обр. Д11-130), высокие содержания титана в шпинели — 0,4 мас. % и присутствие сфена и ильменита (обр. S15-34/14). Составы хромшпинели идентичны таковым из габброидов, поднятых в пределах тех же структур.

Особенности петрохимии гипербазитов зоны разлома 15°20' рассмотрены на основе более 370 оригинальных анализов составов ультраосновных пород (табл. 2.15), отобранных авторами во время 9-го рейса НИС «Антарес» а также 3-го и 15-го рейсов НИС «Академик Николай Страхов». Наличие столь представительного массива данных по гипербазитам сравнительно ограниченного участка САХ позволяет впервые с такой детальностью и обоснованностью подойти к решению ряда проблем океанических ультраосновных пород.

Как будет показано ниже (см. гл. 3), наиболее стабильными элементами при серпентинизации гипербазитов оказались алюминий и железо. При этом, начиная со значений около 14 мас. % п.п.п., мы имеем дело фактически с интенсивно карбонатизированными породами. Исходя из сказанного, с целью сравнительного анализа ультрабазитов из различных районов зоны разлома 15°20' была применена диаграмма $Al_2O_3-Fe_2O_3$ с использованием анализов с п.п.п. менее 14 мас. %.

Среди гипербазитов северного разреза, наряду с породами, имеющими обычные значения железа и алюминия, отчетливо выделяется группа с явно низкими содержаниями Fe_2O_3 (1–3,5 мас. %) и повышенными концентрациями Al_2O_3 (рис. 2.18, а). Независимо от п.п.п. низкожелезистые ультраосновные породы образуют отдельные группы с минимумами Fe_2O_3 и максимумами Al_2O_3 на других диаграммах (см. рис. 3.16). Судя по химическим составам (см. табл. 2.15), данные породы содержат повышенные количества кремнезема. Как показало детальное изучение зональных образцов, эти измененные гипербазиты с минимумом железа и с повышенными значениями глинозема и кремнезема завершают серию последовательных преобразований ультраосновных пород зоны разлома 15°20' и развиваются в основном по уже серпентинизированным ультрабазитам [Симонов и др., 1991].

Преобладающая часть гипербазитов района непосредственного сочленения рифта САХ с разломным трогом практически соответствует обычным ультраосновным породам северного разреза (см. рис. 2.18, б). В то же время выделяется группа высокожелезистых и с повышенным содержанием алюминия гипербазитов, в состав которой входят плагиодуниты, верлиты, пироксеновые дуниты, дуниты, т. е. здесь явно преобладают породы ультраосновной кумулятивной расчлененной серии. Кроме того, есть ультрабазиты с пониженными значениями железа, тяготеющие к переработанным породам северного разреза.

Основная часть гипербазитов южного разреза располагается в перекрывающихся полях обычных ультраосновных пород северного разреза и района сочленения рифта с трогом. Меньшая часть, с повышенными значениями глинозема, ассоциирует с ультраосновными кумулятами района сочленения рифта и трога (см. рис. 2.18, в).

Представительные анализы гипербазитов (мас. %) зоны трансформного разлома 15°20'

Номер		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
п/п	образца												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	07Д-1	40,23	0,01	0,88	8,88	0,09	35,66	0,41	0,10	0,00	0,01	13,48	99,76
2	08Д-2	37,42	0,03	2,90	10,86	0,17	31,83	1,59	0,46	0,00	0,10	14,69	100,06
3	08Д-3	37,62	0,03	1,84	12,74	0,22	32,15	0,77	0,10	0,03	0,15	13,78	99,44
4	08Д-4	37,78	0,01	2,30	13,22	0,24	31,92	0,94	0,10	0,00	0,15	12,87	99,53
5	08Д-5	37,23	0,05	2,39	12,15	0,43	31,21	0,75	0,36	0,01	0,16	14,40	99,15
6	10Д-1	39,84	0,01	0,55	8,20	0,12	37,98	0,37	0,10	0,00	0,01	12,57	99,76
7	10Д-2	40,35	0,01	0,84	8,30	0,12	37,11	0,39	0,10	0,00	0,01	12,56	99,80
8	10Д-5	40,17	0,01	0,83	8,26	0,11	37,46	0,35	0,10	0,00	0,01	12,62	99,93
9	10Д-6	39,64	0,01	0,86	7,73	0,11	37,53	0,12	0,10	0,00	0,01	13,74	99,86
10	10Д-8	39,61	0,01	0,72	8,55	0,09	36,73	0,38	0,10	0,00	0,03	13,60	99,83
11	10Д-10	39,70	0,01	0,72	8,95	0,13	37,52	1,09	0,10	0,00	0,01	11,75	99,98
12	10Д-12	39,33	0,01	0,72	8,99	0,10	37,78	1,11	0,10	0,00	0,03	11,68	99,86
13	10Д-13	38,77	0,01	0,57	8,14	0,10	37,51	0,95	0,10	0,00	0,01	13,80	99,96
14	11Д-38	36,85	0,01	0,66	7,95	0,10	39,23	0,37	0,10	0,00	0,01	14,74	100,03
15	11Д-94	37,76	0,04	1,42	9,84	0,14	37,62	0,24	0,10	0,00	0,01	12,53	99,71
16	11Д-98	39,00	0,01	0,57	10,30	0,06	37,96	0,08	0,10	0,00	0,01	12,02	100,12
17	11Д-106	39,13	0,04	0,91	9,95	0,07	37,58	0,00	0,10	0,00	0,01	12,06	99,86
18	11Д-119	38,34	0,05	0,71	10,22	0,11	37,15	0,29	0,10	0,00	0,01	13,19	100,18
19	11Д-123	42,83	0,01	0,59	3,82	0,09	39,27	0,14	0,10	0,00	0,01	13,12	99,99
20	21Д-157	39,08	0,01	0,45	9,00	0,12	38,17	0,06	0,10	0,01	0,01	13,18	100,20
21	21Д-159	34,11	0,01	0,26	7,94	0,10	33,67	6,87	0,10	0,01	0,01	17,07	100,16
22	21Д-172	38,99	0,01	0,68	7,91	0,08	38,79	0,08	0,10	0,00	0,01	13,38	100,04
23	21Д-176	39,77	0,01	0,70	8,63	0,09	38,05	0,14	0,10	0,00	0,01	12,74	100,25
24	21Д-180	39,41	0,01	1,21	7,40	0,08	37,98	0,22	0,10	0,00	0,01	13,49	99,92
25	21Д-182	40,44	0,01	1,01	8,16	0,06	37,11	0,08	0,10	0,00	0,01	13,06	100,05
26	21Д-188	43,79	0,01	0,71	9,04	0,15	35,58	0,19	0,10	0,04	0,01	10,46	100,09
27	21Д-192	40,38	0,01	0,73	7,95	0,05	37,77	0,15	0,10	0,00	0,01	12,85	100,01

28	47Д-3	39,12	0,10	1,97	6,95	0,14	36,94	0,31	0,10	0,00	0,01	14,00	99,65
29	47Д-4	39,86	0,01	0,78	8,18	0,09	37,28	0,34	0,10	0,00	0,01	13,45	100,11
30	48Д-11	39,40	0,01	1,00	7,88	0,10	37,97	0,08	0,10	0,00	0,01	13,30	99,86
31	48Д-14	40,04	0,01	1,03	7,83	0,10	37,93	0,07	0,10	0,00	0,01	12,75	99,88
32	48Д-15	40,01	0,01	0,84	7,80	0,09	37,71	0,09	0,10	0,00	0,01	13,19	99,86
33	48Д-16	39,40	0,01	1,71	7,91	0,10	38,03	0,04	0,10	0,00	0,01	12,91	100,23
34	49Д-1	37,24	0,01	0,52	9,78	0,13	38,66	1,71	0,10	0,00	0,05	11,67	99,87
35	49Д-4	37,85	0,01	0,29	9,35	0,12	37,29	0,72	0,10	0,00	0,08	14,01	99,83
36	49Д-12	38,16	0,01	0,55	8,92	0,13	37,34	0,64	0,10	0,00	0,06	13,66	99,57
37	49Д-14	36,20	0,01	0,24	8,10	0,11	35,24	3,61	0,10	0,00	0,04	15,92	99,58
38	49Д-16	35,57	0,01	0,29	8,26	0,10	34,20	5,07	0,10	0,00	0,04	16,47	100,12
39	49Д-22	39,57	0,01	0,68	8,38	0,13	37,41	0,43	0,10	0,00	0,04	12,91	99,67
40	49Д-29	36,65	0,01	0,30	8,97	0,11	36,49	4,19	0,10	0,00	0,04	13,28	100,14 ✓
41	49Д-50	40,01	0,01	0,76	9,11	0,11	37,27	0,10	0,10	0,03	0,01	12,42	99,94
42	49Д-54	40,30	0,01	0,83	8,95	0,09	36,76	0,20	0,10	0,00	0,01	12,71	99,97
43	53Д-5	39,72	0,01	0,83	7,28	0,08	38,44	0,01	0,10	0,00	0,01	13,24	99,72
44	53Д-6	39,67	0,01	0,73	8,14	0,08	38,07	0,05	0,10	0,00	0,01	13,33	100,20
45	53Д-8	39,37	0,01	0,86	8,07	0,07	38,45	0,05	0,10	0,00	0,01	13,03	100,02
46	66Д-58	40,83	0,01	0,67	7,34	0,07	37,84	0,09	0,10	0,00	0,03	13,00	99,99
47	66Д-59	40,96	0,01	0,64	7,39	0,06	37,32	0,11	0,10	0,00	0,01	13,34	99,95
48	70Д-2	39,61	0,01	0,84	7,65	0,08	38,17	0,10	0,10	0,00	0,01	13,30	99,87
49	70Д-3	39,46	0,01	0,56	7,98	0,08	38,42	0,08	0,10	0,00	0,01	13,27	99,98
50	70Д-4	39,44	0,01	0,48	8,30	0,07	38,13	0,08	0,10	0,00	0,01	13,31	99,94
51	70Д-5	39,26	0,01	0,47	8,03	0,07	38,22	0,06	0,10	0,00	0,01	13,49	99,73
52	70Д-6	38,57	0,01	0,52	8,13	0,08	37,04	1,36	0,10	0,00	0,01	14,12	99,94
53	71Д-1	39,17	0,01	0,48	8,18	0,06	37,01	0,69	0,10	0,00	0,01	14,09	99,80
54	71Д-3	40,12	0,01	0,47	8,57	0,07	36,92	0,09	0,10	0,00	0,03	13,48	99,86
55	71Д-13	39,26	0,01	1,09	7,69	0,09	38,47	0,08	0,10	0,00	0,01	13,01	99,81
56	71Д-15	39,39	0,01	0,69	7,18	0,04	39,28	0,06	0,10	0,00	0,01	13,07	99,84
57	71Д-29	39,45	0,01	1,08	8,06	0,08	37,95	0,12	0,10	0,00	0,01	13,23	100,10
58	S15-08/5	38,21	0,01	0,61	9,14	0,09	36,72	0,13	0,10	0,05	0,05	14,69	99,80

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
59	S15-08/7	46,95	0,01	0,82	9,10	0,12	32,23	0,55	0,10	0,07	0,06	9,79	99,80
60	S15-08/10	41,81	0,04	1,60	9,31	0,09	34,33	0,84	0,10	0,10	0,04	11,95	100,21
61	S15-08/12	41,53	0,01	1,09	9,45	0,10	35,03	0,56	0,10	0,07	0,05	11,96	99,95
62	S15-08/14	41,37	0,01	0,81	9,35	0,09	35,69	0,29	0,10	0,07	0,04	11,97	99,79
63	S15-08/23	42,05	0,01	1,13	11,21	0,13	33,02	0,26	0,10	0,07	0,10	11,48	99,56
64	S15-08/35	46,18	0,07	2,91	9,33	0,13	30,15	1,43	0,10	0,12	0,09	9,04	99,55
65	S15-08/38	45,65	0,07	2,37	11,20	0,15	29,37	1,37	0,10	0,09	0,12	9,21	99,70
66	S15-08/39	45,48	0,04	0,95	9,41	0,12	31,86	1,24	0,10	0,08	0,07	10,60	99,95
67	S15-13/1	40,23	0,01	1,33	6,81	0,10	35,87	0,17	0,10	0,07	0,04	15,16	99,89
68	S15-13/4	40,58	0,05	1,27	9,03	0,12	36,69	0,50	0,10	0,07	0,04	11,62	100,07
69	S15-13/8	39,17	0,01	0,80	7,04	0,14	38,11	0,27	0,10	0,04	0,01	14,09	99,78
70	S15-13/9	38,17	0,05	0,85	8,81	0,38	36,50	0,20	0,10	0,06	0,05	14,82	99,99
71	S15-14/19	35,06	0,01	0,52	7,14	0,11	34,93	5,30	0,10	0,04	0,01	16,75	99,97
72	S15-14/21	35,79	0,01	0,55	7,66	0,12	35,38	4,46	0,10	0,04	0,03	16,15	100,29
73	S15-14/30	39,37	0,01	0,81	7,67	0,12	37,93	0,32	0,10	0,04	0,01	13,69	100,07
74	S15-14/43	38,65	0,01	0,76	7,36	0,11	37,17	1,25	0,10	0,04	0,01	14,37	99,83
75	S15-14/52	39,09	0,01	0,78	7,54	0,11	37,85	0,52	0,10	0,04	0,01	13,96	100,01
76	S15-14/61	38,99	0,01	0,90	7,50	0,12	37,20	1,15	0,10	0,04	0,01	14,07	100,09
77	S15-14/79	36,09	0,01	0,74	6,79	0,09	35,84	3,84	0,10	0,04	0,01	16,18	99,73
78	S15-16/1	35,13	0,01	0,76	6,87	0,11	35,95	3,81	0,10	0,04	0,01	17,13	99,92
79	S15-16/2	37,03	0,01	0,87	7,43	0,13	37,10	1,20	0,10	0,04	0,01	16,04	99,96
80	S15-17/53	34,45	0,03	0,56	9,77	0,12	35,40	3,69	0,10	0,04	0,04	15,74	99,94
81	S15-17/54	34,42	0,01	0,19	8,21	0,09	34,84	5,13	0,10	0,04	0,01	17,00	100,04
82	S15-17/57	36,83	0,01	0,66	7,42	0,11	37,00	2,18	0,10	0,04	0,04	15,42	99,81
83	S15-17/61	38,60	0,01	0,62	7,74	0,08	39,27	0,07	0,10	0,03	0,01	13,39	99,92
84	S15-17/65	38,78	0,01	0,88	7,89	0,11	38,43	0,17	0,10	0,04	0,01	13,36	99,78
85	S15-25/1	38,55	0,01	0,67	8,62	0,11	38,21	0,11	0,10	0,04	0,03	13,61	100,06
86	S15-25/3	38,29	0,01	0,65	8,76	0,12	38,52	0,06	0,10	0,04	0,01	13,46	100,02
87	S15-25/6	38,49	0,01	0,76	9,09	0,10	37,70	0,08	0,10	0,04	0,04	13,71	100,12
88	S15-25/7	37,11	0,01	0,70	9,21	0,10	35,82	1,28	0,10	0,04	0,05	15,41	99,83

89	S15-25/8	37,64	0,01	0,66	9,78	0,11	35,84	1,05	0,10	0,05	0,06	14,86	100,16
90	S15-25/12	38,76	0,01	0,07	8,46	0,10	37,28	0,13	0,10	0,04	0,03	14,38	99,36
91	S15-25/13	38,67	0,01	0,65	9,13	0,10	36,92	0,12	0,10	0,04	0,04	14,50	100,28
92	S15-25/14	38,63	0,01	0,67	8,15	0,09	37,42	0,10	0,10	0,04	0,04	14,71	99,96
93	S15-26/1	38,22	0,01	0,63	8,27	0,13	37,30	0,91	0,10	0,05	0,01	14,31	99,94
94	S15-26/2	38,42	0,01	0,61	8,41	0,11	37,98	0,29	0,10	0,04	0,03	13,99	99,99
95	S15-26/4	37,88	0,01	0,66	9,03	0,09	37,49	0,27	0,10	0,04	0,01	14,42	100,00
96	S15-28/2	36,67	0,01	0,62	7,79	0,12	36,04	3,34	0,10	0,05	0,01	15,18	99,93
97	S15-28/3	37,65	0,01	1,01	8,19	0,13	36,59	2,21	0,10	0,05	0,01	14,11	100,06
98	S15-28/4	38,82	0,01	0,83	8,69	0,11	37,76	0,14	0,10	0,06	0,03	13,57	100,12
99	S15-29/2	38,47	0,01	0,46	8,87	0,14	38,67	0,22	0,10	0,04	0,01	13,45	100,45
100	S15-29/4	37,72	0,01	0,51	7,98	0,12	37,93	1,87	0,10	0,03	0,01	14,07	100,35
101	S15-29/13	37,28	0,01	0,28	11,10	0,17	37,58	0,14	0,10	0,05	0,01	13,32	100,04
102	S15-31/106	38,80	0,01	0,18	8,72	0,04	38,69	0,10	0,10	0,04	0,01	13,20	99,89
103	S15-31/108	38,10	0,01	0,31	9,21	0,09	38,71	0,11	0,10	0,04	0,01	13,40	100,09
104	S15-31/109	38,30	0,01	0,39	8,72	0,05	38,11	0,11	0,10	0,04	0,01	14,27	100,11
105	S15-31/110	38,29	0,01	0,33	9,19	0,45	38,52	0,10	0,10	0,04	0,01	13,47	100,51
106	S15-31/120	38,56	0,01	0,50	7,66	0,08	38,63	0,09	0,10	0,04	0,01	14,34	100,02
107	S15-31/121	38,52	0,01	0,45	7,87	0,07	38,32	0,11	0,10	0,04	0,01	14,39	99,89
108	S15-31/122	38,93	0,01	0,64	7,41	0,07	38,45	0,10	0,10	0,05	0,01	14,07	99,84
109	S15-35/1	39,97	0,01	0,70	7,61	0,07	36,09	0,18	0,10	0,06	0,01	15,16	99,96
110	S15-35/2	40,55	0,01	0,65	8,06	0,08	35,87	0,24	0,10	0,07	0,01	14,28	99,92
111	S15-35/3	39,78	0,01	0,62	8,83	0,09	35,98	0,23	0,10	0,06	0,01	14,61	100,32
112	S15-35/9	39,40	0,01	0,66	8,45	0,15	36,38	0,36	0,10	0,05	0,01	14,19	99,76
113	S15-35/10	40,01	0,01	0,91	8,04	0,15	35,65	0,76	0,10	0,07	0,01	14,31	100,02
114	S15-35/13	38,64	0,01	0,56	8,07	0,13	37,15	0,37	0,10	0,04	0,01	14,84	99,92
115	S15-35/14	39,63	0,03	0,85	9,11	0,15	35,76	0,49	0,10	0,05	0,01	13,95	100,13
116	S15-38/7	38,56	0,01	0,32	9,55	0,10	38,27	0,09	0,10	0,05	0,03	13,27	100,35
117	S15-38/9	38,33	0,01	0,37	9,13	0,06	38,04	0,10	0,41	0,05	0,01	13,57	100,08
118	S15-38/11	39,77	0,01	0,42	8,26	0,05	37,77	0,11	0,10	0,05	0,01	13,31	99,86
119	S15-38/16	38,58	0,01	0,45	8,90	0,11	38,49	0,07	0,10	0,04	0,03	12,98	99,77

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
120	S15-38/23	38,36	0,01	0,37	9,90	0,08	38,26	0,09	0,10	0,05	0,01	12,52	99,75
121	S15-38/34	38,99	0,01	0,69	7,58	0,07	38,97	0,09	0,10	0,04	0,01	13,55	100,10
122	S15-38/55	38,58	0,01	0,80	7,44	0,09	38,85	0,09	0,10	0,04	0,01	13,78	99,79
123	S15-39/1	34,57	0,01	0,39	9,95	0,14	34,70	4,74	0,10	0,03	0,01	15,15	99,79
124	S15-39/3	34,01	0,01	0,71	10,09	0,10	33,91	5,74	0,10	0,04	0,01	15,21	99,93
125	S15-39/13	38,86	0,01	0,61	7,84	0,07	38,99	0,10	0,10	0,04	0,01	13,39	100,02
126	S15-39/14	39,07	0,01	0,74	7,75	0,07	38,91	0,11	0,10	0,04	0,01	13,27	100,08
127	S15-39/15	38,89	0,01	0,59	8,10	0,06	38,38	0,18	0,10	0,05	0,01	13,44	99,81
128	S15-41/21	38,38	0,01	0,54	9,71	0,12	37,60	0,13	0,10	0,04	0,01	13,61	100,25
129	S15-42/1	37,62	0,01	0,30	9,23	0,08	37,57	0,11	0,71	-0,06	0,03	14,11	99,83
130	S15-42/2	38,39	0,01	0,68	8,20	0,09	36,70	0,26	0,70	0,06	0,05	14,79	99,93
131	S15-42/5	40,62	0,01	0,72	5,44	0,05	39,12	0,10	0,10	0,05	0,01	13,77	99,99
132	S15-42/7	40,42	0,01	0,68	4,76	0,07	40,78	0,07	0,10	0,05	0,01	12,94	99,89
133	S15-46/2	39,40	0,01	0,65	8,28	0,10	38,68	0,06	0,10	0,05	0,01	12,60	99,94
134	S15-47/1	34,60	0,01	0,35	7,79	0,09	34,87	7,20	0,33	0,05	0,05	14,55	99,89
135	S15-47/2	38,82	0,01	0,60	7,89	0,10	38,52	0,07	0,01	0,04	0,01	13,99	100,06
136	S15-47/3	35,73	0,01	0,47	7,62	0,08	35,76	4,91	0,10	0,05	0,03	15,34	100,10
137	S15-47/4	34,88	0,01	0,34	7,92	0,10	34,91	6,79	0,10	0,05	0,04	15,01	100,15
138	S15-48/1	38,65	0,01	0,53	8,64	0,09	38,70	0,07	0,10	0,04	0,03	13,02	99,88
139	S15-63/38	37,88	0,01	0,62	9,68	0,13	37,64	0,14	0,10	0,04	0,07	13,55	99,86
140	S15-63/40	36,71	0,10	0,28	10,43	0,15	36,63	1,42	0,10	0,04	0,03	14,30	100,19
141	S15-63/41	37,44	0,01	0,78	9,08	0,11	37,89	0,21	0,01	0,04	0,01	13,88	99,46
142	S15-63/47	37,25	0,01	0,32	10,63	0,14	37,30	0,08	0,10	0,04	0,04	13,84	99,75
143	S15-63/48	37,14	0,01	0,30	9,39	0,08	37,61	1,05	0,10	0,04	0,04	14,48	100,24
144	S15-63/54	37,69	0,01	0,43	9,67	0,12	37,97	0,11	0,10	0,04	0,01	13,73	99,88
145	S15-63/55	38,71	0,01	0,48	6,91	0,10	39,07	0,11	0,10	0,04	0,01	14,42	99,96
146	S15-63/58	38,43	0,01	0,56	7,88	0,10	38,47	0,33	0,10	0,04	0,01	13,93	99,86
147	S15-65/1	38,59	0,01	0,25	9,51	0,08	38,74	0,13	0,10	0,04	0,01	12,38	99,84
148	S15-65/3	38,54	0,01	0,54	7,51	0,09	38,28	0,19	0,10	0,04	0,03	14,56	99,89
149	S15-66/5	38,40	0,01	0,42	9,30	0,06	38,09	0,13	0,10	0,04	0,01	13,53	100,09

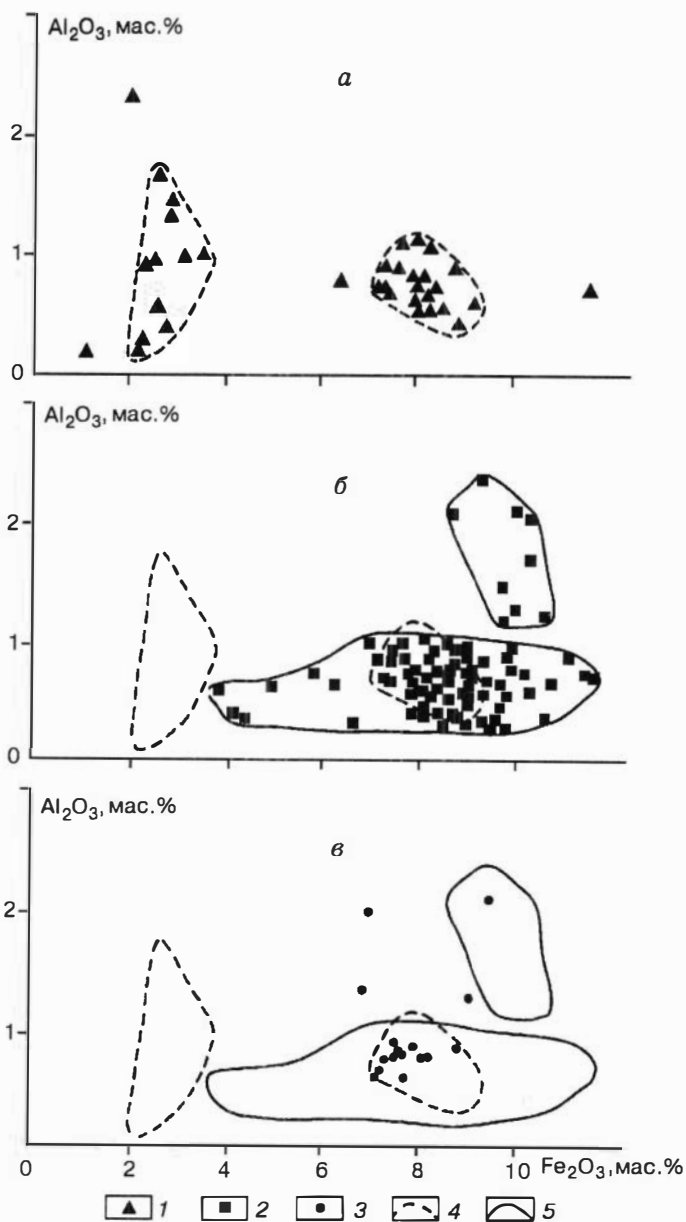
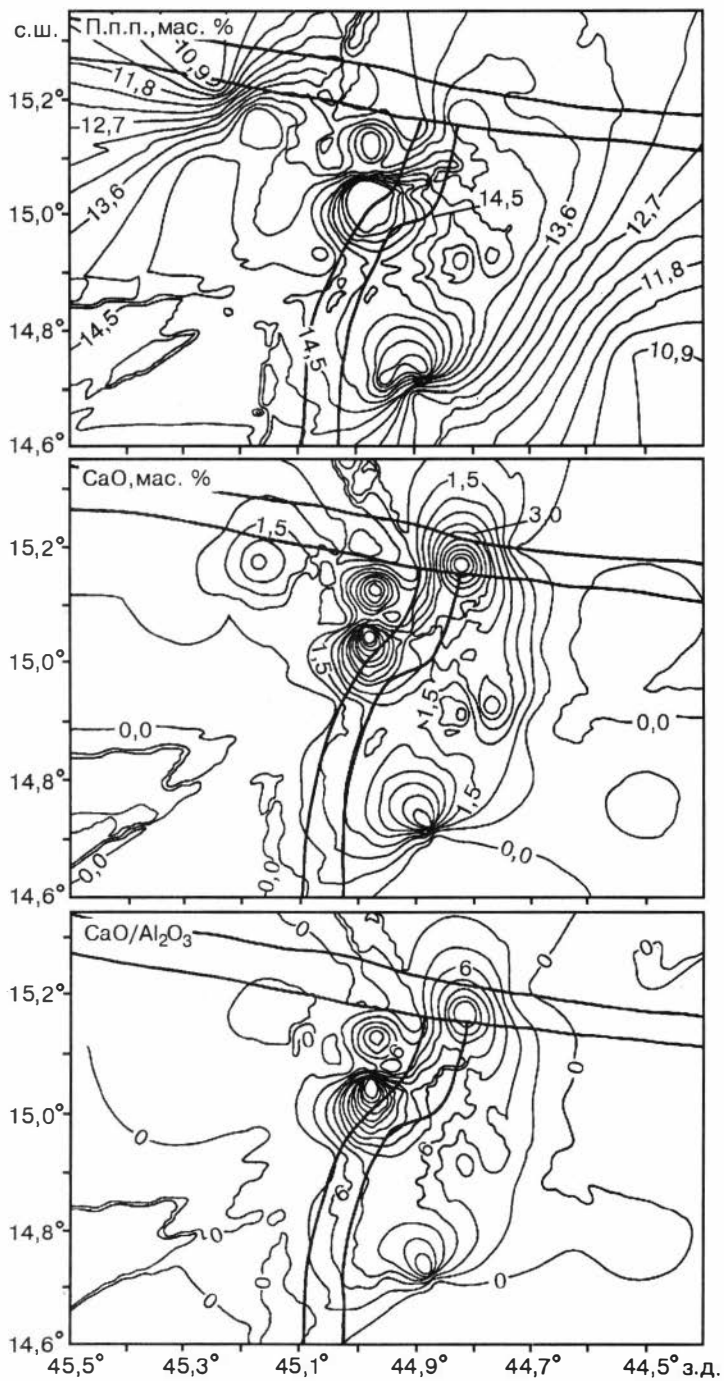


Рис. 2.18. Взаимосвязь содержаний алюминия и железа в гипербазитах зоны разлома $15^{\circ}20'$.

a — северный разрез; *б* — район непосредственного восточного сочленения рифта САХ с трогом разлома $15^{\circ}20'$; *в* — южный разрез.

1–3 — гипербазиты: северного разреза (1), района непосредственного восточного сочленения (2), южного разреза (3); 4, 5 — поля гипербазитов северного разреза (4) и непосредственного сочленения (5).



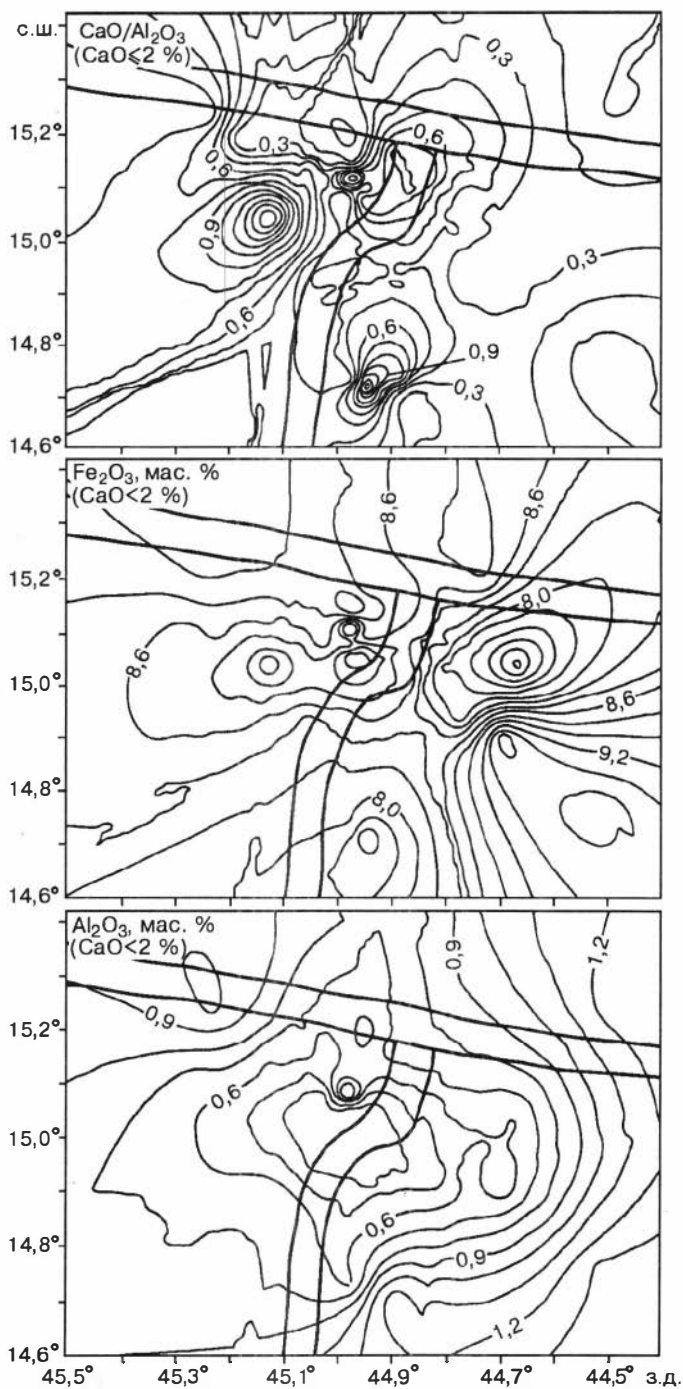


Рис. 2.19. Схемы распределения геохимических компонентов в гипербазитах по площади зоны разлома 15°20'.

Усл. обозн. см. на рис. 1.1.

Во время 3-го и 15-го рейсов НИС «Академик Николай Страхов» и 9-го рейса НИС «Антарес» с помощью площадного драгирования в зоне разлома 15°20' опробовались не только структуры собственно рифта САХ и разломного трога, но и находящиеся на удалении от них морфоструктуры. Наиболее детальные исследования сосредоточивались на полигоне в районе восточного сочленения рифта и разлома 15°20'. Здесь, на сравнительно небольшом участке САХ, изучены образцы гипербазитов, поднятые на тридцати одной станции драгирования (рис. 2.19). Подобные работы с таким детальным опробованием ультраосновных пород океанической литосферы, судя по имеющейся в нашем распоряжении литературе, проведены впервые. При аналитической обработке собранного каменного материала удалось проследить особенности распределения по площади отдельных геохимических характеристик гипербазитов этого региона и установить определенные неоднородности мантийного субстрата.

В результате проведенных исследований прежде всего обращает на себя внимание достаточно закономерное расположение на приводимой схеме (см. рис. 2.19) в различной степени измененных гипербазитов. Наиболее проработанные ультраосновные породы с п.п.п. более 14–14,5 мас. % приурочены в основном к ближним к рифтовой долине морфоструктурам. Причем выделяются два четких максимума п.п.п. Один располагается в районе станций А9-11Д, 21Д вблизи непосредственного сочленения рифта САХ и разломного трога. Другой находится в районе станций S15-14, 17, расположенных в районе южного разреза. Оба максимума по своему расположению совпадают не только с максимумами содержания воды в магмах (см. гл. 3), но и с проявлениями современной гидротермальной активности [Геологические исследования..., 1991]. Этим максимумам п.п.п. соответствуют повышенные содержания СаО (см. рис. 2.19). В то же время мы видим еще два кальциевых максимума, приуроченных к южному борту разломного трога по обеим сторонам «устья» рифтовой долины. Все четыре максимума хорошо выделяются и на схеме распределения СаО/Al₂O₃ (см. рис. 2.19). Повышенные значения СаО/Al₂O₃ характерны также для всех клинопироксенсодержащих ультраосновных пород кумулятивного генезиса. Чтобы различить породы с первичными высокими отношениями СаО/Al₂O₃, использовались петрохимические критерии. Согласно приведенным выше данным, Al₂O₃ достаточно устойчив в большинстве случаев при вторичных процессах и основную долю в вариациях значений СаО/Al₂O₃ вносит СаО, поступающий при карбонатизации пород. Поэтому, чтобы выявить наиболее вероятные участки с глубинными первичными значениями СаО/Al₂O₃, были удалены из выборок все анализы с явно вторичным кальцием (содержание СаО > 2 мас. %). В результате на схеме сразу исчезли два максимума обогащения СаО, тяготеющих к южному борту разлома (см. рис. 2.19), т. е. здесь зафиксирован только вторичный кальций. Сохранились максимумы около станций А9-11Д, 21Д (район сочленения рифта с разломным трогом) и S15-14 (южный разрез). Таким образом, именно здесь, наиболее вероятно, среди изученных нами гипербазитов должны присутствовать ультраосновные кумуляты, что подтверждается наличием клинопироксена в ультрабазитах этих станций и данными по петрохимии (см. рис. 2.18, б, в). Некарбонатизированные гипербазиты (СаО менее 2 мас. %) этих двух участков имеют разный характер распределения железа и алюминия. По содержанию Fe₂O₃ устанавливается небольшой максимум только в районе сочленения рифта с трогом, а в южном разрезе (около станций S15-14, 17) виден явный минимум. Для алюминия в гипербазитах как района сочленения рифта с разломным трогом, так и

южного разреза определены некоторые повышенные значения с четким минимумом между ними, и если провести разрез вдоль рифтовой долины, то распределение Al_2O_3 в гипербазитах будет походить на профиль геохимической аномалии, в частности, по содержанию H_2O в базальтовых стеклах (см. рис. 3.1). В целом значения алюминия в гипербазитах располагаются весьма симметрично по площади с формированием в центре полигона области с минимальными концентрациями Al_2O_3 .

АНОМАЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ СЕРИИ

Разлом $15^{\circ}20'$ является границей крупных блоков океанической литосферы, как было показано выше, под которыми состав и строение верхней мантии имеют принципиальное различие, обусловленное наложением на область спрединга океанической коры глубинного мантийного плюма. Под воздействием этого плюма на участке рифтовой зоны САХ, расположенном южнее разлома $15^{\circ}20'$, сформировался комплекс вулканических пород, характеризующийся широким спектром составов базальтов от примитивных толеитов типа NMORB до обогащенных базальтов (EMORB) с аномально высокими содержаниями несовместимых элементов, что, естественно, нашло отражение в общем количестве и среднем составе выделенных кластерных групп (см. табл. 2.4).

К самым многочисленным в пределах полигона детальным исследованиям относятся базальты кластерных групп P-1b, P-2b и P-3b (см. табл. 2.4). Особенностью базальтов первых двух групп является их равномерное распределение по большей части полигона к югу от разлома и, как правило, совместное сонахождение на большинстве станций драгирования. С востока область распространения этих пород ограничена субмеридиональным трогом, проходящим примерно по $44^{\circ}35'$ з.д. (см. рис. 1.4). Различие между этими группами заключается в степени их дифференцированности и обогащенности несовместимыми элементами, общее содержание которых в целом отвечает E-типу MORB. Базальты группы P-3b характеризуются максимальной степенью обогащения несовместимыми элементами, они, как правило, встречаются совместно с базальтами групп P-1b и P-2b, но ареал их развития ограничен склонами внутреннего и внешнего угловых поднятий, обращенными в долину рифта и трога разлома. Сравнение полученных нами данных с более ранними, опубликованными по этому региону [Буго и др., 1984; Соболев и др., 1992; Vougalet et al., 1988; Dosso et al., 1991], свидетельствует о принадлежности базальтов кластерных групп P-1b, P-2b и P-3b к аномальной эффузивной серии, связанной с развитием мантийного плюма.

Группы P-4b и P-5b объединяют базальты, характеризующиеся низким содержанием TiO_2 и высокой магнезиальностью. Базальты группы P-5b по сравнению с группой P-4b обогащены K_2O , Sr и REE, что указывает на их генетическое родство с обогащенными базальтами групп P-1b, P-2b и P-3b, с которыми они к тому же пространственно связаны. По-видимому, эти породы являются наименее дифференцированными разновидностями обогащенных базальтов, связанных с развитием геохимической аномалии Буго.

Базальты группы P-4b помимо того, что имеют низкие концентрации несовместимых элементов, типичные для NMORB, строго приурочены к основаниям обоих бортов рифтовой долины САХ (станции A9-32Д; S15-35; S3-Д34, Д35), которые, как известно, характеризуются большой обнаженностью разреза

пород литосферы. По нашему мнению, базальты группы P-4b — это наиболее ранняя фаза базальтового спредингового магматизма, существовавшего еще до начала проявления плюмового.

Особое место занимают базальты кластерных групп P-6b и P-9b (см. табл. 2.4). Среди всех пород восточного сочленения они отличаются самой высокой степенью дифференцированности ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1,37-1,47$), повышенным содержанием TiO_2 , самыми низкими концентрациями Sr и некоторым обогащением тяжелыми REE. Главная их особенность заключается в том, что пространственно они приурочены к самой приразломной части южного сегмента САХ (основания внутреннего и внешнего угловых поднятий, южный борт разлома по обе стороны от нодальной впадины (станции А9-49Д; S3-Д33, Д39; S15-43)) (см. рис. 1.1). Между собой базальты групп P-6b и P-9b различаются по содержанию SiO_2 , Fe_2O_3 и K_2O (см. табл. 2.4). Эти базальты представляют собой «приразломный» тип магматизма, о котором уже говорилось выше.

Последние две группы базальтов (P-7b и P-8b) распространены исключительно локально. Высокоглиноземистые и высококальциевые породы группы P-7b выполнены лейкократовыми клинопироксен-плагиоклаз-порфиrowыми базальтами со станции А9-42Д, расположенной на восточном фланге САХ на удалении около 40 км от оси рифтовой долины. Во вкрапленниках этих базальтов плагиоклаз, образующий крупные таблитчатые кристаллы (до 10–15 мм), явно преобладает над более мелкокристаллическим клинопироксеном (до 2 мм), как 4 : 1. Однонаправленная ориентировка вкрапленников плагиоклаза придает структуре базальтов флюидальный облик.

Высокотитанистые и наиболее обогащенные REE оливин-клинопироксен-плагиоклаз-порфиrowые базальты со станции S15-22, находящейся на западном окончании южного разреза в 30 км от оси рифтовой долины САХ, объединены в группу P-8b. По степени обогащенности несовместимыми элементами эти породы наиболее близки к базальтам станции S15-01, расположенной в центре геохимической аномалии 14° с.ш. Кроме того, клинопироксен в базальтах группы P-8b сильно плеохроирует от бледно-желтого до сиреневого, что весьма характерно для пород повышенной щелочности.

Статистическая обработка аналитических данных по валовому составу базальтов и составу закалочных базальтовых стекол, помимо разбиения массивов данных на группы с помощью кластерного анализа, включала построение карт распределения компонентов и их отношений по площади полигона детальных исследований на восточном сочленении рифта САХ и разлома 15°20', которые предназначены для оценки ареала геохимической аномалии Буго и характера эволюции рифтового магматизма во времени. Относительно оси рифтовой долины САХ базальты драгированы на удалении до 100 км и более, а базальты с закалочными стеклами — до 30–50 км по обеим сторонам от рифта. Таким образом, учитывая, что средняя скорость спрединга океанического дна в Центральной Атлантике составляет не более 2–3 см/год, нам удалось проследить эволюцию спредингового базальтового магматизма на период до 5 млн лет, а ликвидных базальтовых расплавов в пределах полигона исследований — в течение последних 2 млн лет.

Серия карт распределения отношений некоторых петрогенных, редких и редкоземельных несовместимых элементов в базальтах и базальтовых стеклах полигона детальных исследований на восточном сочленении рифта САХ и разлома 15°20' представлена на рис. 2.20 и 2.21, из которых видно, что базальты,

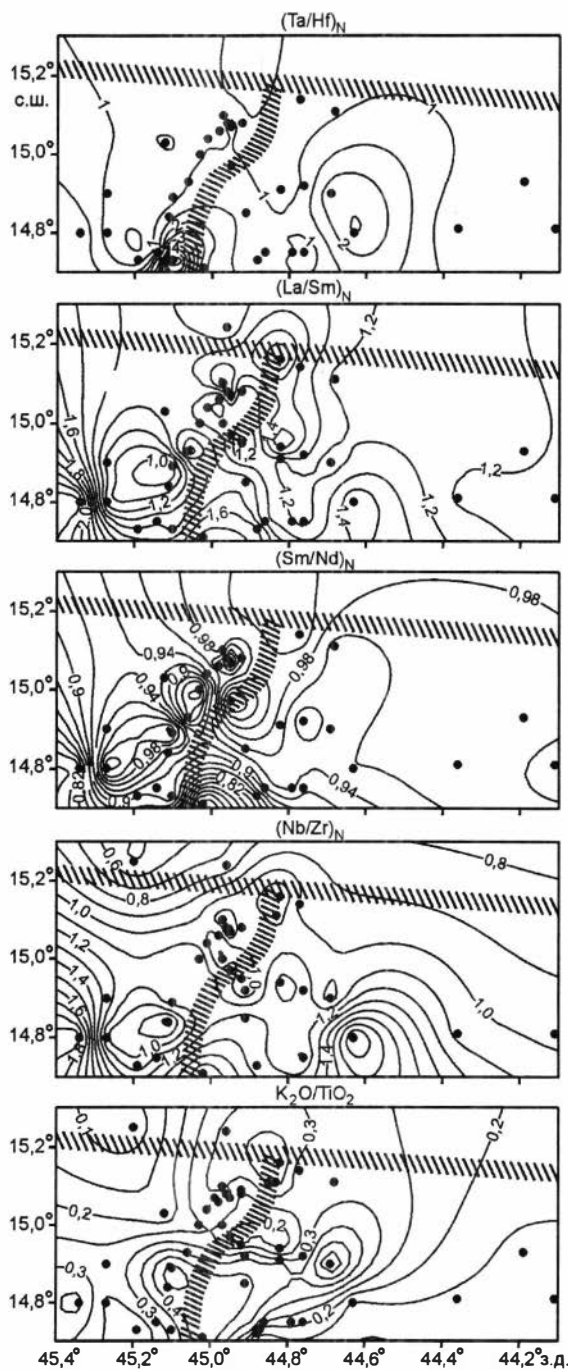


Рис. 2.20. Схема распределения отношений несовместимых породообразующих, редких и редкоземельных элементов в базальтах восточного сочленения рифта САХ и разлома 15°20'.

Точками указаны станции драгирования с изученными образцами. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.1.

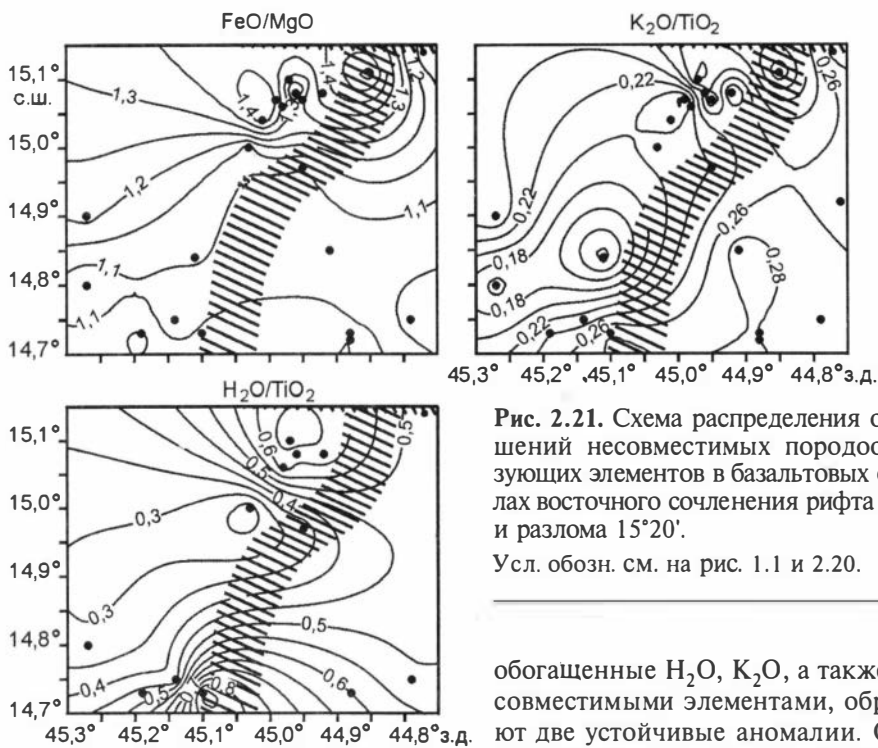


Рис. 2.21. Схема распределения отношений несовместимых пороодообразующих элементов в базальтовых стеклах восточного сочленения рифта САХ и разлома 15°20'.

Усл. обозн. см. на рис. 1.1 и 2.20.

обогащенные H_2O , K_2O , а также несовместимыми элементами, образуют две устойчивые аномалии. Одна из них, имеющая в целом неболь-

шой диапазон разброса значений, расположена точно на сочленении рифта САХ с трогом разлома (внутреннее и внешнее угловые поднятия и нопадья впадина). Характерной особенностью этой аномалии в базальтах является высокая степень дифференцированности расплавов (отношение FeO^*/MgO в среднем по стеклам составляет 1,3–1,5 и более). Таким образом, полностью подтверждается вывод о существовании в приразломной части рифта САХ особого типа базальтовых расплавов, обогащенных легкоплавкими компонентами.

Вторая аномалия, значительно большая как по размерам, так и по амплитуде значений индикаторных отношений элементов, находится в южной части полигона. Центр этой аномалии несколько смещен на восток, что хорошо видно на профиле южного разреза (см. рис. 8 в работе А. С. Перфильева и др. [1996]). Эта геохимическая аномалия хорошо совпадает с обширной отрицательной аномалией магнитного поля в рассматриваемой части полигона [Добрецов и др., 1994] и представляет собой область распространения покровных базальтов. На картах распределения $(Nb/Zr)_N$, $(La/Sm)_N$ и $(Sm/Nd)_N$ в базальтах (см. рис. 2.20) отчетливо видно, что южнее 15° с.ш. (примерно на широте южного разреза) наблюдается некоторая периодичность положительных и отрицательных аномалий относительно оси рифта САХ. Поскольку минимумы и максимумы расположены практически симметрично оси рифтовой долины, можно предположить, что первопричиной их образования является пульсационный характер базальтового магматизма, связанного с мантийным плюмом. Принимая, что средняя скорость спрединга океанического дна для Центральной Атлантике равна примерно 2–3 см/год, периодичность изменения режима магматизма оценивается в 1–1,5 млн лет. Вероятнее всего, максимумы обогащенности ба-

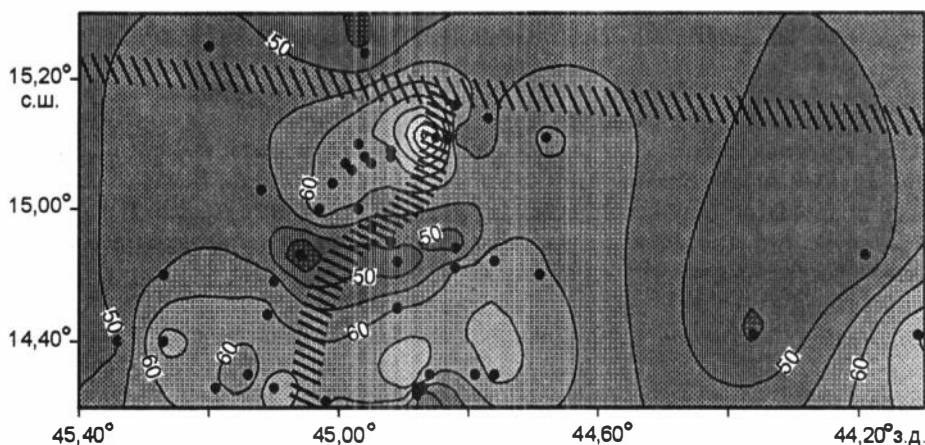


Рис. 2.22. Распределение глубины плавления мантийного субстрата (км) с образованием базальтовых магм в районе восточного сочленения разлома 15°20' и южного сегмента рифта САХ.

Изолинии проведены через 5 км. Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.1 и 2.20.

зальтовых магм несовместимыми элементами связаны с поступлением новых порций расплава из мантийного источника, который постепенно истощается, пока ему на смену не придет очередная порция вещества. Данные по распределению H_2O и K_2O относительно TiO_2 в базальтовых стеклах рифтовой зоны САХ в пределах южного разреза (см. рис. 2.21) показывают, что базальтовый магматизм «нулевого возраста» отвечает началу нового цикла. Интересно, что степень фракционирования обогащенных базальтов южного разреза в обозримом отрезке времени (около 2 млн лет) остается практически неизменной (средние значения отношения FeO^*/MgO в базальтовых стеклах варьируют в узком интервале 1,05–1,17).

Оценки глубин плавления мантийного субстрата с образованием базальтовых магм, выполненные по методу [Schilling et al., 1995], подтверждают, что в целом для района развития аномальных эффузивных серий на восточном сочленении рифт–разлом они оказываются значительно более глубинными (до 60–65 км и более) по сравнению с базальтами северного сегмента САХ (менее 50 км). Причем выделяются две аномалии: одна — небольшая, но с резким градиентом глубин, на непосредственном сочленении рифт–разлом с максимальной глубиной более 80 км, другая — обширная с относительно стабильной глубиной (60–65 км) в районе южного профиля (рис. 2.22). Максимальные оценки хорошо соответствуют значениям глубин выплавления расплавов в этом регионе по данным предыдущих исследователей (около 85 км [Shen, Forsyth, 1995]). Базальтовые магмы восточного фланга САХ (станции S15-03, 04) характеризуются глубинами менее 50 км, обычными для медленноспрединговых зон Приэкваториальной Атлантики [Schilling et al., 1995]. Таким образом, анализ особенностей химизма аномальных эффузивных серий района восточного сочленения разлома 15°20' с рифтовой зоной САХ показал, что эти расплавы, несомненно, являются более глубинными по сравнению с типичными толеитовыми сериями зон спрединга океанической коры, образование и развитие этих пород может связано с подъемом мантийных плюмов.

РЕДУЦИРОВАННЫЕ СПРЕДИНГОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Спрединговые процессы в рифтах срединно-океанических хребтов являются определяющими при формировании новой океанической коры. В зонах спрединга глубинные расплавы проникают в верхние горизонты коры и изливаются на поверхности дна океана. При этом часть расплавов неизбежно застывает в самих подводных каналах-трещинах, образуя спрединговые дайковые комплексы. Учитывая громадные масштабы изливающихся в рифтовых зонах магм, можно предположить, что дайковые серии должны также формировать очень крупные по размерам структуры. Это подтверждается непосредственными наблюдениями с помощью глубоководных аппаратов. В частности, в трансформном разломе Вима (Центральная Атлантика) установлено, что дайковый комплекс обладает мощностью более одного километра и протягивается на сотни километров [Auzende et al., 1989].

В то же время детальными исследованиями в зоне трансформного разлома 15°20', проведенными нами во время 9-го рейса НИС «Антарес» и 15-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», не установлено значительного распространения дайковых серий. На долю дайковых пород (преимущественно габбро-долеритов) приходятся первые проценты (не более 2 %) от всего количества поднятых образцов, но, учитывая вероятную принадлежность части долеритов к субинтрузивным образованиям, общий объем дайкового комплекса может возрасти максимум примерно до 8 %. Таким образом, наличие мощного дайкового комплекса в этом регионе не фиксируется. В целом океаническая кора в зоне разлома 15°20' сложена в основном базальтами и гипербазитами с участием в значительно меньших масштабах габброидов при явно редуцированном положении дайковых спрединговых комплексов.

Дайковые породы поднимались только на участках с наиболее глубоко вскрытыми разрезами, преимущественно в ассоциации с гипербазитами и габбро — район внутреннего углового поднятия и борта разломного трога. Среди пород дайкового спредингового комплекса в зоне разлома 15°20', судя по структуре и размерам минеральных индивидов, можно выделить мелкозернистые габбро, габбро-долериты и долериты.

Мелкозернистые габбро в ассоциации с габбро-долеритами и долеритами характеризуют крупные интрузивные дайковые тела из спрединговых комплексов. Микрогаббро (размер зерен до 1 мм) отвечают центральным частям тел, а долериты — эндоконтактным зонам.

Габбро-долеритовые порфириты имеют основную массу со структурой, промежуточной между габбро и долеритами. Достаточно крупные (до 7 мм) вкрапленники представлены зеленовато-серыми клинопироксенами и желтоватыми оливинами. Присутствуют зерна (до 8 мм) рудных минералов (пирротин).

Долериты по особенностям структуры отчетливо делятся на две группы: *средне-крупнозернистые долериты и микродолериты*. Первые составляют более 90 % всего поднятого объема долеритов и большинство из них принадлежат к порфировым разновидностям. Вкрапленники, занимающие до 5–10 % объема породы, представлены оливином, плагиоклазом и клинопироксеном в разных сочетаниях и пропорциях. Плагиоклаз и клинопироксен нередко образуют крупные гломеровые сростки. Оливин чаще всего встречается в виде округлых оvoidо-фириковых выделений. Для порфировых долеритов характерно присутствие во вкрапленниках оливина и клинопироксена и вблизи них бурой хромистой шпи-

нели, содержание которой в породе иногда достигает до 1 мол. %. Долериты со станции А9-25Д (основание западного борта рифтовой долины САХ) выделяются более крупнозернистой массивной структурой и полным отсутствием шпинели.

Микродолериты встречаются крайне редко (станции А9-11Д, 47Д; S15-03, 07, 38) и лишь некоторые из них (обр. 11Д-18, 30; S15-07/40, S15-38/72) содержат единичные мелкие (до 1 мм) вкрапленники оливина и плагиоклаза.

Особенности минерального состава долеритов зоны разлома 15°20' изучены на примере самых распространенных порфировых долеритов (станция А9-21Д; поднятие внутреннего угла на сочленении рифт—разлом в южном сегменте САХ). Результаты микрозондовых анализов минералов приведены в табл. 2.16—2.19, а также в работе Н. Л. Добрецова и др. [1994].

Оливин в долеритах обнаружен только во вкрапленниках, которые имеют округлую форму и отчетливые признаки растворения во внешних частях зерен. По химическому составу оливин достаточно однороден (Fo₈₇₋₉₁). Установлена лишь некоторая положительная связь между содержанием NiO и MgO и отрицательная — между NiO и FeO: с ростом на 4 мол. % Fo концентрация NiO в оливине увеличивается почти вдвое (от 0,18 до 0,34 мас.%) (см. табл. 2.16).

Плагиоклаз в долеритах присутствует как в виде таблитчатых вкрапленников (размером до 3—5 мм), так и в основной массе породы в виде идиоморфных призматических кристаллов. Микрозондовый анализ вкрапленников плагиоклаза из порфировых долеритов показал, что по составу они однородны и отвечают битовниту (An₇₃₋₇₅). Плагиоклаз основной массы долеритов более кислый

Т а б л и ц а 2.16

**Химический состав оливинов (мас. %) из долеритов
зоны трансформного разлома 15°20'**

Номер		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	NiO	Сумма	Fo
п/п	образца										
1	21Д-125	40,33	0,01	0,04	12,40	47,02	0,31	0,00	0,18	100,29	87,09
2	21Д-127	40,36	0,01	0,04	11,13	47,83	0,25	0,00	0,22	99,84	88,45
3	21Д-127	40,35	0,06	0,05	10,72	48,33	0,28	0,00	0,24	100,03	88,93
4	21Д-128	40,02	0,01	0,05	10,10	49,29	0,28	0,01	—	99,76	89,69
5	21Д-130	40,91	0,03	0,07	8,35	49,80	0,27	0,00	0,34	99,77	91,38
6	21Д-130	40,34	0,01	0,05	8,38	48,90	0,25	0,00	0,34	98,27	91,23

Т а б л и ц а 2.17

**Химический состав плагиоклазов (мас. %) из долеритов
зоны трансформного разлома 15°20'**

Номер		SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	An
п/п	образца									
1	21Д-128	48,90	31,28	0,39	0,26	14,91	2,67	0,06	98,47	75,23
2	21Д-128	48,75	31,75	0,41	0,28	15,45	2,50	0,04	99,18	77,23
3	21Д-128ом	50,27	29,89	0,59	0,20	13,94	3,49	0,06	98,44	68,51
4	21Д-128ом	50,42	29,52	0,68	0,50	13,72	3,59	0,06	98,49	67,56
5	21Д-128ом	53,18	28,24	0,91	0,12	11,70	4,42	0,09	98,66	59,08

Примечание. ом — анализы плагиоклазов из основной массы базальтов; остальные — анализы вкрапленников плагиоклазов.

Представительные анализы моноклинных пироксенов (мас. %) из долеритов зоны трансформного разлома 15°20'

п/п	Номер	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#	Wo	En	Fs
	образца														
1	21Д-119	51,86	0,47	2,72	0,76	5,91	0,19	17,16	19,74	0,23	99,04	83,79	40,92	49,50	9,58
2	21Д-120	51,21	0,36	3,30	0,90	5,39	0,17	17,95	19,22	0,31	98,81	85,57	39,71	51,59	8,70
3	21Д-121	51,59	0,30	3,36	0,80	4,37	0,15	17,67	20,74	0,27	99,25	87,85	42,55	50,47	6,98
4	21Д-122	51,93	0,32	2,87	1,08	4,58	0,14	17,67	20,35	0,24	99,18	87,30	41,95	50,68	7,37
5	21Д-123	52,91	0,19	2,37	0,58	4,65	0,17	19,21	18,83	0,21	99,12	88,06	38,30	54,33	7,37
6	21Д-124ом	51,56	0,67	2,29	0,04	8,81	0,25	16,84	18,67	0,24	99,37	77,34	38,13	47,85	14,00
7	21Д-124	51,76	0,23	2,92	0,51	4,84	0,15	17,38	20,61	0,23	98,63	86,47	42,45	49,77	7,78
8	21Д-125	52,04	0,16	3,13	1,19	3,80	0,12	18,69	19,89	0,19	99,21	89,79	40,71	53,24	6,05
9	21Д-126	51,87	0,23	3,21	0,77	3,94	0,14	17,70	20,91	0,24	99,01	88,92	43,01	50,68	6,32
10	21Д-127	52,16	0,34	2,79	0,63	4,99	0,18	18,63	19,19	0,21	99,12	86,96	39,16	52,90	7,94
11	21Д-128	50,24	0,63	4,08	1,13	5,11	0,03	16,56	19,41	0,24	97,43	85,27	41,80	49,62	8,57
12	21Д-128	52,67	0,29	2,97	0,74	3,78	0,14	18,00	21,02	0,24	99,85	89,47	42,89	51,10	6,01
13	21Д-128ом	52,99	0,39	1,39	0,00	8,92	0,17	18,42	16,63	0,14	99,05	78,65	33,79	52,07	14,10
14	21Д-128ом	51,34	0,64	2,74	0,03	7,51	0,13	17,05	18,56	0,19	98,19	80,19	38,55	49,27	12,20
15	21Д-128ом	51,56	0,68	2,63	0,00	8,95	0,22	16,51	18,07	0,23	98,85	76,65	37,62	47,81	14,60
16	21Д-129	52,47	0,32	3,07	0,57	3,74	0,11	18,18	20,93	0,24	99,63	89,66	42,60	51,46	5,94
17	21Д-130	53,03	0,22	2,43	0,80	3,88	0,10	19,12	20,00	0,26	99,84	89,77	40,29	53,60	6,11
18	21Д-131	52,28	0,35	3,65	1,09	3,57	0,09	17,70	21,28	0,26	100,27	89,86	43,71	50,58	5,71
19	21Д-132	52,87	0,29	3,41	0,85	4,03	0,12	18,54	20,68	0,26	101,05	89,15	41,68	51,99	6,33
20	21Д-133	53,49	0,29	2,69	0,58	3,83	0,11	18,78	21,00	0,22	100,99	89,75	41,90	52,15	5,96
21	21Д-134	53,67	0,23	2,66	0,46	3,93	0,11	19,40	20,49	0,22	101,17	89,77	40,55	53,37	6,08
22	21Д-135	53,04	0,18	2,44	0,60	3,90	0,13	19,33	19,04	0,17	98,83	89,85	38,89	54,90	6,20
23	21Д-135	51,23	0,35	4,25	0,81	5,59	0,00	16,81	19,55	0,29	98,88	84,26	41,32	49,44	9,24
24	21Д-135	52,20	0,24	3,05	0,89	5,06	0,00	17,60	19,74	0,25	99,03	86,08	40,97	50,82	8,21
25	21Д-136	52,56	0,18	2,73	0,75	4,12	0,16	19,25	19,38	0,20	99,33	89,27	39,23	54,24	6,52

Примечание. ом — анализы пироксенов из основной массы долеритов, остальные — анализы из вкрапленников. Пояснения см. в табл. 2.7.

Таблица 2.19

Химический состав шпинелей (мас. %) из долеритов зоны трансформного разлома 15°20'

Номер		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	MnO	Сумма	Cr#	Mg#
п/п	образца												
1	21Д-125	—	0,20	25,37	40,76	17,05	16,01	0,00	—	0,37	99,75	51,87	69,17
2	21Д-127	—	0,20	26,33	39,70	16,68	16,33	0,00	—	0,36	99,59	50,29	70,19
3	21Д-128	—	0,38	25,54	39,09	16,57	16,85	0,00	—	0,32	98,76	50,66	72,12
4	21Д-128	—	0,31	28,00	35,17	18,10	16,25	0,00	—	0,37	98,19	45,73	69,46
5	21Д-128	0,17	0,21	29,47	38,97	15,72	16,17	0,00	0,04	—	100,75	46,78	68,74
6	21Д-128	0,19	0,22	29,67	37,87	15,72	15,96	0,00	0,05	—	99,68	46,13	68,66
7	21Д-128	0,07	0,26	27,24	39,75	14,35	15,97	—	—	0,03	97,67	49,47	70,35
8	21Д-128	0,05	0,25	27,04	38,39	17,53	14,29	—	—	0,08	97,63	48,78	63,43
9	21Д-128	0,00	0,38	30,54	33,01	17,46	16,15	0,01	0,00	0,05	97,60	42,03	68,54
10	21Д-128	1,20	1,98	14,46	31,50	43,39	4,12	0,30	0,26	0,00	97,43	59,37	19,43
11	21Д-128	0,00	0,36	29,80	35,49	17,06	15,46	0,00	0,00	0,11	98,30	44,41	66,52
12	21Д-128	0,00	0,35	27,52	38,27	15,90	15,73	0,01	0,00	0,10	97,88	48,26	68,44
13	21Д-129	—	0,32	26,77	38,49	17,04	16,22	0,04	—	0,34	99,22	49,10	69,66
14	21Д-129	—	0,32	28,99	37,10	14,69	17,54	0,00	—	0,34	98,97	46,19	74,48
15	21Д-129	—	0,34	28,11	37,24	17,28	16,32	0,03	—	0,37	99,70	47,05	69,43
16	21Д-129	—	0,34	27,89	38,32	16,58	16,65	0,00	—	0,33	100,11	47,96	70,55
17	21Д-131	—	0,33	28,13	38,27	16,35	16,67	0,00	—	0,37	100,10	47,71	70,76
18	21Д-131	—	0,33	27,50	38,72	16,29	16,48	0,00	—	0,35	99,66	48,58	70,44
19	21Д-135	0,07	0,36	35,67	29,34	16,89	16,14	—	—	0,04	98,51	35,65	67,75
20	21Д-135	0,07	0,35	35,06	29,12	17,90	15,92	—	—	0,06	98,48	35,78	66,77
21	21Д-135	0,18	0,17	27,75	40,95	16,39	15,52	0,00	0,07	—	101,03	49,75	66,86
22	21Д-135	0,19	0,25	28,32	38,96	17,85	15,29	0,00	0,05	—	100,89	48,00	65,33

Примечание. Пояснения см. в табл. 2.9.



Рис. 2.23. Диаграмма En-Wo-Fs для клинопироксенов из долеритов зоны разлома 15°20'. Клинпироксен: 1 — из вкрапленников; 2 — из основной массы.

(лабрадор) и варьирует по составу в широком диапазоне — от An₅₉ до An₆₉ (см. табл. 2.17).

Клинпироксен в долеритах встречается как во вкрапленниках, так и в основной массе породы. Вкрапленники клинопироксена по составу достаточно однородны, на диаграмме En-Wo-Fs (рис. 2.23) они образуют

компактное поле. Мелкозернистый клинопироксен основной массы заметно отличается по своему составу: Mg# = 76–80 мол. % при Fs = 12–14 мол. % (см. табл. 2.18). Кроме того, он практически не содержит хрома (Cr₂O₃ до 0,04 мас.%), тогда как во вкрапленниках содержание Cr₂O₃ весьма значительно — 0,4–1,4 мас.%. Обратная картина наблюдается по TiO₂: во вкрапленниках он составляет в среднем 0,27 (0,16–0,47) мас.%, тогда как в клинопироксене основной массы долеритов TiO₂ значительно выше (0,4–0,7 мас.%).

Шпинель в долеритах содержится в виде мелких (до 0,2 мм) зерен неправильной формы. В отдельных образцах (21Д-128, 129, 131) шпинель достигает размеров до 1–2 мм, имеет правильную кристаллическую огранку и нередко образует скопления в основной массе. Данные микрозондового анализа (см. табл. 2.19) показали, что из всех основных минералов порфировых долеритов лишь шпинель характеризуется значительными вариациями химического состава. На диаграмме Cr#–Mg# (рис. 2.24) отчетливо видно, что большинство точек попадает в поле составов шпинелей из гипербазитов внутреннего углового поднятия на восточном сочленении САХ и разлома 15°20', причем в области состава шпинели, отвечающей умеренно-сильно деплетированным (19 анализов) и умеренно деплетированным (2 анализа) перидотитам. Одна точка состава шпинели лежит на продолжении ответвле-

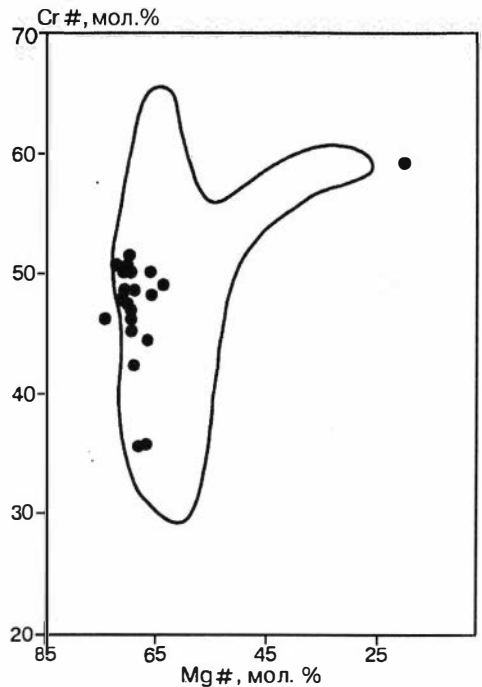


Рис. 2.24. Диаграмма Cr#–Mg# для шпинелей из долеритов зоны разлома 15°20'. Сплошным контуром выделено поле состава шпинелей из гипербазитов поднятия внутреннего угла на восточном сочленении рифа с разломом 15°20'.

ния от главного поля шпинелей из гарцбургитов и дунитов углового поднятия в область высокой железистости и хромистости, характерной для кумулятивных пород.

По результатам статистической обработки данных по геохимии долеритов восточного сочленения рифта САХ с разломом 15°20' можно выделить четыре кластерные группы (см. табл. 2.11), характеризующиеся в целом низкой степенью дифференциации и интенсивными вторичными изменениями.

Наибольший интерес представляют породы кластерных групп P-1d и P-2d. Долериты группы P-1d (самой многочисленной) присутствуют на всех участках полигона исследований, где поднимались эти породы (см. рис. 2.1). По сравнению с другими группами долеритов восточного сочленения они наименее изменены и более дифференцированы. Группа P-2d представлена оливин-порфиrowыми долеритами углового поднятия (станции А9-21Д и S15-66). Резкое обогащение этих пород MgO, по-видимому, связано с фракционированием вкрапленников оливина. Кроме того, эти порфириты значительно обогащены Co, Cr, La, Ce по сравнению с другими долеритами полигона.

Особенности химического состава кластерных групп долеритов P-3d и P-4d обусловлены различиями в характере вторичных изменений. Так, группа P-3d, приуроченная к проявлению вторичной сульфидной минерализации на внутреннем угловом поднятии (станция А9-11Д), обогащена MnO, Na₂O, Sr и обеднена Co, Cr, легкими REE. Группа P-4d представлена наиболее сильно измененными долеритами (станция S15-31, западный борт рифтовой долины САХ к югу от углового поднятия) с явными признаками щелочного (калиевого) метасоматоза, выраженного интенсивным замещением плагиоклаза и клинопироксена и широким развитием амфибола, хлорита и гидрослюд, что естественно повлияло на состав пород этой группы (см. табл. 2.10, станция S15-31).

В целом по химическому составу все изученные породы дайкового комплекса в зоне разлома 15°20' соответствуют нормальным базальтам срединно-океанических хребтов типа NMORB. Таким образом, судя по геохимическим данным, обогащенные расплавы (EMORB) геохимической аномалии не принимали участия в спрединговых процессах. Магмы типа EMORB поднимались к поверхности дна океана независимо от спрединга и магматических систем типа NMORB. При этом аномально обогащенные расплавы проходили через всю редуцированную литосферу в зоне разлома 15°20', не задерживаясь и не формируя субинтрузивных тел и соответственно не испытывая значительных процессов дифференциации. Эти выводы подтверждаются результатами численного моделирования декомпрессионного фракционирования в открытой системе, показывающими, что для глубинных расплавов EMORB устанавливаются значительно большие скорости (как минимум в 2 раза) подъема, чем для NMORB. Поэтому быстрое движение обогащенных расплавов EMORB с глубин к поверхности дна океана происходило без формирования заметного количества субинтрузивных тел.

ВЫСОКОТИТАНИСТЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И МЕТАГАББРОИДЫ

В зоне разлома 15°20', как показано выше, установлено большое разнообразие интрузивных габброидных пород. Среди них явно выделяются и привлекают особое внимание два типа пород: высокотитанистые габбро со значитель-

ным содержанием рудных минералов и метагабброиды с деформационными структурами течения.

Рудные габбро со значительным содержанием ильменита отобраны нами в основном на участке западного сочленения рифтовой долины САХ с разломным трогом и практически аналогичны породам, поднятым ранее в этом районе в 3-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» [Строение зоны..., 1989]. Они резко отличаются по химическому составу от других габброидов и содержат значительное количество ильменита.

В рудном габбро ильменит, занимающий около 10 % и более от объема породы, часто образует интеркумулузные фазы, включающие вросстки плагиоклаза и клинопироксена.

Рудные габбро по химическому составу составляют отдельную высокотитанистую группу, резко отличающуюся от всех других разновидностей габброидов. Они значительно обогащены титаном (около 2,41 мас. % TiO_2) и железом (до 16,78 % мас. Fe_2O_3). При этом отмечаются небольшие значения потерь при прокаливании (до 0,60 мас. %) по сравнению с другими габброидами (где п.п.п. может достигать 6–8 мас. %), что свидетельствует об относительной свежести пород.

Ранее [Строение зоны..., 1989; Пушаровский и др., 1995] ильменитовое рудное габбро связывали с поздним этапом фракционной кристаллизации расплавов. Однако следует заметить, что между этой группой пород и другими габброидами намечается существенный разрыв. Вполне возможно, что в данном случае имеет место совершенно особый тип магматизма. По времени формирования он синхронен с другими породами расслоенного интрузивного комплекса.

Результаты моделирования показали, что высокотитанистые ильменитсодержащие габброиды не являются дифференциатами ни NMORB, ни EMORB базальтовых магм. Как видно из рис. 2.16, исходные магмы для этих пород должны быть значительно более обогащенными по содержанию TiO_2 .

Метагабброиды в зоне разлома $15^{\circ}20'$ отмечены в предыдущих работах [Строение зоны..., 1989; Силантьев и др., 1991; Симонов и др., 1991; Симонов, Колобов, 1993; Перфильев и др., 1996]. Благодаря детальным исследованиям 1990–1992 гг. нам удалось собрать представительную коллекцию метагабброидов с деформационными структурами течения в этом регионе и выделить комплекс динамометаморфических апогаббровых пород, характерных для наиболее тектонически активных участков (борта рифтовой долины, угловое поднятие в районе непосредственного сочленения рифта и разломного трога и т. д.). В состав этого комплекса входят: бластомилониты и катаклазиты по габброидам, флазергаббро и амфиболиты. В метагабброидах отчетливо наблюдаются сочетания как хрупких (дробление, катаклаз), так и пластических деформаций с формированием структур течения. Среди многообразия проявлений процессов динамометаморфизма можно выделить несколько типов пород, отражающих определенные стадии деформационных преобразований габброидов, приводящих в конечном счете к образованию **флазергаббро**, имеющих важное значение для расшифровки процессов формирования и преобразования океанической литосферы в зоне разлома $15^{\circ}20'$.

На первой стадии общие характерные черты и первичная структура габброидов сохраняются. В результате деформаций образуются системы трещин и появляется волнистое погасание в исходных минералах. Первичный пироксен замещается роговой обманкой.

На второй стадии преобладают хрупкие деформации (катаклиз, милонитизация) с формированием в большинстве случаев порфиробластовых структур. Крупные зерна пироксена, замещающиеся бурой роговой обманкой, располагаются в синдеформационной основной массе мелких зерен и кристаллов новообразованных роговой обманки и полевых шпатов. Наряду с хрупкими деформациями проявляются и пластические, выражающиеся в удлинении и ориентировке в одном преимущественном направлении зерен минералов.

Наиболее интенсивный динамометаморфизм третьей стадии полностью уничтожает первичную габбровую матрицу и приводит к образованию линейных, ориентированных в одном направлении, гнейсовидных структур флазергаббро. Первичные пироксены и плагиоклазы практически полностью замещены метаморфогенными роговой обманкой и полевыми шпатами. Примечательно, что наиболее крупные и представительные образцы флазергаббро несут следы непосредственного контакта с тектонизированными серпентинитами, поэтому они, вероятнее всего, фиксируют этапы тектонического продвижения гипербазитов в верхние горизонты литосферы САХ.

Необходимо отметить, что описанные выше стадии достаточно условны и отражают лишь в общих чертах последовательность роста интенсивности процессов преобразования габброидов в результате динамометаморфизма.

УЛЬТРАДЕПЛЕТИРОВАННЫЕ МАНТИЙНЫЕ РЕСТИТЫ

Первые данные по гипербазитам из зоны разлома 15°20' показали, что они сильно деплетированы по сравнению с ультраосновными породами других сегментов Срединно-Атлантического хребта [Пушаровский и др., 1988; Пейве, Щербаков, 1989]. Последующие исследования материалов, собранных во время 9-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» и 16-го рейса НИС «Академик Борис Петров», подтвердили эти наблюдения [Пушаровский и др., 1995]. В данном разделе приведены в основном результаты изучения образцов гипербазитов, отобранных нами во время 9-го рейса НИС «Антарес» и 15-го рейса НИС «Академик Николай Страхов».

Для оценки деплетированности гипербазитов наиболее информативны соотношения ряда элементов в первичных минералах. Так, отношение Mg/Fe в *пироксенах* и *оливинах*, а также отношение Sr/Al в *шпинели* увеличиваются по мере роста степени плавления. Одновременно Na, Ti, Al выносятся из пироксенов, как элементы с высокими коэффициентами распределения расплав–порода; Mg и Sr накапливаются в остаточных фазах. Эти закономерности характерны для реститового дунит-гарцбургитового комплекса, составляющего более 95 % от всех поднятых в зоне разлома 15°20' гипербазитов. Составы минералов из гипербазитов, отобранных во время 15-го рейса НИС «Академик Николай Страхов», приведены в табл. 2.20.

В районе западного сочленения северного сегмента рифта САХ и разлома 15°20' (к западу от рифтовой долины, станции А9-70Д, 71Д) подняты близкие по составу минералов гарцбургиты, образующие компактное поле со значениями хромистости шпинели в интервале 48–56 мол. % (рис. 2.25), что характеризует их как группу сильно деплетированных перидотитов. Это подтверждается и особенностями составов ортопироксена (рис. 2.26). Степень частичного плавления, исходя из метода экспериментальной оценки [Jaques, Green, 1980], составляет более 20 %. Ультраосновные породы аналогичного состава развиты в САХ

Химический состав (мас.%) и миналы (%) для минералов

Номер образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO
	Ромбические					
S15-25/9	56,62	0,01	2,29	0,90	5,39	0,10
S15-28/8	56,49	0,02	2,61	0,70	5,48	0,15
S15-31/1	56,83	0,02	2,36	0,83	5,43	0,12
S15-31/13	56,86	0,07	2,21	0,88	5,16	0,13
S15-35/14	56,33	0,03	1,66	0,46	10,18	0,24
S15-35/1	57,50	0,06	2,17	0,72	5,35	0,12
S15-08/3	57,70	0,01	1,90	0,57	5,60	0,13
S15-08/3	56,99	0,02	2,32	0,74	5,45	0,06
S15-13/1	55,83	0,05	2,50	0,80	5,15	0,05
S15-13/10	56,81	0,04	2,17	0,77	5,55	0,09
S15-14/181	55,67	0,05	1,76	0,54	4,97	0,23
S15-14/27	57,10	0,02	2,34	0,80	5,49	0,03
S15-16/5	57,34	0,03	2,02	0,71	5,40	0,13
S15-17/60	56,55	0,03	2,70	0,72	5,24	0,07
	Моноклинные					
S15-28/8	54,00	0,02	2,33	1,02	2,05	0,02
S15-08/3	54,46	0,03	2,09	0,86	1,81	0,04
S15-13/1	51,41	0,81	4,37	0,01	14,53	0,33
S15-25/9	53,78	0,03	2,43	1,06	2,64	0,07
S15-35/15	53,71	0,04	2,42	1,01	1,99	0,13
S15-42/2	53,90	0,01	1,69	0,82	1,97	0,15

Номер образца	SiO ₂	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Fo
	Оливины								
S15-14/181	39,69	0,04	11,73	0,30	45,42	0,01	0,29	97,48	87,35
S15-14/27	40,83	0,05	8,08	0,21	50,20	0,05	0,44	99,48	91,72
S15-14/34	41,34	0,00	8,27	0,14	49,88	0,04	0,36	100,01	91,50
S15-16/5	40,87	0,05	8,19	0,10	50,56	0,06	0,32	100,13	91,68
S15-17/60	40,65	0,03	7,56	0,12	49,71	0,05	0,36	98,48	92,13
S15-31/134	40,54	0,03	9,10	0,11	49,26	0,02	0,35	99,37	90,60
S15-35/14	39,32	0,07	17,05	0,26	42,87	0,03	0,38	99,93	81,75
S15-39/17	39,94	0,02	9,23	0,18	49,19	0,01	0,47	99,03	90,47

Примечание. Пояснения см. в табл. 2.7.

из гипербазитов зоны трансформного разлома 15°20'

MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	Mg#	Wo	En	Fs
пироксены							
32,95	2,32	0,00	100,56	91,60	4,43	87,54	8,04
33,41	1,34	0,02	100,19	91,58	2,56	89,25	8,21
33,47	1,42	0,01	100,49	91,64	2,71	89,16	8,13
32,98	2,27	0,08	100,59	91,93	4,37	87,93	7,71
31,20	1,33	0,03	101,44	84,55	2,53	82,40	15,05
34,32	1,28	0,06	101,56	91,94	2,39	89,76	7,87
34,05	1,33	0,11	101,38	91,57	2,51	89,26	8,23
33,70	1,58	0,02	100,86	91,68	2,98	88,94	8,08
33,10	1,02	0,00	98,50	91,99	1,99	90,16	7,85
33,94	1,56	0,00	100,92	91,60	2,95	88,91	8,15
32,95	1,76	0,00	97,93	92,21	3,40	89,07	7,53
34,09	1,60	0,00	101,43	91,72	3,01	88,96	8,03
34,22	1,52	0,07	101,42	91,87	2,83	89,27	7,91
33,55	1,95	0,04	100,84	91,94	3,72	88,52	7,77
пироксены							
17,72	23,94	0,00	101,07	93,91	47,70	49,12	3,19
18,49	23,73	0,05	101,56	94,79	46,63	50,59	2,78
15,06	10,55	1,37	98,44	64,88	24,62	48,90	26,50
18,61	22,33	0,00	100,93	92,66	44,41	51,50	4,08
17,22	22,97	0,30	99,79	93,95	47,37	49,44	3,18
18,38	23,06	0,17	100,14	94,34	45,96	50,98	3,06

Окончание табл. 2.20

Номер образца	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	Сумма	Cr#	Mg#
Шпинели									
S15-25/9	0,00	26,39	43,59	14,44	0,24	15,30	99,96	52,57	67,61
S15-28/8	0,02	28,96	38,79	15,81	0,25	15,46	99,29	47,33	67,28
S15-31/134	0,35	23,02	42,12	20,26	0,24	13,34	99,33	55,11	59,02
S15-35/15	0,13	27,18	42,18	15,15	0,20	15,69	100,53	51,01	67,98
S15-08/37	0,02	24,39	43,23	20,68	0,29	12,14	100,75	54,35	54,30
S15-08/39	0,02	27,82	39,61	18,46	0,21	13,09	99,21	48,85	58,36
S15-13/1	0,01	28,16	39,32	17,24	0,25	13,96	98,94	48,37	61,95
S15-13/10	0,09	27,64	40,80	17,99	0,18	14,27	100,97	49,77	61,92
S15-14/181	0,34	17,85	41,15	30,91	0,49	6,73	97,47	60,73	31,96
S15-14/27	0,04	27,40	40,51	13,76	0,24	17,12	99,07	49,80	73,91
S15-16/5	0,04	25,62	43,85	15,74	0,23	14,95	100,43	53,45	65,80
S15-17/60	0,03	31,13	36,32	15,11	0,22	15,28	98,09	43,92	67,01
S15-39/17	0,05	25,73	42,95	16,70	0,22	14,04	99,69	52,82	62,54
S15-42/11	0,01	28,04	41,23	13,61	0,27	15,47	98,63	49,66	68,77
S15-42/2	0,04	24,68	45,52	13,90	0,25	14,35	98,74	55,32	65,38

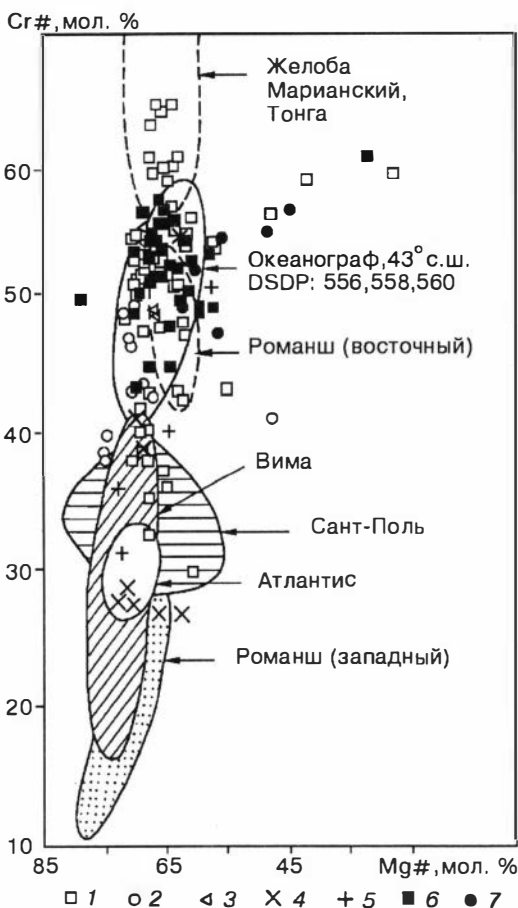


Рис. 2.25. Соотношение хромистости (Cr#) и магниальности (Mg#) шпинели из гипербазитов зоны разлома 15°20'.

1-6 — места отбора рассмотренных гипербазитов: к западу от оси рифта САХ в районе восточного сочленения (внутреннее угловое поднятие и др. (1)), северный борт разломного трога напротив восточного сочленения (2), к западу от рифтовой долины САХ в районе западного сочленения рифта с разломом (3), к востоку от оси рифта в районе западного сочленения (4), южный борт разломного трога напротив западного сочленения (5), к востоку от оси рифта в районе восточного сочленения (6); 7 — шпинель из габбро (станции А9-11Д, 21Д). Поля составов шпинели из гипербазитов других регионов взяты из работы А. С. Перфильева и др. [1996].

в районе между 34 и 45° с.ш. (трансформные разломы: Океанограф, Курчатов, Феймос, 43, 45° с.ш., скважины глубоководного бурения DSDP 556, 558, 560) [Bonatti, Michael, 1989; Bonatti et al., 1992].

К востоку от оси северного сегмента рифта САХ (в северном борту разломного трога, станции S3Д-63, Д-64) встречены ультрабазиты, ко-

торые могут быть разделены на три группы. Первая характеризуется относительно высокой хромистостью шпинели и низким содержанием Al_2O_3 в ортопироксене. Вторая — промежуточная группа с умеренной хромистостью шпинели (39–41 мол. %), что отвечает степени частичного плавления 18–19 %. Такие породы отмечаются в ряде разломных зон: Вима, Долдрамс, Сант-Поль. Третья, преобладающая группа — низкохромистая (Cr# составляет 27–28 мол. %). Степень частичного плавления около 12 %. Аналогичные породы распространены в разломах: Гиббс, Атлантис, 26° с.ш., Кейн, Вима. Это единственное место в зоне разлома 15°20', где встречены относительно слабо деплетированные ультрабазиты.

На южном борту разломного трога напротив сочленения с северным сегментом рифта САХ драгированы умеренно деплетированные перидотиты с хромистостью шпинели в интервале 31–34 мол. %, что в целом соответствует составам второй группы из описанной выше морфоструктуры.

На северном борту разломного трога напротив сочленения с южным сегментом рифта САХ в ряде драг (станции S3-Д40; А9-8Д, 48Д) подняты сравнительно однородные по составу минералов перидотиты. Для них характерны значения хромистости шпинели 37–49 мол. %, хорошо коррелирующие с содержанием Al_2O_3 в ортопироксенах (3,1–3,5 мас. %). Такие составы наиболее

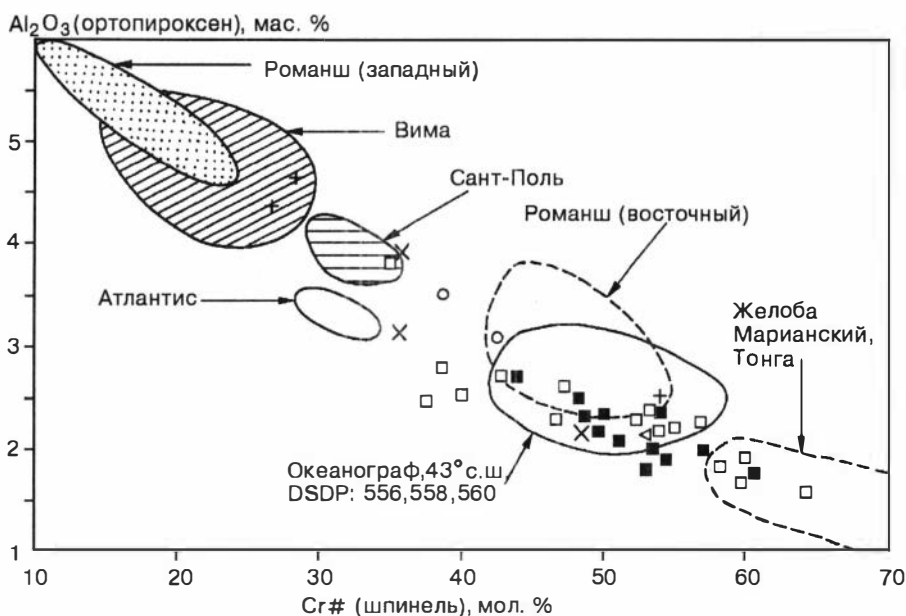


Рис. 2.26. Соотношение значений Al_2O_3 в ортопироксене и хромистости (Cr#) сосуществующей шпинели из гипербазитов зоны разлома $15^{\circ}20'$.

Усл. обозн. см. на рис. 2.25.

обычны для восточной части разлома Романш [Bonatti et al., 1992]. Это умеренно- и сильно деплетированные перидотиты со степенью частичного плавления 17–22 %.

В районе сочленения южного сегмента рифта САХ с разломным трогом, к западу от оси рифта, в результате драгирования отобраны многочисленные образцы ультрабазитов, имеющие широкий спектр состава минералов. Породы характеризуются в целом умеренной, высокой и очень высокой степенями деплетированности. Для шпинели вариации хромистости составляют 30–65 мол. %, Al_2O_3 в ортопироксене изменяется в пределах 1,5–2,8 мас. %, а Fo в оливине — 91–92 мол. %. Наибольший интерес представляют составы минералов из перидотитов, поднятых непосредственно на «внутреннем угловом поднятии». Все они предельно деплетированы — степень частичного плавления существенно выше 25 %. Такие составы с хромистостью шпинели 60–65 мол. % и более и содержаниями Al_2O_3 в ортопироксене 1,5–2 мас. % в настоящее время известны только в пределах современных островодужных структур (желоба Тонга и Марианский) [Bloomer, Hawkins, 1983; Shcherbakov, Savelyeva, 1984; Bloomer, Fisher, 1987].

В целом в зоне разлома $15^{\circ}20'$ подавляющее большинство гипербазитов (более 95 %) представляют собой мантийные реститовые гарцбургиты с незначительным количеством дунитов. По составам минералов они соответствуют различной степени частичного плавления и могут быть разделены на три группы. *Первая*, умеренно деплетированная, группа содержит только перидотиты северного борта разлома в районе западного пересечения с рифтом САХ. Аналогичные породы встречаются в большинстве районов САХ совместно с нормальными базальтами типа NMORB. *Во вторую*, умеренно-сильно деплетиро-

ванную, попадает около 70 % перидотитов из всех остальных морфоструктур зоны разлома 15°20'. Они соответствуют гипербазитам аномальных структур типа «горячих точек», например, район Азорского поднятия, где широко развиты обогащенные базальты (EMORB). К *третьей группе* принадлежат максимально деплетированные перидотиты, приуроченные в основном к участку непосредственного восточного сочленения рифта САХ и разломного трога («внутреннее угловое поднятие»). Ультраосновные породы с аналогичными особенностями характерны для островодужных структур (глубоководные желоба).

Рассматривая распределение различных групп гипербазитов в зоне разлома 15°20', видим, что поля сильно деплетированных перидотитов в целом совпадают с областями распространения обогащенных базальтов. При этом наблюдается прямая зависимость степени обогащенности базальтов и деплетированности перидотитов. Столь необычную ассоциацию истощенного мантийного вещества и обогащенных расплавов можно объяснить воздействием аномальных магматических систем «горячей точки». Движение магматических потоков, обогащенных летучими и щелочами, сквозь субстрат мантии может приводить к экстрагированию и выщелачиванию (возможно, при повторном частичном плавлении) наиболее подвижных и легкоплавких компонентов, значительно повышая степень деплетированности мантийных гипербазитов.

ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ В ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КОРЕННЫХ ПОРОД ЗОНЫ РАЗЛОМА 15°20'

Летучие компоненты играют важную, а часто определяющую роль практически во всех процессах, формирующих океаническую литосферу. Нельзя представить себе магматические и гидротермальные системы без участия летучих. Вторичные процессы преобразования пород океанической литосферы также являются главным образом результатом воздействия флюидных компонентов, основой которых служит прежде всего морская вода.

В последние годы (1992–1997) все больше внимания уделяется исследованиям флюидных компонентов, связанных с магматизмом срединно-океанических хребтов [Соболев и др., 1992; Сушевская и др., 1992; Симонов, 1993; Наумов и др., 1995; Гантимурова, Сизых, 1996; Соболев, 1997; Volatiles..., 1994; Michael, 1995; Simonov, 1996; Sobolev, Chaussidon, 1996]. Особый интерес в этом отношении представляют современные магматические системы в зонах пересечения хребтов трансформными разломами.

В зоне пересечения Срединно-Атлантического хребта трансформным разломом 15°20' связанные с магматическими ассоциациями флюидные компоненты предварительно уже рассматривались нами ранее [Симонов, 1989; Строевые зоны..., 1989]. Впоследствии основное внимание уделялось изучению геохимии H₂O [Соболев и др., 1990б, 1992; Сушевская и др., 1990; Simonov, 1994], а также других газов [Геологические исследования..., 1991] в магматических стеклах этого региона.

В настоящее время нами получен значительный объем новых данных по составам летучих компонентов как в породах в целом, так и в отдельных минералах, и в базальтовых стеклах из зоны разлома 15°20'. Исследования проводились главным образом с помощью газовой хроматографии на установке Н. Ю. Осоргина [1990] по опубликованной ранее методике [Симонов, 1988, 1989, 1993; Симонов и др., 1992б].

В нашем распоряжении для исследования летучих компонентов оказалась представительная коллекция всех основных типов горных пород, драгированных в зоне разлома 15°20' во время 3-го и 15-го рейсов НИС «Академик Николай Страхов» и 9-го рейса НИС «Антарес». В течение двух последних экспедиций отбор образцов специально для изучения флюидных компонентов производился нами непосредственно на борту научно-исследовательского судна с учетом всей специфики последующего анализа летучих. В результате удалось выяснить не только основные закономерности распределения летучих компонентов в породах в целом, но и достаточно детально рассмотреть особенности поведения флюидов в различных геологических ситуациях в районах: северного разреза, западной пассивной части трансформного разлома, восточного непосредствен-

ного сочленения рифта САХ и разломного трога, южного разреза (см. рис. 1.1). В каждом из рассмотренных районов изучались образцы основных групп пород (гипербазиты, габброиды, базальты), что позволило проследить эволюцию летучих компонентов в разрезах океанической литосферы САХ. Учитывая значительную степень измененности пород, поднятых со дна океана (особенно это касается серпентинизированных гипербазитов), мы, там где это было возможно, отбирали и анализировали монофракции свежих первичных минералов. Большой объем информации по магматогенным флюидам получен при изучении базальтовых стекол. Данные по составам летучих компонентов в магматических стеклах, минералах и породах представлены в табл. 3.1–3.4.

ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ В МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Летучие компоненты в базальтовых стеклах

Базальтовые стекла наиболее полно характеризуют расплавы и несут прямую информацию о содержании и поведении химических элементов в магматических процессах. Особое значение приобретают данные по летучим компонентам, так как свежие неизменные стекла сохраняют флюидную обстановку, существовавшую в расплаве. Таким образом, базальтовые стекла, с их мгновенной фиксацией магматогенных параметров при закалке, являются одним из наиболее информативных объектов при изучении магматических систем. В то же время необходимо учитывать, что закалочные стекла отражают свойства уже в достаточной степени проэволюционировавших при подъеме из глубинных источников к поверхности океанической коры магм, которые, несомненно, в этих процессах потеряли часть своего первоначального мантийного флюида и отражают состояние магматической системы в момент излияния расплавов на дно океана. Однако необходимо отметить, что мощный слой воды (до 4–5 км) препятствует дегазации расплавов и надежно изолирует флюидные магматогенные системы океанической литосферы от вмешательства газов из земной атмосферы.

Учитывая важность базальтовых стекол для реконструкции флюидного режима магматических процессов, следует подчеркнуть, что большое внимание уделялось методике анализа летучих компонентов [Симонов и др., 1992б; Симонов, 1993]. Предварительно под микроскопом отбирались самые свежие, прозрачные обломки стекол размером 0,25–0,5 мм (50–100 мг), что практически исключало возможность участия в анализе посторонних примесей. Дополнительно в ходе анализа на газовом хроматографе проводилась чистка каждой пробы при температуре 400 °С в атмосфере гелия. В дальнейших построениях и выводах использовались только данные по составам высокотемпературных, выделяющихся при 900 °С, газов. Такой подход к анализу (с тщательной предварительной подготовкой и обработкой проб) дает основание утверждать, что полученные нами характеристики летучих компонентов в магматических стеклах (табл. 3.1) отражают основные закономерности реально существовавших флюидных режимов в магматических системах.

Вода является важнейшим флюидным компонентом в магматических системах. Исследования, выполненные на основе наших определений концентраций H_2O в базальтовых стеклах, отобранных вдоль рифтовой долины САХ [Соболев и др., 1992], позволили установить сложное строение геохимической аномалии в зоне разлома 15°20' (рис. 3.1) с отчетливым выделением двух максимумов

Таблица 3.1

Состав газов в базальтовых стеклах зоны трансформного разлома 15°20'

Номер		H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	Σ	Σ _{вос.}	CO ₂ /(CO ₂ +Σ _{вос.})	H ₂ O/CO ₂
п/п	образца										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	11Д-33ст	0,62	21,96	3,62	0,00	74,43	0,00	1128,66	880,80	0,22	12,76
2	13Д-1ст	0,73	24,88	5,97	0,69	68,47	0,00	817,89	614,40	0,25	18,30
3	13Д-2ст	0,68	28,63	8,78	1,17	61,43	0,00	820,46	585,60	0,29	14,77
4	13Д-3ст	0,60	23,18	5,08	0,62	71,12	0,00	897,68	689,60	0,23	14,71
5	13Д-4ст	0,67	29,22	7,38	1,16	62,25	0,00	845,70	598,60	0,29	13,83
6	13Д-5ст	0,53	20,62	9,75	0,83	68,80	0,00	1009,28	801,20	0,21	12,99
7	21Д-97ст	0,68	32,66	7,05	0,52	59,77	0,00	805,76	542,60	0,33	13,18
8	21Д-98ст	0,71	38,05	4,73	0,23	56,99	0,00	609,20	377,40	0,38	15,62
9	21Д-99ст	0,52	19,92	4,96	0,17	74,95	0,00	821,91	658,20	0,29	16,20
10	21Д-100ст	0,52	25,95	3,14	0,00	70,92	0,00	663,33	491,20	0,26	15,41
11	49Д-70ст	0,68	23,30	5,45	0,52	70,73	0,00	807,59	619,40	0,23	18,43
12	49Д-71ст	0,61	21,02	4,88	0,50	73,60	0,00	836,95	661,00	0,21	17,68
13	49Д-72ст	0,79	41,36	11,40	0,90	46,34	0,00	1087,62	637,80	0,41	8,96
14	51Т-1ст	0,31	25,71	4,55	0,24	69,50	0,00	580,18	431,00	0,26	10,60
15	31Д-16ст	0,27	39,91	11,97	0,00	48,12	0,00	260,68	156,64	0,40	13,24
16	31Д-17ст	0,34	18,76	4,19	0,00	77,05	0,00	668,66	543,20	0,19	13,82
17	31Д-18ст	0,32	20,51	3,01	0,00	76,49	0,00	585,71	465,60	0,21	13,59
18	31Д-19ст	0,33	19,34	5,77	0,48	74,32	0,09	874,07	704,20	0,19	9,96
19	31Д-20ст	0,32	17,59	5,36	0,21	76,72	0,12	656,92	540,60	0,18	14,13
20	32Д-2ст	0,38	26,23	8,30	0,74	64,73	0,00	761,27	561,60	0,26	9,70
21	32Д-3ст	0,13	23,32	15,73	0,28	60,66	0,00	498,48	382,20	0,23	5,70
22	32Д-4ст	0,13	10,12	4,50	0,16	85,22	0,00	854,25	757,80	0,10	7,67
23	32Д-8ст	0,17	18,53	6,66	0,26	74,55	0,00	540,82	440,60	0,19	8,65
24	32Д-9ст	0,13	6,10	3,24	0,08	90,59	0,00	1780,43	1671,80	0,06	6,10
25	32Д-10ст	0,38	33,80	6,88	0,21	59,11	0,00	663,15	439,00	0,34	8,65
26	25Д-13ст	0,83	19,30	3,60	0,17	76,94	0,00	844,35	681,40	0,19	25,98
27	25Д-14ст	1,22	21,39	3,66	0,44	74,51	0,00	961,99	756,20	0,21	30,24

		H ₂ O	CO ₂	CO	C ₂ H ₄	H ₂	Σ		Окончание табл. 3.1		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
28	25Д-15ст	0,50	15,61	4,51	0,15	79,74	0,00	941,08	794,20	0,16	17,36
29	25Д-16ст	0,63	83,68	10,57	0,64	5,11	0,00	219,40	35,80	0,84	17,50
30	25Д-17ст	1,21	40,99	3,03	0,14	55,84	0,00	1002,86	591,80	0,41	22,33
31	44Д-1ст	0,49	20,19	5,07	0,42	74,32	0,00	663,08	529,20	0,20	18,67
32	44Д-2ст	0,52	41,78	3,69	0,00	54,54	0,00	759,88	442,40	0,42	8,35
33	44Д-3ст	0,50	24,57	4,06	0,00	71,37	0,00	768,96	580,00	0,25	13,50
34	44Д-4ст	0,56	22,54	14,34	2,11	60,99	0,03	2460,83	1905,40	0,23	5,15
35	44Д-5ст	0,46	19,61	5,05	0,51	74,83	0,00	1092,60	878,40	0,20	10,95
36	46Д-13ст	0,64	81,49	14,20	0,48	3,82	0,00	292,88	54,20	0,82	13,68
37	46Д-15ст	0,49	16,23	6,72	0,59	76,46	0,00	952,13	797,60	0,16	16,17
38	46Д-16ст	0,65	86,31	8,51	0,00	5,18	0,00	216,26	29,60	0,86	17,76
39	46Д-19ст	0,59	88,44	7,19	0,00	4,37	0,00	256,04	29,60	0,88	13,29
40	46Д-21ст	0,65	36,07	4,17	0,00	59,67	0,09	882,24	563,20	0,36	10,42
41	S15-18/1ст	0,44	18,10	4,31	0,20	74,57	0,00	705,96	578,20	0,18	17,56
42	S15-18/2ст	0,41	21,30	4,96	0,67	73,07	0,00	628,48	494,60	0,21	15,62
43	S15-18/3ст	0,42	5,42	3,74	1,65	89,19	0,00	2373,32	2244,80	0,05	16,67
44	S15-18/5ст	0,62	38,08	16,66	5,28	39,98	0,00	504,22	312,20	0,38	16,46
45	S15-19/1ст	0,43	37,21	5,00	0,31	57,48	0,00	448,17	281,40	0,37	13,15
46	S15-19/2ст	0,41	8,52	3,04	1,08	87,37	0,00	1948,61	1782,60	0,09	12,60
47	S15-19/3ст	0,40	6,88	3,47	1,21	88,44	0,00	2190,91	2040,20	0,07	13,54
48	S15-19/4ст	0,43	37,52	15,16	5,74	41,58	0,00	511,82	319,80	0,38	11,42
49	S15-19/5ст	0,43	76,50	14,96	3,98	4,55	0,00	245,99	57,80	0,77	11,65
50	S15-21/1ст	0,28	9,95	6,29	1,33	82,43	0,00	1576,23	1419,40	0,10	9,11
51	S15-21/3ст	0,32	21,60	5,96	0,20	72,24	0,00	697,71	547,00	0,22	10,83
52	S15-21/5ст	0,32	5,95	3,81	0,06	90,19	0,00	2520,94	2371,00	0,06	10,88
53	S15-21/6ст	0,33	20,66	4,88	0,82	73,64	0,00	851,75	675,80	0,21	9,57
54	S15-21/7ст	0,32	8,07	3,91	1,23	86,79	0,00	1819,68	1672,80	0,08	11,11
55	S15-7/60A1	0,47	15,37	7,55	1,40	75,69	0,00	2204,90	1866,00	0,15	7,07
56	S15-7/60A2	3,85	93,50	6,25	0,25	0,00	0,00	550,65	35,80	0,94	38,14
57	67Д-1ст	0,28	24,10	4,16	0,00	71,74	0,00	577,63	438,40	0,24	10,26

58	67Д-4ст	0,29	38,53	7,03	0,25	54,20	0,00	557,97	343,00	0,39	6,88
59	67Д-12ст	0,36	78,61	16,11	0,59	4,70	0,00	238,43	51,00	0,79	9,80
60	67Д-13ст	0,22	53,56	25,95	0,00	19,12	1,37	58,57	26,40	0,54	35,77
61	67Д-14ст	0,39	77,44	17,16	0,60	4,80	0,00	233,14	52,60	0,77	11,02
62	68Д-1ст	0,23	18,17	3,15	0,00	78,69	0,00	711,69	582,40	0,18	9,07
63	68Д-2ст	0,23	17,20	4,42	0,00	78,39	0,00	742,95	615,20	0,17	9,18
64	68Д-3ст	0,24	27,19	5,00	0,00	67,81	0,00	512,03	372,80	0,27	8,79
65	68Д-5ст	0,24	72,86	20,48	0,00	6,67	0,00	168,00	45,60	0,73	10,00
66	68Д-7ст	0,29	27,92	4,81	0,00	67,27	0,00	432,87	312,00	0,28	12,24
67	69Д-1ст	0,17	22,42	3,02	0,00	74,44	0,12	662,01	512,80	0,22	5,84
68	69Д-3ст	0,19	23,13	5,44	0,21	71,10	0,12	661,60	507,80	0,23	6,33
69	69Д-4ст	0,29	21,73	4,04	0,00	74,23	0,00	633,70	496,00	0,22	10,74
70	69Д-5ст	0,19	20,07	4,03	0,00	75,90	0,00	575,52	460,00	0,20	8,39
71	69Д-15ст	0,18	19,00	3,39	0,00	77,62	0,00	519,49	420,80	0,19	9,30
72	16Д-8ст	0,47	38,84	3,14	0,34	57,68	0,00	407,76	249,40	0,39	15,14
73	16Д-9ст	0,43	27,92	5,84	0,20	66,04	0,00	712,30	513,40	0,28	11,03
74	16Д-10ст	0,47	12,20	1,59	0,12	86,09	0,00	1209,85	1062,20	0,12	16,23
75	S15-43/1ст	0,56	67,87	29,24	0,32	2,57	0,00	435,09	139,80	0,68	9,67
76	S15-43/2ст	0,63	29,74	10,52	0,11	59,62	0,00	1239,73	871,00	0,30	8,71
77	S15-43/7ст	0,66	42,55	2,87	0,30	54,28	0,00	474,56	272,60	0,43	16,67
78	S15-1/8ст	0,42	41,23	5,13	0,26	53,38	0,00	545,51	320,60	0,41	9,52
79	S15-1/9ст	0,41	34,37	6,59	0,82	58,22	0,00	1019,57	669,20	0,34	5,97
80	S15-1/10ст	0,45	53,43	3,68	0,22	42,67	0,00	630,00	293,40	0,53	6,83
81	S15-1/15ст	0,44	51,05	5,92	0,69	42,34	0,00	608,39	297,80	0,51	7,23
82	S15-1/42ст	0,42	12,82	4,24	1,15	81,80	0,00	2190,76	1910,00	0,13	7,23

Примечание. 1–14 — район непосредственного сочленения рифта САХ и разломного трога (1–13 — восточный участок, 14 — западный участок); 15–25 — дно рифтовой долины около восточного сочленения; 26–56 — южный разрез; 57–71 — северный разрез; 72–77 — южный борт трансформного трога в восточной пассивной части разлома 15°20'; 78–82 — восточный склон САХ на широте максимума аномалии Буго (14° с.ш.). Значения H₂O и CO₂ пересчитаны с соответствующими коэффициентами [Симонов, 1993].

Здесь и далее в таблицах по составам газов: H₂O — мас. %; остальные газы — в объемных процентах от их общей суммы (без H₂O); Σ — сумма всех газов, кроме H₂O (см³/кг образца); Σ_{вос.} — сумма восстановленных газов (CO + CH₄ + H₂), см³/кг; CO₂/(CO₂ + Σ_{вос.}) — степень окисленности летучих компонентов; H₂O/CO₂ — в этом отношении содержание CO₂ пересчитано на мас. %.

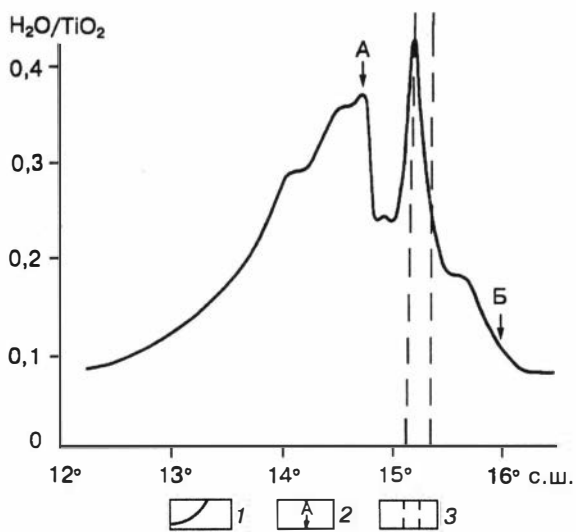


Рис. 3.1. Строение геохимической аномалии в зоне разлома 15°20' вдоль рифта САХ.

1 — распределение средних значений H_2O/TiO_2 в базальтовых стеклах; 2 — местоположение разрезов, проведенных вкрест простирания оси САХ (А — южный, Б — северный); 3 — трансформный разлом 15°20'.

(примерно на 14°30' с.ш. и непосредственно около разлома). Подобное распределение H_2O хорошо соответствует структуре аномалии и по другим химическим элементам [Там же].

Благодаря тому, что образцы отбирались не только в рифтовой зоне САХ, но и по профилям вкрест ее простирания, оказалось возможным определить структуру геохимической аномалии в широтном направлении. В результате выяснилось, что в южном разрезе, близком по широте к южному максимуму аномалии (см. рис. 3.1), отчетливо прослеживается явный рост H_2O от периферии к оси САХ, и наибольшие значения установлены для базальтовых стекол рифтовой долины (рис. 3.2).

Необходимо отметить две особенности распределения H_2O в базальтовых стеклах по южному разрезу вкрест простирания рифта САХ. Во-первых, в изученном районе на расстоянии до 80–100 км к востоку от оси хребта значения H_2O/TiO_2 не опускаются ниже 0,3, т. е. обогащенные магматические системы существуют достаточно давно и заняли в результате спрединга достаточно обширную территорию САХ на этой широте. Во-вторых, на рис. 3.2 видна явная асимметрия распределения H_2O/TiO_2 относительно оси хребта с резким падением к западу и пологим (с повышенными значениями) снижением на восток. Характерно, что подобная асимметрия с уклоном на восток отмечается и для распределения теплового потока [Велинский и др., 1991], и для геохимических особенностей базальтов [Перфильев и др., 1996].

Исходя из того, что самыми молодыми являются базальты дна рифтовой долины САХ, а чем дальше от оси хребта, тем породы древнее, мы можем, опираясь на данные по распределению H_2O в стеклах юж-

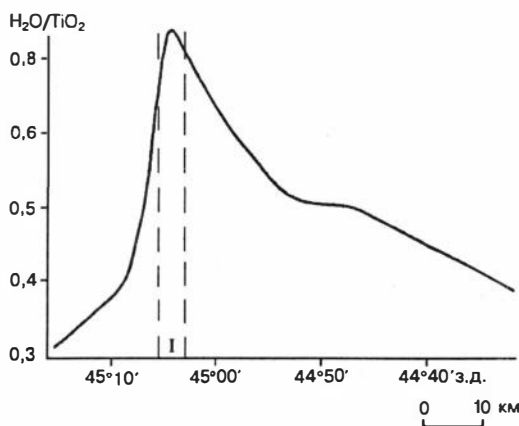
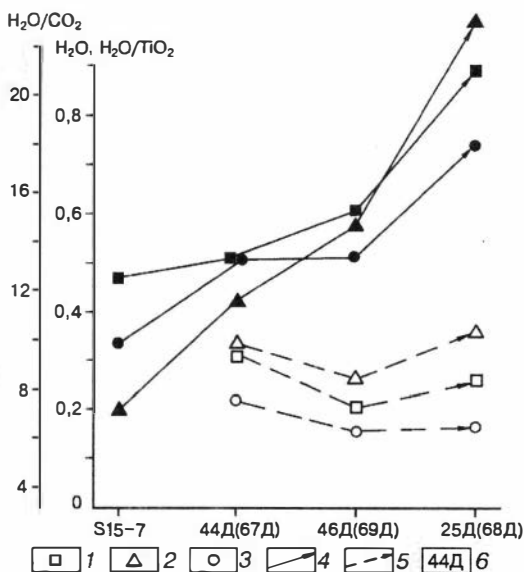


Рис. 3.2. Строение геохимической аномалии в зоне разлома 15°20' по разрезу вкрест простирания рифта САХ на широте примерно 14°45' с.ш. (южный разрез).

I — рифтовая долина САХ. Усл. обозн. см. на рис. 3.1.

Рис. 3.3. Изменение роли воды в магматических стеклах зоны разлома 15°20' во времени (от древних морфоструктур к современным — от периферии САХ к рифтовой долине).

1 — H₂O; 2 — H₂O/TiO₂; 3 — H₂O/CO₂; 4 — южный разрез (залитые знаки); 5 — северный разрез (незалитые знаки); 6 — номера станций драгирования в южном разрезе (в скобках — в северном разрезе), расположенных (слева направо) от периферии САХ к рифтовой долине.



ного разреза, оценить изменения характеристик аномалии во времени. В южном разрезе все характеристики, связанные с водой (рис. 3.3, H₂O, H₂O/TiO₂ и особенно H₂O/CO₂), явно увеличиваются со временем, достигая максимума в наиболее молодых расплавах рифтовой долины, а в северном разрезе, где развиты обычные океанические базальты типа NMORB, мы имеем только некоторые флуктуации параметров на уровне минимальных значений.

Таким образом, приведенные выше данные не только подтверждают близость геохимической роли H₂O в расплавах САХ к несовместимым литофильным элементам типа La, Ce, K, как установлено нами ранее [Соболев и др., 1990а, 1992], но и показывают, что H₂O может быть более индикаторным компонентом при расшифровке геохимических особенностей магматических систем. При этом, как показано на рис. 3.3, возможно наиболее перспективно использование не собственно концентраций H₂O, а соотношений типа H₂O/CO₂.

Такое распределение по разрезам вдоль рифтовой зоны САХ и вкрест ее простираения и приуроченность к определенным типам морфоструктур в зоне разлома 15°20' разных по содержанию H₂O базальтовых стекол являются отражением процессов развития различных магматических систем. Первоначально в данном регионе действовали типичные для САХ «сухие» магматические системы типа NMORB с минимумом H₂O. В последующем, с началом развития геохимической аномалии, появились магмы с повышенными содержаниями H₂O, количество которой в расплавах растет вплоть до настоящего времени. Первичный максимум аномалии располагается в районе 14°30' с.ш. Появление второго пика непосредственно около разлома 15°20' хорошо объясняется моделью «запруживания», показывающей, что в период активизации мантийного плюма «горячей точки» (геохимической аномалии) часть поступающего обогащенного расплава задерживается трансформным разломом, создающим эффект «дамбы» [Vogt, Johnson, 1975].

Особенности распределения базальтовых стекол зоны разлома 15°20' по содержанию H₂O хорошо видны на рис. 3.4, а. Здесь все стекла разбиваются на две группы: «сухие» (диапазон на графике 0,1–0,35 мас. % H₂O) и «обводненные» (0,4–0,7 мас. % H₂O). В первую группу, совпадающую с обобщенными данными по стеклам срединно-океанических хребтов [Сондерс, Тарни, 1987; Johnson et al., 1994] и соответствующую стеклам нормальных толеитовых базальтов типа

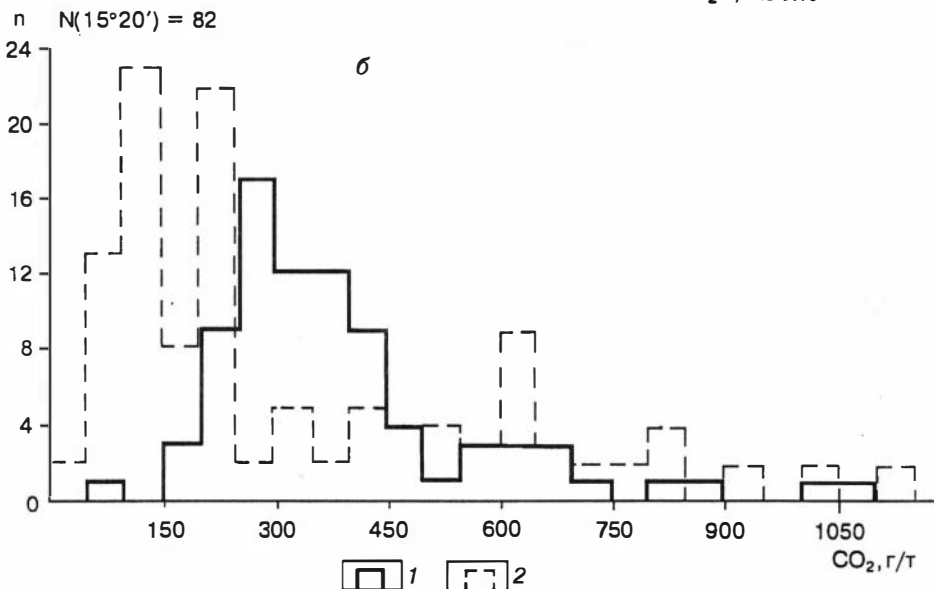
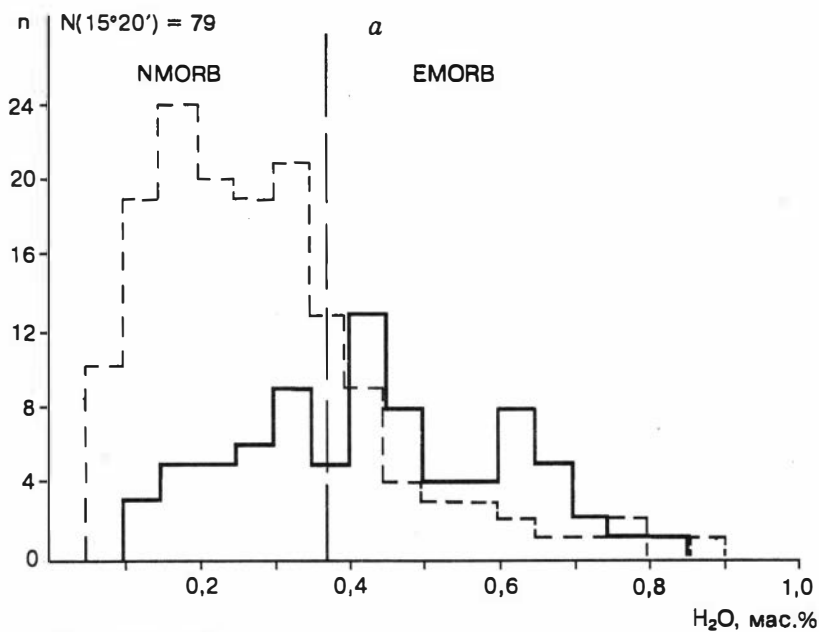


Рис. 3.4. Гистограмма распределения содержаний H₂O (а) и CO₂ (б) в магматических стеклах зоны разлома 15°20'.

1, 2 — H₂O, CO₂ в базальтовых стеклах: 1 — зоны разлома 15°20', 2 — срединно-океанических хребтов [Johnson et al., 1994].

NMORB из рифтовых зон Красного моря и хр. Рейкьянес [Симонов, Альмухамедов, 1990], попадают в основном стекла северного разреза и дна рифтовой долины вблизи восточного сочленения рифта САХ и разломного трога. Вторая группа с обогащенными водой стеклами (типа EMORB) характерна преимущественно для южного разреза и для района непосредственного сочленения рифта и

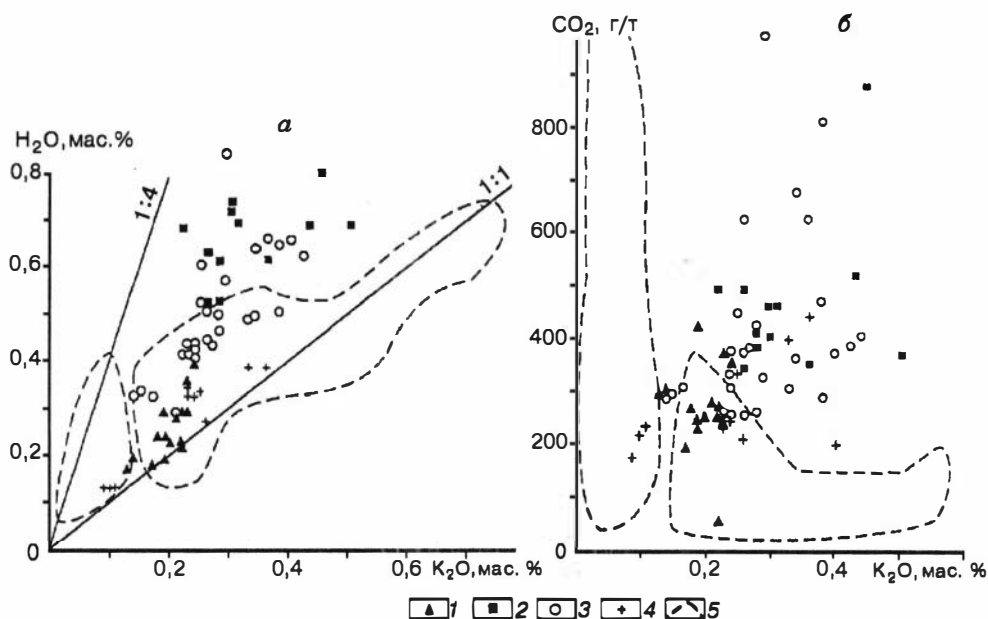


Рис. 3.5. Диаграмма H_2O-K_2O (а) и CO_2-K_2O (б) для магматических стекол зоны разлома $15^{\circ}20'$.

1 — северный разрез; 2 — район восточного непосредственного сочленения рифта САХ и разломного трога; 3 — южный разрез; 4 — дно рифтовой долины около восточного сочленения; 5 — поля базальтовых стекол срединно-океанических хребтов (построены по данным М. Johnson et al. [1994]).

разломного трога. Сравнивая с обобщенными данными по базальтовым стеклам СОХ (см. рис. 3.4, а), видим, что стекла зоны разлома $15^{\circ}20'$ отличаются от общих закономерностей, смещаясь в обогащенную водой область.

Подобное смещение с обогащением наблюдается и для распределения CO_2 в магматических стеклах зоны разлома $15^{\circ}20'$ (см. рис. 3.4, б). Стекла типа NMORB (северный разрез и дно рифтовой долины вблизи восточного сочленения) либо попадают в основную группу базальтовых стекол СОХ, либо непосредственно ассоциируют с ними, имея содержания CO_2 150–300 г/т. Стекла типа EMORB (южный разрез и непосредственное сочленение рифта САХ и разломного трога) существенно обогащены также и CO_2 (250–700 г/т). Характерно, что не наблюдается, как в случае H_2O , резкой границы между стеклами NMORB и EMORB, и в районе 250–300 г/т значения CO_2 для обоих типов перекрываются.

Из анализа обобщенного материала по взаимосвязям воды и углекислоты с K_2O для базальтовых стекол СОХ в целом [Johnson et al., 1994] можно видеть, что намечаются две основные группы с $K_2O < 0,15$ мас. % и $K_2O > 0,15$ мас. %. Для первой характерно резкое накопление H_2O с изменением K_2O преимущественно по линии 1 : 4 и широкие вариации CO_2 с их максимальными значениями. Для второй группы базальтовых стекол (с большим K_2O) устанавливаются прямая корреляция H_2O и K_2O (по линии 1 : 1) и достаточно устойчивые относительно невысокие значения CO_2 (рис. 3.5).

По соотношению H_2O-K_2O в зоне разлома $15^{\circ}20'$ практически отсутствуют стекла с минимальными значениями K_2O , характерными для примитивной груп-

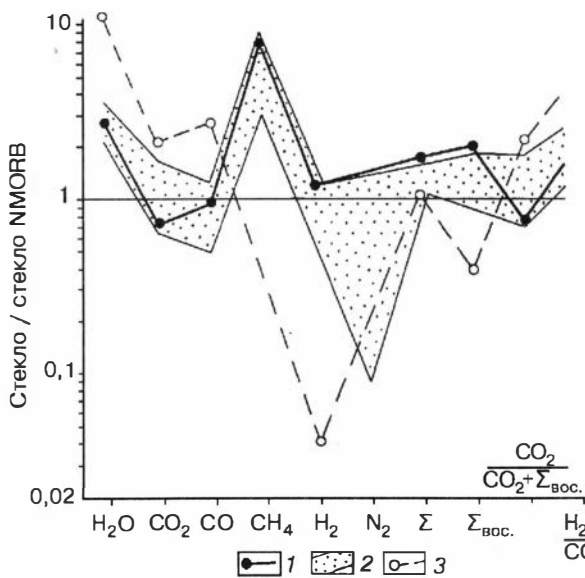


Рис. 3.6. Распределение средних значений характеристик летучих компонентов в базальтовых стеклах зоны разлома 15°20'.

1–3 — стекла: 1 — района непосредственного сочленения рифта САХ и разломного трога, 2 — южного разреза, 3 — островодужные базальтовые [Симонов, 1989]. Средние значения летучих компонентов для стекол NMORB (содержащих $H_2O = 0,1-0,4$ мас.%) подсчитаны по данным изучения образцов (количество анализов — 36) из рифтов Красного моря, хр. Рейкьянес [Симонов, Альмухамедов, 1990], из зоны разлома 15°20' (станции А9-31Д, 67Д-69Д) и имеют следующие показатели: $H_2O = 0,23$ мас.%, $CO_2 = 37,22$ объем.%, $CO = 6,67$ объем.%, $CH_4 = 0,07$ объем.%, $H_2 = 55,96$ объем.%, $N_2 = 0,11$ объем.%,

$\Sigma = 508,4$ см³/кг, $\Sigma_{вос.} = 327,2$ см³/кг, $CO_2/(CO_2 + \Sigma_{вос.}) = 0,37$, $H_2O/CO_2 = 8,4$. Σ — сумма всех газов, кроме H_2O (см³/кг образца); $\Sigma_{вос.}$ — сумма восстановленных газов ($CO + CH_4 + H_2$), см³/кг; $CO_2/(CO_2 + \Sigma_{вос.})$ — степень окисленности летучих; H_2O/CO_2 — в этом отношении содержание CO_2 пересчитано на мас.%

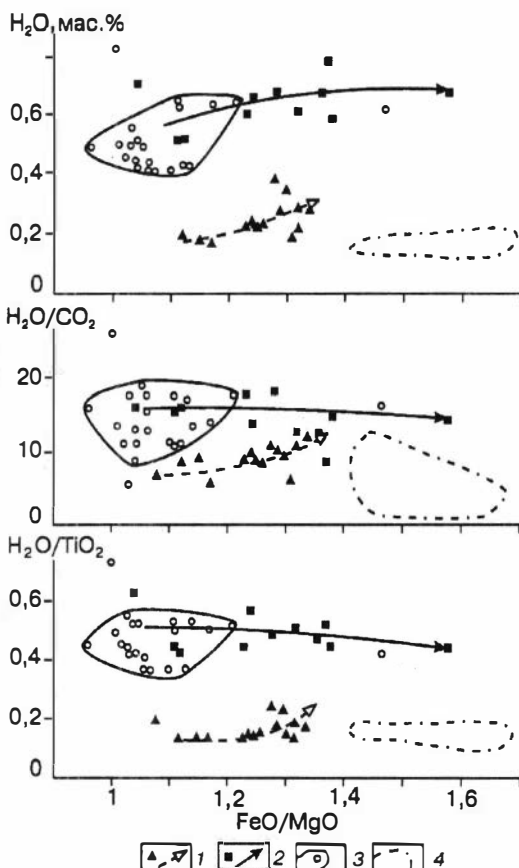
пы базальтовых стекол COX (см. рис. 3.5, а). Стекла NMORB (северный разрез, дно рифтовой долины около сочленения) попадают во вторую группу базальтовых стекол. Большинство стекол непосредственного сочленения и южного разреза располагаются между линиями отношений 1 : 4 и 1 : 1 вне полей базальтовых стекол и резко обогащены H_2O .

Закономерности, установленные для распределения H_2O в зависимости от K_2O в магматических стеклах зоны разлома 15°20', в целом характерны и для CO_2 (см. рис. 3.5, б). Здесь также практически нет стекол с минимальными значениями K_2O и максимальными CO_2 . Стекла NMORB северного разреза попадают во второе поле. Большинство магматических стекол южного разреза и района непосредственного сочленения рифта с разломным трогом располагаются вне полей базальтовых стекол COX и характеризуются одновременным накоплением CO_2 и K_2O .

Отличительные особенности составов летучих компонентов в обогащенных базальтовых стеклах зоны разлома 15°20' хорошо видны на диаграмме распределения средних характеристик флюидных компонентов, нормированных к данным по стеклам типа NMORB (нормальные базальтовые стекла океанических рифтов с $H_2O = 0,1-0,4$ мас.%) (рис. 3.6). Составы летучих в стеклах района непосредственного сочленения рифта и разломного трога сосредоточены в поле стекол южного разреза с характерными отличиями от стекол NMORB: максимумы H_2O , CH_4 , H_2O/CO_2 и заметный минимум N_2 . Таким образом, базальтовые стекла геохимической аномалии Буго явно обогащены не только водой, а также метаном и резко обеднены азотом. Наблюдается обратная зависимость — с ростом H_2O падает роль N_2 и наиболее обогащены азотом «сухие» магмы типа NMORB в северном разрезе. Обогащенные стекла зоны разлома 15°20', несмотря на повышение содержания H_2O , все же резко отличаются от островодужных

Рис. 3.7. Зависимость значений H_2O , H_2O/CO_2 и H_2O/TiO_2 для базальтовых стекол зоны разлома $15^{\circ}20'$ от их железистости.

1, 2 — стекла: 1 — северного разреза, 2 — района непосредственного восточного сочленения рифта и разломного трога; 3 — обогащенные стекла южного разреза; 4 — поле стекол рифтовой зоны Красного моря (построено по данным В. А. Симонова, А. И. Альмухамедова [1990]).



базальтовых стекол, для которых характерны явно большие значения H_2O , H_2O/CO_2 и меньшие — H_2 и суммы восстановленных газов ($CO + CH_4 + H_2$) (см. рис. 3.6).

Как следует из вышесказанного, роль воды в магматических системах зоны разлома $15^{\circ}20'$ достаточно велика, поэтому важно проследить ее поведение при ходе эволюции расплавов. Хорошим индикатором процессов фракционирования является отношение FeO/MgO . На диаграммах H_2O , H_2O/CO_2 , $H_2O/TiO_2 - FeO/MgO$ (рис. 3.7) базальтовые стекла северного разреза имеют минимальные значения H_2O , H_2O/CO_2 , H_2O/TiO_2

по сравнению с обогащенными стеклами южного разреза и района непосредственного сочленения рифта с разломным трогом и практически аналогичны по этим показателям стеклам рифтовой зоны Красного моря при явно менее значительной степени фракционирования, т. е. расплавы северного разреза более примитивны (магнезиальны), чем красноморские. Отличаются стекла северного разреза от красноморских и по характеру поведения H_2O в процессе фракционирования. Если в первом случае виден отчетливый рост роли H_2O с увеличением FeO/MgO как в общем количестве, так и по отношению к CO_2 и TiO_2 , то в Красном море собственно концентрации H_2O несколько повышаются, а отношения H_2O/CO_2 и H_2O/TiO_2 понижаются, т. е. идет более заметное, чем для H_2O , накопление CO_2 и TiO_2 в остаточных красноморских расплавах. Похожие тенденции можно наблюдать и для стекол района непосредственного сочленения рифта САХ и трога разлома $15^{\circ}20'$. Здесь на фоне широких вариаций железистости H_2O тоже изменяется незначительно с тенденцией некоторого уменьшения ее роли в процессах фракционирования, но с гораздо более высокими значениями в целом — явное обогащение водой по сравнению со стеклами типа NMORB (северный разрез в зоне разлома $15^{\circ}20'$ и Красное море). Стекла южного разреза также насыщены водой, но менее дифференцированы и расположены в начале трендов (см. рис. 3.7). В целом исследования показали, что в районах развития геохимической аномалии (южный разрез и сочленение рифта

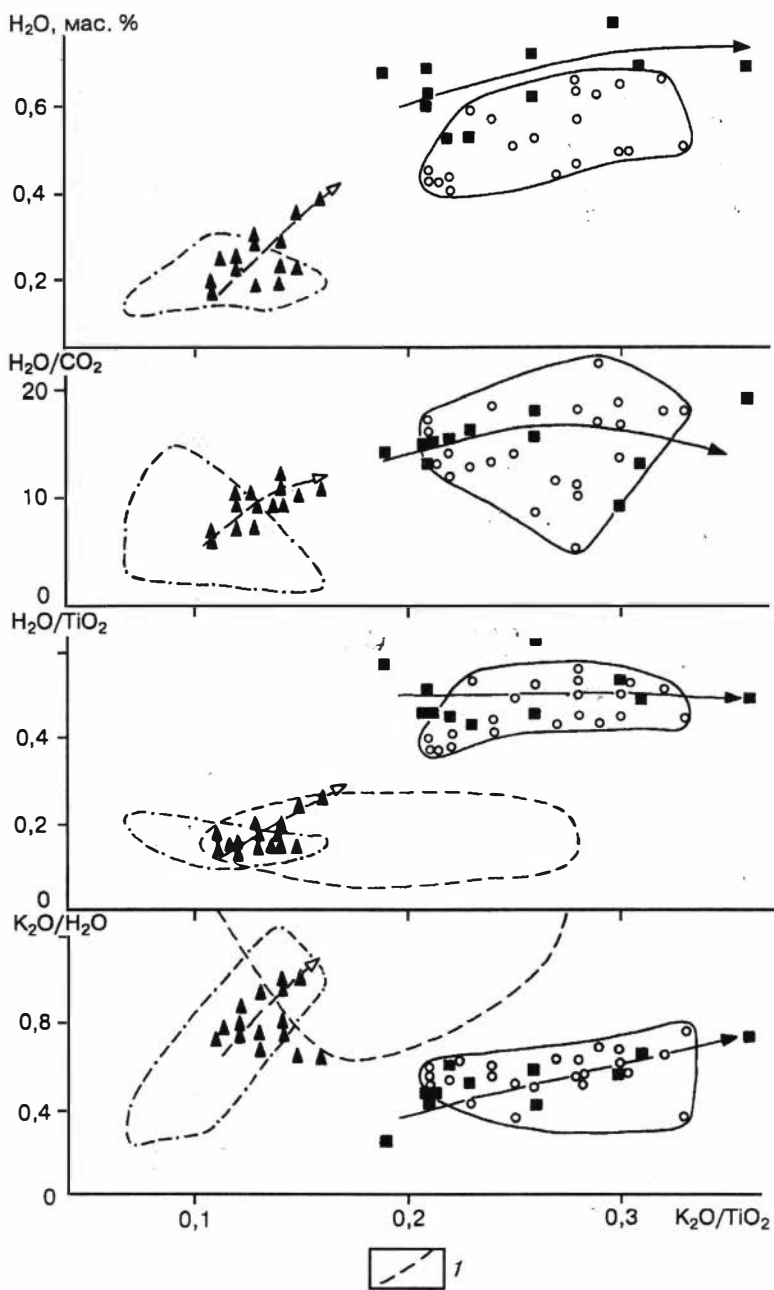


Рис. 3.8. Зависимость значений H_2O , H_2O/CO_2 , H_2O/TiO_2 , K_2O/H_2O для базальтовых стекол зоны разлома $15^{\circ}20'$ от величины отношения K_2O/TiO_2 .

1 — поле подводных стекол Гавайских островов (построено по данным [Danyushevsky et al., 1993]). Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.7.

с разломным трогом) повышенные концентрации H_2O при дифференциации расплавов практически не изменяются, имея даже некоторую тенденцию к снижению, а для магматических систем типа NMORB (северный разрез) в процессе фракционирования растет как количество H_2O , так и ее роль в остаточных расплавах. Таким образом, аномальные магматические системы обогащались H_2O еще в глубинных условиях мантии и в ходе эволюции расплавов при их движении к верхним горизонтам океанической коры роль ее практически не меняется.

Отношение калия к титану в базальтовых стеклах считается хорошим показателем обогащенности магм несовместимыми элементами и, что особенно важно, значения K_2O/TiO_2 существенно не изменяются в процессе магматической дифференциации, отражая глубинные мантийные особенности магматических систем. Значения всех водосодержащих геохимических характеристик (H_2O , H_2O/CO_2 , H_2O/TiO_2 , K_2O/H_2O) закономерно увеличиваются в стеклах северного разреза с ростом K_2O/TiO_2 (рис. 3.8), располагаясь в целом в полях стекол Красного моря. В то же время для красноморских стекол содержание H_2O практически не связано с отношением K_2O/TiO_2 , а значения H_2O/CO_2 , H_2O/TiO_2 имеют даже определенную отрицательную зависимость, и только в случае K_2O/H_2O наблюдается четкая прямая связь. Стекла южного разреза и района сочленения рифта САХ с разломным трогом резко обогащены по сравнению со стеклами NMORB (северный разрез и Красное море) как водой, так и калием. Между этими группами наблюдается существенный разрыв, хотя для воды данные по аномальным стеклам приурочены к продолжению трендов северного разреза. Отличительная особенность обогащенных стекол заключается в том, что роль воды с увеличением калия не изменяется. В общем создается впечатление, что аномальные расплавы в глубинных мантийных условиях обогащались как водой, так и калием.

Сравнивая особенности распределения H_2O , K_2O , TiO_2 в стеклах зоны разлома $15^{\circ}20'$ с данными по подводным стеклам Гавайских островов, видим явно более высокую роль воды (соответственно повышенные значения H_2O/TiO_2 и пониженные K_2O/H_2O) в магмах аномалии, чем в гавайских расплавах (см. рис. 3.8). Магмы Гавайских островов по низким значениям H_2O/TiO_2 отвечают расплавам NMORB (северный разрез зоны разлома $15^{\circ}20'$ и Красное море) и резко отличаются по высоким отношениям K_2O/H_2O от обогащенных расплавов южного разреза и района сочленения рифта САХ с разломным трогом. Таким образом, наблюдается явное отличие аномалии от типичной внутриплитной «горячей точки». Если для «горячей точки» Гавайских островов характерно обогащение магм в основном щелочами, то в случае аномалии в зоне разлома $15^{\circ}20'$ происходит преимущественно накопление воды.

Летучие компоненты в минералах

В зоне трансформного разлома $15^{\circ}20'$ изучены составы летучих компонентов в минералах из всех основных комплексов пород океанической литосферы: гипербазитов, габброидов и базальтов. При этом, как и в случае базальтовых стекол, большое внимание уделялось методике анализа. Под микроскопом отбирались наиболее чистые и свежие зерна первичных минералов (размерами 0,25–0,5 мм). Мономинеральные пробы (10–50 мг) в ходе анализа на газовом хроматографе очищались при нагреве до $400^{\circ}C$ в инертной атмосфере и лишь данные по высокотемпературным газам (выделявшимся в интервале температур 400 – $1000^{\circ}C$) использовались при дальнейших построениях. Составы газов в минералах из пород зоны разлома $15^{\circ}20'$ приведены в табл. 3.2, 3.3.

Состав газов в минералах из пород зоны трансформного разлома 15°20'

Номер		H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	Σ	Σ _{вос.}	CO ₂ /(CO ₂ +Σ _{вос.})	H ₂ O/CO ₂
п/п	образца										
1	21Д-171ол	0,11	79,65	20,35	0,00	0,00	0,00	141,51	28,80	0,80	4,98
2	21Д-166ол	0,23	83,04	13,92	0,00	3,04	0,00	367,89	62,40	0,83	3,84
3	21Д-186ол	1,01	72,32	26,25	0,00	1,42	0,00	786,25	217,60	0,72	9,06
4	21Д-188ол	0,17	47,69	41,50	9,39	1,42	0,00	790,29	413,40	0,48	2,30
5	21Д-171оп	2,19	35,51	3,17	0,68	60,65	0,00	1440,50	929,00	0,36	21,83
6	21Д-166оп	1,19	85,77	6,89	0,43	6,90	0,00	324,66	46,20	0,86	21,80
7	21Д-186оп	1,82	81,49	16,43	0,42	1,67	0,00	672,14	124,40	0,82	16,95
8	21Д-188оп	2,97	33,81	5,23	0,71	60,25	0,00	1375,72	910,60	0,34	32,57
9	21Д-189оп	2,15	26,69	5,62	0,57	67,13	0,00	1735,28	1272,20	0,27	23,68
10	21Д-186шп	0,29	87,96	7,25	0,53	4,26	0,00	262,67	31,64	0,88	6,40
11	69Д-9ол	0,001	44,03	53,23	0,30	2,44	0,00	459,87	257,40	0,44	0,03
12	69Д-10ол	0,063	5,25	14,44	1,53	76,83	1,94	6851,75	6358,60	0,05	0,89
13	69Д-11ол	0,005	32,10	67,90	0,00	0,00	0,00	104,86	71,20	0,32	0,76
14	69Д-12ол	0,023	99,50	0,50	0,00	0,00	0,00	158,90	0,80	0,99	0,74
15	21Д-108ол	0,004	30,19	61,13	0,96	7,71	0,00	145,26	101,40	0,30	0,47
16	25Д-25ол	0,055	76,59	19,75	0,41	3,25	0,00	344,27	80,60	0,77	1,06
17	44Д-9Аол	0,002	25,58	36,44	0,72	37,26	0,00	390,76	290,80	0,26	0,10
18	S15-1/51ол	0,001	39,39	45,86	1,64	13,11	0,00	85,46	51,80	0,39	0,15
19	32Д-20ол	0,004	49,39	40,36	1,14	9,11	0,00	122,89	62,20	0,49	0,34
20	69Д-11пл	0,009	41,44	56,75	1,80	0,00	0,00	77,53	45,40	0,41	1,43
21	21Д-108пл	0,001	31,11	57,06	1,31	10,51	0,00	106,55	73,40	0,31	0,15
22	25Д-25пл	0,001	37,73	61,47	0,80	0,00	0,00	174,39	108,60	0,38	0,08
23	44Д-9Апл	0,005	31,95	58,86	1,02	8,16	0,00	137,26	93,40	0,32	0,58
24	S15-1/51пл	0,001	15,23	78,05	0,75	5,97	0,00	187,56	159,00	0,15	0,18
25	32Д-20пл	0,001	50,40	37,15	1,38	11,07	0,00	101,20	50,20	0,50	0,10
26	S15-1/51кп	0,015	52,87	47,13	0,00	0,00	0,00	134,09	63,20	0,53	1,08

Примечание. 1–10 — минералы из гипербазитов района непосредственного сочленения рифта САХ и разломного трога; 11–26 — минералы из порфиритов (11–14, 20 — северный разрез; 15, 21 — район сочленения; 16, 17, 22, 23 — южный разрез; 18, 24, 26 — восточный склон САХ на широте максимума аномалии Буго, 14° с.ш.; 19, 25 — дно рифтовой долины около восточного сочленения). Здесь и далее: ол — оливин, оп — ортопироксен, КП — клинопироксен, шп — шпинель, пл — плагиоклаз.

Таблица 3.3

Состав газов в породах зоны трансформного разлома 15°20' (образцы 3-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

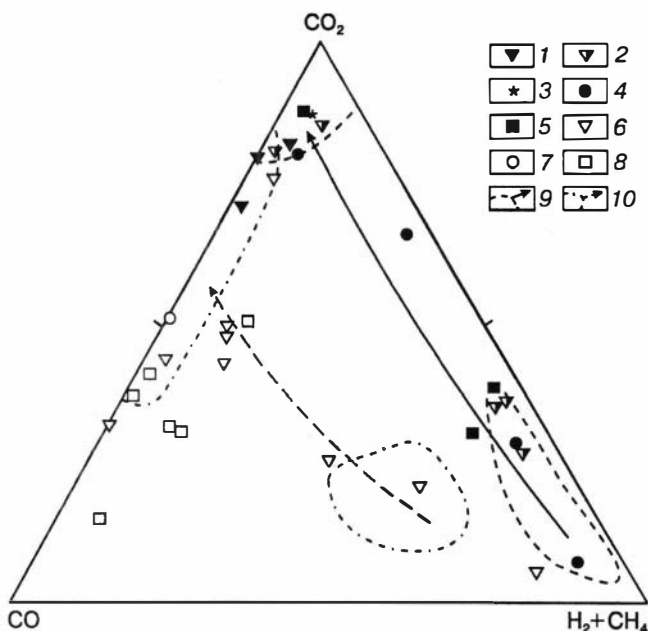
Номер		H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	Σ	Σ _{вос.}	CO ₂ /(CO ₂ +Σ _{вос.})	H ₂ O/CO ₂
п/п	образца										
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Д-52/1ст	0,19	7,79	6,36	0,44	83,86	1,55	320,52	290,60	0,08	22,48
2	Д-52/2ст	0,12	9,88	5,04	0,36	84,72	0,00	386,02	347,88	0,10	4,01
3	Д-34/2З	0,26	42,20	21,87	0,00	34,98	0,95	768,47	436,88	0,42	4,09
4	Д-34/3Д	0,14	75,03	15,25	0,00	7,16	2,56	156,34	35,04	0,77	6,09
5	Д-34/4Б	0,08	19,04	25,85	0,14	54,97	0,00	978,00	791,80	0,19	2,19
6	Д-34/5	0,15	47,63	10,59	0,16	41,62	0,00	971,41	508,74	0,48	1,65
7	Д-52/1	0,17	13,37	34,24	0,16	52,23	0,00	883,52	765,40	0,13	7,34
8	Д-52/2	0,30	19,98	16,83	0,26	62,94	0,00	533,88	427,24	0,20	14,35
9	Д-60/11А	0,43	95,76	3,58	0,31	0,00	0,35	451,69	17,56	0,96	5,07
10	Д-64/1Б	0,26	21,73	19,51	0,00	58,56	0,20	837,76	654,00	0,22	7,28
11	Д-65/3	0,96	6,99	5,32	0,07	87,62	0,00	2826,23	2628,76	0,07	24,79
12	Д-54/2Б	0,22	92,68	7,32	0,00	0,00	0,00	163,88	12,00	0,93	7,39
13	Д-54/2Бст	0,15	14,77	4,07	0,00	81,17	0,00	507,77	432,80	0,15	10,20
14	Д-33/1Г-6	0,36	97,32	2,68	0,00	0,00	0,00	155,12	4,16	0,97	12,16
15	Д-33/1Г-6ст	0,15	21,78	3,73	0,00	74,49	0,00	487,15	381,04	0,22	7,21
16	Д-33/1Б	0,41	96,51	3,49	0,00	0,00	0,00	213,07	7,44	0,97	10,17
17	Д-63/2	1,32	95,81	4,19	0,00	0,00	0,00	229,25	9,60	0,96	30,65
18	Д-63/5	6,53	7,70	1,31	0,37	90,62	0,00	2450,76	2262,06	0,08	176,49
19	Д-63/6	4,28	93,10	0,35	0,61	4,89	1,05	229,03	13,40	0,93	102,37
20	Д-65/4	0,76	14,83	5,27	0,23	79,67	0,00	603,09	513,64	0,15	43,33
21	Д-65/5	1,25	2,83	3,24	0,05	93,87	0,00	2653,45	2578,28	0,03	83,81
22	Д-65/6	1,17	5,72	3,58	0,23	90,48	0,07	2438,63	2299,20	0,06	42,80
23	Д-33/20	0,46	87,14	7,46	3,25	0,00	2,16	185,53	19,86	0,88	14,51
24	Д-60/2	0,94	18,12	4,07	0,26	77,56	0,00	548,77	449,22	0,18	48,21
25	Д-60/3пл	0,17	29,63	10,91	0,47	56,41	2,59	297,81	201,88	0,30	9,83
26	Д-60/3кп	1,05	27,75	5,76	0,14	66,19	0,16	981,47	707,48	0,28	19,66
27	Д-60/3	0,61	28,19	6,95	0,22	63,91	0,73	639,68	454,68	0,28	17,25
28	Д-60/4пл	0,02	16,83	71,36	0,95	7,60	3,26	147,31	117,72	0,17	4,12
29	Д-60/4кп	1,32	6,26	6,11	0,12	87,11	0,40	1200,86	1120,84	0,06	89,50
30	Д-60/4	0,67	7,48	13,35	0,21	78,24	0,72	668,49	613,68	0,08	68,20
31	Д-60/5	0,83	94,87	2,04	0,34	2,74	0,00	408,11	20,92	0,95	10,93
32	Д-60/6	0,36	98,69	0,84	0,00	0,00	0,48	572,86	4,80	0,99	3,25

			CO ₂	CO	CH ₄	H ₂		Σ			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
33	Д-60/6А	0,98	22,01	15,49	0,18	62,32	0,00	785,41	612,52	0,22	28,91
34	Д-63/7пл	0,31	79,91	14,47	0,52	4,19	0,90	267,02	51,24	0,80	7,41
35	Д-63/7кп	0,85	87,36	7,71	0,45	3,60	0,87	311,15	36,60	0,87	15,95
36	Д-63/7	0,58	83,92	10,83	0,48	3,87	0,89	289,09	43,92	0,84	12,19
37	Д-63/10	2,33	81,92	11,20	0,00	6,89	0,00	162,68	29,42	0,82	89,17
38	Д-65/1	0,53	5,19	6,48	0,00	88,33	0,00	1598,98	1516,00	0,05	32,57
39	Д-65/2	0,38	8,21	3,04	0,44	88,30	0,00	947,46	869,64	0,08	24,90
40	Д-33/21кп	0,89	67,65	2,58	1,73	28,04	0,00	654,98	211,90	0,68	10,24
41	Д-33/21	1,00	97,37	0,98	1,65	0,00	0,00	383,08	10,06	0,97	13,67
42	Д-63/8пл	0,36	38,54	3,28	0,00	58,19	0,00	254,08	156,16	0,39	18,75
43	Д-63/8	0,94	43,48	2,00	0,00	54,52	0,00	291,72	164,88	0,44	37,80
44	Д-63/1	1,02	100,0	0,00	0,00	0,00	0,00	97,87	0,00	1,00	53,15
45	Д-33/7А	10,63	70,00	1,33	0,19	28,59	0,00	744,34	223,22	0,70	104,05
46	Д-33/11Б	10,35	32,53	1,52	0,00	65,96	0,00	410,95	277,28	0,33	394,89
47	Д-55/1Б	6,35	96,89	0,00	0,98	0,00	2,14	929,50	9,10	0,99	35,96
48	Д-55/3	8,92	95,50	0,00	0,00	0,00	4,50	349,86	0,00	1,00	136,16
49	Д-53/1	9,69	?	0,00	0,00	0,00	0,00	?	0,00	?	?
50	Д-53/2А	10,05	100,0	0,00	0,00	0,00	0,00	369,65	0,00	1,00	138,66
51	Д-22/13А	10,55	98,54	1,46	0,00	0,00	0,00	2169,17	31,76	0,99	25,16
52	Д-22/13Б	10,83	100,0	0,00	0,00	0,00	0,00	546,87	0,00	1,00	101,01
53	Д-22/17	2,70	96,13	3,87	0,00	0,00	0,00	309,99	12,00	0,96	46,21
54	Д-22/19Б	11,18	100,0	0,00	0,00	0,00	0,00	445,28	0,00	1,00	135,56
55	Д-22/21Б	12,49	100,0	0,00	0,00	0,00	0,00	598,74	0,00	1,00	106,37
56	Д-33/15	12,02	?	5,68	0,00	0,00	0,00	?	5,68	?	?
57	Д-33/36А	12,57	?	0,00	0,00	0,00	0,00	?	0,00	?	?
58	Д-33/37Г	11,42	?	0,00	0,00	0,00	0,00	?	0,00	?	?
59	Д-63/27	12,54	80,02	3,08	0,00	0,00	16,91	317,03	9,76	0,96	252,04
60	Д-64/11Б	11,39	97,63	2,37	0,00	0,00	0,00	475,38	11,28	0,98	125,19

Примечание. 1, 2, 13, 15 — базальтовые стекла; 3–12, 14, 16, 17 — базальты; 18–22 — долериты; 23–44 — габброиды (пл — плагиоклаз, кп — клинопироксен, ст — стекло); 45–60 — гипербазиты. Образцы отобраны в районах западного (станции S3–D52–D55, D60, D63, D64, D65) и восточного (станции S3–D22, D33, D34) сочленений рифта САХ и разлома 15°20' [Строение зоны..., 1989]. Для стекол значения H₂O и CO₂ пересчитаны с соответствующими коэффициентами согласно методической работе В. А. Симонова [1993]. Образцы для исследований представлены С. Г. Сколотневым и С. А. Щербаковым.

Рис. 3.9. Диаграмма $\text{CO}-\text{CO}_2-(\text{H}_2 + \text{CH}_4)$ для минералов из пород зоны разлома $15^\circ 20'$.

1–3 — минералы из гипербазитов (1 — оливин, 2 — ортопироксен, 3 — шпинель); 4, 5 — минералы из габброидов (4 — клинопироксен, 5 — плагиоклаз); 6–8 — минералы из базальтовых порфиритов (6 — оливин, 7 — клинопироксен, 8 — плагиоклаз); 9 — поля и тренд пород из офиолитов Троодоса, Кипр [Симонов, Лутц, 1992]; 10 — поля и тренд минералов из мантийных ксенолитов Красноморского региона [Симонов и др., 1989; Симонов, 1993].



Согласно табличным данным (см. табл. 3.2) оливины из базальтовых порфиритов резко отличаются от оливинов в гипербазитах прежде всего по заметно меньшим значениям H_2O и $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$. Здесь вполне вероятно, несмотря на тщательный отбор проб, присутствие в дефектах и микротрещинках в оливинах из гипербазитов серпентина. В целом минералы базальтовых фенокристов достаточно близки по характеру летучих к минералам из мантийных ксенолитов в континентальных областях (см. данные по летучим компонентам в минералах мантийных ксенолитов в работах [Симонов, 1989; Симонов и др., 1989, 1992а; Добрецов и др., 1992]).

На диаграмме $\text{CO}-\text{CO}_2-(\text{H}_2 + \text{CH}_4)$ (рис. 3.9) видно, что летучие компоненты в минералах из габбро и гипербазитов соответствуют особенностям флюида в породах офиолитов. В то же время фенокристы из базальтовых порфиритов содержат газы, которые, резко отличаясь от флюидных компонентов в габбро-гипербазитовых офиолитовых ассоциациях, хорошо отвечают летучим в минералах мантийных ксенолитов из континентальных областей.

Таким образом, в океанической литосфере зоны разлома $15^\circ 20'$ устанавливаются два пути эволюции флюидных компонентов от исходных глубинных источников к условиям верхних горизонтов океанической коры. Для фенокристов из базальтовых порфиритов подъем, как и в случае континентальных мантийных ксенолитов, осуществлялся достаточно быстро. Часть фенокристов, особенно это касается оливинов, имеет мантийное происхождение, о чем свидетельствуют высокие температуры гомогенизации расплавных включений и их примитивный состав, близкий к исходным магмам, отделяющимся от ультраосновного мантийного субстрата (см. гл. 4), и чему явно способствует очень близкое расположение мантии в этом регионе. Таким образом, так же как и континентальные мантийные ксенолиты, фенокристы зоны разлома $15^\circ 20'$ в САХ несут информацию об исходных мантийных флюидных системах, сохранившуюся в определенной степени благодаря быстрому подъему в верхние горизонты. Для мантийных флюидов, связанных с габбро и гипербазитами зоны разлома $15^\circ 20'$,

характерна иная история развития. В этом случае мы имеем дело с достаточно долго эволюционирующими системами, формировавшими габбро-гипербазитовые комплексы океанической литосферы, которые вывелись к поверхности дна океана последующими тектоническими движениями.

В целом оба пути эволюции летучих компонентов в зоне разлома 15°20' сопровождаются явным окислением мантийного флюида. При быстром подъеме базальтовых магм из фенокристов успевает отделиться только в основном наиболее подвижный водород, а соотношение CO/CO_2 практически не меняется. При достаточно длительных процессах формирования габбро и гипербазитов, наряду с удалением водорода из первичного флюида, происходит окисление $CO \rightarrow CO_2$ еще на ранних стадиях развития габбро-гипербазитовых комплексов океанической литосферы.

* *
*

Необходимо отметить следующие основные результаты исследований летучих компонентов в магматических системах.

1. При исследовании летучих компонентов в базальтовых стеклах зоны разлома 15°20' удалось установить структуру геохимической аномалии в пространстве. Согласно распределению H_2O в стеклах, отобранных вдоль рифтовой долины, выясняется сложное строение аномалии с двумя максимумами (в районе 14°30' с.ш. и около разломного трога), что хорошо соответствует данным по другим химическим элементам [Соболев и др., 1992]. В разрезе вкрест простирания САХ прослеживается явный рост H_2O от периферии к оси САХ с максимумом в рифтовой долине.

2. По результатам анализа базальтовых стекол установлены закономерные изменения во времени роли H_2O в магматических системах зоны разлома 15°20', хорошо различающиеся в северном и южном разрезах. Если в северном сегменте САХ мы имеем только незначительные флуктуации содержаний H_2O на уровне минимальных значений, характерных для расплавов типа NMORB, то в южном разрезе видно явное накопление H_2O со временем, и интенсивность аномалии в настоящий период растет.

3. Сравнительный анализ с обобщенными данными по содержанию H_2O и CO_2 в базальтовых стеклах срединно-океанических хребтов [Johnson et al., 1994] показал, что магматические стекла зоны разлома 15°20' в целом характеризуются повышенными значениями воды и углекислоты, что связано с развитием геохимической аномалии.

4. Данные по летучим компонентам в базальтовых стеклах зоны разлома 15°20' свидетельствуют о том, что расплавы аномалии обогащены не только водой, но и другими газами (CO_2 , CH_4). При этом в аномальных расплавах наблюдаются не просто высокие содержания летучих, а наиболее характерным является увеличение диапазонов с широкими вариациями значений флюидных компонентов. В то же время магмы геохимической аномалии обеднены азотом. Установлена обратная связь воды с азотом, и наиболее насыщены азотом сухие магмы типа NMORB в северном разрезе.

5. Изучение взаимосвязей содержания H_2O в базальтовых стеклах зоны разлома 15°20' с их химическим составом показало, что в магматических системах типа NMORB (северный разрез) заметную роль играли процессы фракционирования с накоплением воды, щелочей и железа. В то же время расплавы ано-

малии (южный разрез и район сочленения рифта с разломным трогом) обогащались водой и калием изначально в глубинных условиях мантии, и эти геохимические особенности в целом сохранялись в последующих процессах кристаллизационной эволюции магм.

6. При сравнении результатов исследования базальтовых стекол зоны разлома $15^{\circ}20'$ с данными по подводным стеклам Гавайских островов (типичная «горячая точка») наблюдается явное отличие изученной аномалии прежде всего по повышенной роли H_2O в расплавах. Если для «горячей точки» Гавайских островов характерно обогащение магм в основном щелочами, то в случае аномалии в зоне разлома $15^{\circ}20'$ происходит преимущественно накопление воды.

7. Результаты изучения летучих компонентов в минералах свидетельствуют о том, что в океанической литосфере зоны разлома $15^{\circ}20'$ существуют два основных направления эволюции флюидных систем, происходящих на фоне роста окисленности исходного мантийного флюида. В первом случае при быстром подъеме базальтовых расплавов в фенокристаллах успевает отделиться только водород, а соотношения других газов (CO/CO_2 и т. д.) в основном сохраняются, т. е. вкрапленники из базальтов зоны разлома $15^{\circ}20'$, как и мантийные ксенолиты в континентальных областях, несут информацию о глубинных мантийных флюидах. Во втором — длительные процессы развития интрузивных габбро-гипербазитовых комплексов вызывают не только удаление водорода, но и окисление остальных летучих (в частности $CO \rightarrow CO_2$), что характерно и для древних офиолитовых ассоциаций.

ЭВОЛЮЦИЯ ФЛЮИДНЫХ КОМПОНЕНТОВ В РАЗРЕЗАХ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Летучие компоненты исследовались во всех главных типах горных пород (см. табл. 3.3, 3.4), отобранных на ключевых участках зоны разлома $15^{\circ}20'$: северный разрез, пассивная часть разлома, район непосредственного сочленения рифта САХ и разломного трога, южный разрез. На основе представительной коллекции мы имеем возможность проследить особенности изменения характеристик летучих компонентов в вертикальных разрезах океанической литосферы данного региона: мантийные породы (гипербазиты) → интрузивы (габброиды) → эффузивные серии (базальты). Для сравнительного анализа с результатами по распределению летучих компонентов в офиолитовых разрезах использовались оригинальные данные по наиболее изученной в мире, фактически эталонной, офиолитовой ассоциации Троодос на Кипре [Симонов, Лутц, 1992] и ряда других офиолитов Алтае-Саянской области и Урала [Симонов, 1993].

Во всех детально изученных районах зоны разлома $15^{\circ}20'$ количество H_2O снизу вверх по разрезу (гипербазиты → габбро → базальты) существенно снижается (рис. 3.10, а). В большинстве случаев (кроме южного разреза) в этой последовательности также сужается диапазон концентрации H_2O в породах. В северном разрезе габбро сильно метаморфизованы и поэтому в них установлено высокое (до 6 мас. %) содержание воды. В более свежих габбро других районов количество H_2O растет при переходе: пассивная часть разлома → непосредственное сочленение рифта и разломного трога → южный разрез, и в целом соответствует данным по офиолитовым габбро (см. рис. 3.10, а). В этой же последовательности увеличивается содержание H_2O в базальтах, т. е. видно явное влияние аномалии. Офиолиты хорошо отличаются от литосферы САХ в зоне разлома $15^{\circ}20'$

Состав газов в породах зоны трансформного разлома 15°20'
(образцы 9-го рейса НИС «Антарес» и 15-го рейса НИС «Академик Николай Страхов»)

п/п	Номер образца	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂	N ₂	Σ	Σ _{вос.}	CO ₂ /(CO ₂ +Σ _{вос.})	H ₂ O/CO ₂
1	66Д-28	7,38	45,66	1,92	0,55	51,65	0,0	4867,88	2640,20	0,46	16,90
2	66Д-30	8,77	30,50	2,66	0,45	66,40	0,0	4369,03	3036,40	0,31	33,56
3	69Д-2	0,12	17,81	20,94	0,07	61,19	0,0	2013,53	1655,00	0,18	1,71
4	69Д-9	0,22	35,66	14,35	0,0	50,00	0,0	1321,64	850,40	0,36	2,38
5	69Д-11	0,12	46,83	12,68	0,17	40,33	0,0	833,15	443,00	0,47	1,57
6	21Д-94	0,14	17,72	20,21	0,08	61,99	0,0	1824,74	1501,40	0,18	2,21
7	21Д-98	0,15	38,05	10,88	0,0	51,06	0,0	1381,81	856,00	0,38	1,46
8	21Д-99	0,26	12,58	26,62	0,06	60,74	0,0	2323,23	2031,00	0,13	4,54
9	21Д-108	0,37	33,58	12,95	0,65	52,82	0,0	1717,61	1140,80	0,34	3,27
10	21Д-109	0,14	26,22	9,36	0,07	64,35	0,0	1931,83	1425,40	0,26	1,41
11	25Д-23	0,16	30,40	29,28	0,09	40,24	0,0	1642,29	1143,00	0,30	1,63
12	25Д-24	0,11	27,18	40,78	0,0	32,04	0,0	1328,28	967,20	0,27	1,55
13	25Д-25	0,23	81,10	16,55	0,26	2,09	0,0	536,43	101,40	0,81	2,70
14	25Д-26	0,98	25,47	2,53	0,14	71,86	0,0	2026,12	1510,00	0,26	9,68
15	25Д-27	1,71	98,83	1,08	0,09	0,0	0,0	3161,30	37,04	0,99	2,79
16	44Д-9а	0,07	25,27	32,64	0,15	41,93	0,0	1816,20	1357,20	0,25	0,78
17	21Д-124	1,64	43,95	4,89	0,39	50,77	0,0	1456,05	816,00	0,44	13,07
18	21Д-128	2,72	22,98	2,26	0,52	74,24	0,0	2685,50	2068,00	0,23	22,48
19	21Д-130	1,38	52,98	4,19	0,19	42,64	0,0	1470,88	691,60	0,53	9,03
20	21Д-131	1,64	33,84	3,78	0,56	61,83	0,0	2010,74	1330,40	0,34	12,29
21	21Д-132	2,22	18,38	2,27	0,51	78,84	0,0	4119,95	3362,50	0,18	14,95
22	66Д-1	5,39	22,30	5,88	1,03	70,79	0,0	4097,52	3183,60	0,22	
23	66Д-5	5,17	76,87	2,04	0,15	20,94	0,0	12140,00			
24	66Д-7	5,94	10,90	1,13	0,26	87,72	0,0				
25	66Д-11	5,07	40,34	1,77	0,56	57,33	0,0				
26	66Д-17	6,09	27,37	1,67	0,98	69,98	0,0				
27	11Д-52	9,51	43,64	1,82	1,01	53,50	0,0				

17.

интенсивно ре
с помощью ос
е состояние,
. Подобный ме-
аллов, которые,

ТЕЛЕНКО

28	11Д-53	9,41	60,69	2,22	2,23	34,86	0,0	1002,51	394,08	0,61	78,88
29	11Д-58	0,58	10,05	4,61	0,40	84,94	0,0	2584,35	2324,76	0,10	11,40
30	21Д-139	5,67	21,43	2,46	1,44	74,68	0,0	3512,60	2759,84	0,21	38,42
31	21Д-146	1,02	6,70	4,69	0,47	88,14	0,0	4005,26	3737,00	0,07	19,39
32	21Д-150	1,26	21,14	3,33	0,43	75,10	0,0	984,28	776,20	0,21	30,88
33	25Д-42	0,08	10,83	7,86	1,01	80,30	0,0	753,16	671,56	0,11	5,00
34	25Д-43	0,10	22,55	2,36	0,79	74,30	0,0	847,16	656,16	0,23	2,67
35	25Д-47	1,35	15,02	2,33	0,51	82,13	0,0	1748,25	1485,60	0,15	26,21
36	25Д-55	1,55	5,91	0,85	0,38	92,86	0,0	2725,92	2564,76	0,06	49,05
37	25Д-56	2,39	9,07	1,39	0,45	89,09	0,0	2765,64	2514,72	0,09	48,58
38	25Д-57	1,25	5,55	1,50	0,41	92,54	0,0	3521,89	3326,56	0,06	32,64
39	66Д-58	9,75	87,12	2,50	1,66	8,72	0,0	1437,80	185,24	0,87	39,70
40	70Д-2	10,42	63,63	3,15	3,39	29,83	0,0	1651,91	600,80	0,64	50,56
41	70Д-3	10,45	67,13	2,66	2,53	27,68	0,0	2103,79	691,60	0,67	37,74
42	70Д-4	10,52	48,08	2,45	2,07	47,41	0,0	2910,68	1511,24	0,48	38,34
43	11Д-42	10,52	69,87	4,68	3,08	22,38	0,0	1501,51	452,44	0,70	51,14
44	11Д-117	10,49	59,52	2,38	2,26	35,84	0,0	2287,74	926,04	0,60	39,29
45	11Д-136	10,55	45,55	2,07	2,18	50,20	0,0	2123,91	1156,44	0,46	55,61
46	21Д-171	9,10	53,41	2,24	1,61	42,74	0,0	2783,29	1296,64	0,53	31,22
47	21Д-186	6,53	33,81	3,41	1,24	61,54	0,0	3825,60	2532,24	0,34	25,75
48	21Д-188	9,28	62,79	1,49	1,28	34,45	0,0	2412,54	897,84	0,63	31,25
49	S15-14/42	10,03	86,51	1,05	1,38	11,06	0,0	4254,67	574,00	0,87	13,90
50	S15-14/49	9,61	85,35	0,81	0,77	13,07	0,0	4369,63	640,00	0,85	13,14
51	S15-14/51	9,83	84,61	2,04	2,19	11,16	0,0	2107,40	324,44	0,85	28,12
52	S15-14/75	10,33	72,11	0,88	1,43	25,58	0,0	5472,27	1526,40	0,72	13,35
53	S15-17/57	10,08	90,67	1,17	1,38	6,78	0,0	5982,64	558,28	0,91	9,48

Примечание. 1, 2 — измененные мелкозернистые долериты; 3–13 — базальты; 14, 15 — мелкозернистые долериты; 16 — базальт; 17–21 — долеритовые порфириты из дайкового комплекса; 22–26 — габброиды; 27, 28 — троктолиты; 29–32 — габброиды; 33, 34 — плагио-клазиты; 35–38 — габброиды; 39–53 — гипербазиты.

1–5, 22–26, 39–42 — северный разрез; 6–9, 17–21, 27–32, 43–48 — район непосредственного сочленения рифта САХ и разломного трога; 11–16, 33–38, 49–53 — южный разрез.

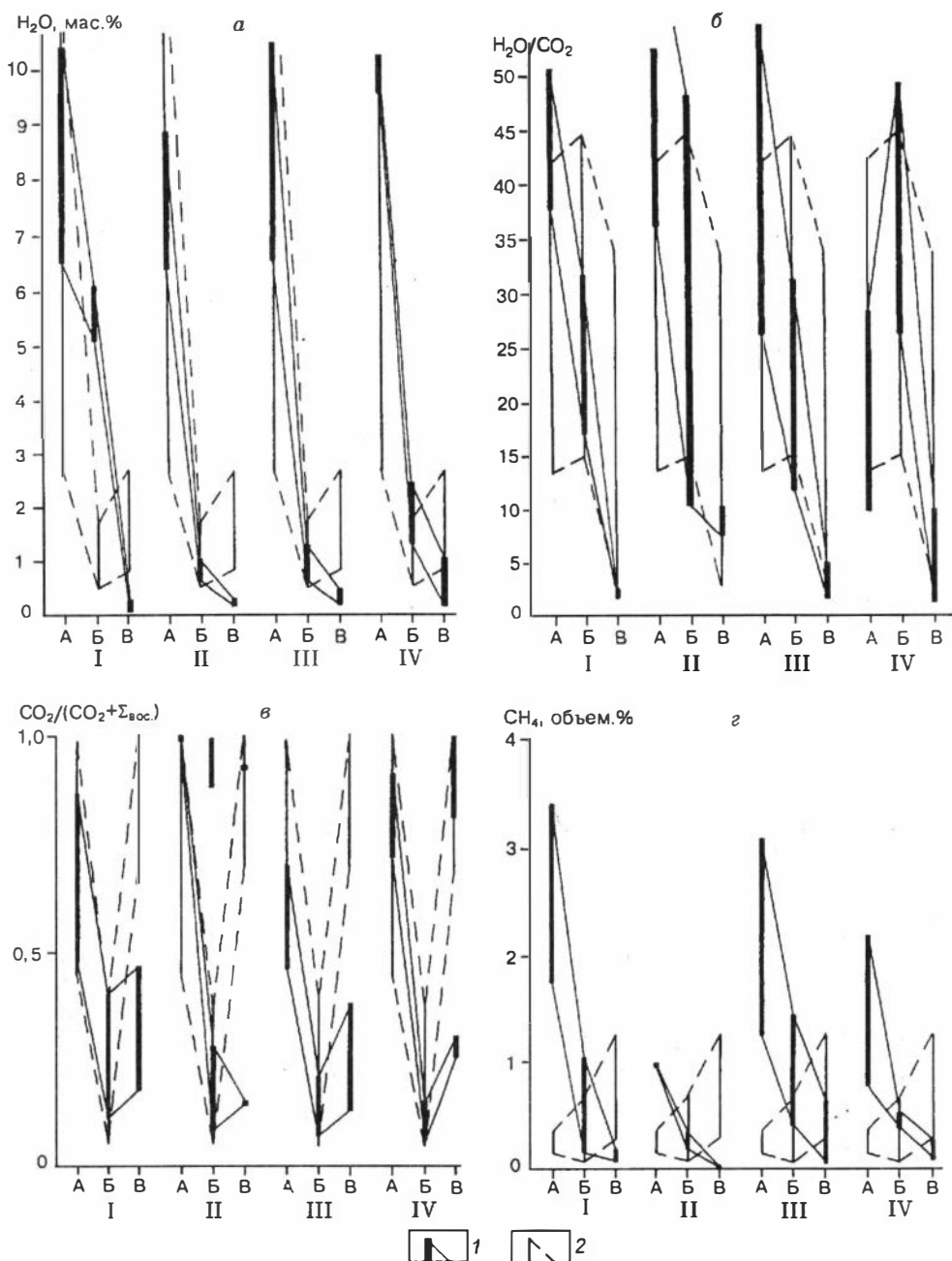
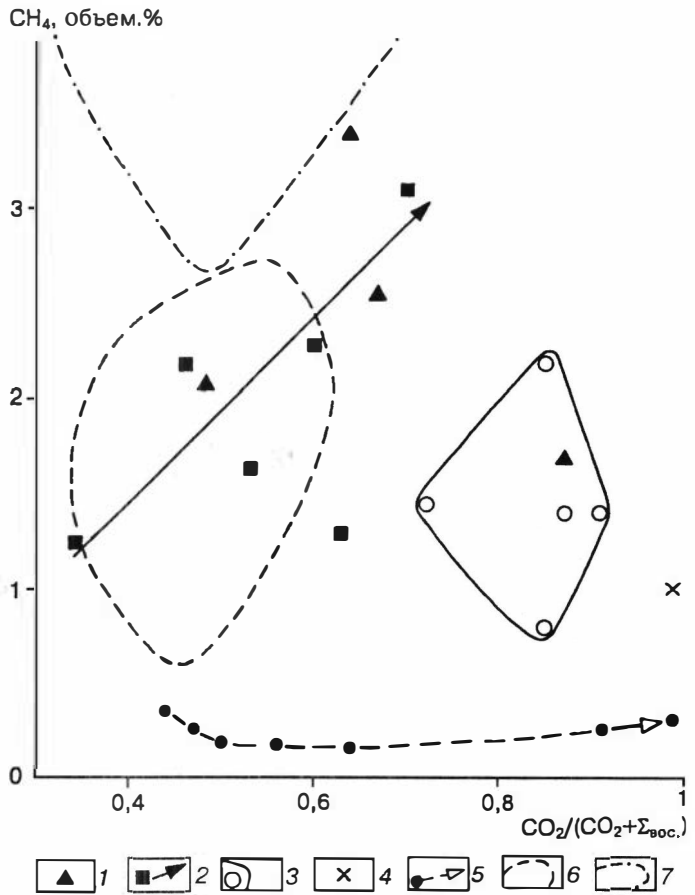


Рис. 3.10. Распределение содержаний H_2O (а), CH_4 (г), H_2O/CO_2 (б), степени окисленности [$CO_2/(CO_2 + \Sigma_{вос.})$] летучих (в) в разрезах океанической литосферы зоны разлома $15^{\circ}20'$.

1 — породы зоны разлома $15^{\circ}20'$; 2 — породы офиолитов Троодоса, Кипр (по данным В. А. Симонова, Б. Г. Лугца [1992]). А — гипербазиты, Б — габброиды, В — базальтоиды. I–IV — породы: I — северного разреза, II — западной пассивной части разлома (станции S3-62-Д54, S3-63-Д55, S3-69-Д60, см.: [Строение зоны..., 1989]); III — района непосредственного сочленения рифта САХ и разломного трога, IV — южного разреза.

Рис. 3.11. Зависимость содержания метана во флюиде от степени окисленности летучих в гипербазитах из зоны разлома 15°20'.

1–4 — гипербазиты из зоны разлома 15°20' (1 — северный разрез, 2 — район непосредственного восточного сочленения рифта САХ и разломного трога, 3 — южный разрез, 4 — западная пассивная часть разлома 15°20'); 5 — гипербазиты из офиолитов Троодоса, Кипр (по данным В. А. Симонова, Б. Г. Лутца [1992]); 6 — поле гипербазитов из Кемпирсайских хромитовых месторождений, Южный Урал; 7 — поле гипербазитов Саянского месторождения хризотил-асбеста, Западный Саян (6,7 — по данным В.А. Симонова [1989,1993]).



более широкими вариациями содержания H₂O во всех типах пород и наличием «габброидного минимума» (базальты содержат больше H₂O, чем габбро).

Высокие, по сравнению с САХ, значения H₂O в офиолитовых базальтах нельзя объяснить исключительно воздействием вторичных процессов, так как исследовались и достаточно свежие породы из офиолитовой ассоциации Троодоса, Кипр [Симонов, Лутц, 1992]. Изначальная причина этой особенности связана, вероятно, с образованием офиолитов Троодоса над зоной субдукции и соответственно с развитием обогащенных водой преимущественно островодужных магматических систем.

Углекислый газ является вторым после H₂O по значению флюидным компонентом в минералообразующих процессах в зоне разлома 15°20'. Рассматривая изменения отношения H₂O/CO₂ в разрезах литосферы САХ (см. рис. 3.10, б), видим, что основные закономерности, установленные для воды, повторяются: падение значений в последовательности гипербазиты→габбро→базальты с определенным сужением диапазонов. Резко выделяются из общей закономерности гипербазиты южного разреза, в которых роль CO₂ значительно повышена. Офиолиты Троодоса похожи по распределению H₂O/CO₂ на южный разрез (с максимумом H₂O/CO₂ в габброидах).

Степень окисленности летучих компонентов изменяется закономерно и одинаково в разрезах океанической литосферы и в офиолитах (см. рис. 3.10, в). Наиболее окислены летучие в гипербазитах, наиболее восстановлены в габбро —

своеобразный «габброидный минимум» окисленности. Есть отдельные образцы габбро и базальтов с полностью окисленным флюидом, что встречается достаточно часто в офиолитах, содержащих контрастные по степени окисленности группы пород [Симонов, 1988, 1989, 1993]. «Габброидный минимум» окисленности можно объяснить тем, что в замкнутых камерах восстановленные газы имели наибольшую возможность сохраниться в отличие от открытых базальтоидных систем и от интенсивно преобразованных в процессе динамометаморфизма гипербазитов. Наиболее восстановленный флюид содержат габброиды южного разреза, и в последовательной смене: южный разрез→район непосредственного сочленения рифта с разломным трогом→пассивная часть разлома→северный разрез, степень окисленности летучих в габбро растет с расширением диапазона значений (см. рис. 3.10, в).

Для всех геологических ситуаций зоны разлома 15°20' максимум метана устанавливается в гипербазитах и далее при переходе к габбро и базальтам его содержание во флюиде последовательно уменьшается. В то же время для офиолитов характерна совершенно противоположная картина с максимумом метана в базальтоидах и с минимальными значениями его в гипербазитах (см. рис. 3.10, г). Резкое отличие по метану гипербазитов САХ от ультраосновных пород офиолитов Троодоса также хорошо видно на диаграмме: метан — степень окисленности летучих (рис. 3.11). Здесь офиолитовые породы на фоне широких вариаций окисленности летучих имеют гораздо более низкие значения метана по сравнению с гипербазитами зоны разлома 15°20', которые соответствуют по содержанию метана во флюиде хромитоносным ультраосновным комплексам. Непосредственно в поле гипербазитов из хромитовых месторождений (Кемпирсайский массив, Южный Урал) располагаются в основном ультраосновные породы района сочленения рифта и разломного трога. Гипербазиты южного разреза содержат более окисленный флюид, чем хромитоносные породы. В целом же все гипербазиты зоны разлома 15°20' по особенностям распределения метана явно отличаются от асбестоносных ультраосновных пород (Саянское месторождение хризотил-асбеста в Западном Саяне).

* *
*

Анализ распределения летучих компонентов в разрезах океанической литосферы показал следующее.

1. Особенности летучих компонентов закономерно изменяются в разрезах литосферы САХ в зоне разлома 15°20'. В последовательной смене пород (снизу вверх по разрезу: гипербазиты→габбро→базальты) уменьшается содержание H_2O и падает ее роль по отношению к углекислоте. В таком же порядке изменяется и количество метана во флюиде — с максимальными значениями для гипербазитов и минимальными для базальтов. Степень окисленности летучих от гипербазитов к габбро падает и затем растет к эффузивам, формируя своеобразный «габброидный минимум» окисленности, обязанный своим происхождением лучшей сохранности восстановленных летучих в замкнутых камерах. По всем этим характерным особенностям летучих компонентов океаническая литосфера в изученном регионе отличается от офиолитов, хорошо совпадая лишь по характеру распределения в разрезах степени окисленности летучих. Причиной подобных отличий служат, по всей вероятности, разные геодинамические обстановки формирования рассмотренных ассоциаций. Так, в частности, для офиолитов Троо-

доса наиболее вероятно образование над зоной субдукции и этим можно объяснить повышенную роль H_2O в эффузивах.

2. Гипербазиты зоны разлома $15^{\circ}20'$ по особенностям состава летучих компонентов соответствуют ультрабазитам из хромитовых месторождений, связанных с офиолитовыми ассоциациями, и явно отличаются от асбестоносных ультраосновных пород из офиолитов. Поэтому можно предположить, что хромитовые руды могли формироваться в «океаническую стадию» развития офиолитов, в то время как асбест обязан своим появлением последующим процессам преобразования гипербазитов.

ВЛИЯНИЕ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

Несмотря на активные исследования дна океана в последние годы, проблемам благородных металлов в современной океанической литосфере уделяется явно недостаточно внимания, и можно отметить ограниченное число работ, отражающих эту тематику [Говоров и др., 1993; Лапухов, Симонов, 1994; Crocket, 1989; Lapukhov, Simonov, 1994; Prichard, Puchalt, 1994; Simonov, Lapukhov, 1995]. Еще меньше сведений имеется о влиянии летучих компонентов на распределение золота и металлов платиновой группы. В частности, среди публикаций последних лет, посвященных благородным металлам в базит-гипербазитовых ассоциациях океанической литосферы прошлого и настоящего, вопросы взаимосвязи этих благородных металлов с летучими компонентами рассмотрены в единичных работах [Дмитренко, Мочалов, 1989; Дмитренко и др., 1992; Симонов, 1993; Симонов, Изох, 1994; Simonov, Lapukhov, 1995].

В данном разделе приводятся результаты изучения распределения благородных металлов в коренных породах, поднятых нами в зоне трансформного разлома $15^{\circ}20'$ во время 9-го рейса НИС «Антарес» (1990–1991 гг.) и 15-го рейса НИС «Академик Николай Страхов» (1992 г.). Исследовались образцы, отобранные в различных геологических ситуациях: севернее разлома $15^{\circ}20'$ (северный разрез), где развиты нормальные магматические системы типа NMORB; в районе непосредственного восточного сочленения рифта САХ и разломного трога; по южному разрезу, где характерны обогащенные базальты типа EMORB, фиксирующие геохимическую аномалию [Геологические исследования..., 1991; Симонов, Колобов, 1993]. Методами радиохимического нейтронно-активационного и атомно-абсорбционного анализов изучены особенности распределения золота и металлов платиновой группы (МПП) в образцах пород, представляющих полный разрез океанической литосферы: гипербазиты→габброиды→долериты и габбро-долериты (по всей вероятности, из дайковых серий)→базальты (табл. 3.5). В этих же образцах для выяснения влияния летучих на распределение благородных металлов определены составы флюидных компонентов с помощью газовой хроматографии (см. табл. 3.4).

Распределение благородных металлов в разрезах океанической литосферы

Исследования различных типов горных пород показали, что в гипербазитах зоны разлома $15^{\circ}20'$ количество золота (см. табл. 3.5) меньше кларка в ультраосновных породах (5,0 мг/т по А. П. Виноградову [1962]) и сопоставимо с дан-

Содержание благородных металлов (мг/т) в породах зоны трансформного разлома 15°20'

Номер		Порода	Au	Pd	Pt	Rh	Ru	Ir	Os
п/п	образца								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Северный разрез									
1	66Д-28	Долерит	1,1	3,8	18,0	—	—	—	—
2	66Д-30	»	0,6	3,1	25,0	2,6	—	0,1	<1,0
3	69Д-2	Базальт	0,8	3,4	18,0	2,8	—	0,1	<1,0
4	69Д-9	»	0,6	2,7	<10,0	1,0	16,7	0,2	0,4
5	69Д-11	»	0,7	3,2	<10,0	2,2	8,2	0,1	0,6
6	66Д-1	Габбро	0,4	2,6	12,0	1,1	<6,0	<0,1	<1,0
7	66Д-5	»	2,1	1,9	56,0	1,4	<10,0	<0,1	<1,0
8	66Д-7	»	3,2	1,0	<10,0	<1,0	<10,0	<0,1	<1,0
9	66Д-11	»	1,4	<1,0	<10,0	<1,0	<10,0	<0,3	<1,0
10	66Д-12	»	3,9	<1,0	<10,0	<1,0	<2,0	0,5	1,5
11	66Д-58	Гипербазит	1,3	<1,0	10,0	<1,0	<10,0	1,1	—
12	66Д-59	»	0,2	1,0	<10,0	<1,0	4,9	2,0	<1,0
13	70Д-2	»	0,4	1,0	<10,0	<1,0	20,6	1,8	0,8
14	70Д-3	»	3,4	1,0	10,0	<1,0	23,0	4,7	2,9
15	70Д-4	»	0,9	1,0	10,0	—	22,0	4,6	1,0
16	70Д-5	»	0,9	1,0	<10,0	—	—	4,9	1,4
Южный разрез									
17	25Д-23	Базальт	1,4	5,2	<10,0	1,2	5,3	0,3	—
18	25Д-24	»	2,1	3,6	12,0	1,1	2,6	0,1	2,7
19	25Д-25	»	1,3	10,0	21,0	1,8	5,5	0,3	0,2
20	25Д-26	Долерит	1,6	5,7	<10,0	2,9	17,5	0,1	0,7
21	25Д-27	»	0,3	3,3	<10,0	1,3	<10	<0,1	<1,0
22	44Д-9а	Базальт	3,7	8,9	23,0	1,2	<10	0,2	2,0
23	25Д-42	Габбро	1,1	<1,0	<10,0	<1,0	38,9	0,9	—
24	25Д-43	»	0,6	4,5	12,0	0,8	—	0,1	1,7
25	25Д-47	»	0,7	2,3	24,0	<1,0	—	<0,1	<1,0
26	25Д-55	»	3,5	<1,0	<10,0	<1,0	<10	<0,1	<1,0
27	25Д-56	»	0,5	7,0	<10,0	0,9	38,2	0,3	14,8
28	25Д-57	»	0,4	<1,0	10,0	<1,0	<10	<0,1	<1,0
29	S15-14/42	Гипербазит	0,5	2,0	12,0	<1,0	—	5,3	5,8
30	S15-14/49	»	1,0	<1,0	<10,0	<1,0	—	15,5	7,2
31	S15-14/51	»	0,3	<1,0	<10,0	<1,0	73,1	15,2	11,6
32	S15-14/75	»	0,3	1,0	<10,0	<1,0	16,2	7,8	6,2
33	S15-17/57	»	0,5	8,2	11,0	<1,0	24,2	14,5	5,3
Район сочленения рифта САХ и разломного трога									
34	21Д-94	Базальт	1,0	1,0	10,0	1,0	8,0	0,1	<1,0
35	21Д-98	»	2,1	1,9	19,0	1,0	1,6	0,01	0,6
36	21Д-99	»	1,2	1,9	<10,0	<1,0	10,4	0,2	2,3
37	21Д-108	»	1,5	2,6	<10,0	<1,0	—	0,1	1,7
38	21Д-109	»	1,0	3,3	<10,0	<1,0	5,8	0,1	1,1
39	11Д-52	Габбро	4,1	52,5	30,5	2,6	<10,0	1,5	8,3
40	11Д-53	»	4,7	17,0	<10,0	<1,0	9,0	0,3	1,4
41	11Д-58	»	0,7	4,6	11,0	0,7	<10,0	0,1	3,2
42	21Д-139	»	1,4	3,4	<10,0	<1,0	<6,0	0,1	60,3
43	21Д-146	»	2,0	<1,0	<10,0	<1,0	<6,0	0,1	0,8
44	21Д-150	»	0,5	4,0	17,0	0,6	30,7	0,1	7,4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
45	21Д-124	Долерит	0,5	1,8	<10,0	<1,0	22,4	0,2	2,1
46	21Д-128	»	1,5	3,3	<10,0	<1,0	3,4	0,1	0,8
47	21Д-130	»	3,5	3,5	20,0	1,0	8,2	0,1	1,5
48	21Д-131	»	1,1	4,4	10,0	1,0	10,6	0,1	<1,0
49	21Д-132	»	2,0	2,8	<10,0	<1,0	6,4	0,1	0,2
50	11Д-42	Гипербазит	5,0	11,0	17,0	2,6	<10,0	1,2	10,3
51	11Д-117	»	4,2	11,4	17,0	1,0	53,8	0,3	4,2
52	11Д-136	»	0,6	17,0	17,0	0,6	<5,0	0,2	<1,0
53	21Д-171	»	2,7	<1,0	<10,0	1,8	47,0	2,1	4,8
54	21Д-186	»	0,4	<1,0	<10,0	1,1	36,0	3,2	6,2
55	21Д-188	»	3,0	6,0	17,0	0,8	17,8	1,2	7,3
56	49Д-24	»	0,4	8,1	13,0	0,7	67,2	0,8	4,5

ными по ультрабазитам из района трансформного разлома Романш [Аношин, 1977]. Габбро и базальты этого района также имеют содержания золота меньше кларковых значений (4,0 мг/т по А. П. Виноградову [1962]). Наиболее истощены золотом гипербазиты южного разреза, где наблюдается максимум геохимической аномалии с наибольшими содержаниями воды в расплавах. Подобное распределение золота связано с развитием этой аномалии, приводящим к необычному сочетанию, установленному для данного района [Соболев и др., 1992; Vonatti et al., 1992; и наши данные], обогащенных базальтов (типа EMORB) с крайне истощенными базальтовыми компонентами мантийных гипербазитов.

Содержания металлов платиновой группы в зоне разлома 15°20' в целом ниже кларкового уровня для соответствующих пород и только в случае базальтов северного разреза наблюдаются концентрации платины, превышающие кларк. В последовательной смене пород (снизу вверх по разрезу: гипербазиты→габбро→→долериты→базальты) уменьшаются содержания тугоплавких элементов (Os, Ir, Ru) и накапливаются более легкоплавкие МПГ (Pt, Pd) (рис. 3.12). Эти особенности характерны для участ-

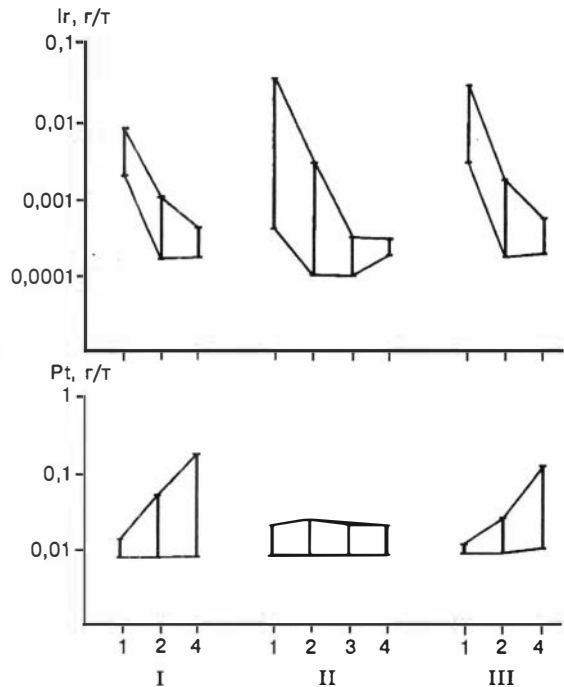


Рис. 3.12. Распределение содержания Ir и Pt в разрезах литосферы САХ в зоне разлома 15°20'.

I — северный разрез; II — район непосредственного сочленения рифта САХ и разломного трога; III — южный разрез. 1 — гипербазиты; 2 — габбро; 3 — долериты; 4 — базальты. Содержания Ir и Pt нормированы по хондриту CI [Naldrett, Duke, 1980].

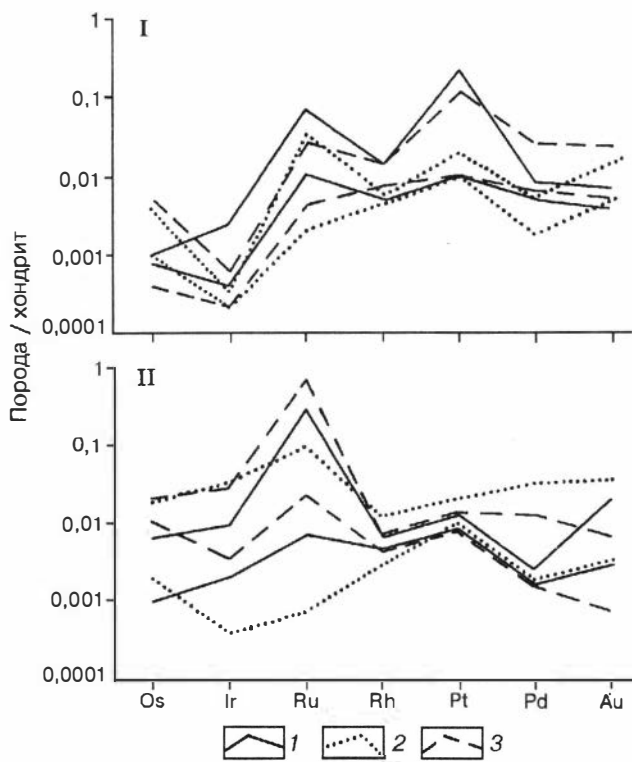


Рис. 3.13. Графики распределения благородных металлов, нормированных по хондриту C1, в базальтах (I) и гипербазитах (II).

1 — северный разрез; 2 — район сочленения рифта САХ и разломного трога; 3 — южный разрез.

ков северного и южного разрезов. Для района непосредственного сочленения рифта САХ с разломным трогом содержание тугоплавких металлов, как и в других геологических ситуациях, уменьшается вверх по разрезу океанической литосферы, в то время как количество относительно легкоплавких элементов группы платины остается практически неизменным при переходе: ги-

пербазиты→габбро→долериты→базальты (см. рис. 3.12). Подобное распределение с повышенными значениями относительно легкоплавких МПГ в мантийных гипербазитах и с их пониженными концентрациями в верхних горизонтах литосферы (в долеритах и базальтах) можно объяснить только влиянием магматических систем, обогащенных летучими компонентами и связанных с развитием второго максимума геохимической аномалии непосредственно около трансформного разлома 15°20' (см. раздел «Летучие компоненты в магматических системах» и рис. 3.2).

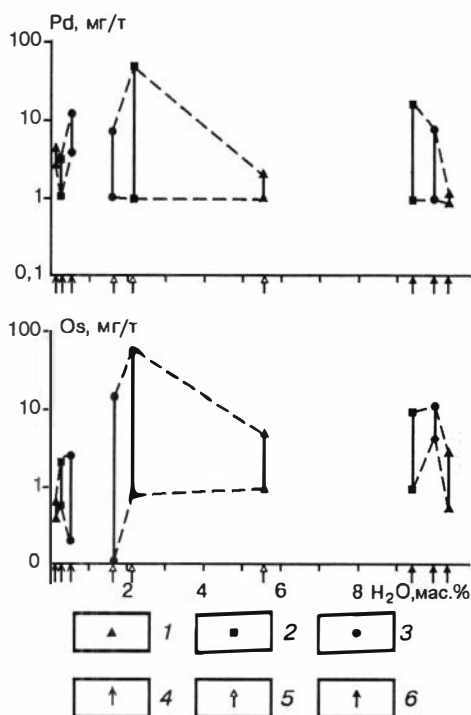
Для базальтов зоны разлома 15°20' графики содержаний благородных металлов, нормированных по хондриту C1 [Naldrett, Duke, 1980], в целом наклонены с повышением уровня от Os к Au (рис. 3.13). Из анализа подобных графиков, построенных для гипербазитов, данные особенности не устанавливаются и преобладает распределение, близкое к хондритовому, с некоторой тенденцией к накоплению тугоплавких металлов платиновой группы в ультраосновных породах южного разреза.

Взаимосвязи благородных металлов и летучих компонентов в океанической литосфере

При исследовании летучих компонентов во всех образцах пород из зоны разлома 15°20', проанализированных на металлы платиновой группы, а также в базальтовых стеклах данного региона нами установлены определенные закономерные взаимосвязи благородных металлов с флюидными компонентами в океанической литосфере САХ.

Рис. 3.14. Зависимость содержаний Pd и Os от количества воды в породах.

1 — северный разрез; 2 — район сочленения рифта САХ и разломного трога; 3 — южный разрез; 4 — базальты; 5 — габбро; 6 — гипербазиты.



Вода преобладает среди летучих компонентов, поэтому необходимо рассмотреть в первую очередь связи благородных металлов с H₂O. В зоне разлома 15°20' по содержанию воды выделяются три группы пород: базальты с минимумом воды (H₂O_{ср.} = 0,15–0,54 мас. %), габброиды и субинтрузивные долериты с промежуточными значениями (H₂O_{ср.} = 1,64–5,53 мас.%) и гипербазиты с максимумом воды (H₂O_{ср.} = 9,91–10,29 мас.%).

Сопоставляя поведение летучих в базальтовых стеклах (см. раздел «Летучие компоненты в магматических системах») и благородных металлов в базальтах (см. табл. 3.5), мы видим синхронное увеличение содержания воды и палладия в породах аномалии (типа EMORB) в районе южного разреза по сравнению с нормальными базальтами (NMORB) северного разреза, т. е. можно говорить об определенных взаимосвязях повышения концентрации воды и накопления части относительно легкоплавких МПГ в магматических системах.

Характер распределения металлов платиновой группы в зависимости от содержания воды имеет свои особенности для каждого типа пород в зоне разлома 15°20' (рис. 3.14).

Прежде всего необходимо отметить, что поведению относительно легкоплавких МПГ (см. распределение Pd на рис. 3.14) в зависимости от содержания H₂O в породах присущи сходные черты с данными по тугоплавким (см. Os на рис. 3.14). В базальтах установлено накопление всех платиновых металлов с ростом количества воды (при переходе от пород типа NMORB северного разреза к EMORB южного). В габбро максимум МПГ определен для пород сочленения рифта САХ и разломного трога. С накоплением H₂O в гипербазитах уменьшаются (при переходе от южного разреза к северному) содержания Pt, Pd, а также Os и Ir. В целом отчетливо видно, что породы северного разреза (с магматизмом типа NMORB) содержат меньше МПГ по сравнению с породами южного (с аномальным магматизмом типа EMORB).

Таким образом, исследование показали, что в магматических процессах в зоне разлома 15°20' (фиксированных изливающимися базальтовыми расплавами) с ростом воды увеличивается количество благородных металлов с относительно максимальным их накоплением в наиболее обводненных расплавах геохимической аномалии. В интрузивных камерах вследствие достаточно продолжительной эволюции магматических систем поведение благородных металлов в зависимости от H₂O не столь однозначно. Большую роль в перераспределении металлов в

габбро играли не магматические флюиды, а гидротермальные растворы в ходе вторичных процессов преобразования пород. В мантийных гипербазитах вода явно влияет на перераспределение легкоплавких МПГ (Pd, Pt) и в определенной степени и тугоплавких (Ir, Os) с уменьшением их содержания в породах при увеличении количества H_2O . Сравнивая ультрабазиты северного и южного разрезов, видим, что более обводненные ультраосновные породы северного района (с нормальным магматизмом типа NMORB) относительно обеднены МПГ по сравнению с гипербазитами южного района (с обогащенным магматизмом типа EMORB). Учитывая высокую степень серпентинизации гипербазитов, следует отметить, что практически вся вода, анализируемая нами в этих породах, является результатом воздействия вторичных процессов на ультраосновную мантию и поэтому указанные выше особенности распределения МПГ в ультрабазитах связаны, скорее всего, с деятельностью флюидных систем. В случае Pt подобные особенности распределения с отрицательной связью с H_2O в гипербазитах при их серпентинизации отмечались ранее для палеоокеанических ассоциаций — офиолитов [Леснов, Цимбалист, 1983; Симонов, 1993].

Восстановленные летучие компоненты (в основном это водород, а также CO и CH_4) играют важную роль в процессах переноса и концентрации благородных металлов [Минералы..., 1986; Симонов, 1993; Симонов, Изох, 1994; Aplonov, Dodina, 1994; Orsoev et al., 1994]. Наиболее восстановленная обстановка способствует концентрации во флюиде Au, Ag, Pd, менее восстановленная — Pt, еще в меньшей степени восстановленные условия благоприятны для накопления Ir, Rh, Os, Ru [Маракушев, 1976; Минералы..., 1986].

В составе восстановленных летучих компонентов, как отмечалось выше, преобладает водород, имеющий тесные геохимические связи с другими восстановленными газами. Присутствие водорода значительно понижает окислительный потенциал флюидов, приводя к увеличению в их составе углеводородных компонентов. Так, повышенное количество водорода способствует восстановлению углекислоты до CO и далее до образования метана ($CO + 3H_2 \rightarrow CH_4 + H_2O$), роль которого в газовой смеси при транспортировке и осаждении самородных металлов (в том числе и благородных металлов) может быть весьма существенной [Новгородова, 1983]. Представляется достаточно интересным рассмотреть особенности взаимосвязей благородных металлов и метана в литосфере САХ.

По содержанию метана, как и в случае H_2O , выделяются три комплекса пород: мантийные гипербазиты, интрузивные габбро и эффузивные базальты. Количество метана падает (так же как и значения H_2O) снизу вверх по разрезу океанической литосферы: гипербазиты (среднее 1,43–2,41 объем.%) → габбро (0,44–0,69 объем.%) → базальты (0,15–0,31 объем.%). В этой же последовательности (как уже отмечалось выше) растут содержания Pt, Pd и падает количество Os, Ir, Ru, т. е. видим прямую корреляцию для тугоплавких МПГ и обратную для легкоплавких с концентрациями метана во флюиде.

В целом по степени окисленности (соотношение окисленных и восстановленных газов — $CO_2/(CO_2 + CO + CH_4 + H_2)$) летучих компонентов, так же как и по содержанию H_2O и CH_4 , выделяются три группы пород: гипербазиты, габбро и базальты. Наиболее восстановленные летучие в габбро (средняя степень окисленности — 0,09–0,35), несколько более окислен флюид в базальтах (0,26–0,48), наиболее окислены летучие в гипербазитах (0,54–0,84). Подобное распределение степени окисленности летучих компонентов в разрезах океанической литосферы характерно не только для современных океанических структур, но и

Рис. 3.15. Зависимость содержаний металлов платиновой группы от степени окисленности летучих компонентов в породах.

Усл. обозн. см. на рис. 3.14.

для палеоокеанических образований — офиолитов [Симонов, 1988, 1993], т. е. максимально окислены летучие в гипербазитах, наиболее восстановлены в габбро, далее при переходе к эффузивам степень окисленности растет.

Легкоплавкие МПГ (см. Pd на рис. 3.15) относительно накапливаются в обогащенных базальтах южного разреза с более окисленным флюидом. В ультраосновных породах с ростом окисленности летучих компонентов (при сравнении пород южного и северного разрезов) количество Pd увеличивается. Поведение тугоплавких МПГ (см. Os на рис. 3.15) в зависимости от окисленности флюида повторяет все основные особенности, характерные для легкоплавких МПГ.

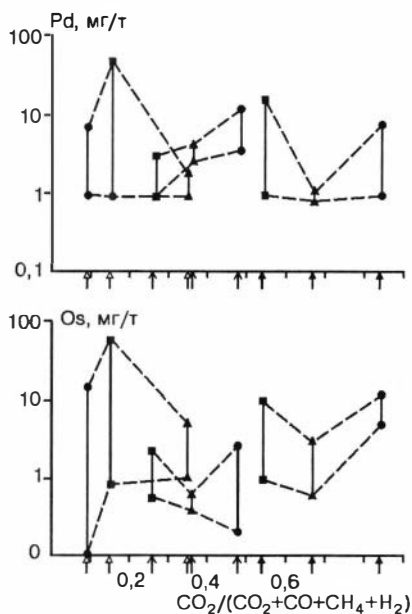
Таким образом, наши исследования показали, что на поведение благородных металлов существенно влияет восстановленность летучих компонентов в породах океанической литосферы. Прежде всего это сказывается на характере распределения МПГ в изливающихся базальтовых расплавах, где открытые магматические системы приводят к падению восстановленности флюида и соответственно к осаждению и накоплению благородных металлов в кристаллизующихся базальтах. Более сложная картина устанавливается для замкнутых систем интрузивных камер и мантийных гипербазитов, где большее влияние оказывают летучие компоненты, связанные со вторичными процессами.

* *
*

Можно подчеркнуть следующие основные результаты исследования взаимосвязей благородных металлов и летучих компонентов.

1. Исследованиями установлено, что содержания Au в породах зоны разлома 15°20' меньше кларковых значений. На этом низком фоне наблюдаются относительно повышенные количества золота в обогащенных летучими компонентами базальтах (типа EMORB) южного разреза с одновременным максимальным истощением металлом мантийных гипербазитов из этого района.

2. Содержания металлов платиновой группы закономерно изменяются в разрезах литосферы САХ. В последовательной смене пород (снизу вверх по разрезу: гипербазиты→габбро→долериты→базальты) уменьшаются концентрации тугоплавких элементов (Os, Ir, Ru) и накапливаются более легкоплавкие (Pt, Pd). Район непосредственного сочленения рифта САХ с разломным трогом, в отличие от других геологических ситуаций, характеризуется хондритовым типом распределения относительно легкоплавких МПГ с их пониженными содержаниями в базальтах и повышенными в гипербазитах.



3. Изучение взаимосвязей летучих компонентов и благородных металлов в базальтах зоны разлома 15°20' свидетельствует о том, что идет относительное повышение количества металлов платиновой группы с увеличением содержания воды и степени окисленности флюида в расплавах при переходе от нормальных магматических систем (NMORB, северный разрез) к обогащенным аномальным системам (EMORB, южный разрез).

4. Для габбро данного региона установлена иная по сравнению с базальтами картина — с увеличением воды и степени окисленности флюида в породах (в результате воздействия вторичных процессов) падает содержание металлов платиновой группы.

5. В мантийных гипербазитах зоны рассматриваемого региона повышение количества воды при серпентинизации приводило к падению содержаний металлов платиновой группы. В случае ультраосновных пород из района южного разреза вторичные процессы серпентинизации накладывались на уже истощенный в ходе развития геохимической аномалии (с перераспределением золота в обогащенные водой расплавы) мантийный субстрат.

ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ПРИ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ С ФЛЮИДНЫМИ КОМПОНЕНТАМИ

Практически все породы, представляющие океаническую литосферу в зоне разлома 15°20', в той или иной степени изменены в результате вторичных процессов. Это касается как мантийных ультраосновных пород, так и излившихся на дно океана в последнее время потоков лав. Вторичные преобразования оказывают значительное влияние на петролого-геохимические характеристики горных пород, поэтому их рассмотрение, несомненно, необходимо и приобретает особую важность. Следует подчеркнуть, что почти все вторичные процессы обусловлены взаимодействием пород океанической литосферы с флюидными компонентами, в составе которых определяющую роль в большинстве случаев играет морская вода.

Вторичные изменения базальтов

Фактически все базальты, поднятые с поверхности океанического дна, в той или иной степени изменены, что не удивительно, поскольку морская вода по отношению к изливающимся расплавам является агрессивной средой. В то же время часть базальтов содержит вторичные минералы, тип которых (хлорит, эпидот, сапонит и др.), а также объемно-равномерный характер их распространения в породе свидетельствуют о том, что преобразование данных пород происходило в условиях повышенных температур и давлений. Небольшое количество базальтов несет признаки воздействия на них разгружающихся гидротермальных растворов.

Поверхностные изменения базальтов. Наиболее неустойчивым компонентом базальтов является закалочное стекло. При взаимодействии с морской водой оно замещается палагонитом. В базальтах из рифтовой долины, из района сочленения рифта с разломным трогом и других около рифтовых структур (станции S3-Д33, Д34, Д35, Д38; А9-13Д, 14Т, 16Д, 21Д, 25Д, 31Д, 32Д; S15-63, 68, 69) палагонит развивается в виде тонких каемок (0,5–2,0 мм) вдоль клиновидных трещинок в зоне закалки. В базальтах, драгированных с субмеридиональных хребтов, удаленных от оси рифта, объем палагонита выше, и сам он частично переходит в агрегат филлипсита, смекгита и гидроокислов железа. Вся палаго-

нитовая ассоциация образует ряд концентрических полос (0,1–2 мм), параллельных поверхности пиллоу-лав, либо трещинок, уходящих в глубь сидеромелана. В том случае, когда поднятые образцы «подушек» сохраняются в наиболее целостном виде, удастся отметить тенденцию возрастания степени палагонитизации закалочного стекла по мере удаления базальта от оси рифта. Так, к западу от оси рифта, последовательно на станциях S15-18, 19, 21, 22, образующих единый субширотный профиль, степень палагонитизации стекла составляет соответственно 30–50, 60–90, 60–90 и 100 %. На других станциях полигона или вблизи него, где встречены фрагменты пиллоу-лав с палагонитизированным стеклом (станции S3-D12, D27, D28; A9-44Д; S15-01, 04, 07, 29, 32, 34, 36, 37, 39, 43, 55), степень его палагонитизации также коррелируется с местоположением базальтов относительно оси рифта в тех пределах, что указаны выше.

Другим из наименее устойчивых и сравнительно редко наблюдаемых компонентов в базальтах являются сульфиды, из них чаще всего встречается пирит, по которому развиваются окислы и гидроокислы железа. Пирит из базальтов станции S15-31, находящейся вблизи рифта, замещен частично, а в базальтах станции S15-07, далеко отстоящей от рифта (около 90 км), наблюдаются лишь морфологические признаки бывшего присутствия сульфидов, на данный момент полностью замещенных гидроокислами железа.

При длительном экспонировании базальтов на морском дне гальмиролитические изменения, т. е. взаимодействие с холодной морской водой, охватывают не только закалочное стекло и сульфиды, но и всю породу в целом. На самых удаленных от рифта станциях полигона (S15-03, 04, 06) гидроокислы железа пронизывают основную массу базальта и полностью замещают вкрапленники оливина, при этом формируется зона изменений шириной 1–3 см.

Степень палагонитизации базальтового стекла зависит от времени воздействия на него морской воды, наличия или отсутствия разгрузки термальных вод на морское дно, от размеров обломков стекла. При прочих равных условиях степень палагонитизации, отражая продолжительность воздействия морской воды, косвенно характеризует возраст базальтов, экспонирующихся на морском дне. Таким образом, налицо увеличение возраста базальтов по мере удаления их от оси рифта. Это подтверждается и возрастанием объема других продуктов гальмиролитической природы в том же направлении.

К наиболее ранним продуктам вторичных изменений в океанических базальтах относятся глауконитоподобные минералы и ассоциирующие с ними гидроокислы железа, выделяющиеся в крайне незначительных количествах. Они локализируются внутри и вдоль трещин контракции, крупных газовых полостей и раковин усадки. Глауконитоподобные минералы представляют собой тонкую смесь кристаллитов глауконита, оксисмектита и диоктаэдрического алюминиевого смектита. На участках вблизи разлома базальты с глауконитом встречаются совместно с эффузивами, содержащими хлорит и сапонит.

Как правило, в базальте с развитым глауконитом имеет место и палагонитизация закалочного стекла, однако если последняя нарастает по мере удаления от оси рифта, то глауконит остается неизменным как по объему выделений, так и по характеру локализации, что указывает на его иную, не гальмиролитическую природу. Ранее нами было сделано предположение о его постэруптивном происхождении, т. е. в результате взаимодействия остывающего, но еще горячего базальта с морской водой, проникающей в пиллоу-лавы по трещинам контракции.

Вторичные преобразования базальтов при повышенных температурах и давлениях. Базальты с этим типом изменений подняты в гораздо меньших количествах.

Они преимущественно распространены вблизи разлома, ассоциируя здесь с долеритами и такими глубинными породами, как габброиды и ультрабазиты, и встречаясь практически на всех морфоструктурах этого района: борта разломной долины — S3-D25, A9-48Д; угловые поднятия — A9-11Д, 21Д, S15-63, 66; субмеридиональные хребты — S15-03, 04, 06, 07, 29, 35, 38, 39; рифтовая долина — S15-31.

Наиболее типичным вторичным минералом этих базальтов является хлорит, который относительно равномерно развит по объему всей породы, где он выполняет везикулы и жилы, частично или полностью замещает отдельные зерна плагиоклаза и клинопироксена. Нередко хлорит встречается в парагенезисе с актинолитом и сфеном, образующим с ним единые выделения, а также с альбитом и цеолитами, замещающими частично плагиоклаз. Реже встречается кварц, эпидот, тальк, сульфиды, развитые как в породе, так и по трещинам. Данный минеральный парагенезис формируется при относительно повышенных температурах и давлениях. Следовательно, появление этих базальтов на поверхности морского дна обусловлено тектоническими движениями, и не случайно они встречаются в приразломной зоне, где тектонические процессы доминируют над магматическими.

На станции S15-29 к определяющему вторичному минералу относится смектит типа сапонита. Данный минерал формируется в широком диапазоне температур и давлений, начиная от сравнительно низких.

Вышеописанные преобразования могут быть связаны с гидротермальными растворами, а также, возможно, обусловлены воздействием морской воды, поступающей по системе трещиноватости в базальтовую толщу и нагревающейся в силу повышенного теплового потока в осевой зоне САХ.

Гидротермально измененные базальты. Встречено небольшое количество базальтов, характер локализации вторичных минералов в которых позволяет достаточно уверенно классифицировать их как гидротермальные.

Наиболее яркий пример таких преобразований — это базальты, драгированные со склонов горы Поспелова (станции A9-46Д и S15-15), где в 9-м рейсе НИС «Антарес» обнаружены массивные сульфиды — индикаторы зоны разгрузки высокотемпературных гидротерм на морском дне. Особенности гидротермальной минерализации базальтов из этого района детально изучены ранее [Акимцев и др., 1991а,б; Шарапов и др., 1992, 1993; Шарапов, Акимцев, 1993]. Здесь имеет место объемная сульфидизация базальтов, сопровождающаяся отложением карбонатов, железистых смектитов и окремнением.

В других случаях (станции S15-38, 39, находящиеся также вблизи горы Поспелова) встречены зонально измененные базальты. В них выделяются участки относительно свежей породы и зоны мощностью 1–2 см, в которых базальт практически полностью заместился агрегатом хлорита и цеолита, изменив свой цвет на зеленовато-белый.

Геохимические особенности измененных базальтов. Базальты, испытавшие ту или иную степень вторичных изменений, в пределах площади полигона детальных исследований на восточном сочленении разлома 15°20' и рифта САХ присутствовали практически везде, где поднимались вулканические породы. Естественно, что с удалением от оси рифта степень изменения пород становится все выше, в частности, вулканы восточного фланга рифта (станции S15-03, 04, 07) представлены исключительно измененными разностями. Представительные анализы измененных базальтов из общей выборки (около 40 анализов валовых проб) для всего полигона приведены в табл. 3.6. Отчетливо выделяют-

Таблица 3.6

Представительные анализы измененных базальтов (мас. %) из района восточного сочленения рифта САХ с трансформным разломом 15°20'

Номер		Группа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма
п/п	образца													
1	46Д-18	P-1a	49,65	1,29	15,09	10,23	0,17	6,93	11,61	2,13	0,50	0,15	2,09	99,84
2	46Д-24а	P-1a	50,00	1,31	15,38	9,64	0,17	5,64	11,97	1,90	0,47	0,15	3,04	99,67
3	S15-03/1	P-3a	45,49	1,54	14,47	11,83	0,16	5,70	11,82	2,57	0,24	0,38	2,32	96,52
4	S15-03/2	P-3a	45,24	1,76	17,11	12,69	0,19	6,18	11,28	2,74	0,28	0,40	1,80	99,67
5	S15-04/1	P-3a	43,96	1,75	18,52	12,45	0,18	5,28	10,56	2,98	0,26	0,45	3,54	99,93
6	S15-04/2	P-3a	43,40	1,71	18,54	12,43	0,17	5,25	10,55	3,21	0,27	0,47	3,56	99,56
7	S15-04/4	P-3a	47,19	1,54	16,73	11,40	0,18	6,70	10,91	2,71	0,23	0,31	1,62	99,52
8	S15-07/1	P-2a	47,33	1,44	15,43	10,39	0,15	8,93	10,50	2,57	0,49	0,17	2,72	100,12
9	S15-07/2	P-2a	48,69	1,34	15,03	9,44	0,17	8,02	11,68	2,58	0,19	0,16	2,26	99,56
10	S15-07/6	P-2a	48,16	1,47	14,74	11,18	0,17	8,78	8,80	2,68	0,09	0,18	3,18	99,43
11	S15-07/8	P-2a	48,21	1,52	14,87	10,78	0,17	8,32	9,63	3,29	0,12	0,18	2,70	99,79
12	S15-07/9	P-2a	48,50	1,27	15,24	9,45	0,19	7,87	11,39	3,11	0,19	0,16	2,22	99,59
13	S15-07/23	P-2a	49,45	1,30	15,02	9,76	0,16	8,67	10,09	2,62	0,15	0,17	2,48	99,87
14	S15-07/27	P-2a	48,26	1,33	15,11	9,85	0,19	7,92	11,41	2,70	0,20	0,17	2,94	100,08
15	S15-07/31	P-2a	47,57	1,37	15,60	9,31	0,17	8,14	10,69	3,04	0,22	0,17	2,84	99,12
16	S15-07/38	P-2a	46,92	1,50	15,22	11,28	0,16	9,04	9,00	2,64	0,10	0,17	3,42	99,45
17	S15-07/60a	P-2a	48,00	1,47	15,44	10,43	0,21	7,96	11,14	2,33	0,40	0,19	2,44	100,01
18	S15-22/1	P-4a	49,24	1,35	15,46	8,55	0,13	8,18	10,48	2,41	0,87	0,27	2,70	99,64
19	S15-22/2	P-4a	49,56	1,34	15,42	8,41	0,12	8,34	10,53	2,28	0,70	0,26	2,54	99,50
20	S15-31/2	P-1a	49,59	0,88	15,76	8,80	0,19	8,81	9,11	3,66	0,45	0,09	2,56	99,90
21	S15-31/3	P-1a	50,13	1,32	14,61	9,80	0,21	7,18	9,83	3,54	0,35	0,16	2,64	99,77
22	S15-31/4	P-1a	47,70	1,00	15,91	9,01	0,13	8,41	11,09	2,76	0,36	0,11	3,62	100,10
23	S15-31/6	P-1a	49,65	0,99	15,16	8,10	0,31	9,43	10,31	2,29	0,25	0,10	3,14	99,73
24	S15-31/7	P-1a	49,96	1,08	14,93	8,40	0,18	8,44	10,77	3,29	0,38	0,11	2,36	99,90
25	S15-31/98	P-1a	49,97	1,15	14,46	9,44	0,43	8,89	8,62	3,11	0,21	0,15	3,10	99,53
26	S15-31/99	P-1a	51,22	1,27	15,01	9,00	0,17	7,52	8,63	3,36	0,58	0,16	2,69	99,61

Среднее содержание породообразующих (мас. %), редких и редкоземельных (г/т) элементов и их индикаторные отношения в измененных базальтах зоны трансформного разлома 15°20'

Компонент	Восточное сочленение САХ и разлома 15°20'				Компонент	Восточное сочленение САХ и разлома 15°20'			
	P-1a	P-2a	P-3a	P-4a		P-1a	P-2a	P-3a	P-4a
SiO ₂	49,76	47,89	45,06	49,4	Sc	41,0	50,7	47,7	39,2
TiO ₂	1,14	1,46	1,66	1,35	Co	56	45	42	47
Al ₂ O ₃	15,15	15,11	17,07	15,44	Cr	558	136	229	413
Fe ₂ O ₃	9,16	10,43	12,16	8,48	Cs	0,6	0,6	0,5	0,7
MnO	0,22	0,18	0,18	0,13	La	8,7	6,7	7,6	17
MgO	7,92	8,58	5,82	8,26	Ce	19,2	16,9	19,1	30,9
CaO	10,22	9,65	11,02	10,51	Nd	11,9	12,2	13,7	15,3
Na ₂ O	2,89	2,82	2,84	2,35	Sm	3,3	3,9	4,3	3,6
K ₂ O	0,39	0,19	0,26	0,79	Eu	1,1	1,5	1,5	1,4
P ₂ O ₅	0,13	0,18	0,40	0,27	Gd	4,4	6,7	6,1	4,7
П.п.п.	2,8	3,25	2,57	2,62	Tb	0,7	1,1	1,0	0,8
FeO*/MgO	1,04	1,09	1,88	0,92	Yb	2,1	3,6	3,3	2,3
CaO/TiO ₂	9,1	6,6	6,6	7,8	Lu	0,31	0,52	0,45	0,33
K ₂ O/TiO ₂	0,34	0,13	0,16	0,59	Hf	2,4	3,6	2,9	2,8
N	9	19	5	2	Ta	0,7	0,4	0,5	1,5
Rb	—	0,1	3,4	9,3	Th	1,1	1,3	1,3	1,2
Sr	—	137	131	322	U	1,5	0,7	1,8	0,4
Y	—	23	34	18,9	N	3	1	3	1
Zr	—	93	100	130	(Nb/Zr) _N ¹	—	1,00	0,92	1,92
Nb	—	9,6	9,5	25,7	(La/Sm) _N ²	1,64	1,08	1,11	2,97
N	—	1	1	1	(Sm/Nd) _N ²	0,86	0,98	0,97	0,72
					(Ta/Hf) _N ¹	1,20	0,46	0,72	2,21

Примечание. Пояснения см. в табл. 2.4.

ся четыре кластерные группы (табл. 3.7), которые, как оказалось, имеют строгую пространственную приуроченность относительно осевой зоны рифта САХ.

Группа P-1a объединяет измененные базальты, драгированные со склонов обоих бортов рифтовой долины (станции А9-46Д, S15-31), удаленные не более чем на 20 км от ее оси. По составу породы этой группы характеризуются высоким содержанием SiO₂, K₂O, Sr, низкими — TiO₂, тяжелых лантаноидов и высокими значениями отношений (La/Sm)_N и (Ta/Hf)_N, свидетельствующими о некотором обогащении их литофильными элементами.

Породы второй кластерной группы (P-2a) также встречаются на станциях, расположенных симметрично оси рифта САХ, но уже на более значительном удалении (20–80 км) на склонах хребтов, параллельных бортам рифтовой долины (станции S15-07, 29). К этой же группе пород относятся базальты из северного борта разлома 15°20' (станция S3-Д25), которые, как и породы станции S15-07, залегают на восточном фланге рифтовой зоны САХ. Эта группа базальтов по сравнению с первой более обогащена титаном, железом, тяжелыми лантаноидами и гафнием, обеднена кальцием и легкими лантаноидами. Значения индикаторных отношений (Nb/Zr)_N, (La/Sm)_N и (Ta/Hf)_N в этих базальтах ниже и очень близки к породам толеитовой серии N-типа MORB.

Третью группу (P-3a) образуют измененные базальты восточного фланга рифта САХ, удаленные более чем на 100 км от его оси. Породы этой группы

подняты со склонов небольших гор (станции S15-03, 04), возвышающихся на 1000–1500 м над цоколем слаборасчлененного подводного плато, отделяющегося от рифтовой зоны широким U-образным трогом (см. рис. 1.4). По своему составу эти базальты резко отличаются от пород рифтовой зоны (группы P-1a и P-2a). Они сильно дифференцированы ($FeO^*/MgO > 1,8$) и обогащены TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , по степени обогащенности литофильными элементами занимают промежуточное положение между породами первой и второй кластерных групп (см. табл. 3.7).

Помимо вышеописанных кластерных групп измененных базальтов следует особо отметить породы станции S15-22 (группа P-4a), расположенной в юго-западной части полигона детальных исследований. По степени обогащенности калием и литофильными элементами эти породы сопоставимы с классическими проявлениями плюмового базальтового магматизма Азорской зоны [Буго и др., 1984].

Вторичные изменения долеритов

Для большинства образцов долеритов характерно наличие вторичных изменений, брекчирование и катаклаз с развитием многочисленных трещин, выполненных преимущественно смектитом, кальцитом, халцедоном, цеолитами и хлоритом; при более интенсивных преобразованиях — эпидотом, зеленым и бурым амфиболом. Степень вторичных преобразований минералов из вкрапленников и основной массы долеритов от станции к станции существенно меняется. Наиболее интенсивному изменению подвержены породы в районе восточного сочленения рифта САХ и разлома $15^{\circ}20'$, поднятые на западном борту рифтовой долины (станции А9-25Д; S15-31, 35) и на угловом поднятии (станции А9-21Д; S15-66). Выражается это в сосюритизации плагиоклаза, хлоритизации и(или) амфиболитизации клинопироксена от частичного замещения по трещинкам и плоскостям спайности до образования полных псевдоморфоз (станции А9-21Д, 25Д; S15-31, 66). Самый высокотемпературный метаморфизм долеритов с появлением бурой роговой обманки и постепенным переходом к амфиболитам установлен на станциях А9-21Д, 25Д; S15-35. Следует также отметить относительно широкое развитие гидрослюд в некоторых долеритах станции S15-31.

Вторичные изменения габброидов

Практически все габброиды испытали преобразования в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма с замещением плагиоклаза агрегатом зерен клиноцоизита и сосюрита, а клинопироксена — амфиболами актинолитового ряда и хлоритом. При этом обычно сохраняются первично-магматические структуры. Часть габбро фактически полностью переработана в ходе динамометаморфических процессов, в результате образовались новые деформационные структуры течения (см. гл. 2).

Для габброидов южного разреза характерны значительные метаморфические изменения: пироксен практически полностью замещается амфиболом актинолитового ряда, по плагиоклазу развиваются агрегаты сосюрита и клиноцоизита.

Практически во всех образцах габброидов из района непосредственного восточного сочленения рифта САХ и разломного трога отмечается дробление и заполнение трещин агрегатами хлорита, смектитов, гидрослюд и гидроокислов. Иногда среди вторичных продуктов присутствует роговая обманка.

В интенсивно измененных габброидах, поднятых преимущественно в районе северного разреза, из первичных минералов лишь в очень небольшом количестве сохраняется клинопироксен. В большинстве случаев породы сложены переслаивающимися агрегатами эпидота, кальцита, хлорита, актинолита и реже присутствуют сульфиды.

Вторичные изменения гипербазитов

Большую роль в формировании современного облика гипербазитов играют вторичные процессы, связанные в основном с воздействием флюидных систем. Как хорошо видно на диаграммах, показывающих зависимость геохимических компонентов от потерь при прокаливании (п.п.п.) в ультрабазитах, поведение отдельных элементов в ходе вторичных процессов весьма неоднозначно (рис. 3.16). Чтобы исключить эффект привносимых летучих компонентов (прежде всего H_2O и CO_2), использовались значения химических окислов, пересчитанные на сухой остаток (без п.п.п.). В результате выяснилось, что железо и алюминий, разделяясь на две группы (при п.п.п. до примерно 14 мас. %), в основной своей массе не обнаруживают какой-либо определенной зависимости от п.п.п. во всем диапазоне их значений (вплоть до 21 мас. %) (см. рис. 3.16). Нет явных изменений до п.п.п. около 14 мас. % и содержаний CaO . При дальнейшем повышении п.п.п. количество кальция резко увеличивается (от 1 до 18 мас. %), что объясняется значительной степенью карбонатизации гипербазитов (см. рис. 3.16). Соответственно быстро растет и CaO/Al_2O_3 при п.п.п. свыше 14 мас. %. В то же время именно до этих значений п.п.п. возрастает содержание магния (см. рис. 3.16) и падает FeO/MgO в гипербазитах. В интервале 14–16 мас. % п.п.п. стабильны как значения MgO , так и FeO , и поэтому не изменяется FeO/MgO . Далее количество магния убывает, но и железа значительно меньше, поэтому мы имеем относительно устойчивые значения FeO/MgO . В целом падение магния компенсируется быстрым ростом кальция в гипербазитах. Значения SiO_2 практически не реагируют на своеобразный барьер около 14 мас. % п.п.п., отчетливо снижаясь на всем диапазоне.

Приведенные выше особенности изменения химических составов гипербазитов в ходе вторичных процессов в современной океанической литосфере вряд ли возможно объяснить исключительно выносом компонентов из породы при ее серпентинизации. При сравнении с опубликованными ранее данными, отмечавшими вынос кремнезема, глинозема, кальция, железа и, возможно, магния из гипербазитов САХ при их серпентинизации [Строение зоны..., 1991], наши результаты, основанные на большом фактическом материале, показывают, что до 14 мас. % п.п.п. (в работе [Строение зоны..., 1991] рассматриваются гипербазиты со значениями п.п.п. до 14,4 мас. %, см. рис. 33 на с. 125) Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO не выносятся, а уменьшение их концентраций происходит в основном за счет разбавления составов гипербазитов водой, поступающей в процессах серпентинизации. Магний, судя по нашим данным, явно не удаляется из ультраосновных пород при росте в них п.п.п. до 14 мас. %. Таким образом, кремнезем, по существу, является единственным из основных химических компонентов, для которого устанавливается отчетливый вынос из матрицы гипербазитов при их серпентинизации.

В гипербазитах с п.п.п. свыше 14 мас. % главную роль во вторичных процессах играет карбонатизация, при которой выносятся в основном магний, крем-

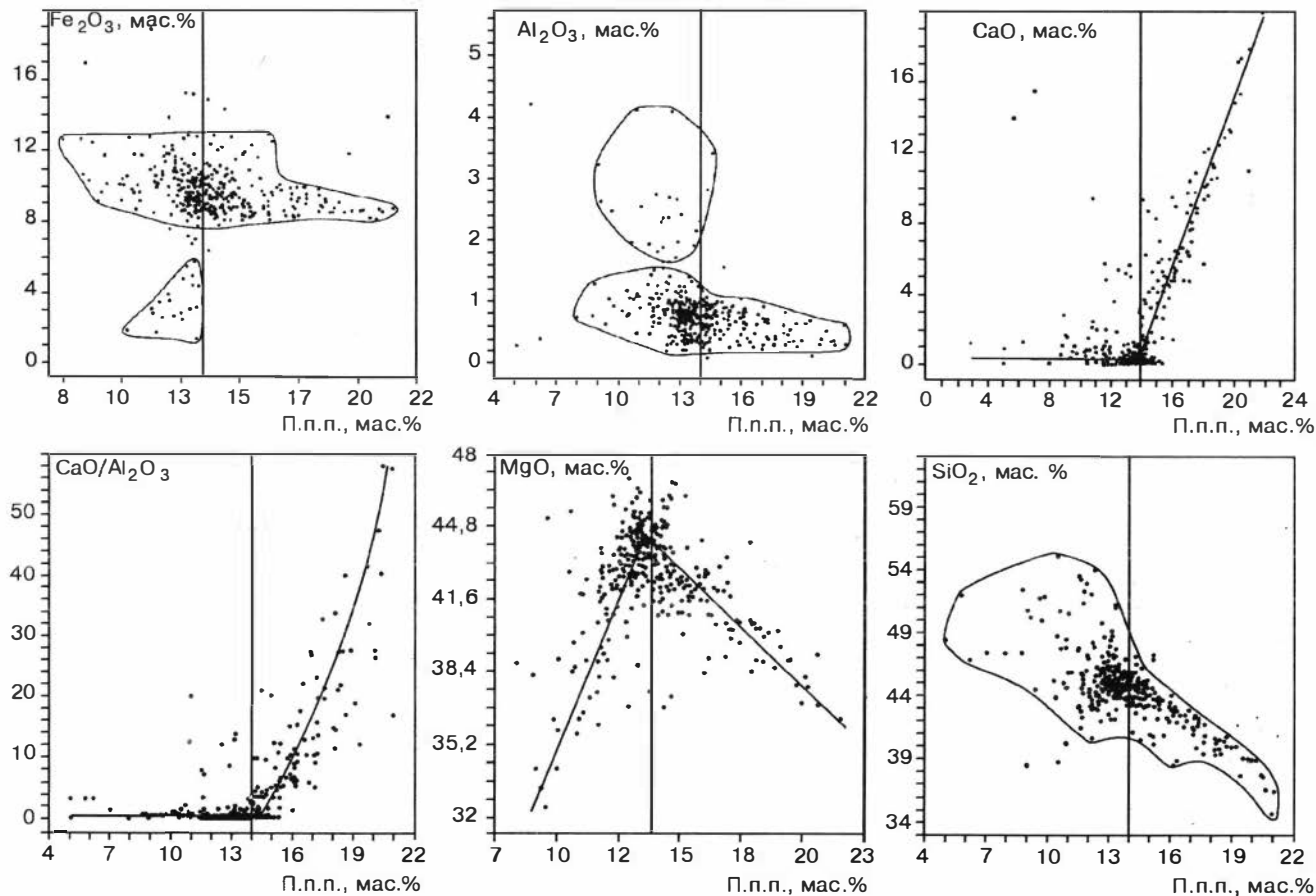


Рис. 3.16. Зависимость значений геохимических компонентов в гипербазитах зоны разлома 15°20' от величины потерь при прокаливании.

Значения окислов пересчитаны на сухой остаток.

незем и привносится кальций. При этом достаточно устойчивыми остаются железо и алюминий.

Таким образом, в результате проведенных исследований оказалось возможным выделить среди вторичных процессов преобразования гипербазитов в зоне разлома 15°20' два основных направления: собственно серпентинизацию и карбонатизацию. При серпентинизации поступление воды приводит к удалению из гипербазитов в основном только кремнезема. Остальные химические компоненты разбавляются, создавая иллюзию уменьшения их содержаний в связи с выносом. При карбонатизации из ультрабазитов выносятся не только кремнезем, но и магний, на фоне интенсивного привноса кальция.

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПЕТРОГЕНЕЗИСА
В ЗОНЕ РАЗЛОМА 15°20'
(по данным исследования расплавных и флюидных включений)**

Вопросы петрогенезиса океанической литосферы весьма разнообразны и в последние годы привлекают внимание многочисленных исследователей. Невозможно рассмотреть все петрогенетические проблемы, поэтому мы остановились на наиболее интересных и важных аспектах, касающихся прежде всего развития характерного для зоны разлома 15°20' аномального магматизма и связанных с ним гидротермальных систем. В то же время необходимо отметить, что в зоне пересечения Срединно-Атлантического хребта трансформным разломом 15°20' активно проявлены тектонические процессы, которые, накладываясь на магматические и гидротермальные системы, оказывают значительное влияние на их развитие. В частности, в тектонически активных участках совместное действие тектонических и гидротермальных процессов приводит к динамометаморфической переработке первичных пород.

В данной главе рассматриваются результаты исследований в зоне разлома 15°20' главным образом с помощью расплавных и флюидных включений, физико-химических условий магматических и гидротермальных систем в районе развития геохимической аномалии, а также метаморфических процессов, связанных с активными тектоническими движениями.

**МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЯ
РАСПЛАВНЫХ И ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ**

Исследования параметров магматических, гидротермальных и метаморфических процессов (температуры, давления и составы минералообразующих систем) в зоне разлома 15°20' опираются на термобарогеохимию включений минералообразующих сред с привлечением данных по минералогии и геохимии. Использовались методы термометрии и криометрии включений [Ермаков, 1972; Леммлейн, 1973; Борисенко, 1977; Ермаков, Долгов, 1979; Roedder, 1984] и газовой хроматографии [Осоргин, 1990], адаптированные с учетом специфики такого сложного объекта, как океаническая литосфера [Симонов, 1989, 1993]. Экспериментальные исследования включений проводились в среднетемпературной термокамере и криокамере оригинальных конструкций [Симонов, 1993], а также в высокотемпературной термокамере с инертной средой [Соболев, Слуцкий, 1984].

Большое внимание уделялось изучению первичных расплавных включений, соответствующих по своим характеристикам (составы и температуры гомогенизации) химическим составам и температурам кристаллизации магматических минералообразующих систем [Бакуменко и др., 1967; Магматогенная кристал-

лизация..., 1975; Соболев и др., 1976; Хетчиков, 1977; Рябчиков и др., 1981; Соболев А. В., Соболев С. В., 1985; Ваганов, Соколов, 1988; Соболев, 1997]. При этом расплавные включения гомогенизировались в высокотемпературной термокамере с инертной средой [Соболев, Слуцкий, 1984] и резко закалялись. Закаленные в гомогенное стекло включения с помощью специальных приспособлений выводились на поверхность препарата и анализировались на микронзонде.

При высоких температурах эксперименты с расплавными включениями выполнялись с учетом рекомендаций других специалистов [Магматогенная кристаллизация..., 1975; Соболев, 1983; Каменецкий и др., 1992; Sobolev, Danyushevsky, 1994] и на основе собственного опыта [Симонов, 1993]. В целом время экспериментов в микротермокамере с расплавными включениями при температурах свыше 1100 °С составляло 3–5 мин при скорости нагрева вблизи температур гомогенизации около 30 °С/мин. Большое внимание уделялось контролю замеров температур, и проводилась постоянная корректировка данных с помощью эталонов (Au).

Для оценки достоверности полученных температурных характеристик рассматривались взаимосвязи составов минералов-хозяинов с температурами гомогенизации расплавных включений. Несмотря на существенный разброс данных (рис. 4.1, 4.2), устанавливается в целом прямая корреляция между особенностями составов минералов (оливины и клинопироксены) и значениями температур гомогенизации, что является независимым критерием достоверности определенных нами температурных параметров. Сравнивая с результатами других исследователей (см. рис. 4.1), видим, что температуры гомогенизации расплавных включений в оливинах зоны разлома 15°20' существенно ниже, чем аналогичные показатели для оливинов из толеитовой серии Гавайских островов, и достаточно близки к данным по расплавным включениям в оливинах из толеитов океанических рифтов.

В отличие от оливинов и клинопироксенов для плагиоклазов не установлено отчетливой корреляции температур гомогенизации с составами минералов, что подтверждает наши предположения о возможном перегреве части изученных включений в плагиоклазах с наиболее высокими температурами (1255–1270 °С).

Сравнение температур гомогенизации расплавных включений, полученных экспериментально, с расчетными псевдоликвидусными температурами равно-

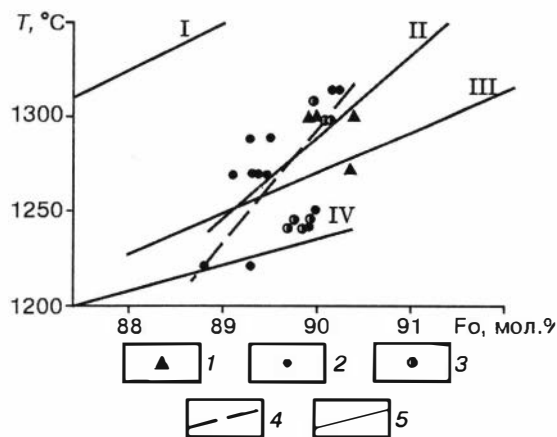
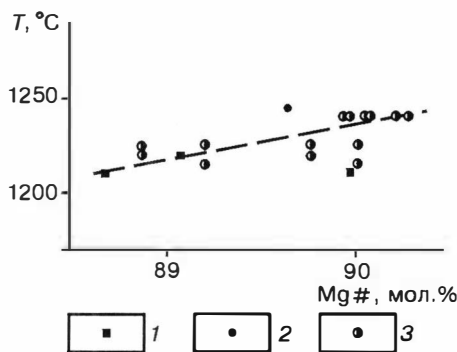


Рис. 4.1. Соотношение температур гомогенизации расплавных включений с составом оливина-хозяина.

1 — северный разрез; 2 — южный разрез; 3 — рифтовая долина САХ около восточного сочленения; 4 — тренд зоны разлома 15°20'; 5 — тренды: I — толеитовой серии Гавайских островов, II — ультрамафических лав острова Кипр, III, IV — толеитов океанических рифтов из районов Исландии (III) и 10° с.ш. САХ (IV). I–III — по данным А. В. Соболева, И. К. Никогосяна [1994]; IV — по данным А. В. Соболева и др. [1988].

Рис. 4.2. Соотношение температур гомогенизации расплавных включений в клинопироксене с магнезиальностью минерала-хозяина.

1 — район непосредственного восточного сочленения рифта САХ и трансформного трога; 2 — южный разрез; 3 — рифтовая долина САХ около восточного сочленения.



весия расплав-минерал при 1 кбар, определенными по моделям для оливинов [Ford et al., 1983] и клинопироксенов [Арискин и др., 1986], показало, что большинство значений соответствует пределам точности использованных термометров (рис. 4.3). Для части расплавных включений во вкрапленниках из пород зоны разлома 15°20' характерно завышенные расчетных температур по сравнению с температурами гомогенизации. В этой группе преобладают результаты по образцам из южного разреза и района непосредственного сочленения рифта САХ с разломным трогом, где расплавы обогащены водой (до 1,2 мас. % H₂O, см. гл. 3). Попадающие в эту же группу данные по образцам из рифтовой долины САХ около восточного сочленения также характеризуют расплавы с высоким содержанием воды. Подобный эффект влияния H₂O на повышение расчетных температур по сравнению с температурами гомогенизации расплавных включений отмечался ранее другими исследователями [Соболев, 1997].

Таким образом, эти факты (см. рис. 4.3) могут служить дополнительным

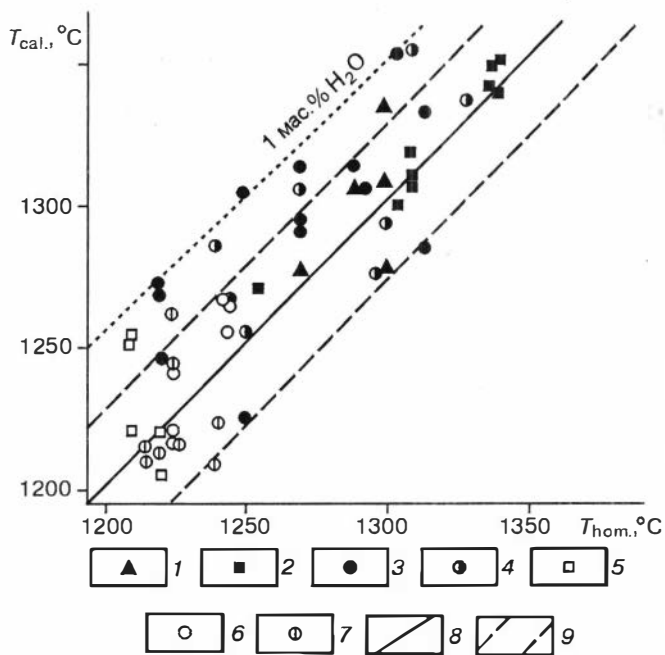


Рис. 4.3. Соотношение температур гомогенизации расплавных включений ($T_{\text{hom.}}$) с расчетными температурами ($T_{\text{cal.}}$) кристаллизации. 1–4 — расплавные включения в оливинах северного разреза (1), непосредственного восточного сочленения рифта САХ с разломным трогом (2), южного разреза (3), рифтовой долины САХ около восточного сочленения (4); 5–7 — расплавные включения в клинопироксенах района непосредственного сочленения (5), южного разреза (6), рифтовой долины САХ (7); 8 — линия 1 : 1; 9 — пределы точности использованных термометров (20 °C).

Расчет температур проводился для давления 1 кбар по моделям [Ford et al., 1983] для оливинов и [Арискин и др., 1986] для клинопироксенов. «1 мас. % H₂O» — линия расплавов, содержащих 1 мас. % H₂O [Соболев, 1997].

критерием достоверности результатов наших исследований расплавных включений в оливинах и клинопироксенах зоны разлома 15°20', и в общем мы имеем достаточно оснований считать полученные значения температур гомогенизации вполне реальными и достаточно близкими к температурам кристаллизации минералов.

Основной объем информации о физико-химических условиях гидротермальных и метаморфических процессов в зоне разлома 15°20' получен с помощью изучения флюидных включений. В процессе работы выяснилось, что необходим дифференцированный подход к методике исследований с привлечением, как и в случае магматических систем, дополнительных независимых критериев достоверности результатов.

Составы гидротермальных растворов определялись с помощью криометрических исследований флюидных включений. По характерным температурам эвтектик устанавливалась принадлежность раствора включений к той или иной водно-солевой системе, а по температурам плавления кристаллических фаз — концентрации растворенных компонентов. С этой целью использовались диаграммы двух- и трехкомпонентных водно-солевых систем [Борисенко, 1977; Roedder, 1984]. В трехкомпонентных системах для определения солёности раствора необходимо знать соотношение солей между собой. К сожалению, при вымораживании отдельных кристаллических фаз во включениях в большинстве случаев не удается достаточно четко определить их объемные соотношения, поэтому оценить относительные содержания солевых компонентов мы можем только косвенным путем. Судя по составам современных высокотемпературных океанических гидротерм и морской воды [Файф и др., 1981; Гидротермальные системы..., 1993], во-первых, в растворах явно преобладает NaCl, во-вторых, максимальные доли отдельных химических компонентов по отношению к Na могут иметь реально следующие значения (в процентах от суммы: элемент + Na): K = 8,3–11,5; Mg = 10,7; Fe = 1–5; Ca = 12,3. С учетом этих соотношений использовались тройные диаграммы из работы А. С. Борисенко [1977] для определения концентраций солей в растворах включений. В то же время в случае систем с Ca мы столкнулись с весьма низкими температурами (до –35 °С) плавления последних кристаллических фаз, что свидетельствует о значительном преобладании солей кальция по сравнению с натрием в части включений.

Как будет показано ниже, при исследовании флюидных включений определены достаточно высокие концентрации солей в гидротермальных растворах зоны разлома 15°20'. Подобные результаты, существенно отличающиеся от параметров современных функционирующих на дне океана гидротерм, заставляют с особой тщательностью рассмотреть достоверность и реальность полученных данных. Прежде всего высокие концентрации солей во включениях могут отражать не столько реальные параметры гидротерм, а являться спецификой самих флюидных включений. Это предположение сразу же опровергается информацией о наличии во флюидных включениях из гидротермальных минералов со дна океана растворов с очень низкой солёностью, равной или даже меньшей, чем в морской воде [Nehlig, 1991; Manach et al., 1994]. В то же время замеры постоянно высоких содержаний солей во включениях могут быть следствием используемой нами аппаратуры и методики криометрических исследова-

дований. С целью проверки достоверности полученных результатов изучены искусственные флюидные включения в кварце, выращенном из растворов следующего состава: NaOH (5 %) + H₂O и NaCl (10 %) + NaOH (5 %) + H₂O [Симонов, 1989]. Эксперименты с этими искусственными включениями в микрокриокамере показали плавление последних кристалликов в первом случае около -4,5 °С, а во втором — около -10,3 °С, что свидетельствует о концентрации растворов (по диаграммам NaOH-H₂O и NaCl-H₂O [Киргинцев и др., 1972; Roedder, 1984]) соответственно около 5 и 14,5 %. Эти данные хорошо совпадают с заданными параметрами растворов, из которых выращен кварц, и подтверждают, что выполненные нами криометрические исследования флюидных включений дали вполне достоверную информацию, и столь высокие концентрации солей реально существовали в изученных гидротермальных системах зоны разлома 15°20' (САХ).

В случае анализа метаморфических процессов в зоне разлома 15°20' успешными оказались комплексные исследования флюидных включений методами термобарогеохимии и анализ составов минералов-хозяинов. В результате совместного использования данных по включениям и минералогических термометров и барометров получены наиболее достоверные, с нашей точки зрения, *P-T*-параметры динамометаморфизма.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В РАЙОНАХ РАЗВИТИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ АНОМАЛИИ

Физико-химические параметры магматических процессов в зоне разлома 15°20' установлены главным образом с помощью изучения расплавных включений. Первые данные по расплавным включениям во вкрапленниках плагиоклазов и клинопироксенов этого региона позволили определить относительно повышенные температуры кристаллизации «примитивных» базальтов (1215–1255 °С) по сравнению с «более дифференцированными» — 1180–1225 °С [Симонов, 1989; Сколотнев и др., 1989]. В дальнейшем получена информация по расплавным включениям в оливинах зоны разлома 15°20' [Соболев и др., 1990б; Добрецов и др., 1994; Tsamerian, Sobolev, 1995; Sobolev, Chaussidon, 1996].

Представительная коллекция базальтовых порфиритов, послужившая основой для проведения широких исследований магматических процессов с помощью изучения расплавных включений, нами собрана в зоне разлома 15°20' во время 9-го рейса НИС «Антарес» (1990–1991 гг.) и 15-го рейса НИС «Академик Николай Страх» (1992 г.). Предварительная информация по составам расплавных включений в пироксенах и оливинах в кратком изложении опубликована нами ранее [Добрецов и др., 1994]. В данном разделе рассматриваются результаты детальных термобарогеохимических исследований представительных образцов (содержащих, по возможности, вкрапленники трех минералов — оливина, пироксена и плагиоклаза) из четырех наиболее изученных районов в зоне разлома 15°20' (см. рис. 1.1): район северного разреза (обр. 69Д-11); участок непосредственного восточного сочленения рифта САХ и трансформного трога (обр. 21Д-108); район южного разреза (обр. 25Д-25, 42Д-1, 44Д-9); дно рифтовой долины вблизи восточного сочленения (обр. 31Д-19, 32Д-20). Составы минералов, в которых найдены и изучены расплавные включения, приведены в табл. 4.1.

Составы минералов (мас. %), в которых исследовались расплавные включения

Номер		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Миналы
п/п	образцов/ зерен												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
О л и в и н ы													Фо
1	69Д-11/5	40,10	0,00	0,00	0,07	9,44	0,14	50,07	0,14	0,01	0,00	99,97	90,43
2	69Д-11/6	40,86	0,00	0,00	0,05	9,74	0,17	49,16	0,13	0,02	0,00	100,13	90,00
3	69Д-11/6	40,85	0,00	0,00	0,05	9,70	0,15	49,11	0,14	0,01	0,00	100,01	90,02
4	69Д-11/7	39,64	0,00	0,00	0,05	9,89	0,15	50,07	0,13	0,01	0,00	99,95	90,02
5	21Д-108/2	40,26	0,01	0,01	0,05	10,25	0,16	48,68	0,17	0,02	0,00	99,61	89,43
6	21Д-108/2	40,97	0,00	0,00	0,05	10,18	0,20	48,46	0,14	0,02	0,00	99,01	89,46
7	21Д-108/2	40,18	0,00	0,00	0,05	10,24	0,17	48,94	0,14	0,01	0,00	99,73	89,49
8	21Д-108/3	40,27	0,00	0,00	0,05	10,52	0,17	48,10	0,15	0,00	0,00	99,28	89,07
9	21Д-108/3	40,51	0,01	0,00	0,05	10,57	0,17	48,20	0,15	0,02	0,00	99,70	89,04
10	21Д-108/3	40,47	0,00	0,00	0,04	10,70	0,16	47,94	0,13	0,01	0,00	99,45	89,27
11	21Д-108/4	40,39	0,01	0,00	0,07	9,67	0,18	48,82	0,16	0,02	0,00	99,32	90,00
12	21Д-108/4	40,45	0,00	0,00	0,07	10,15	0,17	48,93	0,15	0,01	0,00	99,99	89,57
13	25Д-25/13	40,74	0,01	0,02	0,04	9,67	0,15	48,49	0,12	0,02	0,00	99,25	89,94
14	25Д-25/14	40,69	0,01	0,01	0,04	9,65	0,18	48,83	0,12	0,05	0,00	99,58	90,01
15	25Д-25/15	40,24	0,02	0,02	0,04	10,37	0,20	48,52	0,12	0,04	0,00	99,57	89,29
16	25Д-25/15	41,13	0,01	0,02	0,05	10,98	0,20	49,06	0,12	0,05	0,00	101,62	88,84
17	44Д-9/9	40,06	0,00	0,00	0,05	10,62	0,18	48,73	0,14	0,01	0,00	99,81	89,10
18	44Д-9/10	40,22	0,00	0,00	0,05	9,56	0,17	49,33	0,14	0,02	0,00	99,48	90,19
19	44Д-9/10	40,21	0,01	0,00	0,06	9,57	0,15	49,39	0,14	0,01	0,00	99,53	90,19
20	44Д-9/11	40,35	0,01	0,02	0,07	10,52	0,14	48,48	0,13	0,04	0,00	99,79	89,15
21	44Д-9/11	40,53	0,00	0,02	0,09	10,11	0,16	48,41	0,13	0,06	0,00	99,52	89,51
22	44Д-9/11	40,66	0,01	0,03	0,05	10,20	0,16	48,04	0,12	0,04	0,00	99,32	89,36
23	44Д-9/11	40,68	0,02	0,03	0,06	10,14	0,19	47,91	0,13	0,03	0,00	99,19	89,39
24	44Д-9/12	40,01	0,01	0,02	0,06	10,21	0,17	49,11	0,11	0,05	0,00	99,75	89,55
25	44Д-9/12	40,42	0,01	0,03	0,09	10,30	0,18	48,19	0,11	0,05	0,00	99,36	89,29
26	32Д-20/17	39,73	0,02	0,01	0,06	9,86	0,17	49,49	0,12	0,03	0,00	99,49	89,95
27	32Д-20/17	38,89	0,02	0,02	0,04	10,10	0,17	49,65	0,10	0,03	0,00	99,02	89,76
28	32Д-20/17	39,68	0,02	0,02	0,04	9,68	0,16	49,76	0,12	0,04	0,00	99,52	90,15
29	32Д-20/17	39,91	0,05	0,03	0,08	9,64	0,16	49,68	0,12	0,03	0,00	99,69	90,18

30	32Д-20/18	39,43	0,02	0,03	0,06	10,18	0,19	49,70	0,11	0,03	0,00	99,74					89,69
31	32Д-20/18	39,43	0,01	0,03	0,07	10,01	0,16	49,84	0,11	0,04	0,00	99,69					89,87
32	32Д-20/19	39,24	0,02	0,03	0,07	7,32	0,16	50,09	0,11	0,04	0,00	99,38					92,42
33	32Д-20/19	39,62	0,02	0,03	0,07	7,28	0,20	49,86	0,12	0,04	0,00	99,84					92,42
34	32Д-20/19	39,53	0,00	0,01	0,03	9,86	0,22	49,71	0,10	0,04	0,00	99,54					89,99
35	31Д-19/6	40,24	0,05	0,03	0,09	13,69	0,19	45,52	0,26	0,00	0,01	100,10					85,56
36	31Д-19/6	40,41	0,06	0,03	0,08	13,72	0,20	45,66	0,26	0,00	0,01	100,42					85,57
37	31Д-19/1	40,07	0,07	0,07	0,11	13,32	0,20	46,26	0,29	0,01	0,01	100,41					86,09
38	31Д-19/1	40,35	0,06	0,03	0,10	13,01	0,19	46,14	0,25	0,02	0,02	100,15					86,34
39	31Д-19/4	40,39	0,06	0,03	0,13	13,42	0,22	46,47	0,27	0,00	0,01	101,00					86,06
40	31Д-19/4	40,56	0,08	0,11	0,09	13,73	0,22	45,66	0,43	0,02	0,02	100,91					85,56
41	31Д-19/4	40,71	0,05	0,06	0,13	13,76	0,21	45,83	0,28	0,06	0,02	101,10					85,58
Клинопироксены														Mg#	Wo	En	Fs
42	21Д-108/46	52,56	0,30	3,28	0,63	3,89	0,11	17,74	21,22	0,26	0,00	99,99	89,1	43,4	50,4	6,2	
43	21Д-108/47	53,04	0,22	3,92	0,53	4,36	0,12	19,20	18,31	0,35	0,00	100,05	88,7	37,8	55,2	7,0	
44	21Д-108/48	52,90	0,13	2,69	0,66	3,90	0,11	19,67	18,90	0,19	0,01	99,16	90,0	38,3	55,5	6,2	
45	44Д-9/42	52,63	0,13	2,33	0,56	4,06	0,15	19,73	19,60	0,24	0,00	99,46	89,6	39,0	54,7	6,3	
46	44Д-9/43	52,69	0,17	2,20	0,36	4,73	0,15	19,93	18,68	0,20	0,00	99,11	88,2	37,3	55,3	7,4	
47	44Д-9/44	52,67	0,18	2,71	0,60	4,00	0,13	18,75	20,56	0,24	0,00	99,84	89,3	41,3	52,4	6,3	
48	44Д-9/45	52,93	0,23	3,31	0,61	3,98	0,11	18,78	20,16	0,25	0,00	100,36	89,4	40,8	53,0	6,2	
49	44Д-9/45	52,84	0,20	3,01	0,60	3,64	0,10	18,38	20,53	0,25	0,00	99,55	90,0	41,9	52,3	5,8	
50	32Д-20/49	53,18	0,13	2,41	0,34	3,89	0,12	19,18	19,71	0,21	0,00	99,17	89,8	39,9	54,0	6,1	
51	32Д-20/49	53,25	0,16	2,33	0,31	4,33	0,13	19,40	19,23	0,18	0,00	99,32	88,9	38,8	54,4	6,8	
52	32Д-20/50	52,69	0,16	3,15	0,80	3,78	0,11	19,12	20,13	0,22	0,00	100,16	90,1	40,5	53,6	5,9	
53	32Д-20/50	52,58	0,16	3,18	0,87	3,82	0,13	19,28	19,93	0,22	0,00	100,17	90,0	40,1	53,9	6,0	
54	32Д-20/50	52,67	0,20	2,99	0,81	3,91	0,14	19,55	19,70	0,23	0,00	100,20	89,9	39,4	54,5	6,1	
55	32Д-20/50	52,92	0,16	3,12	0,80	3,68	0,10	18,79	20,07	0,22	0,00	99,86	90,1	40,9	53,2	5,9	
56	32Д-20/50	53,06	0,14	3,11	0,78	3,60	0,10	18,75	20,18	0,22	0,00	99,94	90,3	41,1	53,2	5,7	
57	32Д-20/50	52,82	0,15	3,37	0,86	3,61	0,09	18,60	20,28	0,22	0,00	100,00	90,2	41,4	52,8	5,7	
58	32Д-20/51	53,19	0,14	2,39	0,37	4,20	0,14	19,46	19,15	0,19	0,00	99,23	89,2	38,7	54,7	6,6	
59	32Д-20/51	53,55	0,14	2,62	0,38	3,69	0,11	18,65	20,00	0,20	0,00	100,34	90,0	41,0	53,1	5,9	
Плагиоклазы														An			
60	69Д-11/26	47,65	0,05	31,61	0,00	0,28	0,00	0,25	16,47	2,14	0,00	98,45					80,92
61	69Д-11/26	47,82	0,05	31,53	0,02	0,32	0,01	0,25	16,36	2,15	0,01	98,52					80,73
62	69Д-11/27	47,61	0,07	32,08	0,03	0,27	0,02	0,23	16,27	2,09	0,01	98,67					81,02
63	69Д-11/28	47,99	0,05	32,04	0,00	0,40	0,01	0,20	16,29	2,03	0,01	99,02					81,46
64	69Д-11/29	47,22	0,05	32,80	0,00	0,25	0,00	0,22	17,07	1,74	0,01	99,36					84,35

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
65	21Д-108/22	49,95	0,05	30,89	0,00	0,54	0,00	0,18	14,89	2,78	0,02	99,31	74,67
66	21Д-108/22	50,29	0,04	30,71	0,00	0,54	0,01	0,18	14,64	2,81	0,01	99,23	74,18
67	21Д-108/23	50,22	0,05	30,18	0,00	0,53	0,00	0,20	14,59	3,22	0,02	99,02	71,39
68	21Д-108/23	49,92	0,05	31,13	0,00	0,54	0,00	0,19	14,66	3,15	0,03	98,67	71,86
69	21Д-108/24	49,87	0,04	30,90	0,00	0,55	0,02	0,18	15,29	2,81	0,02	99,68	74,98
70	21Д-108/25	47,94	0,06	31,65	0,01	0,45	0,02	0,22	16,43	2,27	0,01	99,04	79,94
71	25Д-25/33	45,67	0,04	33,50	0,01	0,32	0,02	0,21	18,14	1,10	0,01	99,02	99,06
72	25Д-25/33	45,52	0,06	33,72	0,01	0,36	0,05	0,20	18,21	1,00	0,02	99,14	90,90
73	25Д-25/34	46,30	0,05	34,17	0,03	0,30	0,02	0,22	18,21	0,95	0,00	100,26	91,34
74	25Д-25/34	46,59	0,05	34,14	0,01	0,33	0,02	0,21	18,04	1,05	0,02	100,46	90,41
75	25Д-25/35	46,12	0,04	33,03	0,00	0,32	0,01	0,22	17,86	1,31	0,01	98,91	88,23
76	44Д-9/30	46,13	0,05	33,21	0,00	0,32	0,02	0,21	17,82	1,26	0,01	99,03	88,55
77	44Д-9/31	46,12	0,05	32,85	0,02	0,36	0,00	0,22	17,57	1,36	0,03	98,59	87,56
78	44Д-9/31	46,37	0,05	33,07	0,00	0,32	0,06	0,24	17,68	1,39	0,02	99,20	87,48
79	44Д-9/31	46,34	0,08	33,05	0,04	0,32	0,01	0,23	17,65	1,40	0,02	99,15	87,38
80	44Д-9/32	46,05	0,05	32,84	0,04	0,34	0,00	0,22	17,83	1,34	0,01	98,73	87,98
81	42Д-1/39	48,12	0,07	31,25	0,02	0,39	0,05	0,28	16,22	2,25	0,02	98,78	79,86
82	42Д-1/40	48,13	0,04	32,09	0,00	0,38	0,04	0,28	16,63	2,03	0,03	99,66	81,77
83	42Д-1/41	47,73	0,06	31,79	0,01	0,41	0,03	0,28	16,64	2,04	0,05	99,04	81,58
84	42Д-1/41	47,89	0,04	31,53	0,00	0,41	0,03	0,31	16,55	2,07	0,04	98,88	81,40
85	32Д-20/36	46,18	0,06	32,78	0,00	0,40	0,01	0,28	17,63	1,36	0,01	98,73	87,67
86	32Д-20/37	45,77	0,05	32,57	0,00	0,33	0,01	0,24	17,61	1,51	0,02	98,11	86,45
87	32Д-20/37	45,87	0,05	32,63	0,00	0,31	0,00	0,23	17,51	1,54	0,01	98,15	86,20
88	32Д-20/38	46,17	0,06	32,91	0,04	0,34	0,02	0,23	17,72	1,43	0,02	98,93	87,19
89	32Д-20/38	46,08	0,05	33,01	0,01	0,32	0,01	0,21	17,78	1,38	0,02	98,86	87,57

Примечание. 1–4, 60–64 (обр. 69Д-11) — минералы из порфириров северного разреза; 5–12, 42–44, 65–70 (обр. 21Д-108) — минералы из порфириров района непосредственного сочленения рифта САХ и разломного трога («угловое поднятие» на восточном полигоне); 13–25, 45–49, 71–84 (обр. 25Д-25, 44Д-9, 42Д-1) — минералы из порфириров южного разреза; 26–41, 50–59, 85–89 (обр. 32Д-20, 31Д-19) — минералы из базальтов рифтовой долины, вблизи восточного сочленения рифта САХ и разломного трога.

Общая характеристика расплавных включений

Расплавные включения в каждом из рассмотренных районов имеют свои особенности, но в то же время преобладают общие черты, характерные для включений из определенных минеральных видов.

В **оливинах** наблюдаются либо одиночные расплавные включения, либо их серии, равномерно располагающиеся в зерне минерала и поэтому относящиеся к первичным. Размеры включений от 5 до 40 мкм (редко до 120 мкм). Формы округлые, часто видна негативная огранка. Обычно включения многофазовые: прозрачная светлая основная масса (стекло) + несколько темных кристалликов + несколько газовых пузырьков. Достаточно часто встречаются двухфазовые включения: стекло + газовый пузырек. Детальное изучение многофазовых включений показало, что на их стенках изнутри нарастают целые друзы светлых кристалликов, формируя как бы жеоду с «пустотой» в центре, заполненной светлым прозрачным стеклом, в котором располагаются несколько круглых пузырьков газа. Все эти «друзы» при температурах свыше 1150 °С растворяются в расплаве внутри включений, т. е. эти фазы возникли путем нарастания на стенки вакуолей при охлаждении захваченного минералом и изолированного во включениях расплава.

При исследовании в микротермокамере с инертной средой первые изменения во включениях наблюдаются при 900–1000 °С — включения темнеют, развивается мелкозернистая структура. Около 1140–1170 °С включения светлеют, газовые пузырьки сливаются в более крупные. При 1200–1240 °С видны газовые пузырьки в светлом расплаве, иногда сохраняются округлые черные рудные фазы. Температуры полной гомогенизации варьируют в зависимости от района исследований (табл. 4.2), укладываясь в целом в диапазон 1240–1350 °С. В случае включений из оливинов южного разреза (обр. 25Д-25) установлено значительное флюидное давление, приводящее к взрыву большинства включений и являющееся основной причиной достаточно низких температур гомогенизации (до 1220 °С) в отличие от остальных районов, где преобладает невысокое давление летучих компонентов во включениях из оливинов. Обогащенность магм южного разреза летучими и прежде всего водой показана непосредственным изучением флюидных компонентов в базальтовых стеклах (см. гл. 3).

Расплавные включения в **клинопироксенах** образуют серии, равномерно располагающиеся по зерну минерала, т. е. включения первичные. Размеры включений до 30–50 мкм. Формы округлые либо уплощенные. Включения многофазовые: либо содержат несколько светлых кристаллических фаз и газовых пузырьков, либо полностью темные мелкозернистые.

Начиная с 900–970 °С темнеют светлые включения. Около 1050–1100 °С светлеет и плавится содержимое всех включений. При 1140 °С наблюдаются маленькие газовые пузырьки в светлом расплаве. Температуры полной гомогенизации варьируют в пределах 1210–1250 °С (см. табл. 4.2).

Расплавные включения в **плаггиоклазах** заполняют линейные полосы (преимущественно согласно полисинтетическим двойникам) или равномерно располагаются по всему зерну минерала — первичные. Размеры колеблются в пределах 10–80 мкм. Формы включений в большинстве случаев — уплощенные прямоугольные таблички, ориентированные удлинением в одном направлении, реже — округлые эллипсовидные. Включения многофазовые: либо содержат несколько светлых и темных кристаллических фаз + несколько газовых пузырьков, либо полностью темные мелкозернистые.

Температуры гомогенизации (°С) расплавных включений в минералах из базальтовых порфиритов зоны разлома 15°20'

Район	Номер образца	Включения		
		в оливине	в пироксене	в плагиоклазе
I	69Д-11	1270–1310	—	1220–1270
II	21Д-108	1255–1340	1210–1220	1220–1255
	25Д-25	1220–1290	—	1210–1240
III	44Д-9	1240–1350	1225–1250	1220–1240
	42Д-1	—	—	1190–1240
IV	32Д-20	1240–1330	1215–1240	1170–1240

Примечание. I — северный разрез; II — район непосредственного сочленения рифта САХ и трога разлома 15°20'; III — южный разрез; IV — рифтовая долина САХ около восточного сочленения рифта и разломного трога. Станции А9-69Д, 21Д, 25Д, 32Д расположены в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта; станции А9-44Д и 42Д — на восточном склоне хребта.

При нагреве в микротермокамере около 1050–1150 °С светлеет и плавится содержимое включений. Температуры полной гомогенизации (1170–1240 °С) близки и даже несколько ниже, чем в клинопироксенах. В то же время установлены и, вероятно, завышенные значения (до 1255–1270 °С, см. табл. 4.2). Учитывая изменения форм включений и разгерметизацию части из них, не исключено, что такие высокие параметры температур гомогенизации могут являться следствием перегрева и реакции содержимого включений с матрицей плагиоклаза.

Термометрические исследования показали, что вкрапленники минералов из пород зоны разлома 15°20' кристаллизовались в достаточно широком диапазоне температур (1170–1350 °С). Плагиоклазы и пироксены имеют более узкий интервал — 1170–1250 °С. Эти температуры очень хорошо соответствуют нашим предыдущим данным по плагиоклазам и пироксенам этого региона (1180–1255 °С [Симонов, 1989; Сколотнев и др., 1989]).

Составы расплавных включений

Химические составы гомогенизированных и закаленных в стекло расплавных включений в минералах пород зоны разлома 15°20' приведены в табл. 4.3. Полученный материал позволяет не только проследить закономерности изменения содержаний химических компонентов в расплавах в процессе их эволюции и фракционирования, но и провести сравнительный анализ особенностей развития магматических систем в различных морфоструктурах исследуемого района.

При рассмотрении данных по составам расплавных включений обращают на себя внимание высокие содержания MgO во включениях не только из оливинов, но и из пироксенов. Фактически расплавы, законсервированные в пироксенах, соответствуют оливиновым базальтам с концентрацией MgO в среднем около 10 мас. %. С высокой магнезиальностью хорошо согласуются сравнительно повышенные температуры гомогенизации (1210–1250 °С, рис. 4.4). Более низкими температурами гомогенизации должны обладать расплавные включения с меньшими содержаниями MgO, что и наблюдается в случае включений в пироксенах и плагиоклазах (1200–1225 °С) из порфиритов, отобранных в районе 10° с.ш. в осевой долине САХ [Соболев и др., 1988]. Данные по этим включениям рас-

Таблица 4.3

**Представительные анализы гомогенизированных расплавных включений (мас. %) в минералах
из базальтовых порфиритов зоны трансформного разлома 15°20'**

Номер		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	T _{гом.} , °C
п/п	образца/ анализа												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Включения в оливинах													
1	69Д-11/5	49,24	0,59	15,40	0,06	7,86	0,13	11,02	11,68	2,07	0,04	98,07	1270
2	69Д-11/5	48,68	0,55	15,53	0,06	7,34	0,11	13,39	10,37	2,13	0,04	98,19	1300
3	69Д-11/6	51,85	0,50	14,97	0,04	6,68	0,14	12,37	10,59	2,26	0,04	99,44	1300
4	69Д-11/6	51,86	0,53	15,37	0,06	6,97	0,13	10,9	11,2	2,32	0,03	99,36	1300
5	69Д-11/7	48,42	0,31	18,60	0,03	5,51	0,11	11,85	10,47	2,33	0,02	97,65	1290
6	21Д-108/2	49,09	0,50	12,50	0,07	9,25	0,17	14	10,36	1,76	0,1	97,79	1340
7	21Д-108/2	48,57	0,46	12,35	0,06	9,01	0,16	14,32	10,17	1,77	0,09	96,96	1340
8	21Д-108/2	49,00	0,44	12,31	0,06	9,1	0,16	14,35	10,17	1,71	0,09	97,28	1340
9	21Д-108/2	49,34	0,42	12,51	0,07	9,21	0,15	14,2	10,32	1,52	0,09	97,82	1340
10	21Д-108/3	51,37	0,38	12,99	0,04	7,6	0,14	13,38	11,33	1,47	0,02	98,71	1310
11	21Д-108/3	51,89	0,38	13,15	0,05	7,65	0,14	13	11,31	1,48	0,02	99,07	1310
12	21Д-108/3	50,84	0,38	12,82	0,05	8,38	0,17	12,78	11,4	1,49	0,02	98,33	1310
13	21Д-108/4	50,16	0,38	14,21	0,09	7,19	0,15	11,14	12,02	1,4	0,01	96,74	1255
14	21Д-108/4	50,88	0,36	13,44	0,07	7,43	0,15	12,46	11,6	1,39	0,01	97,78	1305
15	25Д-25/13	51,66	0,64	15,17	0,05	8,53	0,13	8,49	12,69	1,46	0,01	98,83	1240
16	25Д-25/14	52,21	0,65	14,57	0,06	6,48	0,14	13,08	12,42	1,48	0,06	98,95	1250
17	25Д-25/14	50,92	0,86	15,54	0,07	6,58	0,12	9,27	12,3	1,79	0,04	97,5	1250
18	25Д-25/15	52,62	0,72	13,37	0,04	6,95	0,12	11,11	11,87	1,42	0	98,22	1220
19	25Д-25/15	52,38	0,76	13,33	0,05	7,13	0,14	11,51	12,4	1,22	0	98,91	1220
20	25Д-25/15	51,71	0,76	14,49	0,06	6,68	0,14	8,27	12,67	1,42	0	96,19	1220
21	44Д-9/9	49,53	0,63	11,92	0,05	8,72	0,15	14,81	10,48	1,47	0,08	97,84	1305
22	44Д-9/10	48,71	0,46	13,17	0,06	8,87	0,16	11,35	11,56	1,53	0,11	95,98	1315
23	44Д-9/10	48,68	0,42	12,02	0,06	9,7	0,15	13,99	11,28	1,28	0,07	97,65	1315
24	44Д-9/11	51,53	0,70	14,25	0,05	7,07	0,15	12,32	12,04	1,66	0	99,76	1270
25	44Д-9/11	50,02	0,70	14,26	0,08	7,24	0,17	12,96	11,84	1,71	0	98,96	1270

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
26	44Д-9/12	51,10	0,66	13,48	0,08	7,45	0,16	13,0	11,65	1,53	0	99,10	1290
27	44Д-9/12	51,13	0,67	13,54	0,08	7,51	0,14	13,15	11,7	1,61	0	99,52	1290
28	32Д-20/17	52,12	0,61	14,87	0,03	7,2	0,15	10,97	11,2	1,68	0,01	98,83	1245
29	32Д-20/17	51,92	0,70	15,10	0,06	6,3	0,08	11,03	11,15	1,83	0,01	98,18	1300
30	32Д-20/17	50,42	0,74	14,92	0,04	6,29	0,12	11,8	11,61	1,93	0,02	97,9	1300
31	32Д-20/18	51,69	0,72	14,25	0,11	7,44	0,15	11,88	11,45	1,58	0	99,27	1240
32	32Д-20/19	50,53	0,87	14,10	0,07	6,43	0,13	13,9	11,08	1,83	0	98,94	1330
33	32Д-20/19	50,58	0,71	15,15	0,06	7,32	0,15	10,57	12,4	1,72	0	98,66	1250
34	32Д-20/19	50,34	0,67	14,24	0,07	7,32	0,15	12,75	11,64	1,51	0	98,69	1270
35	32Д-20/20	49,36	0,82	12,17	0,04	8,14	0,16	14,46	10,29	1,85	0	97,29	1310
36	31Д-19/5	50,34	0,92	15,11	0,06	9,2	0,16	11,64	8,55	2,57	0,25	98,8	—
37	31Д-19/14	50,84	1,05	15,44	0,06	8,89	0,16	11,17	10,45	2,4	0,25	100,7	—
38	31Д-19/15	51,00	1,05	16,31	0,07	8,61	0,13	8,58	10,52	2,7	0,24	99,22	—
39	31Д-19/31	51,09	1,13	15,77	0,06	9,55	0,15	8,07	10,92	2,44	0,23	99,4	—
40	31Д-19/32	51,12	1,15	15,62	0,08	9,33	0,19	8,4	10,92	2,6	0,22	99,64	—
Включения в клинопироксенах													
41	21Д-108/46	50,41	1,00	14,76	0,1	7,9	0,16	9,02	12,63	2,51	0,22	98,71	1220
42	21Д-108/46	50,73	0,87	13,79	0,16	7,73	0,15	9,79	13,42	2,13	0,32	99,1	1220
43	21Д-108/47	51,86	0,53	12,20	0,15	7,13	0,16	11,55	13,52	1,72	0,02	98,84	1210
44	21Д-108/48	51,63	0,44	12,31	0,17	6,66	0,17	11,74	13,75	1,49	0	98,36	1210
45	21Д-108/48	51,55	0,57	13,72	0,1	7,88	0,14	9,69	12,69	1,79	0	98,13	1210
46	44Д-9/42	50,67	0,58	11,87	0,27	7,3	0,17	12,11	14,05	1,75	0,04	98,81	1245
47	44Д-9/43	51,50	0,55	10,38	0,13	7,45	0,17	12,61	13,85	1,66	0,08	98,37	1245
48	44Д-9/43	50,37	0,70	13,03	0,09	8,99	0,18	9,84	12,38	2	0,06	97,64	1225
49	44Д-9/43	50,69	0,76	13,16	0,07	8,75	0,17	9,57	12,07	2,18	0,07	97,49	1225
50	44Д-9/43	51,04	0,68	11,41	0,07	8,95	0,18	10,84	12,83	1,99	0,1	98,09	1225
51	44Д-9/43	51,40	0,61	10,11	0,16	8,1	0,17	12,12	13,95	1,65	0,08	98,34	1245
52	32Д-20/49	51,10	0,59	14,50	0,07	7,8	0,17	9,4	12,46	1,99	0,01	98,08	1220
53	32Д-20/49	50,99	0,57	14,21	0,07	8	0,15	9,58	12,51	2	0,01	98,08	1225

54	32Д-20/50	50,83	0,53	13,87	0,16	7,61	0,15	9,95	13,07	1,82	0,06	98,04	1240
55	32Д-20/50	50,49	0,64	14,90	0,1	7,69	0,17	9,4	12,46	1,96	0,06	97,87	1240
56	32Д-20/51	50,43	0,61	12,51	0,09	8,15	0,15	11,72	12,92	1,77	0,07	98,42	1225
57	32Д-20/51	51,40	0,59	14,03	0,07	8,59	0,17	9,18	12,15	1,99	0,04	98,2	1215
58	32Д-20/51	51,71	0,57	13,70	0,07	8,54	0,16	9,47	12,13	2,01	0,04	98,41	1215
59	32Д-20/51	52,06	0,43	11,28	0,13	6,69	0,14	11,23	14,53	1,83	0,03	98,35	1225

Включения в плагиоклазах

60	69Д-11/26	50,55	0,37	18,67	0,05	5,77	0,11	7,94	12	2,93	0,03	98,41	1240
61	69Д-11/27	50,05	0,97	17,48	0,05	6,2	0,12	8,65	11,71	2,47	0,03	98	1245
62	69Д-11/28	51,12	0,66	17,57	0,03	7,49	0,14	7,11	11,42	2,69	0,07	98,29	1260
63	69Д-11/29	50,63	0,51	17,80	0,04	6,47	0,12	9,35	11,83	2,43	0,05	99,22	1250
64	21Д-108/22	52,62	0,62	20,27	0	7,63	0,13	3,95	9,98	1,99	0,22	97,42	1250
65	21Д-108/23	51,70	0,80	20,01	0	7,64	0,11	4,31	10,87	3,12	0,22	98,78	1240
66	21Д-108/24	52,14	0,91	18,15	0,01	8,88	0,16	4,99	9,71	3,12	0,23	98,31	1240
67	21Д-108/25	48,56	0,84	19,71	0	8,36	0,13	6,36	11,88	1,83	0,16	97,84	1245
68	25Д-25/33	49,15	0,22	18,87	0,06	6,94	0,16	8,85	13,45	1,99	0,06	99,75	1210
69	25Д-25/35	49,36	0,21	22,16	0,02	4,98	0,12	5,59	14,09	2,25	0,05	98,82	1240
70	44Д-9/30	48,33	0,23	25,10	0,02	4,1	0,09	4,44	15	1,91	0,06	99,28	1220
71	44Д-9/32	49,79	0,38	19,98	0,06	5,95	0,13	7,15	13,98	2,34	0,14	99,9	1240
72	42Д-1/39	50,38	0,47	19,16	0,04	5,91	0,14	5,98	13,27	2,55	0,08	97,99	1225
73	42Д-1/40	51,98	0,36	18,32	0,02	6,38	0,17	6,61	12,61	2,82	0,1	99,37	1215
74	42Д-1/41	51,86	0,50	17,68	0,08	5,92	0,12	7,72	13,08	2,29	0,12	99,38	1200
75	32Д-20/36	48,18	0,42	19,53	0,03	6,59	0,14	7,57	14,32	2,02	0,08	98,88	1210
76	32Д-20/37	49,54	0,42	18,25	0,01	6,63	0,12	7,96	13,3	2,79	0,11	99,14	1225
77	32Д-20/38	49,92	0,62	16,44	0,02	7,11	0,16	8,38	12,63	3,15	0,1	98,54	1200

Примечание. 1–5, 60–63 (обр. 69Д-11) — включения в минералах из порфиров северного разреза; 6–14, 41–45, 64–67 (обр. 21Д-108) — включения в минералах из порфиров района непосредственного восточного сочленения рифта САХ и разломного трога («угловое поднятие»); 15–27, 46–51, 68–74 (обр. 25Д-25, 44Д-9, 42Д-9) — включения в минералах из порфиров южного разреза; 28–40, 52–59, 75–77 (обр. 32Д-20, 31Д-19) — включения в минералах из рифтовой долины САХ около восточного сочленения рифта САХ и разломного трога. Для образцов 31Д-19 (№ 36–40) приведены составы изначально гомогенных стекловатых включений в микрокристаллах оливинов, найденных в базальтовом стекле.

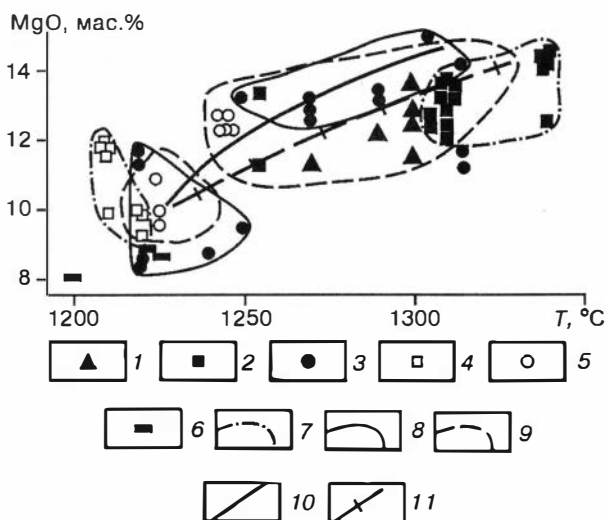


Рис. 4.4. Зависимость содержания MgO в составах гомогенизированных расплавных включений от температур их гомогенизаций.

1–3 — расплавные включения в оливинах северного разреза (1), района непосредственного сочленения рифта САХ и трога разлома 15°20' (2), южного разреза (3); 4, 5 — расплавные включения в клинопироксенах района непосредственного сочленения рифта САХ и разломного трога (4), южного разреза (5); 6 — расплавные включения в клинопироксенах и плагиоклазах из базальтов осевой долины САХ в районе 10° с.ш. [Соболев и др., 1988]; 7–9 —

поля составов расплавных включений в минералах района непосредственного сочленения рифта и трога (7), южного разреза (8), рифтовой долины САХ около восточного сочленения (9, высокотемпературное поле — включения в оливинах, поле с более низкими температурами и MgO — включения в клинопироксенах); 10, 11 — тренды эволюции составов расплавных включений в минералах южного разреза (10) и рифтовой долины САХ (11).

полагаются в начале (относительно минимальные значения температур гомогенизации и MgO) трендов расплавных включений в минералах из порфиритов зоны разлома 15°20' (см. рис. 4.4), что является еще одним независимым подтверждением достоверности наших результатов, а в целом отражает, по всей вероятности, наиболее общие закономерности эволюции параметров магматических процессов в САХ.

В общем отчетливо выделяется высокомагнезиальная и высокотемпературная (до 14,8 мас. % MgO и до 1340 °C) группа включений в оливинах и группа включений в пироксенах (и частично в оливинах) с более низкими значениями MgO (минимум до 8,3 мас. %) и температур гомогенизации (минимум до 1210 °C). Прослеживается закономерная эволюция параметров расплавов с падением MgO при снижении температур гомогенизации. Для образцов из рифтовой долины САХ — это пологий тренд со сменой данных по оливинам результатами изучения включений в пироксенах. Для южного разреза, вблизи максимального проявления аномалии, происходит достаточно резкое падение MgO в более узком температурном интервале, причем кристаллизация оливинов продолжалась и при довольно низких параметрах, в области пироксенов. Здесь мы видим явное отличие магматических процессов в районе геохимической аномалии от общих закономерностей развития магматических систем рифта САХ.

С целью сравнительного анализа и в качестве дополнительной независимой оценки достоверности полученных по расплавным включениям данных об эволюции состава расплавов при снижении их температурных характеристик в зоне разлома 15°20' проводилось моделирование процессов дифференциации магм с использованием программы КОМАГМАТ [Ariskin et al., 1993]. Методические особенности расчетов приведены в гл. 2.

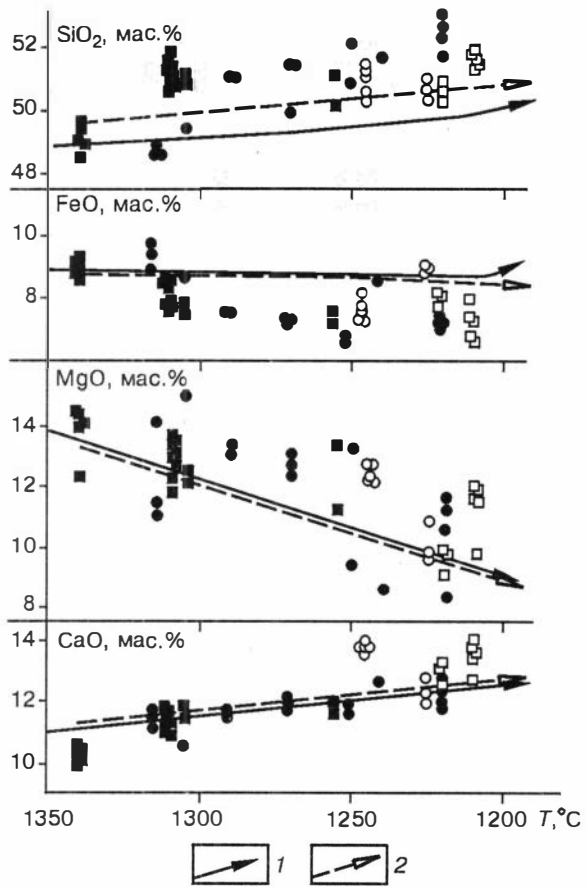
Рис. 4.5. Эволюция состава обогащенных расплавов (типа EMORB) при снижении температур магматических систем (по данным изучения расплавных включений).

1, 2 — расчетные тренды эволюции составов обогащенных расплавов типа EMORB, полученные в результате моделирования декомпрессионного фракционирования глубинных (1) и ликвидусных (2) магматических систем (см. гл. 2). Для расплавных включений взяты соответствующие температуры гомогенизации. Усл. обозн. для гомогенизированных расплавных включений см. на рис. 4.4.

Для глубинных расплавов типа NMORB зоны трансформного разлома 15°20' по данным изучения включений мы можем проследить только узкий интервал температур (1270–1310 °С, см. в табл. 4.2 температуры гомогенизации включений в оливинах, обр. 69Д-11), поэтому результаты сравнительного анализа расчетного моделирования с данными по расплавным включениям рассматриваются на примере расплавов типа EMORB, для которых установлен гораздо более широкий диапазон — 1220–1350 °С (см. в табл. 4.2 температуры гомогенизации включений в оливинах, обр. 21Д-108, 25Д-25, 44Д-9).

Рассмотрена эволюция глубинных обогащенных расплавов (типа EMORB) в ходе их декомпрессионного фракционирования в открытой системе, связанного с подъемом магм к поверхности дна океана. Данные процессы сопровождаются естественным снижением температур магматических систем. Сопоставление расчетных трендов эволюции расплавов типа EMORB при снижении температуры с составами гомогенизированных при соответствующих параметрах расплавных включений приведено на рис. 4.5. На диаграмме отчетливо видно, что для основных петрогенных компонентов расчетные тренды хорошо соответствуют закономерностям изменения составов расплавных включений при снижении температур гомогенизации (соответственно температур кристаллизации минералов, содержащих эти включения). В случае CaO и SiO₂ наблюдается определенный рост их содержаний в расплавах при снижении температуры. Для FeO устанавливается некоторое понижение концентрации и хорошо видно резкое падение значений MgO в расплавах с уменьшением температурных характеристик.

Таким образом, сравнительный анализ показал хорошее соответствие расчетных данных с результатами экспериментальных исследований расплавных включений, что является дополнительным свидетельством достоверности и ре-



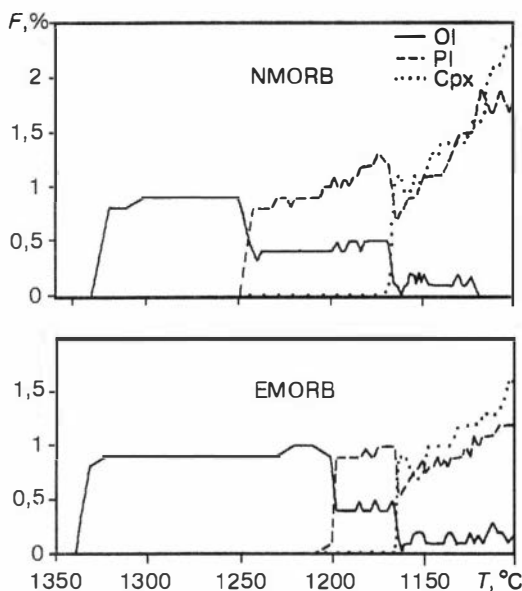


Рис. 4.6. Кристаллизация минералов при снижении температуры нормальных (NMORB) и обогащенных (EMORB) расплавов.

T — температура расплава; F — доля в расплаве минеральных фаз, кристаллизующихся в определенном температурном интервале.

альности полученной по включениям информации о параметрах и особенностях эволюции магматических систем в зоне разлома $15^{\circ}20'$.

При расчетном моделировании с использованием программы КОМАГМАТ, начиная с ликвидусных параметров (см. гл. 2), получен следующий порядок кристаллизации минералов в поднимающихся расплавах при снижении температурных харак-

теристик (рис. 4.6). Первым, независимо от типа расплавов (нормальные NMORB или обогащенные EMORB), в области температур $1340\text{--}1330^{\circ}\text{C}$ начинают кристаллизоваться оливины. Далее при снижении температуры характер кристаллизации расплавов NMORB и EMORB существенно различается.

Для нормальных базальтовых расплавов NMORB при снижении температуры (примерно с 1250°C) резко падает доля оливина среди образующихся минералов и начинает кристаллизоваться плагиоклаз (см. рис. 4.6), что хорошо соответствует данным по включениям. Так, судя по расплавленным включениям, нижние значения температур для оливинов составляют около 1270°C , а максимальные температуры кристаллизации плагиоклазов достигают 1270°C , но при этом, как уже отмечалось, возможен перегрев включений в плагиоклазах, поэтому наиболее реальные значения около 1250°C , идеально совпадающие с расчетными данными (см. рис. 4.6). При дальнейшем снижении температуры идет совместная кристаллизация оливинов и плагиоклазов. К сожалению, диапазон ниже 1220°C нам не удалось исследовать с помощью включений, так как при этих температурах, по всей вероятности, вкрапленники с включениями образуются реже, а преобладают процессы формирования микрокристаллов. При 1170°C практически прекращает образовываться оливин и начинает кристаллизоваться клинопироксен, который не образует в этом диапазоне вкрапленников размеров, достаточных для исследования включений. Нами не обнаружено пригодных для экспериментальных работ с включениями кристаллов клинопироксена в базальтах NMORB северного разреза.

Другой путь эволюции устанавливается с помощью расчетного моделирования для обогащенных магматических систем типа EMORB. Преобладающая кристаллизация оливина идет до более низких температур (около 1210°C), чем в случае NMORB (см. рис. 4.6), что хорошо соответствует данным по включениям (до 1220°C , см. табл. 4.2). При более низких температурах (около $1210\text{--}1200^{\circ}\text{C}$), чем для NMORB, начинает кристаллизоваться и плагиоклаз, что также подтверждает общую закономерность, установленную по включениям — $1210\text{--}1240^{\circ}\text{C}$

(см. табл. 4.2, рис. 4.16). При тех же температурах (около 1165 °С), что и в случае NMORB, практически прекращает образовываться оливин и начинается массовая кристаллизация клинопироксена и плагиоклаза. Анализ расплавных включений показывает более высокие температуры кристаллизации клинопироксена (1210–1250 °С), но здесь необходимо еще раз подчеркнуть, что при таких параметрах образуются вкрапленники, а основная масса клинопироксенов, скорее всего, сформировалась при более низких температурах.

При экспериментальных исследованиях расплавных включений и расчетном моделировании удалось проследить эволюцию свойств расплавов в реальных процессах снижения температурных характеристик магматических систем в различных морфоструктурах зоны разлома 15°20'.

Расплавы с максимальными температурами, близкие, по всей вероятности, к начальным магмам, судя по составам включений в оливинах, имеют общие черты по содержанию SiO_2 , TiO_2 , CaO , как в случае нормальных (NMORB — северный разрез), так и обогащенных (EMORB — южный разрез, район непосредственного восточного сочленения рифта САХ и разломного трога) магматических систем. В то же время начальные магмы NMORB северного разреза содержат отчетливо больше Al_2O_3 , Na_2O и меньше FeO , MgO , K_2O , чем начальные магмы EMORB южного разреза и района сочленения. Таким образом, магмы южного разреза и района непосредственного сочленения рифта САХ с разломным трогом явно отличались от обычных магматических систем типа NMORB повышенными значениями K_2O , $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ уже на ранних наиболее высокотемпературных стадиях своего развития.

При охлаждении расплавов количество MgO существенно падает, содержания SiO_2 , TiO_2 , CaO устойчиво растут. Значения FeO в магмах изменяются незначительно. Для Al_2O_3 характерен незначительный рост при снижении температур до 1260–1250 °С, а затем падение, являющееся следствием фракционирования полевых шпатов, так как именно с этих температур начинается кристаллизация плагиоклазов (см. табл. 4.2). В области кристаллизации пироксенов идет эволюция расплавов с увеличением железистости и падением содержания CaO . В данном случае ход изменений определяется не столько снижением температуры, а в большей степени фракционированием пироксенов. К сожалению, мы имеем данные по включениям преимущественно из вкрапленников клинопироксена, кристаллизовавшихся на ранних наиболее высокотемпературных стадиях (минимум до 1210 °С), поэтому нет возможности проследить температурный режим дальнейшей эволюции расплавов, происходившей, как это будет хорошо видно на следующих рисунках, с отчетливым снижением CaO в системе, расходуемого в основном на микрокристаллы пироксенов.

Анализируя табл. 4.3, видим, что составы гомогенизированных расплавных включений в плагиоклазах заметно отличаются по повышенному содержанию в них Al_2O_3 и отчасти Na_2O от включений в пироксенах и оливинах и от составов соответствующих горных пород, вполне согласуясь практически по всем остальным элементам. Возможной причиной аномального накопления глинозема в содержимом расплавных включений в плагиоклазах является захват его из матрицы минерала, обогащенного этим компонентом (в плагиоклазах более 30 мас. % Al_2O_3) при подплавлении стенок включений в процессе высокотемпературных экспериментов по гомогенизации. При таком «разбавлении» глиноземом сили-

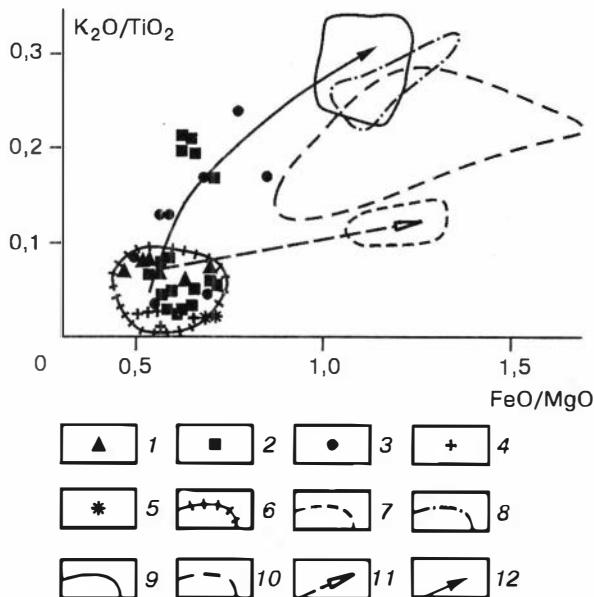
катного расплава естественно меняются процентные концентрации других компонентов, поэтому полученные составы гомогенизированных расплавных включений в плагиоклазах не отражают в полной мере особенности реальных магматических систем, в отличие от пироксенов и особенно оливинов, в которых содержимое расплавных включений при высоких температурах слабо реагирует с матрицей минерала-хозяина. Это различие в поведении, как уже упоминалось выше, непосредственно наблюдалось под микроскопом в ходе экспериментов в микротермокамере при температурах вблизи гомогенизации. Если формы включений в оливинах и пироксенах в большинстве своем оставались неизменными, то вакуоли включений в плагиоклазах при высоких температурах (обычно около 1240–1270 °С) явно изменялись, приобретая правильные очертания.

Исходя из отмеченных особенностей, вряд ли корректно использование анализов гомогенизированных расплавных включений в плагиоклазах для прямых реконструкций составов магм. В то же время плагиоклазы содержат минимальные количества таких элементов, как K, Ti, Fe, Mg (см. табл. 4.1), и поэтому плавление матрицы минерала не должно оказать существенного влияния на их распределение. Причем если процентные содержания компонентов могут изменяться при добавлении в систему значительного количества глинозема, то их соотношения (K_2O/TiO_2 и FeO/MgO) должны сохранять свои значения. Поэтому нам представляется достаточно обоснованным применение данных отношений для гомогенизированных расплавных включений в плагиоклазах для выяснения геохимических особенностей минералообразующих магматических систем. Возможность успешного использования расплавных включений в плагиоклазах для реконструкций составов магм для решения петрологических и геохимических задач, связанных с древними и современными океаническими структурами, продемонстрирована в предыдущих работах [Рябчиков и др., 1984; Соболев и др., 1988; Цамерян и др., 1988]. Таким образом, на диаграммах $K_2O/TiO_2-FeO/MgO$ мы можем проследить геохимические особенности магматических систем в зоне разлома 15°20', используя данные по расплавным включениям из всех изученных минералов (оливинов, клинопироксенов, а также плагиоклазов).

Сравнивая составы гомогенизированных расплавных включений в оливинах с составами базальтовых стекол (рис. 4.7), видим, что во всех исследованных морфоструктурах эволюция расплавов происходила с явным увеличением K_2O/TiO_2 и железистости при движении магм с глубин, при которых захватывались включения в оливинах, к поверхности дна океана, где формировались закалочные корки базальтовых стекол. При этом все четыре геологические ситуации (районы северного разреза, непосредственного сочленения, южного разреза и дна рифтовой долины) имеют наиболее примитивные расплавы с минимальными значениями FeO/MgO (до 0,75) и K_2O/TiO_2 (до 0,1), близкие исходным составам расплавных включений в оливинах из базальтов рифтовой долины САХ на 9° с.ш. (рис. 4.7). Примитивные начальные магмы в районах южного разреза и непосредственного сочленения (два максимума геохимической аномалии) в значительной степени обогащаются K_2O , при этом резкое увеличение K_2O/TiO_2 нельзя объяснить просто дифференциацией расплавов в камерах (в таком случае растут оба компонента и их отношение слабо изменяется), а необходим привнос K_2O . Судя по высоким температурам гомогенизации (1310–1340 °С) расплавных включений с повышенной ролью калия, обогащение начальных магм происходило в глубинных условиях, возможно, вблизи уровня генерации первичных расплавов из мантийного субстрата.

Рис. 4.7. Диаграмма K_2O/TiO_2 – FeO/MgO для составов гомогенизированных расплавных включений в оливинах и для базальтовых стекол.

1–4 — гомогенизированные расплавные включения в оливинах северного разреза (1), района непосредственного сочленения рифта САХ и трога разлома $15^{\circ}20'$ (2), южного разреза (3), рифтовой долины САХ (4); 5 — исходные составы расплавных включений в оливинах из базальтов рифтовой долины САХ, 9° с.ш. [Sobolev, Shimizu, 1993]; 6 — поле наиболее примитивных (с минимумами K_2O/TiO_2 и FeO/MgO) составов расплавных включений в оливинах зоны разлома $15^{\circ}20'$; 7–10 — поля составов базальтовых стекол северного разреза (7), района сочленения рифта и разломного трога (8), южного разреза (9), рифтовой долины (10); 11, 12 — тренды эволюции расплавов северного разреза (NMORB, 11) и южного разреза (EMORB, 12).



В северном разрезе начальные магмы, согласно расплавным включениям в оливинах, имели постоянный примитивный состав с минимальной ролью калия и соответственно с низкими значениями отношения K_2O/TiO_2 .

В результате исследований оказалось возможным выделить два различных тренда эволюции расплавов в зоне разлома $15^{\circ}20'$ (см. рис. 4.7). В северном разрезе дифференциация шла с очень небольшим ростом K_2O/TiO_2 (в пределах значений, характерных для NMORB) при заметном увеличении железистости. В южном разрезе наблюдается резкое обогащение магм калием с формированием расплавов типа EMORB. Столь различный характер эволюции расплавов невозможно объяснить просто процессами дифференциации. Совершенно необходимо вмешательство извне, и скорее всего происходит наложение обогащенного мантийного плюма (с образованием расплавов типа EMORB) на типичный для САХ ход магматических процессов.

Привлекая данные по расплавным включениям в пироксенах и плагиоклазах, удалось более детально рассмотреть геохимические особенности магм во всех геологических ситуациях зоны разлома $15^{\circ}20'$.

Сравнение составов расплавных включений в минералах из порфириров северного и южного разрезов, непосредственного сочленения и дна рифтовой долины с анализами соответствующих образцов базальтов и базальтовых стекол (рис. 4.8–4.11) показало, что включения из оливинов находятся в начале трендов дифференциации с минимальными значениями K_2O/TiO_2 и FeO/MgO . Это объясняется тем, что включения захватывались оливинами на глубине при максимальных температурах наиболее примитивных магм. Дальнейшая эволюция расплавов шла при их подъеме в верхние горизонты литосферы в режиме снижения температуры. Процесс фиксируется последовательной кристаллизацией

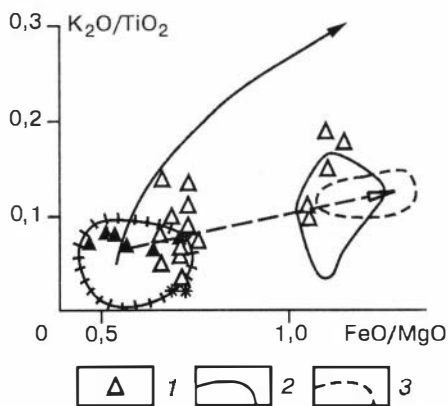


Рис. 4.8. Диаграмма $K_2O/TiO_2-FeO/MgO$ для составов гомогенизированных расплавных включений, базальтов и базальтовых стекол северного разреза.

1 — расплавные включения в плагиоклазах; 2, 3 — поля базальтов (2) и базальтовых стекол (3). Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.7.

клинопироксенов и плагиоклазов, захватывавших в ходе своего роста включения соответственно продифференцированных расплавов (см. рис. 4.8–4.11). Конечными, наиболее «продвинутыми» продуктами

эволюции глубинных магм являются излившиеся на дно океана расплавы, сформировавшие базальтовые потоки и закалочные стекла. Таким образом, анализируя включения в последовательно кристаллизующихся вкрапленниках оливина, клинопироксена и плагиоклаза, мы прослеживаем эволюцию мантийных расплавов. В то же время эти процессы можно исследовать с помощью одного минерала, изучая включения не только во вкрапленниках, но и в более поздних микрокристаллах основной массы. С этой целью проанализированы составы изначально гомогенных стекловатых включений в микролитах оливина, располагающихся в базальтовом стекле (обр. 31Д-19, дно рифтовой долины вблизи восточного сочленения рифта САХ с разломным трогом, см. табл. 4.3). Судя по морфологии, рост оливиновых микрокристаллов, по всей вероятности, приходится на последние приповерхностные стадии эволюции расплавов, перед непосредственным излиянием и закалкой в стекло. Для этих включений природой, по существу, соблюдалась та же схема операций, что и в наших экспериментах по гомогенизации — гомогенное при высоких температурах кристаллизации оливинов содержимое включений резко закаливалось. Если в лаборатории мы сами очень быстро снижали температуру, то в природных условиях закалка происходила при взаимодействии изливавшихся расплавов с мор-

Рис. 4.9. Диаграмма $K_2O/TiO_2-FeO/MgO$ для составов гомогенизированных расплавных включений, базальтов и базальтовых стекол района непосредственного восточного сочленения рифта САХ и трога разлома $15^{\circ}20'$.

1, 2 — расплавные включения в клинопироксенах (1) и плагиоклазах (2); 3, 4 — поля базальтов (3) и базальтовых стекол (4). Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.7.

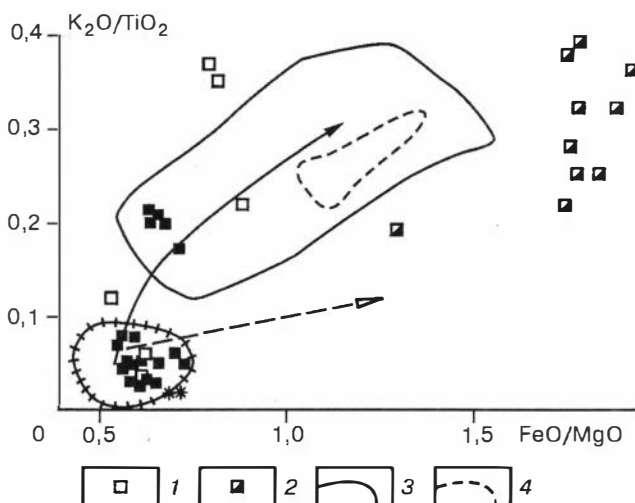
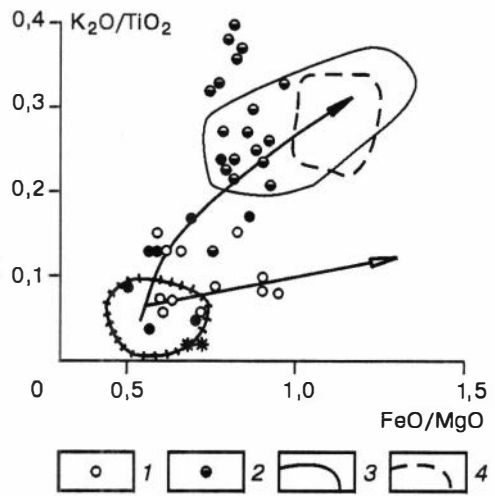


Рис. 4.10. Диаграмма $K_2O/TiO_2-FeO/MgO$ для составов гомогенизированных расплавных включений, базальтов и базальтовых стекол южного разреза.

1, 2 — расплавные включения в клинопироксенах (1) и в плагиоклазах (2); 3, 4 — поля базальтов (3) и базальтовых стекол (4). Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.7.



ской водой. На диаграмме $K_2O/TiO_2-FeO/MgO$ (см. рис. 4.11) видно хорошее соответствие составов включений в микролитах оливина составам расплавов (закаленным сейчас в стекло), из которых он рос практически до самого момента закалки. Эти факты еще раз убедительно доказывают правомерность использования расплавных включений в минералах для реконструкций составов магм. Таким образом, рассматривая включения в оливинах различной генерации, мы можем проследить эволюцию расплавов от начальных глубинных примитивных до конечных продифференцированных, изливавшихся на дно океана.

Диаграммы $K_2O/TiO_2-FeO/MgO$ (см. рис. 4.8–4.11) хорошо показывают характерные особенности эволюции расплавов в разных геологических ситуациях зоны разлома $15^{\circ}20'$. Для северного разреза во включениях в плагиоклазах наблюдается незначительное увеличение K_2O/TiO_2 при существенном росте железистости (см. рис. 4.8). Магматические процессы в районах непосредственного сочленения рифта и разломного трога и южного разреза близки между собой с максимальным накоплением аномального содержания K_2O во включениях в плагиоклазах (см. рис. 4.8, 4.9). Для дна рифтовой долины вблизи восточного сочленения рифта САХ и разломного трога устанавливается промежуточный характер изменения магматических процессов с четким увеличением значений K_2O/TiO_2 во включениях в последовательной смене минералов: оливин — клинопироксен — плагиоклаз (см. рис. 4.11).

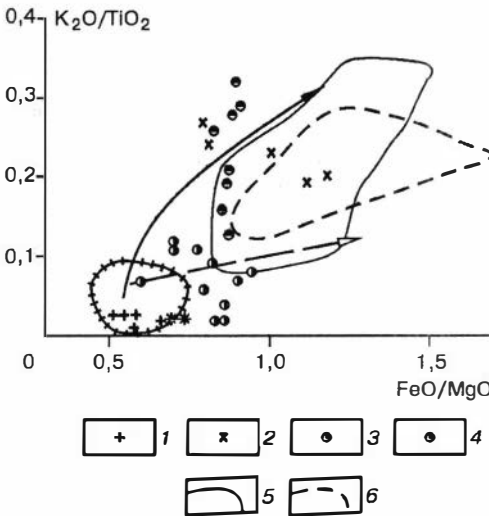


Рис. 4.11. Диаграмма $K_2O/TiO_2-FeO/MgO$ для составов расплавных включений, базальтов и базальтовых стекол рифтовой долины САХ вблизи восточного сочленения.

1, 2 — расплавные включения в оливинах (1 — гомогенизированные во вкрапленниках, 2 — изначально гомогенные стекловатые в микрокристаллах); 3, 4 — гомогенизированные расплавные включения в клинопироксенах (3) и плагиоклазах (4); 5, 6 — поля базальтов (5) и базальтовых стекол (6). Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.7.

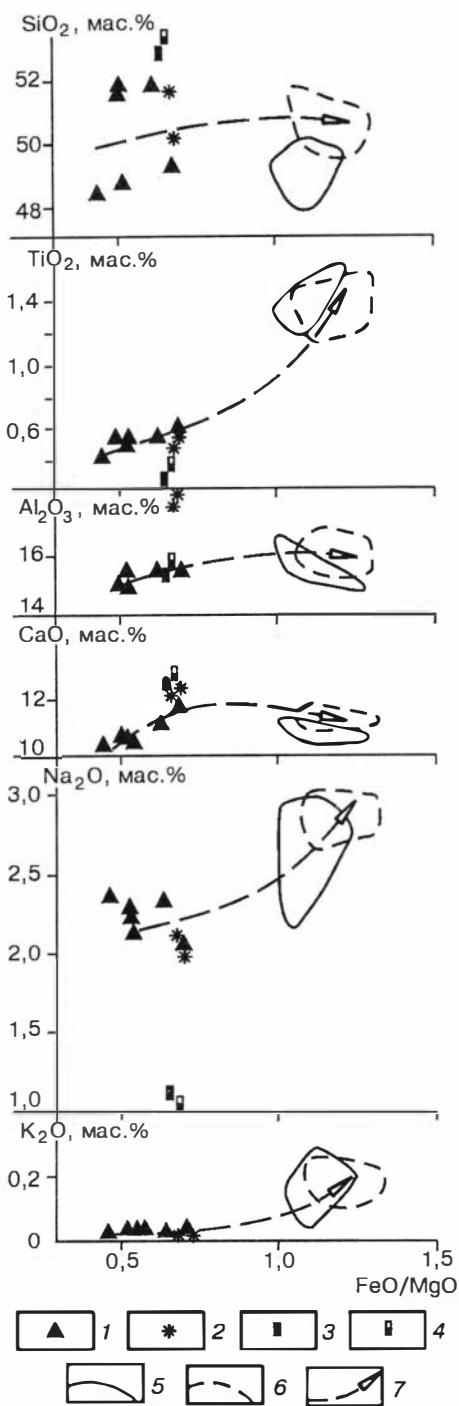


Рис. 4.12. ↑

Рис. 4.13. →

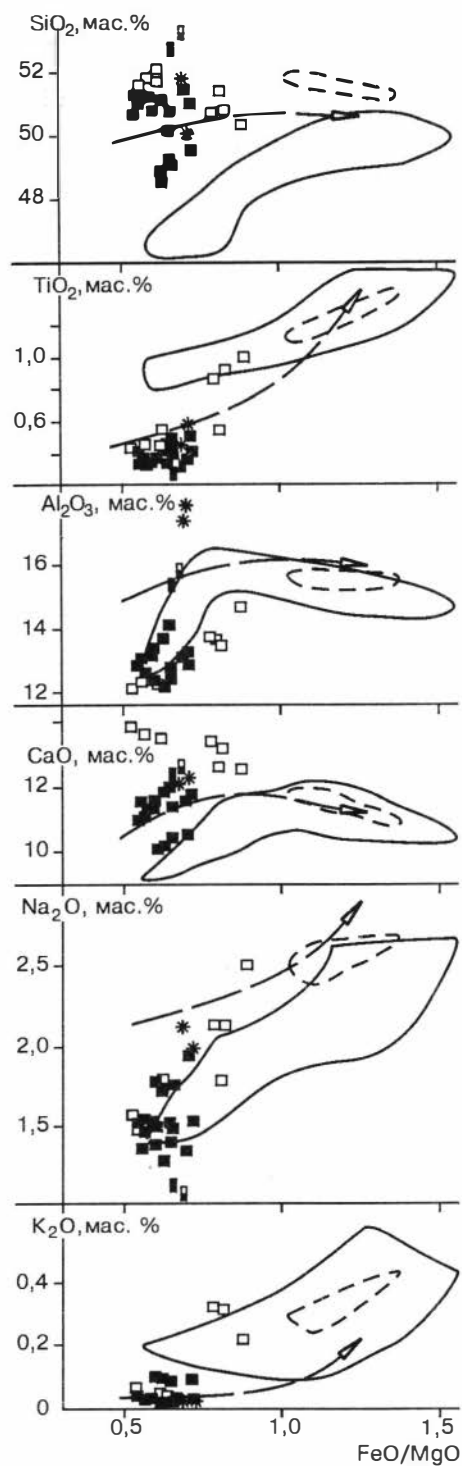


Рис. 4.12. Зависимость содержаний геохимических компонентов от FeO/MgO в составах гомогенизированных расплавных включений, базальтов и базальтовых стекол северного разреза.

1 — расплавные включения в оливинах; 2 — исходные составы расплавных включений в оливинах из базальтов рифтовой долины САХ, 9° с.ш. [Sobolev, Shimizu, 1993]; 3 — ультрадеплетированный первичный расплав, равновесный с мантийным перидотитом [Sobolev, Shimizu, 1993]; 4 — экспериментальный первичный расплав, равновесный с лерцолитом [Sobolev, Shimizu, 1993]; 5, 6 — поля базальтов (5) и базальтовых стекол (6); 7 — тренд эволюции расплавов северного разреза.

Рис. 4.13. Зависимость содержаний геохимических компонентов от FeO/MgO в составах гомогенизированных расплавных включений, базальтов и базальтовых стекол района непосредственного восточного сочленения рифта САХ и разломного трога.

1, 2 — расплавные включения в оливинах (1) и клинопироксенах (2); 3, 4 — поля базальтов (3) и базальтовых стекол (4). Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.12.

Наиболее детально геохимию магматических процессов в зоне разлома 15°20' удалось проследить с помощью диаграмм, показывающих эволюцию содержаний отдельных компонентов в зависимости от железистости в расплавных включениях, при сравнении с данными по базальтам и стеклам (рис. 4.12–4.15).

В северном разрезе во включениях в оливинах SiO₂ имеет практически те же значения, что в базальтах и стеклах в целом (стекла слегка обогащены кремнеземом по сравнению с базальтами). Содержание TiO₂ и щелочей растет при переходе от включений к базальтам и стеклам с увеличением железистости. Количество глинозема незначительно повышается. Содержание CaO вначале во включениях растет, а затем при переходе к базальтам и стеклам падает (см. рис. 4.12).

В районе непосредственного сочленения рифта САХ и разломного трога содержания SiO₂ во включениях в оливинах и пироксенах повышены по сравнению с базальтами и ближе к стеклам. Количество титана от включений к стеклам растет, в общем соответствуя тренду северного разреза. В случае Al₂O₃ и CaO для района непосредственного сочленения устанавливается закономерная эволюция в зависимости от железистости. Наблюдается накопление Al₂O₃ и CaO с увеличением FeO/MgO до 0,8–1,0 и явное падение при дальнейшем росте железистости, связанное с одновременной кристаллизацией (фракционированием) пироксенов и плагиоклазов. Причем, судя по включениям в пироксенах (намечается уменьшение CaO, начиная со значений железистости расплава около 0,55), кристаллизация вкрапленников клинопироксенов шла раньше плагиоклазов из менее дифференцированных расплавов, что хорошо подтверждается приведенными выше фактами. При росте Na₂O содержание его все-таки меньше, чем в магмах северного разреза, в отличие от K₂O, которым явно обогащены магмы района восточного сочленения по сравнению с северным разрезом (см. рис. 4.13).

В южном разрезе (около максимума геохимической аномалии) значения SiO₂ во включениях в оливинах и пироксенах образуют практически изометричное поле, независимое от железистости. В стеклах, как и в предыдущих случаях, количество кремнезема повышено по сравнению с базальтами и соответствует максимальным значениям во включениях. Титан и щелочи накапливаются в расплавах с ростом железистости. Базальтовые стекла максимально обогащены этими компонентами. Эволюция TiO₂ практически идеально совпадает с трендом северного разреза, т. е. процессы дифференциации с накоплением титана

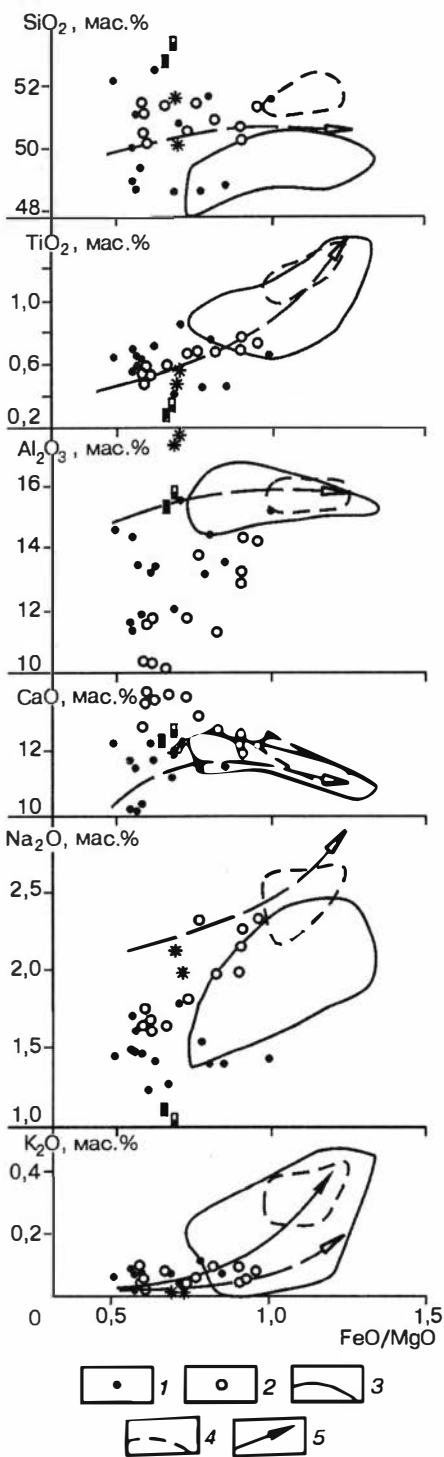


Рис. 4.14

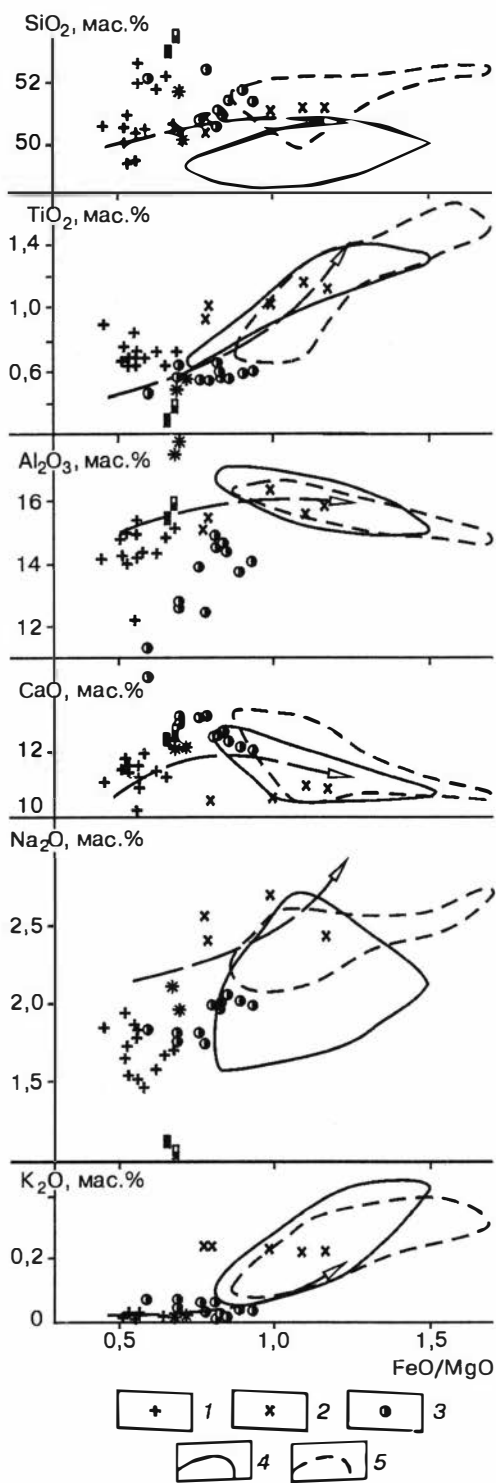


Рис. 4.15.

Рис. 4.14. Зависимость содержаний геохимических компонентов от FeO/MgO в составах гомогенизированных расплавных включений, базальтов и базальтовых стекол южного разреза.

1, 2 — расплавные включения в оливинах (1) и в клинопироксенах (2); 3, 4 — поля базальтов (3) и базальтовых стекол (4); 5 — тренд эволюции расплавов южного разреза. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.12.

Рис. 4.15. Зависимость содержаний геохимических компонентов от FeO/MgO в составах расплавных включений, базальтов и базальтовых стекол рифтовой долины САХ около восточного сочленения.

1, 2 — расплавные включения в оливинах (1 — гомогенизированные во вкрапленниках, 2 — изначально гомогенные стекловатые в микрокристаллах); 3 — гомогенизированные расплавные включения в клинопироксенах; 4, 5 — поля базальтов (4) и базальтовых стекол (5). Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.12.

шли независимо от геохимической аномалии, отражая наиболее общие черты развития магматических систем в САХ. Распределение K_2O показывает иную закономерность с явным обогащением по сравнению с северным разрезом, что и является причиной увеличения значений K_2O/TiO_2 , несмотря на одинаковый рост TiO_2 . При этом включения в оливинах южного разреза с малыми значениями железистости (около 0,5) содержат отчетливо больше K_2O , чем включения в оливинах северного разреза. Это свидетельствует о том, что обогащение происходило в еще слабо дифференцированных глубинных расплавах при низких значениях железистости (см. рис. 4.14).

В рифтовой долине, южнее восточного сочленения рифта САХ и разлома $15^{\circ}20'$, магмы по своим геохимическим особенностям повторяют основные закономерности, установленные для районов южного разреза и непосредственного сочленения. В отличие от предыдущих случаев здесь нам удалось изучить составы включений не только из вкрапленников, но и из микролитов основной массы. Проанализированы изначально гомогенные стекловатые включения в микрокристаллах оливина, располагающихся в базальтовом стекле. На всех диаграммах (см. рис. 4.15) включения в микрокристаллах оливина, имея заметные вариации по железистости, практически идеально совпадают по значениям всех других компонентов с данными по базальтовым стеклам из этой же станции, убедительно показывая, что расплавные включения соответствуют составам магм, из которых кристаллизовались минералы. В результате нам удалось проследить эволюцию геохимических компонентов с помощью расплавных включений в кристаллах одного минерала, рассматривая последовательно вкрапленники и более поздние микрокристаллы. Как показано на рис. 4.15, при переходе от фенокристов к микролитам оливинов расплавные включения закономерно изменяют свой состав в соответствии с основными особенностями эволюции магм в этом районе.

Расплавные включения и флюидные компоненты

Особенности флюидных компонентов и их влияние на ход магматических процессов в зоне разлома $15^{\circ}20'$ детально рассмотрены в гл. 3. Важнейшее значение среди летучих имеет вода. Ранее нами показано, что геохимическая роль H_2O в расплавах САХ близка к несовместимым литофильным элементам типа La, Ce, K [Соболев и др., 1990а], и поэтому геохимическая аномалия в зоне

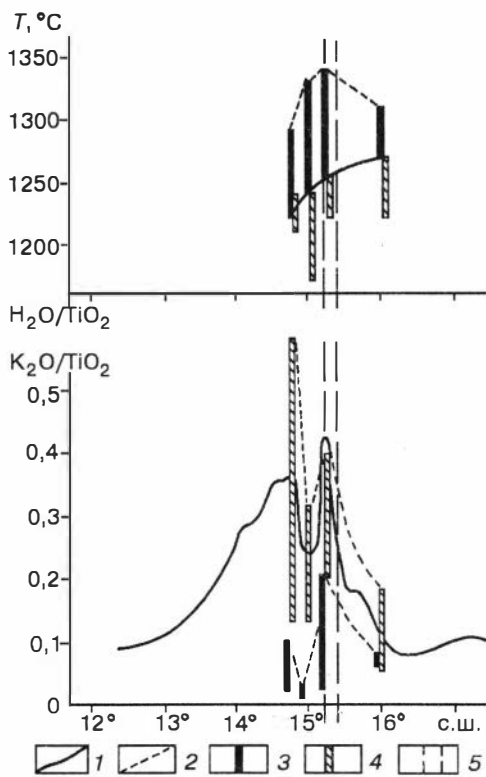


Рис. 4.16. Распределение параметров геохимической аномалии по разрезу вдоль рифтовой долины САХ.

1 — вариации средних значений H_2O/TiO_2 в базальтовых стеклах и минимальных температур гомогенизации расплавных включений в оливинах; 2 — вариации максимальных значений K_2O/TiO_2 в расплавных включениях и температур гомогенизации включений в оливинах; 3, 4 — интервалы значений K_2O/TiO_2 и температур гомогенизации для расплавных включений в оливинах (3) и плагиоклазах (4); 5 — трансформный разлом $15^{\circ}20'$. Порядок станций драгирования (и соответствующих образцов) с юга на север: А9-25Д (25Д-25), А9-32Д (32Д-20), А9-21Д (21Д-108), А9-69Д (69Д-11).

разлома $15^{\circ}20'$ хорошо прослеживается по особенностям распределения воды в стеклах рифтовой долины [Соболев и др., 1992].

Рассматривая характер изменения состава расплавных включений в минералах из базальтов, отобранных вдоль оси САХ, видим, что значения K_2O/TiO_2 во включениях как в оливинах, так и

в плагиоклазах идеально повторяют кривую распределения H_2O/TiO_2 в стеклах, хорошо отслеживая все особенности аномалии с двумя максимумами и минимальными значениями севернее разлома (рис. 4.16). Включения в оливинах фиксируют те же максимумы и минимумы, но при гораздо меньших абсолютных значениях, чем плагиоклазы, находясь как бы в начале трендов увеличения K_2O в расплаве. Обращает на себя внимание не просто рост значений K_2O/TiO_2 во включениях, а значительное расширение диапазонов.

При изучении особенностей изменения температур гомогенизации расплавных включений (соответственно температур кристаллизации вкрапленников) вдоль оси САХ (см. рис. 4.16) выяснилось, что нет прямой зависимости между развитием аномалии и повышением температур. Наоборот, наблюдается отчетливое снижение минимальных температур гомогенизации включений в оливинах ($1270 \rightarrow 1220$ °С) и максимальных в плагиоклазах ($1270 \rightarrow 1240$ °С) при переходе с севера на юг к аномалии.

Во время морских экспедиционных работ в зоне разлома $15^{\circ}20'$ нами отбирались образцы не только в рифтовой долине САХ, но и по разрезам вкострости простираения оси хребта [Симонов и др., 1991; Симонов, Колобов, 1993]. В результате удалось выяснить, что в южном разрезе, близком по широте к южному максимуму аномалии, отчетливо прослеживается явный рост H_2O от флангов к оси САХ, и наибольшие значения отношения H_2O/TiO_2 устанавливаются для современных базальтовых стекол из рифтовой долины (рис. 4.17). Составы расплавных включений в южном разрезе ведут себя так же, как и в случае распределения вдоль оси хребта: значительное повышение максимальных значений

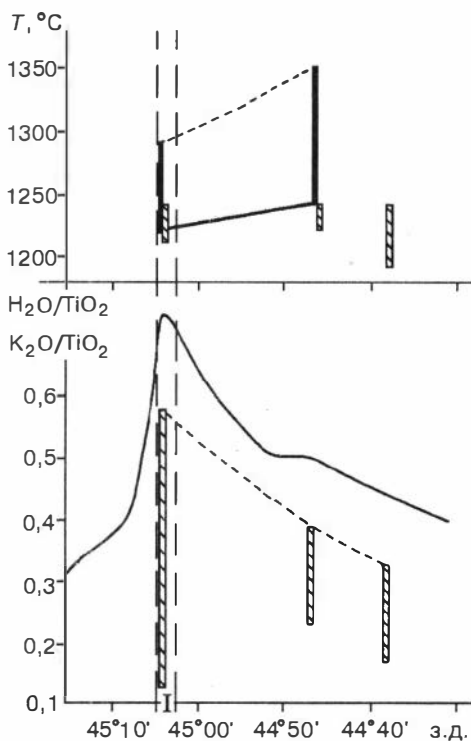
Рис. 4.17. Распределение параметров геохимической аномалии по разрезу вкостростириания оси САХ (южный разрез).

I — рифтовая долина САХ. Остальные усл. обозн. см. на рис. 4.16. Порядок станций драгирования (и соответствующих образцов) с запада на восток: А9-25Д (25Д-25), А9-44Д (44Д-9), А9-42Д (42Д-1).

K_2O/TiO_2 с расширением диапазонов от периферии к центру САХ полностью повторяет кривую H_2O/TiO_2 в стеклах. Температуры в связи с развитием аномалии не только не увеличиваются, но, как и в предыдущем случае, уменьшаются. В целом наблюдается некоторая асимметрия в развитии аномалии с резкими изменениями характеристик при подходе к рифту с запада и с более сложным распределением с востока, что связано, по всей вероятности, с асимметрией геологического строения этого района (см. гл. 1).

В результате совместных исследований стекол и расплавных включений, проследив геохимическую аномалию в двух разрезах (с севера на юг и с запада на восток), мы видим отчетливое и достаточно резкое обогащение магм водой и таким характерным индикаторным элементом, как калий. В то же время температуры магматических процессов не имеют тенденции к увеличению в связи с развитием аномалии, а минимальные их значения снижаются, устанавливая более широкий температурный диапазон кристаллизации минералов. Очевидно явное влияние летучих компонентов и прежде всего это накопление H_2O , приводившее к снижению температур кристаллизации магматических систем. Таким образом, наши данные свидетельствуют о том, что не температурный фактор является определяющим в формировании рассматриваемой аномалии в зоне разлома $15^{\circ}20'$, а, скорее всего, повышение содержаний флюидных компонентов, и в основном H_2O приводит к развитию аномально обогащенных магм.

Исследования расплавных включений в минералах из базальтов зоны разлома $15^{\circ}20'$ позволили установить широкий диапазон температур магматических процессов — $1170-1350^{\circ}C$. При наиболее высоких температурах ($1220-1350^{\circ}C$) кристаллизовались оливины. Плаггиоклазы и клинопироксены формировались при меньших параметрах — $1170-1250^{\circ}C$. В общем полученные результаты вполне согласуются с данными предыдущих исследований расплавных включений в минералах из базальтов САХ. Так, для толеитовых базальтов САХ температуры гомогенизации расплавных включений во вкрапленниках плаггиоклаза составили $1230-1250^{\circ}C$ [Шараськин и др., 1978], а во вкрапленниках оливина — около $1270^{\circ}C$ [Дмитриев и др., 1979]. Изучение расплавных включений в минералах толеитов из рифтов Атлантики показало, что кристаллизация оли-



вин-хромшпинелевой ассоциации начиналась при 1280 °С, а одновременное выделение оливина, плагиоклаза и хромшпинелида происходило при 1240 °С [Каменецкий и др., 1985]. Определены также температуры гомогенизации расплавных включений в клинопироксенах, плагиоклазах (1200–1220 °С) и оливинах (1220–1240 °С) толеитовых лав из осевой долины САХ в районе 10° с.ш. [Соболев и др., 1988]. Таким образом видно, что данные по расплавным включениям в плагиоклазах и клинопироксенах совпадают с нашими результатами. Нами установлен гораздо более широкий диапазон температур гомогенизаций включений в оливинах с высокими максимальными значениями, и данные предыдущих исследователей попадают в нижнюю половину этого интервала. Повышенные значения температур объясняются более магниальным составом рассмотренных расплавов. В изученных нами оливинах зоны разлома 15°20' гомогенизированные расплавные включения содержат до 14,8 мас. % MgO, в отличие от включений в оливинах из других районов САХ [Соболев и др., 1988; Sobolev, Shimizu, 1993], где количество MgO значительно меньше — 8,6–9,8 мас. % и соответственно температуры гомогенизации ниже. Высокие содержания MgO в расплавных включениях из оливинов зоны разлома 15°20' вряд ли можно объяснить исключительно подплавлением стенок включений во время экспериментов по гомогенизации и переходом магния из оливина в расплав, так как схема опытов была единая для всех случаев, а значения MgO существенно варьируют. Так, в частности, количество MgO в гомогенизированных расплавных включениях в оливинах из южного разреза изменяется от 8,3 до 14,8 мас. % (см. табл. 4.3). Таким образом, высокие значения температур расплавов (судя по температурам гомогенизации включений в оливинах — до 1280–1350 °С) в зоне разлома 15°20' хорошо согласуются с их высокомагнезиальными составами, доходящими по содержанию MgO до пикробазальтов.

Расплавные включения в оливинах с высокими значениями температур (1280–1350 °С) и MgO (11–14,8 мас. %) характеризуют, как было показано выше, начальные расплавы в зоне разлома 15°20'. При этом выделяется группа наиболее примитивных магм с минимальными значениями FeO/MgO (до 0,75) и K₂O/TiO₂ (до 0,1), присущая всем рассмотренным геологическим ситуациям (районы северного разреза, непосредственного сочленения рифта и разломного трога, южного разреза и рифтовой долины) независимо от характера магматизма — нормальный (типа NMORB) или обогащенный (типа EMORB). В то же время начальные высокотемпературные расплавы магматических систем типа EMORB (районы южного разреза и непосредственного сочленения) имеют более широкий диапазон содержаний калия от минимальных (K₂O/TiO₂ до 0,1, как в случае NMORB северного разреза) до весьма существенных (K₂O/TiO₂ — 0,24). Таким образом, начальные расплавы для магматических систем типа EMORB в зоне разлома 15°20' не являются какими-то обособленными образованиями с резко независимыми характеристиками и, скорее всего, формировались в результате влияния обогащенного мантийного плюма на типичные для САХ системы типа NMORB. Судя по высоким температурам (1310–1340 °С) и высокомагнезиальному составу, обогащение калием происходило в глубинных условиях, вблизи генерации первичных расплавов из мантийного субстрата.

Сравнивая наши результаты с данными по магматизму САХ, полученными при изучении расплавных включений другими исследователями [Sobolev, Shimizu, 1993], видим, что исходные составы включений в оливинах из базальтов рифта САХ в районе 9° с.ш. хорошо соответствуют почти по всем геохимическим па-

раметрам составам расплавных включений в оливинах из базальтов зоны разлома 15°20', практически попадая в поля начальных примитивных расплавов, характерных в целом для всех рассмотренных морфоструктур данного региона (см. рис. 4.7–4.11). В то же время эти начальные магмы зоны разлома 15°20' не очень значительно, но отчетливо по большинству геохимических параметров, отличаются от первичных расплавов, равновесных с ультраосновным веществом мантии (см. рис. 4.12–4.15). Отличия эти неизбежны, так как включения захватываются растущими кристаллами оливина, а первичные расплавы образуются при повышенных параметрах плавления ультраосновной мантии и, естественно, процессы кристаллизации здесь не должны иметь место. Образование кристаллов в расплаве начинается на определенных этапах его самостоятельной жизни, после отделения от ультраосновной матрицы. Обособление расплава от тугоплавкого остатка, согласно представлениям о фракционном плавлении мантии под срединно-океаническими хребтами [Elthon, 1993], происходит практически сразу же после его образования, без длительного сосуществования с исходным мантийным субстратом. Параметры отделившегося расплава должны измениться, чтобы перейти из области плавления и равновесия с ультраосновной мантией в область кристаллизации. Именно эту, с изменившимися характеристиками, магму захватывают во включениях образующиеся кристаллы оливина. Однако отличия не очень значительны, а некоторые параметры перекрываются, что говорит о достаточной близости начальных магм зоны разлома 15°20', законсервированных в оливинах, к составу первичных расплавов, выплавлявшихся из мантии.

В результате выполненных исследований расплавных включений и расчетного моделирования удалось проследить особенности температурной эволюции расплавов в зоне разлома 15°20'. После отделения от ультраосновного мантийного субстрата (при температурах свыше 1330–1350 °С) расплавы некоторое время существовали самостоятельно в надликвидном состоянии, неизбежно реагируя на изменяющиеся условия определенной эволюцией своего химического состава. Около 1340–1330 °С начали кристаллизоваться оливины и при снижении температур примерно до 1250 °С росли практически только вкрапленники оливинов. При этом происходит некоторое накопление SiO₂, TiO₂, CaO и резкое уменьшение MgO. Магмы в районах южного разреза и непосредственного сочленения рифта и разломного трога ведут себя при этих температурах в основном одинаково, отличаясь от расплавов северного разреза повышенными значениями K₂O и, соответственно, K₂O/TiO₂. В свою очередь, высокотемпературные магмы северного разреза обогащены Na₂O и Al₂O₃, что привело к кристаллизации плагиоклазов при значительно более высоких параметрах (начиная примерно с 1250 °С), чем в других рассмотренных геологических ситуациях, и в итоге к развитию парагенезисов с преобладанием оливинов и плагиоклазов, т. е. к котектике OI + Pl.

Ниже 1250 °С начинают кристаллизоваться вкрапленники клинопироксенов и плагиоклазов. Вначале из менее дифференцированных расплавов (с меньшими FeO/MgO и K₂O/TiO₂, см. рис. 4.9–4.11) растут пироксены, а затем при тех же температурах, но уже из более фракционированного (с повышенными FeO/MgO и K₂O/TiO₂) расплава выделяются плагиоклазы. Если кристаллизацию вкрапленников клинопироксенов с помощью расплавных включений удалось проследить до 1210 °С, то вкрапленники плагиоклазов продолжали расти и до 1170 °С.

При дальнейшем снижении температур и эволюции расплавов с фракционированием как клинопироксенов, так и плагиоклазов (судя по падению Al_2O_3 и CaO в составах пород и стекол) формировались в основном микрокристаллы минералов, в которых поиски и исследования включения весьма затруднены, и поэтому изменения температур ниже 1170°C не удалось проследить. В то же время расплавные включения в микролитах могут дать достоверную информацию, что подтверждают опыты с включениями в микрокристаллах оливинов (см. рис. 4.11). В результате выяснилось, что состав гомогенных включений хорошо согласуется с составом вмещающего оливины стекла — расплава, из которого рос оливин и который был захвачен во включениях.

Одновременно и на фоне эволюции расплавов, связанной с естественным ходом падения температур магматических систем, происходят закономерные изменения в составе магм, обусловленные кристаллизационной дифференциацией. В целом наиболее общие особенности изменения содержаний отдельных компонентов в составах эволюционирующих магм зоны разлома $15^\circ 20'$ хорошо объясняются последовательностью кристаллизации минералов. Вначале кристаллизовались преимущественно оливины, и расплавы обогащались не характерными для этих минералов элементами (Ti , Al , Ca , Na , K). В последующем происходит кристаллизация пироксенов и плагиоклазов, забирающих из расплавов алюминий и кальций. Причем если алюминий идет в основном на формирование плагиоклазов, то кальций расходуется на оба минерала, поэтому содержание CaO в остаточных расплавах падает более заметно. Во всей этой последовательности процессов TiO_2 и щелочи продолжают накапливаться в расплавах.

Особенности процессов эволюции магматических систем в зоне разлома $15^\circ 20'$ прослеживаются закономерными изменениями геохимических характеристик в последовательной смене: расплавные включения во вкрапленниках минералов (оливины — клинопироксены — плагиоклазы) → базальты → базальтовые стекла, либо: расплавные включения во вкрапленниках оливинов → расплавные включения в микролитах оливинов. Данные по включениям во вкрапленниках (особенно в оливинах) приурочены к началу трендов, фиксируя состояние наиболее ранних глубинных расплавов. В то же время составы базальтовых стекол и включений в микролитах из этих стекол отражают особенности последних наиболее дифференцированных порций магм. В общем устанавливается явная корреляция содержаний химических элементов в расплавных включениях с распределением этих компонентов в магматических стеклах, с четкой фиксацией аномальных и нормальных расплавов.

При исследовании расплавных включений, базальтов и базальтовых стекол установлены два различных тренда эволюции расплавов в зоне разлома $15^\circ 20'$. В одном случае (северный разрез) при движении магм к поверхности дна океана происходило незначительное накопление таких характерных элементов, как калий, и в результате образовались обычные для САХ магматические системы типа NMORB. В другом южный разрез и район непосредственного сочленения — обогащение первичных расплавов, начавшись еще в глубинных мантийных условиях, продолжалось и при подъеме магм, формируя аномальные магматические системы типа EMORB.

Появление таких аномальных магматических систем в океанической литосфере обычно связывается с развитием глубинного высокотемпературного мантийного плюма. В то же время результаты исследований позволяют утверждать,

что просто подъем разогретого мантийного субстрата явно недостаточен для формирования обогащенных магм типа EMORB в зоне разлома 15°20'. Огромную роль в развитии рассмотренных аномальных магматических систем играют, по нашему мнению, летучие компоненты. В частности, об этом свидетельствуют следующие факты.

Изучение расплавных включений и базальтовых стекол в образцах, отобранных по двум разрезам аномалии в зоне разлома 15°20' (вдоль рифтовой долины и вкрест ее простираения), показало отчетливое обогащение магм одновременно водой и калием. Устанавливается явная корреляция значений K_2O/TiO_2 в расплавных включениях с содержанием воды в соответствующих базальтовых стеклах и отчетливая связь этих геохимических параметров с температурами кристаллизации минералов — понижение минимальных температур образования вкрапленников (с увеличением температурного диапазона их кристаллизации) при переходе от нормальных «сухих» расплавов (типа NMORB) в северном разрезе к обогащенным и «обводненным» магматическим системам (типа EMORB) в районах южного разреза и непосредственного сочленения рифта САХ и разломного трога. О значительной роли летучих компонентов при формировании аномалии свидетельствует высокое флюидное давление в расплавных включениях в оливинах из базальтов южного разреза, являющееся причиной значительного снижения температур гомогенизации этих включений до 1220 °С, в то время как в целом для зоны разлома 15°20' характерны достаточно высокие температуры кристаллизации вкрапленников оливина (до 1350 °С). Прямым доказательством значительной роли воды в аномальных расплавах (типа EMORB) зоны разлома 15°20' служат данные о высоком содержании H_2O (0,59–0,60 мас. %) в расплавных включениях в оливине [Sobolev, Chaussidon, 1996].

Таким образом, данные по расплавным включениям и летучим свидетельствуют о том, что не температурный фактор является определяющим в формировании геохимической аномалии в зоне разлома 15°20', а флюидные компоненты, и прежде всего H_2O , ответственны за развитие аномально обогащенных магм. Именно летучие послужили причиной обогащения мантийных расплавов несовместимыми литофильными элементами (прежде всего калием), а также привели к снижению температур кристаллизации магматических систем. Иными словами, геохимическая аномалия в зоне разлома 15°20', скорее всего, является не «горячей точкой», а «флюидной». Это же подтверждают и данные Э. Бонатти [Bonatti, 1990; Bonatti et al., 1992], по мнению которого, «горячие точки» в САХ на широтах 35–45, 14–15 и 2–4° с.ш. (аномалия в зоне разлома 15°20') по своему происхождению не «горячие», а «влажные точки» («wet spots»), так как решающую роль при их формировании играют летучие компоненты и прежде всего вода.

* *
*

Результаты исследования расплавных включений можно свести к следующим основным выводам.

1. Исследования расплавных включений в минералах из базальтов зоны разлома 15°20' показали широкий интервал температур магматических процессов, начинавшихся с кристаллизации оливинов (1350–1220 °С) и продолжавшихся с образованием клинопироксенов и плагиоклазов (1250–1170 °С). Большие на-

чальные температуры объясняются высокой магнезиальностью расплавов, отвечающих по содержанию MgO (до 14,8 мас. %) пикробазальтам.

2. При изучении расплавных включений в оливинах оказалось возможным установить в целом для зоны разлома 15°20' группу наиболее примитивных начальных расплавов, имеющих сходные физико-химические характеристики как в районе аномалии (южный разрез, сочленение рифта САХ и разломного трога), так и в области развития нормальных магм (северный разрез). Эти начальные магмы с температурами свыше 1280 °С содержат MgO до 14,8 мас. %, имеют минимальные значения отношений FeO/MgO (до 0,7), K₂O/TiO₂ (до 0,1) и близки по составу к исходным расплавам в других регионах САХ (в частности на 9° с.ш. [Sobolev, Shimizu, 1993]). В то же время они отчетливо отличаются от первичных расплавов, равновесных с ультраосновным веществом мантии, что свидетельствует об их определенной самостоятельной жизни после отделения от мантийного субстрата и до захвата во включениях растущими оливинами.

3. Судя по данным изучения расплавных включений в оливинах, начальные высокотемпературные (1280–1340 °С) и высокомагнезиальные расплавы аномальных магматических систем типа EMORB (районы южного разреза и непосредственного сочленения) имели широкий диапазон содержаний калия от минимальных (K₂O/TiO₂ до 0,1 — аналогично примитивным начальным расплавам NMORB северного разреза) до значительных (K₂O/TiO₂ — 0,24) и формировались в глубинных условиях в результате воздействия на нормальные магматические системы САХ (типа NMORB) обогащенного флюидными компонентами мантийного плюма, повлекшего привнос K₂O.

4. В зоне разлома 15°20' при исследовании расплавных включений, базальтов и базальтовых стекол выделено два четко различающихся тренда эволюции глубинных примитивных расплавов при их подъеме к поверхности дна океана: слабое накопление калия в магматических системах северного разреза (в пределах вариаций, характерных для NMORB) и резкое обогащение начальных расплавов, начавшееся еще в глубинных условиях (районы южного разреза и непосредственного сочленения рифта и разломного трога), с образованием аномальных магм типа EMORB.

5. Основные закономерности геохимической эволюции как обогащенных, так и нормальных магматических систем в зоне разлома 15°20' связаны с последовательной кристаллизацией минералов. С помощью главным образом данных по расплавным включениям отчетливо прослеживается фракционная дифференциация начальных расплавов с кристаллизацией оливинов и накоплением в расплавах Al, Ti, Ca, Na, K на ранних стадиях. Затем идет кристаллизация пироксенов и плагиоклазов с уменьшением в расплавах Al и особенно Ca. Щелочи и титан при этом продолжают накапливаться в остаточных магмах. На всю эту наиболее общую для зоны разлома 15°20' характерную последовательность процессов накладывается, еще на ранних глубинных этапах кристаллизации оливинов, заметное обогащение калием магматических систем в районах развития аномалии (южный разрез и непосредственное сочленение рифта и разломного трога), что является основной причиной роста такого индикаторного отношения, как K₂O/TiO₂.

6. Данные по расплавным включениям и летучим компонентам в базальтовых стеклах свидетельствуют о том, что не температурный фактор является определяющим в формировании аномалии в зоне разлома 15°20', а наиболее вероятно, что флюидные компоненты, и прежде всего H₂O, ответственны за

развитие аномально обогащенных магм типа EMORB. Эти выводы хорошо согласуются с работами Э. Бонатти [Bonatti, 1990; Bonatti et al., 1992], по мнению которого, именно обогащение водой верхней мантии служит лучшим объяснением особенностей развития «горячих точек» в САХ (в районах 35–45, 14–15 и 2–4° с.ш.), чем повышение температуры. Таким образом, мантийный плюм, с результатом воздействия которого на нормальные магматические системы САХ связывается формирование аномальных расплавов в зоне разлома 15°20', обогащен прежде всего летучими компонентами, не выделяясь при этом какими-либо сверхвысокими значениями температур.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ОБЛАСТИ МАКСИМУМА АНОМАЛЬНОГО МАГМАТИЗМА

Активные исследования дна океана в последние годы позволили выявить в срединно-океанических хребтах широкое развитие современных гидротермальных процессов, формирующих значительные скопления рудных компонентов, часто по своим масштабам представляющих большую экономическую ценность [Рона, 1986; Гидротермальные системы..., 1993; и многие другие]. Изучение подобных рудоносных гидротерм важно не только с точки зрения оценки ресурсов полезных ископаемых, но и имеет большое значение для расшифровки физико-химических условий рудообразующих процессов. Участки с современной гидротермальной активностью в срединно-океанических хребтах являются, по существу, природными лабораториями, позволяющими наиболее эффективно исследовать условия образования рудных месторождений. В Срединно-Атлантическом хребте большие возможности для изучения гидротермальных систем в океанической литосфере выявляются при исследовании дна океана в зоне трансформного разлома 15°20', так как в этом регионе отмечена современная активная гидротермальная деятельность [Акимцев и др., 1991а,б; Геологические исследования..., 1991; Богданов и др., 1995, 1997; Батуев и др., 1997; Klinkhammer et al., 1985; Rona et al., 1987; Batuev et al., 1994; Bogdanov, Gurvich, 1995].

В 1990–1992 гг. во время морских экспедиций в зоне разлома 15°20' (9-й рейс НИС «Антарес» и 15-й рейс НИС «Академик Николай Страхов») нами поднята со дна океана серия образцов горных пород со следами явного воздействия и переработки гидротермальными растворами. Наибольшая активность гидротермальных процессов отмечена в районах непосредственного сочленения рифта САХ с трогом разлома 15°20' и южного разреза [Акимцев и др., 1991а,б; Симонов и др., 1991], т. е. в областях максимального проявления аномального магматизма. Именно к этим участкам приурочены максимальные содержания воды в базальтовых расплавах (см. гл. 3), иными словами, видна явная связь гидротермальных систем с развитием аномально обогащенных водой магм. Показательными в этом отношении являются результаты исследования каменного материала из станции драгирования А9-25Д (район южного разреза), расположенной в нижней части западного борта рифтовой долины САХ (14°43,9' с.ш., 45°06,1' з.д., глубина 4000–4200 м, см. табл. 1.1). Здесь нами установлены одновременно максимальные (для зоны разлома 15°20') концентрации воды (до 1,2 мас. %) в базальтовых стеклах (и соответственно в магмах) и наиболее интенсивное развитие гидротермальных минералов в большей части разновидностей горных пород. Следы деятельности гидротермальных систем удалось обнаружить и исследовать в мелко-среднезернистых габбро, габбро-долеритах, доле-

ритах и кварц-полевошпатовых породах гранитоидного облика. Физико-химические условия гидротермальных процессов исследовались с помощью методов термобарогеохимии флюидных включений в кварце и плагиоклазе.

Габбро

В плагиоклазах мелко-среднезернистых габбро из станции А9-25Д найдены серии плоских, часто близких по форме к трубчатым, двухфазовых флюидных включений размерами 5–40 мкм, располагающихся преимущественно по залеченным трещинкам, что свидетельствует об их вторичном или мнимовторичном характере. Криометрические исследования показали, что можно выделить два диапазона температур эвтектик: $-21,6...-22,5$ и $-23,1...-24,0$ °С. Первые температуры близки эвтектике растворов простого состава: $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$. Второй интервал соответствует свойствам более сложной солевой системы: $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$ [Борисенко, 1977] (рис. 4.18, а). В первом случае растворение последних кристаллических фаз наблюдалось при $-4,5...-11,3$ °С, что по диаграмме $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ отвечает концентрациям солей 7–15 %. В более сложной системе основной диапазон температур плавления последних кристалликов $-5,6...-11,2$ °С, что, судя по диаграмме $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$, соответствует концентрациям 9–17 %. Необходимо отметить, что в отдельных включениях установлены содержания солей до 23 % (см. рис. 4.18, б).

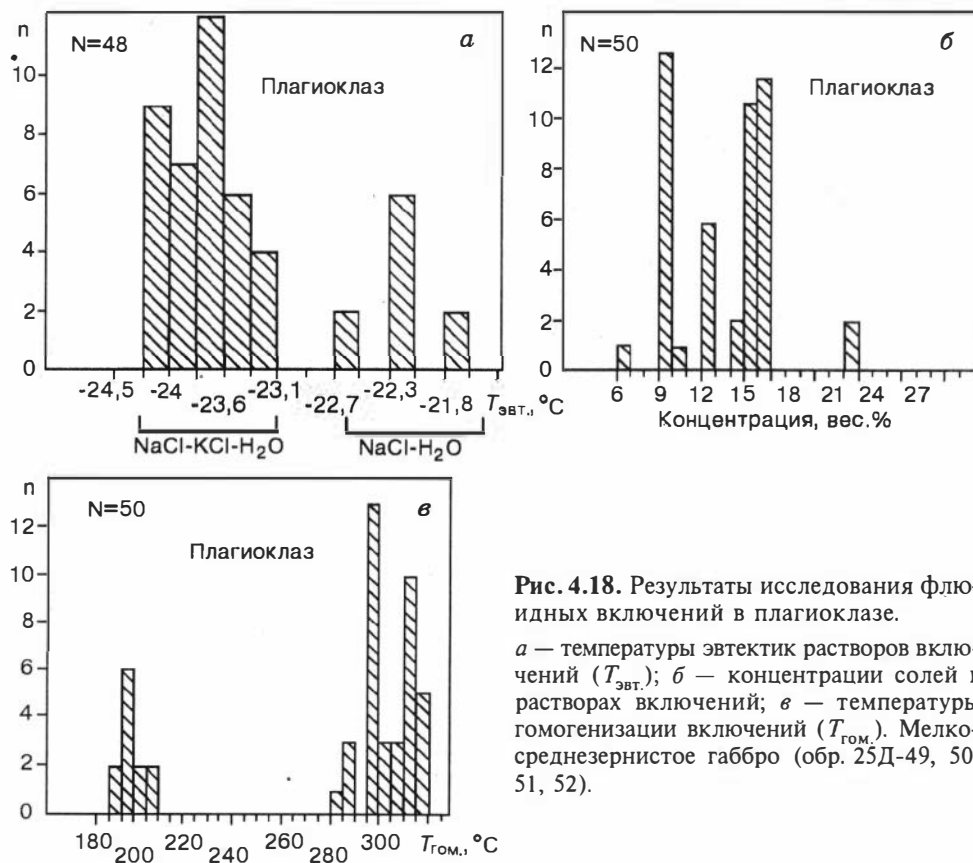


Рис. 4.18. Результаты исследования флюидных включений в плагиоклазе.

а — температуры эвтектик растворов включений ($T_{\text{эвт.}}$); б — концентрации солей в растворах включений; в — температуры гомогенизации включений ($T_{\text{гом.}}$). Мелко-среднезернистое габбро (обр. 25Д-49, 50, 51, 52).

По температурам гомогенизаций все изученные флюидные включения разбиваются на две группы: относительно низкотемпературную (190–206 °С) и более высокотемпературную (280–314 °С) (см. рис. 4.18, в), которые фиксируют, по всей вероятности, различные этапы воздействия на габбро гидротермальных систем. При этом намечаются несколько более высокие концентрации солей в низкотемпературных гидротермах, что характерно и для современных действующих гидротермальных систем в срединно-океанических хребтах [Файф и др., 1981; Гидротермальные системы..., 1993]. Давление в этих системах должно быть не менее 400 бар, так как образцы отбирались со дна океана на глубине 4000–4200 м. Вводя соответствующие поправки на давление к температурам гомогенизаций по 15 % системе NaCl–H₂O [Леммлейн, 1973; Наумов, 1982], получаем минимальные температуры рассмотренных гидротермальных процессов: 230–245 и 320–355 °С.

Таким образом, изучение флюидных включений свидетельствует о неоднократном воздействии на габбро гидротермальных растворов с довольно высокой соленостью при снижении температур от 355 до 230 °С.

Габбро-долериты и долериты

В образцах габбро-долеритов и долеритов из станции А9-25Д установлено довольно широкое развитие гидротермального кварца, сформировавшего как отдельные зерна в матрице породы, так и целые прожилки мощностью 2–6 мм. В кварце найдены первичные флюидные включения размерами 5–60 мкм. Десятки включений располагаются равномерно в зерне минерала, часто имеют правильную гексагональную форму и ориентированы в одном направлении. По фазовому составу можно выделить два типа: двухфазовые (газ + жидкость) и многофазовые (газ + жидкость + кристаллические фазы). Во многофазовых включениях среди твердых фаз преобладают кристаллики кубической формы (NaCl), реже присутствуют другие, более мелкие кристаллические образования. Судя по фазовому составу этих включений, мы имеем дело с многокомпонентными системами с очень высокими концентрациями солей.

При криометрических исследованиях двухфазовых флюидных включений в кварце удалось выделить три интервала температур эвтектик: –33,0...–35,2, –36,3...–38,0 и –54,6...–55,0 °С (рис. 4.19, а). С учетом преобладания натрия в морской воде и океанических гидротермах [Файф и др., 1981; Наумов, 1982] эти температуры наиболее близки эвтектикам [Борисенко, 1977] соответственно следующих трехкомпонентных водно-солевых систем: NaCl–MgCl₂–H₂O, NaCl–FeCl₂–H₂O и NaCl–CaCl₂–H₂O. Наличие в изученных растворах флюидных включений железа требует дополнительного подтверждения, и в целом в системах преобладают соли натрия, магния и кальция. Установлено, что температуры плавления последних кристаллических фаз различаются для включений, содержащих разные водно-солевые системы: –5,5...–14,5 °С для растворов состава NaCl–MgCl₂–H₂O, –4,8...–8,3 °С для растворов с возможным содержанием FeCl₂ и –28,5...–35,0 °С в случае NaCl–CaCl₂–H₂O. Используя эти данные, с помощью трехкомпонентных диаграмм [Борисенко, 1977] определялись концентрации солей в растворах включений различного состава: 9–18 % (NaCl–MgCl₂–H₂O), 8–12 % (NaCl–FeCl₂–H₂O) и 25–27 % (NaCl–CaCl₂–H₂O). Отчетливо выделяются три группы включений с концентрациями солей: 8–12, 13–18 и 25–27 % (см. рис. 4.19, б). В первой группе присутствуют соли Na, Mg, Fe(?), во второй — Na, Mg и в третьей — Na, Ca.

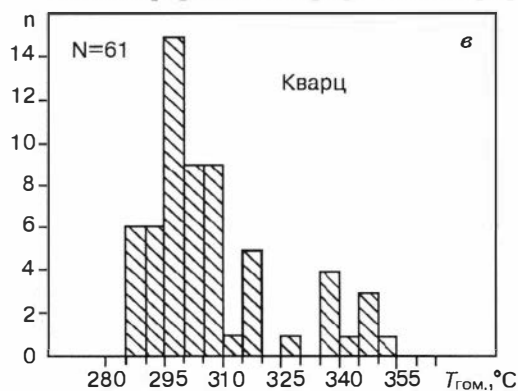
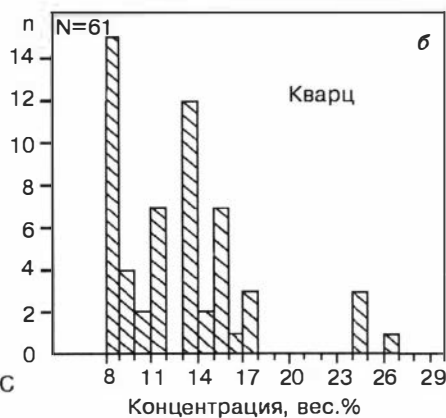
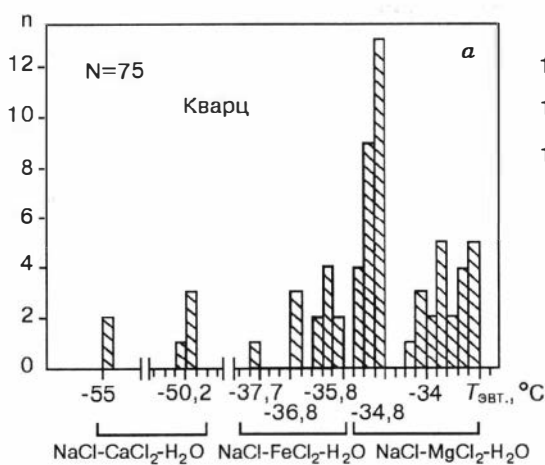


Рис. 4.19. Результаты исследования флюидных включений в кварце.

a — температуры эвтектик растворов включений ($T_{эвт.}$); *б* — концентрации солей в растворах включений; *в* — температуры гомогенизации включений ($T_{гом.}$). Габбро-долерит (обр. 25Д-55), долерит (обр. 25Д-44), кварц-полевошпатовые породы (обр. 25Д-42, 43).

Температуры гомогенизации двухфазовых флюидных включений в кварце (см. рис. 4.19, *в*) различаются в зависимости от состава растворов: 302–356 °C (NaCl–MgCl₂–H₂O), 294–302 °C (NaCl–FeCl₂–H₂O) и 310–320 °C (NaCl–CaCl₂–H₂O). Вводя поправки на давление (400 бар соответственно по 15 и 25 % системам NaCl–H₂O [Наумов, 1982], получаем следующие температуры гидротермальных процессов: 340–395, 335–345 и 345–355 °C.

Термометрическими исследованиями многофазовых включений в кварце установлено, что частичная гомогенизация (газа в жидкость) происходит при температурах 205–310 °C, полная (растворение последних кристаллических солевых фаз) — в интервале температур 297–405 °C. По диаграмме фазового равновесия системы NaCl–H₂O концентрации солей в растворах этих включений достигают 38–48 % [Минералы, 1974]. Зная температуры частичной и полной (наиболее близких к реальным температурам минералообразования) гомогенизаций, мы можем оценить давление в гидротермальных системах [Леммлейн, 1973]. Используя данные Г. Г. Леммлейна [1973], В. Б. Наумова [1982] по высококонцентрированным (30–40 %) водно-солевым системам, определен интервал давлений в 510–960 бар, что значительно превышает влияние столба воды (около 400 бар) и свидетельствует о кристаллизации кварца в эндогенных условиях.

Таким образом, исследования флюидных включений показали, что кварц в габбро-долеритах и долеритах образовывался в ходе гидротермальных процессов при температурах 340–405 °C и давлении 510–960 бар при активном участии высококонцентрированных солевых растворов.

Кварц-полевошпатовые породы

На станции драгирования А9-25Д поднята серия образцов мелко- и среднезернистых кварц-полевошпатовых пород гранитоидного облика. В кварце из этих пород найдены двухфазовые флюидные включения размерами 5–15 мкм, располагающиеся полосами либо равномерно заполняющие зерно минерала. Скорее всего, это мнимовторичные включения, но, возможно, часть из них является первичными. Формы включений вытянутые, часто плоские, иногда можно наблюдать гексагональную огранку.

Криометрические исследования позволили установить два интервала температур эвтектик и соответственно две солевые системы: $-34,0...-35,5$ °С ($\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$) и около $-50,2$ °С ($\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$). Температуры плавления последних кристаллических фаз во включениях составили $-4,7...-12,3$ °С для системы с MgCl_2 и около $-11,0$ °С — CaCl_2 . По соответствующим трехкомпонентным диаграммам концентрации солей следующие [Борисенко, 1977]: 8–16 % ($\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$) и около 15,5 % ($\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$).

Температуры гомогенизаций флюидных включений с растворами состава $\text{NaCl}-\text{MgCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ около 288–310 °С, а состава $\text{NaCl}-\text{CaCl}_2-\text{H}_2\text{O}$ в интервале 306–308 °С. Используя поправки на давление (400 бар, 15 % система $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ [Леммлейн, 1973; Наумов, 1982]), определены минимальные температуры образования кварца в кварц-полевошпатовых породах: 330–350 °С.

Таким образом, изучение флюидных включений показало, что кварц-полевошпатовые породы формировались при активном участии достаточно концентрированных высокотемпературных (330–350 °С) гидротермальных растворов.

Исследования физико-химических условий гидротермальных процессов в океанической литосфере с помощью флюидных включений в минералах начались сравнительно недавно (1977–1997 гг.), и существует весьма ограниченное число работ на эту тему. В большинстве публикаций авторы используют уникальную возможность сопоставления данных, получаемых по включениям минералообразующих сред, с результатами непосредственных измерений на дне океана физико-химических параметров современных действующих гидротерм.

В случае температур океанических гидротермальных процессов, как отмечалось ранее [Le Bel, Oudin, 1982], реально замеренные температуры флюида совпадают с температурами, установленными в результате изучения первичных включений в минералах, образовавшихся на стенках кратера, откуда поступают гидротермы. В целом при исследовании флюидных включений [Наумов и др., 1991; Jehl et al., 1977; Oudin et al., 1981; Delaney et al., 1982; Thisse et al., 1983; Nehlig, 1991; Manach et al., 1994] определен диапазон температур 240–350 °С, что хорошо согласуется с непосредственными измерениями температур на выходе гидротермальных факелов на дне океана: 220–350 °С [Гидротермальные системы..., 1993]. Полученные нами интервалы температур гидротермальных процессов в зоне разлома 15°20' (САХ) в случае габбро (230–245 и 320–355 °С) и кварц-полевошпатовых пород (330–350 °С) идеально совпадают с приведенными выше значениями. Габбро-долериты и долериты имеют более высокие температуры: 300–405 °С.

Давления океанических гидротермальных процессов как при исследованиях флюидных включений, так и при непосредственных измерениях на дне океана оценивались, судя по имеющейся литературе, исключительно по глубине океана в данном месте. Наши исследования флюидных включений позволили впер-

вые установить высокие значения давлений (510–960 бар) гидротермальных систем, указывающие на их развитие в эндогенных условиях, на глубинах не менее 1,5–2 км под поверхностью дна океана, в области субинтрузивных габбро-долеритов и долеритов.

В составе океанических гидротермальных флюидов, судя по результатам изучения включений, преобладают соли натрия [Jehl et al., 1977; Thisse et al., 1983; Nehlig, 1991; Manach et al., 1994]. Более детальными исследованиями установлено, что включения содержат хлоридные магниезально-натриевые растворы, отвечающие составу морской воды [Наумов и др., 1991]. Непосредственные наблюдения на дне океана показали, что современные высокотемпературные (280–350 °С) гидротермальные флюиды срединно-океанических хребтов по сравнению с морской водой явно обогащены К, Са, Fe, а также H₂S, CH₄, H₂, CO₂ и обеднены Mg, SO₄²⁻ [Файф и др., 1981; Гидротермальные системы..., 1993]. Океанические гидротермальные растворы имеют в основном натрий-калий-кальциево-хлоридный состав в отличие от натрий-магниевых-хлоридно-сульфатного состава морской воды [Гидротермальные системы..., 1993]. В нашем случае с помощью флюидных включений реконструируется достаточно сложный состав гидротермальных растворов, в которых, с одной стороны, на фоне явного преобладания NaCl широко представлены такие гидротермальные компоненты, как FeCl₂(?), KCl, CaCl₂, а с другой — большую роль играет и MgCl₂, характерный для морской воды. Таким образом, наши данные отражают, скорее всего, сложную картину смешения и преобразования морской воды в высокотемпературный гидротермальный флюид.

Концентрации солей в океанических гидротермальных растворах, определенные по флюидным включениям, обычно достаточно близки к солёности морской воды, превышая ее максимум в 1,5–2 раза [Наумов и др., 1991; Nehlig, 1991; Manach et al., 1994]. В то же время есть данные о гораздо более высоких (до 16–23 и до 40–52 %) содержаниях солей в растворах флюидных включений из гидротермальных минералов дна океана [Jehl et al., 1977; Thisse et al., 1983; Nehlig, 1991]. Непосредственные измерения концентраций современных активных высокотемпературных (280–350 °С) океанических гидротерм показывают небольшие значения, сравнимые с солёностью морской воды [Файф и др., 1981; Гидротермальные системы..., 1993]. При исследовании флюидных включений в минералах станции А9–25Д (зона разлома 15°20') не обнаружено слабосоленых, сравнимых по концентрации с морской водой, гидротермальных растворов. Минимальные содержания солей в растворах изученных флюидных включений составляют 7–8 %. Преобладают концентрации 8–18 %, реже 25–27 %. Установлено наличие высококонцентрированных рассолов (38–48 %).

Судя по предыдущим исследованиям гидротермальных систем в офиолитах и современной океанической литосфере, флюидные включения со сверхвысокой концентрацией солей найдены только в минералах плагиогранитов [Cowan, Cann, 1988; Nehlig, 1991], а также в минералах других сильно фракционированных пород океанической коры [Kelley, Delaney, 1987], содержащих значительное количество магматогенных летучих компонентов (прежде всего H₂O). Эти факты свидетельствуют о том, что источником высококонцентрированных гидротермальных рассолов могут служить магматические системы. В нашем случае (на станции А9–25Д) также присутствуют кварц-полевошпатовые гранитоидные породы, явно обогащенные летучими компонентами. Сильно обогащены водой и базальтовые магмы (до 1,2 мас. % H₂O в базальтовых стеклах), изливавшиеся

в этом районе. В пользу эндогенных источников говорят также повышенные значения температур и давлений высококонцентрированных растворов (до 405 °С и до 960 бар).

Приведенные выше материалы показывают явное влияние эндогенных магматических источников при образовании высококонцентрированных гидротермальных растворов в САХ (зона разлома 15°20'). В то же время составы гидротерм, определенные по флюидным включениям, свидетельствуют и об участии морской воды. Таким образом, рассмотренные гидротермальные системы функционировали, скорее всего, в эндогенных условиях вблизи действующих магматических камер с расплавами, обогащенными флюидными компонентами, которые, смешиваясь с поступающей морской водой, и создавали высококонцентрированные гидротермальные растворы.

* *
*

Анализ флюидных включений позволил расшифровать следующие основные параметры гидротермальных систем.

1. При исследовании флюидных включений в минералах из пород литосферы САХ (в зоне разлома 15°20') установлено активное развитие гидротермальных процессов с достаточно высокими параметрами: температура 230–250 и до 320–405 °С, давление до 510–960 бар.

2. Данные по криометрии флюидных включений позволили выявить сложный многокомпонентный состав гидротермальных растворов. Здесь присутствуют обычные для морской воды соли натрия и магния, наблюдаются также более характерные для гидротермального флюида соли кальция и калия и, возможно, соли железа. Все это свидетельствует о формировании рассмотренных гидротермальных систем в сложных процессах преобразования морской воды и ее смешения с магматогенными флюидами.

3. Концентрации солей в гидротермальных растворах, судя по результатам изучения флюидных включений, явно превышают соленость морской воды и большинство активно действующих гидротерм на дне океана, достигая 8–18 и до 38–48 % (приближаясь фактически к расплавам-рассолам). Причиной подобной ситуации является, по всей вероятности, близость рассмотренных гидротермальных образований к действующим магматическим очагам, служившим в определенной мере источниками высококонцентрированных рассолов.

4. Исследования кварц-полевошпатовых пород, по внешнему облику и минеральному составу очень близких к гранитоидам, показали, что данные «граниты» из зоны разлома 15°20' являются, по существу, гидротермальными образованиями и формировались при активном участии достаточно концентрированных (8–16 % солей) высокотемпературных (330–350 °С) растворов.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В УЧАСТКАХ С АКТИВНОЙ ТЕКТОНИКОЙ

Метаморфические породы из зоны разлома 15°20' описаны в более ранних публикациях [Силантьев, Пейве, 1989; Силантьев, Костицын, 1990; Геологические исследования..., 1991; Силантьев и др., 1991; Симонов и др., 1991; Симонов, Колобов, 1993; Перфильев и др., 1996], поэтому мы остановимся лишь на

некоторых, наиболее интересных, с нашей точки зрения, вопросах, связанных с оценкой физико-химических параметров метаморфизма пород океанической литосферы. Прежде всего это касается условий формирования таких своеобразных пород, как флазергаббро, которые своим появлением указывают на развитие динамометаморфических процессов при высоких значениях температур и давлений, в участках зоны разлома 15°20' с активным проявлением тектонических движений.

Флазергаббро

Благодаря детальным исследованиям 1990–1992 гг. (9-й рейс НИС «Антарес» и 15-й рейс НИС «Академик Николай Страхов») в зоне разлома 15°20', нам удалось собрать представительную коллекцию метаморфизованных габброидов, представленных в основном blastsмилонитами и катаклазитами по габбро и флазергаббро. В метагабброидах наблюдаются сочетания хрупких (дробление, катаклаз) и пластических деформаций с формированием структур течения. Можно выделить несколько типов пород, отражающих определенные стадии динамометаморфических преобразований (см. гл. 2).

На первой стадии первичная структура габброидов в основном сохраняется.

Для второй стадии характерно преобладание хрупких деформаций с формированием порфиробластовых структур.

Наиболее интенсивный динамометаморфизм третьей стадии полностью уничтожает первичную габбровую матрицу и приводит к образованию гнейсовидных структур флазергаббро. Первичные пироксены и плагиоклазы полностью замещаются метаморфогенными роговой обманкой и полевыми шпатами.

Описанные выше стадии отражают лишь в общих чертах последовательность роста интенсивности процессов преобразования габброидов в результате динамометаморфизма. Несомненно, в каждом конкретном случае можно выделить множество разновидностей и этапов преобразования пород, но, по нашему мнению, данная схема вполне достаточна для понимания условий появления и развития интересных и важных с геотектонических позиций пород, как флазергаббро.

Для решения проблем генезиса амфиболовых габбро большую помощь могут оказать исследования включений минералообразующих сред. В минералах из габброидных пород САХ найдены флюидные, преимущественно вторичные включения [Kelley, Delaney, 1987; Vanko et al., 1992; и наши данные: см. раздел «Гидротермальные процессы...»], позволившие оценить параметры воздействовавших на интрузивные породы гидротермальных растворов. При рассмотрении флазергаббро мы имеем дело не просто с влиянием гидротермальных систем, а с взаимодействием габброидов с флюидными компонентами, которое происходило в ходе динамометаморфических процессов преобразования первичной магматогенной матрицы в метаморфическую породу с формированием новых метаморфогенных минералов. Таким образом, большое значение при расшифровке условий динамометаморфических процессов имеют флюидные включения в новообразованных метаморфических минералах. Предлагаемые далее материалы основаны на результатах исследования флюидных включений в минералах метагабброидов зоны разлома 15°20'.

Наши исследования не ограничивались собственно флюидными включениями, а проводились в совокупности с детальным анализом состава минералов-хозяинов с целью совместного применения минералогической геотермобаро-

метрии с термобарогеохимическими данными для реконструкции физико-химических условий формирования метагабброидов САХ в зоне разлома 15°20' [Симонов и др., 1995].

Для анализа эволюции физико-химических параметров процессов динамометаморфизма изучены образцы габброидов, наиболее типичных для всех выделенных выше стадий (первая — обр. S15-17/17; вторая — S15-35/54; третья — 21Д-22). Составы минералов и результаты термобарогеохимических исследований флюидных включений приведены в табл. 4.4, 4.5 и на рис. 4.20.

Во всех трех образцах удалось найти и изучить включения минералообразующих сред как в полевых шпатах, так и в амфиболах. В плагиоклазе обр. S15-17/17 преобладают вторичные включения, развивающиеся по залеченным деформационным трещинкам. Причем в одной зоне находятся явно сингенетичные флюидные и расплавные включения, что свидетельствует об участии в ходе деформа-

Таблица 4.4

Состав минералов (мас. %) из метагаббро района восточного сочленения рифта САХ с трансформным разломом 15°20'

Номер		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
п/п	образца											
А м ф и б о л ы												
1	S15-17/17	45,55	1,49	8,38	0,01	10,60	0,10	15,52	11,27	2,09	0,41	95,40
2	S15-17/17	45,31	1,51	8,58	0,01	10,64	0,10	15,64	11,12	1,89	0,36	95,16
3	S15-17/17	45,32	1,46	8,59	0,02	10,90	0,13	15,47	11,13	2,25	0,38	95,67
4	S15-35/54	42,39	2,46	9,29	0,03	14,92	0,14	12,37	10,80	2,59	0,34	95,33
5	S15-35/54	42,91	2,47	9,60	0,01	14,66	0,14	12,61	10,78	2,58	0,36	96,13
6	S15-35/54	42,30	2,50	9,55	0,02	14,69	0,15	12,54	10,78	2,57	0,35	95,44
7	21Д-22	52,93	1,17	2,74	0,03	6,24	0,05	20,14	11,85	1,09	0,04	96,28
8	21Д-22	55,21	0,55	1,22	0,01	6,91	0,12	20,70	11,19	0,68	0,02	96,60
9	21Д-22	52,50	1,38	3,42	0,01	6,79	0,09	19,57	11,51	1,31	0,05	96,61
10	21Д-22	53,64	1,04	2,29	0,02	6,83	0,10	20,18	11,26	0,95	0,03	96,35
11	21Д-22	55,10	0,65	1,74	0,02	8,06	0,08	18,78	11,61	0,74	0,03	96,81
12	21Д-22	55,12	0,53	1,04	0,01	7,35	0,11	20,21	10,99	0,63	0,02	96,02
П о л е в ы е ш п а т ы												
13	S15-17/17	54,60	0,05	28,35	0,01	0,21	0,00	0,02	9,80	5,94	0,08	99,07
14	S15-17/17	57,70	0,04	28,06	0,00	0,13	0,00	0,01	9,80	5,88	0,11	101,72
15	S15-17/17	54,46	0,03	27,83	0,01	1,01	0,00	0,04	9,87	5,80	0,13	99,17
16	S15-17/17	54,80	0,03	28,31	0,02	0,14	0,00	0,01	9,83	6,03	0,05	99,22
17	S15-35/54	53,75	0,04	27,95	0,02	0,14	0,00	0,02	9,85	6,13	0,13	98,02
18	S15-35/54	54,39	0,05	28,12	0,00	0,15	0,00	0,01	9,85	6,07	0,10	98,75
19	S15-35/54	54,41	0,03	28,21	0,00	0,12	0,00	0,01	9,73	6,14	0,04	98,71
20	S15-35/54	54,28	0,02	28,12	0,01	0,12	0,00	0,02	9,74	6,31	0,06	98,69
21	21Д-22	55,11	0,01	27,19	0,01	0,11	0,00	0,01	9,19	6,39	0,05	98,07
22	21Д-22	55,18	0,01	27,13	0,01	0,28	0,00	0,04	9,08	6,44	0,09	98,26
23	21Д-22	55,53	0,00	27,50	0,00	0,21	0,00	0,04	9,13	6,52	0,09	99,07
24	21Д-22	48,58	0,04	31,78	0,01	0,33	0,00	0,09	14,31	3,33	0,07	98,55
25	21Д-22	49,15	0,02	31,69	0,02	0,32	0,00	0,04	14,08	3,49	0,07	98,89

Примечание. S15-17/17 — габбро со следами деформаций: волнистое погасание, системы трещин и т. д. (I стадия); S15-35/54 — габбро с порфирукластовой структурой и микрогранулярной основной массой новообразованных минералов (II стадия); 21Д-22 — флазергаббро с полосчатой гнейсовидной структурой течения (III стадия).

Результаты термобарогеохимических исследований газово-жидких включений

Стадия, образец	Минерал	Состав раствора	Общая конц. солей, %	$T_{\text{гом.}}$, °C	P , кбар	$T_{\text{обр.}}$, °C
I S15-17/17	Полевой шпат	$\text{MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ редко $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$	12–16	290–310	2,0–2,7	500–520
	Роговая обманка	$\text{MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ редко $\text{MgCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$	18–36	≈290	2,2–2,7	500–520
II S15-35/54.	Полевой шпат	$\text{MgCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ $\text{MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$	17–36	340–355	2,0–4,0	550–690
	Роговая обманка	$\text{MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ $\text{MgCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$	18–34	350–360	2,0–4,0	550–690
III 21Д-22	Полевой шпат	$\text{MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$ редко $\text{CaCl}_2\text{-H}_2\text{O}$	16–20	360–375	≥ 4,0	≥ 700
	Роговая обманка	$\text{MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$	17–18	340–400	≥ 4,0	≥ 700

Примечание. $T_{\text{гом.}}$ — температуры гомогенизации газово-жидких включений; $T_{\text{обр.}}$ — температуры образования минералов с включениями. Содержание NaCl незначительно (около 1 %).

ционных процессов не только летучих, но и расплавов. В роговой обманке этого образца установлены четкие первичные азональные трубчатые флюидные включения, располагающиеся параллельно удлинению амфибола и практически аналогичные включениям в роговых обманках из образцов II и III стадий S15-35/54 и 21Д-22). В полевых шпатах из этих двух образцов (представляющих II и III стадии) расплавные включения не обнаружены. Флюидные включения здесь обычно приурочены к залеченным трещинкам (вторичные), но часто они могут и равномерно располагаться по минералу (первичные).

Флюидные включения в плагиоклазах имеют размеры 10–40 мкм. Формы включений часто прямоугольные, таблитчатые. Включения обычно двухфазовые — с четкими газовыми пузырьками в светлой жидкости. Расплавные включения (10–30 мкм) в плагиоклазах имеют ясную огранку и многофазовое содержимое с преобладанием темных фаз. Флюидные включения (10–40 мкм) в роговых обманках обычно удлиненные трубчатые, двухфазовые, с преобладанием жидкости.

Криометрические исследования флюидных включений показали, что составы метаморфогенных растворов практически не зависят от интенсивности деформаций в ходе динамометаморфических процессов. На всех трех стадиях преобладали растворы солей магния (с примесями CaCl_2 и NaCl) с концентрациями не ниже 12–18, а часто и до 34–36 % (см. табл. 4.5, рис. 4.20).

По данным термометрии отчетливо виден рост температур гомогенизации флюидных включений последовательно от одной деформационной стадии к другой: I — 290–310 → II — 340–360 → III — 360–400 °C (см. табл. 4.5, рис. 4.20).

Для того чтобы установить истинные температуры захвата включений (и соответственно температуры кристаллизации самих минералов), необходимо к полученным значениям температур гомогенизации ввести поправки на давление. Используя составы сосуществующих амфиболов и полевых шпатов (см. табл. 4.4), с помощью минералогических барометров сделаны оценки давлений при динамометаморфизме. Согласно полученным данным, давление от стадии к стадии

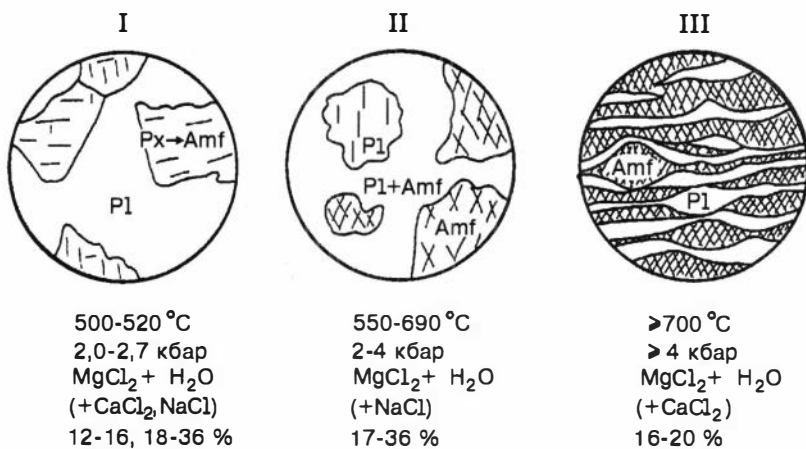


Рис. 4.20. Параметры динамометаморфических процессов формирования метагабброидов зоны разлома 15°20'.

I, II, III — последовательные стадии метаморфических преобразований габброидных пород (см. объяснение в тексте). Px — клинопироксен; Amf — роговая обманка; P1 — плагиоклаз.

последовательно увеличивалось: I — 2,0–2,7 → II — 2,0–4,0 → III — > 4,0 кбар. Соответственно истинные температуры минералообразования росли в следующих интервалах: I — 500–520 → II — 550–690 → III — >700 °C (значения температур получены при использовании P - V - T -диаграмм, взятых из работы Г. Г. Леммлейна [1973]). Эти температурные интервалы хорошо соответствуют температурам, определенным с помощью минералогических термометров [Симонов и др., 1995]. Такое совпадение значений температур, полученных независимыми методами, свидетельствует о достоверности установленных нами P - T -параметров динамометаморфизма.

Изучение расплавных включений позволило определить температуры их гомогенизации — около 1000 °C. При этих параметрах, судя по сингенетичным флюидным включениям, давление во флюидонасыщенной расплавной минералообразующей среде, взаимодействовавшей с габброидами, могло достигать 7–8 кбар.

* *
*

Выполненные исследования позволили выяснить эволюцию физико-химических параметров динамометаморфических процессов при формировании флазергаббро (см. рис. 4.19, в). Метаморфогенные преобразования габброидов начинались в эндогенных условиях при температурах 500–520 °C и давлениях 2,0–2,7 кбар с влиянием растворов, в составе которых преобладали соли магния. Достаточно активное участие, в отдельных зонах с высоким (до 7–8 кбар) давлением, принимали флюидонасыщенные расплавы. На следующей стадии динамометаморфических процессов с повышенными P - T -параметрами ($T = 550$ – 690 °C, $P = 2$ – 4 кбар) происходила практически полная деструкция первичной габброидной структуры. Наконец, при максимальных P - T -условиях метаморфизма ($T > 700$ °C, $P > 4$ кбар) отмечалось пластическое течение пород с одновременной кристаллизацией метаморфогенных минералов, что приводило к формированию флазергаббро со своеобразными линейными гнейсовидными структу-

рами. На всех стадиях динамометаморфических процессов активно участвовали растворы со значительными концентрациями солей магния. Такой состав флюидов, отличающийся от обычных гидротерм на океаническом дне, объясняется тесной пространственной ассоциацией флазергаббро с измененными гипербазитами, которые при динамометаморфизме, начиная с температур около 500 °С, интенсивно десерпентинизировались, выделяя значительное количество воды, естественно обогащенной магниальным компонентом.

В целом флазергаббро района разлома 15°20' формировались в ходе динамометаморфических процессов в сложнейших динамических условиях с возникновением участков, пронизываемых для высокотемпературных метаморфогенных флюидов и флюидонасыщенных расплавов. Появление таких своеобразных и достаточно локальных (вероятно первые сотни метров) зон генерации флазергаббро с высокими температурами ($T > 700$ °С) и давлениями ($P > 4$ кбар) связано, скорее всего, с тектоническим движением высокопластичного серпентинизированного ультраосновного субстрата мантии в верхние горизонты океанической литосферы. В дальнейшем, по мере подъема мантийных масс к поверхности дна океана, судя по данным А. С. Перфильева и др. [1996], высокотемпературный метаморфизм с формированием флазергаббро сменялся более низкотемпературными процессами, отражая регрессивную направленность завершающих метаморфических преобразований.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ В ЗОНАХ ПЕРЕСЕЧЕНИЯ С ТРАНСФОРМНЫМИ РАЗЛОМАМИ

Формирование литосферы срединно-океанических хребтов, связанное в основном с действиями спрединговых систем в рифтовых зонах, значительно осложняется развитием трансформных разломов, оказывающих существенное влияние на ход геодинамических процессов.

Трансформные разломы, секущие срединно-океанические хребты, простираются на сотни и тысячи километров и играют важную роль в эволюции океанической литосферы [Трансформные разломы..., 1986; Структурная геология..., 1991; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Пушаровский и др., 1995; Wilson, 1965; Le Pichon et al., 1973]. Зоны трансформных разломов представляют собой как бы естественные «окна» в океанической литосфере. В бортах этих морфоструктур наблюдаются разрезы океанической коры и верхней мантии мощностью до 5–7 км. Непрерывные обнажения столь грандиозных размеров отсутствуют на континентах и очень редки в других частях океанов вне зон трансформных разломов, поэтому исследование данных объектов имеют громадное значение для решения проблем формирования океанической литосферы. Одной из таких фундаментальных проблем является вопрос о влиянии трансформных разломов на общий ход эволюции магматических, гидротермальных и метаморфических процессов в срединно-океанических хребтах.

В зоне пересечения Срединно-Атлантического хребта трансформным разломом 15°20' ситуация осложняется еще развитием аномально обогащенных расплавов «горячей точки». Геохимическая аномалия накладывает на общий ход геодинамических процессов, оказывая существенное влияние на магматические и связанные с ними гидротермальные системы.

ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

Трансформные разломы привлекают к себе пристальное внимание многочисленных исследователей. Организовываются специальные морские экспедиции с целью изучения именно особенностей трансформных разломов. Несмотря на значительный поток новых данных, многие вопросы остаются открытыми и соответственно существующие представления о геодинамических процессах формирования литосферы в зонах трансформных разломов весьма разнообразны и во многом противоречивы.

В 1965 г. Дж. Уилсон [Wilson, 1965], впервые введя термин «трансформные разломы», связал их образование с раздвижением океанического дна в сторону от оси срединно-океанического хребта. В целом трансформные разломы представляют собой следы движения плит [Wilson, 1965; Le Pichon et al., 1973].

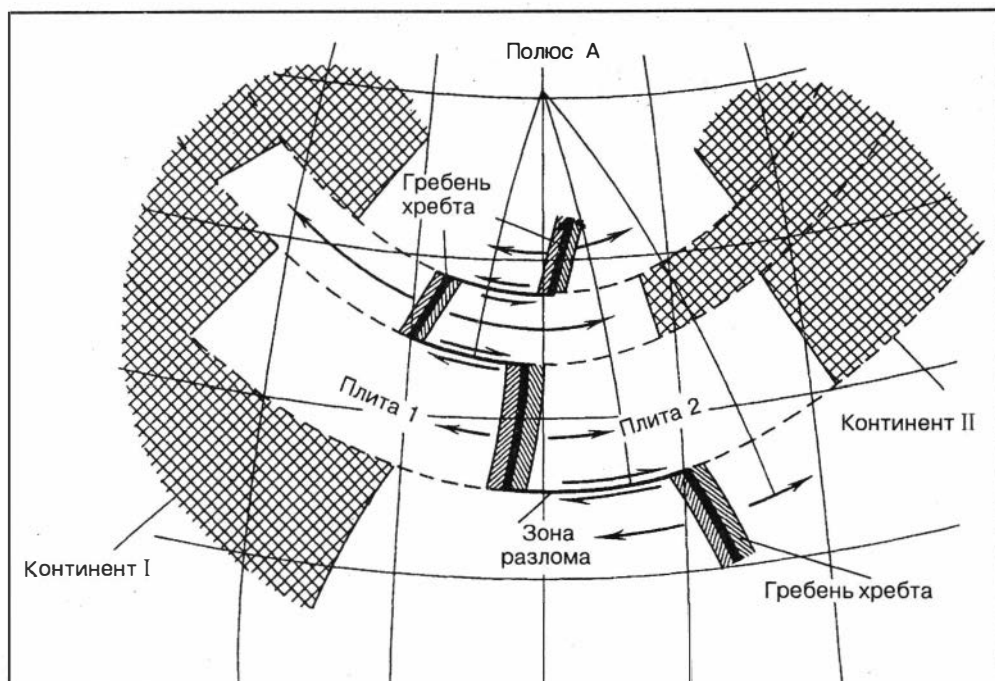


Рис. 5.1. Принципиальная схема относительного движения литосферных плит и развития трансформных разломов [Структурная геология..., 1991].

Дж. Морган и Ле Пишон [Morgan, 1968; Le Pichon, 1968] расширили концепцию Дж. Уилсона, приняв во внимание сферическую форму Земли. На сфере разломы располагаются по малым кругам относительно полюса вращения, определяя относительное движение плит (рис. 5.1).

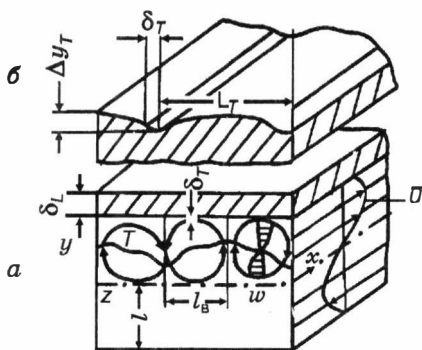
При движении по трансформным разломам (вдоль них) образуются полосы изменений и деформаций шириной 10–20 км с каждой стороны [Трансформные разломы..., 1986], т. е. значительная часть новообразованной океанической коры срединно-океанических хребтов испытывает существенную переработку в связи с развитием данных разломов.

В ситуации, когда движение литосферных плит замедлилось или не началось, большое значение для формирования трансформных разломов могут иметь особенности течения в астеносфере [Добрецов, Кирдяшкин, 1994]. У охлаждающей верхней поверхности астеносфера-литосфера могут возникнуть условия неустойчивой стратификации и вследствие этого появиться валиковые течения с осью по направлению осредненного горизонтального течения. Наличие продольных валиков с осью, нормальной к оси срединно-океанического хребта, должно сказаться на рельефе хребта и объяснить происхождение впадин трансформных разломов. Дело в том, что в области опускного течения валика наблюдается наименьшая температура и, следовательно, поверхность дна океана будет опускаться. Наибольшая температура — в области подъемного потока в валике, а значит, будет наблюдаться и относительный подъем дна (рис. 5.2) [Кирдяшкин, 1989; Добрецов, Кирдяшкин, 1994].

Большое значение для геодинамики срединно-океанических хребтов имеет глубина трансформных разломов. Под трогами разломов зоны разуплотнения в

Рис. 5.2. Схема течений в астеносфере под срединно-океаническим хребтом [Добрецов, Кирдяшкин, 1994].

a — структура течения (разрез по ВВ', см. рис. 5.4);
б — влияние теплового поля на рельеф дна.



мантии (в результате серпентинизации ультрабазитов) проникают на глубину 20–30 км, а в целом трансформные разломы могут достигать глубин 100 км и более [Пушаровский и др., 1995].

Для трансформных разломов характерно резкое уменьшение мощности земной коры до 2–3 км [Fox et al., 1980; Calvert, Whitmarsh, 1986; Potts et al., 1986]. Объяснением этому может служить то, что трансформные разломы, срезая ось хребта, тем самым как бы уничтожают и магматические камеры, которые сокращаются в размерах по мере приближения к разлому. При этом падают объемы поступающих расплавов и соответственно уменьшается количество кристаллизующегося и формирующего океаническую кору материала. Таким образом, граница мантии поднимается очень высоко, и даже при незначительных подвижках ультраосновные мантийные комплексы могут быть выведены на поверхность дна океана [Трансформные разломы..., 1986].

Наличие мантийных гипербазитов в верхних горизонтах разломных трогов отмечается многими исследователями. Причиной появления мантийных ультраосновных пород в верхах разреза океанической литосферы может служить серпентинизация гипербазитов, приводящая к подъему менее плотного вещества, особенно в районе внутреннего углового поднятия в условиях остывшей и сильно деформированной литосферы [Зоненшайн и др., 1989; Bonatti, 1967; Bonatti, Nonpogez, 1976]. Другие исследователи присутствие ультрабазитов в верхних горизонтах связывают с обстановкой сильного неоднородного сжатия, приводящего к чешуйчато-надвиговому строению океанической коры. При этом тектонические соотношения фрагментов различных комплексов, слагающих пакеты пластин и чешуй, позволяют говорить о тектонической расслоенности корового разреза не только внутри разлома, но и на значительном удалении к северу и югу от него [Пушаровский и др., 1995].

На поднятую в зонах трансформных разломов фактически к поверхности дна океана ультраосновную мантию могут непосредственно изливаться базальтовые потоки [Трансформные разломы..., 1986; Добрецов и др., 1994].

Интрузивные, преимущественно габброидные, комплексы весьма характерны для трансформных разломов. В одних случаях (в частности, в разломе Вима, судя по данным [Auzende et al., 1989]) они формируют достаточно мощные и протяженные полосы, в других — мы можем наблюдать только тела небольших размеров.

Среди эффузивов зон трансформных разломов отмечаются базальты более щелочные, чем толеиты рифтовых долин, возникшие при низкой степени плавления мантийного субстрата в глубинных условиях [Структурная геология..., 1991; Thompson, Melson, 1972]. Сильно фракционированные и обогащенные Fe и Ti базальты характерны для спрединговых центров в непосредственной близости с их пересечением с трансформным разломом [Vogt, Byerly, 1976]. Причиной низкой степени плавления мантийного вещества, и в результате этого появление

специфических обогащенных расплавов в районах трансформных разломов, может служить достижение «холодного» участка мантии под разломом уровня генерации магм, приводящее к снижению величины частичного плавления. В дальнейшем происходит медленный подъем магм с задержкой в мелких камерах и повышением степени дифференциации. В то же время характерные для трансформного разлома зоны с повышенной проницаемостью способствуют быстрому поступлению наиболее примитивных магм. Таким образом, в районе пересечения срединно-океанического хребта трансформным разломом одновременно встречаются продукты наиболее дифференцированных и самых примитивных магм [Строение зоны..., 1989; Fox, Gallo, 1984; Langmuir, Bender, 1984].

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЗОНЕ РАЗЛОМА 15°20'

В основу петролого-геохимических исследований в зоне разлома 15°20' положено детальное опробование главных морфоструктур, впервые проведенное по разрезам вкрест простирания рифтовой долины и по площади наиболее важных ключевых участков, что позволило выявить сложное строение САХ в этом регионе. К северу от разлома (северный разрез), в отличие от оси хребта, где доминируют базальтовые породы, морфоструктуры на удалении от рифта сложены в основном габбро-гипербазитовыми комплексами, что свидетельствует об активности тектонических процессов, выведивших на поверхность дна океана ассоциации глубинных пород. К югу от разлома (южный разрез) отмечено асимметричное строение САХ. На западе от оси хребта наблюдаются исключительно базальтовые серии. К востоку от рифтовой долины доминируют комплексы глубинного характера с широким развитием гипербазитов.

Детальными площадными исследованиями в районе восточного сочленения рифта САХ с разломом 15°20' установлено, что в составе океанической литосферы данного региона преобладают базальты (48 %) и гипербазиты (40 %). Габброиды развиты незначительно и представлены либо разностями, сформировавшимися в небольших камерах в матрице гипербазитов, либо динамометаморфическими породами типа флазергаббро, образование которых связано с подъемом мантийных ультраосновных масс к поверхности дна океана. Дайковые породы, представленные преимущественно габбро-долеритами, составляют не более 2 % от всего объема драгированного материала в зоне данного разлома, что указывает на отсутствие здесь мощного спредингового комплекса типа «дайка в дайке». Процессы спрединга в пластичных гипербазитах реализовывались путем формирования серии жилообразных габброидных тел различной формы, а в более прочных базальтоидах приводили к развитию ограниченных по своим масштабам дайковых комплексов. В целом океаническая кора в этом регионе сложена в основном базальтами и гипербазитами с участием в значительно меньших масштабах габброидов при явно редуцированном положении дайковых спрединговых комплексов. Наличие отдельных участков свежих базальтовых пород среди гипербазитов свидетельствует об излиянии базальтовых магм непосредственно на ультраосновную мантию, поднятую тектоническими процессами к поверхности дна океана (см. гл. 1 и работы В. А. Симонова, В. Ю. Колобова [1993]; Н. Л. Добрецова и др. [1994]).

Несмотря на в целом редуцированную литосферу (где доминируют гипербазиты и базальты), выявлены отдельные участки (в частности, это внутреннее

угловое поднятие в районе непосредственного восточного сочленения рифта САХ и разломного трога), где установлены полные разрезы океанической литосферы: гипербазиты с преобладанием гарцбургитов→расслоенные серии (дуниты, клинопироксеносодержащие перидотиты)→габброиды→дайковые долериты→базальты.

Петрологические исследования эффузивов показали, что характерные разновидности базальтов в районе восточного сочленения рифта САХ и разлома 15°20' пространственно приурочены к определенным морфоструктурам и коррелируются с отрицательными аномалиями магнитного поля. Афировые стекловатые базальты представляют собой комплекс молодых вулканических образований «нулевого возраста» рифтовой долины САХ и южного борта разлома по обеим сторонам от нодалной впадины. Порфировые базальты к югу от разлома (примерно с 14°50' с.ш.) образуют обширную вулканическую толщу, мощность которой по предварительным оценкам в западном борту САХ достигает 500–700 м, в восточном — 250–300 м. Образование этой мощной базальтовой толщи связано с определенным этапом развития мантийного плюмового магматизма, формировавшего геохимическую аномалию.

При анализе геохимических особенностей вулканических пород зоны разлома 15°20' обнаружено, что в пределах полигона детальных исследований на восточном сочленении можно выделить два участка развития обогащенных несовместимыми элементами базальтов типа EMORB. Один из них проявлен локально и приурочен к непосредственному сочленению долины рифта и трога разлома. Другой участок расположен в южной части полигона практически симметрично относительно оси рифта САХ и представляет собой область площадного развития EMORB, ширина которой в районе южного профиля достигает более 100 км. По основным геохимическим параметрам обогащенные базальты обоих участков отвечают проявлениям плюмового базальтового магматизма Азорской и Исландской «горячих точек».

Базальты из района непосредственного сочленения рифт–разлом (помимо высоких концентраций несовместимых элементов и воды) характеризуются высокой степенью дифференцированности расплавов. Объяснение этого явления мы видим в особенностях физико-химического и геодинамического режимов областей пересечения трансформных разломов со срединно-океаническими хребтами. Зоны трансформных разломов представляют собой участки сильно дислоцированной «холодной» океанической литосферы, характеризующейся повышенной проницаемостью. Очевидно, что здесь в процессе вулканической деятельности могут достигать океанического дна и изливаться на его поверхность только самые низкотемпературные базальтовые расплавы, обогащенные летучими и легкоплавкими компонентами.

Исходя из оценок средних скоростей спрединга океанической литосферы в Центральной Атлантике и масштабов площадного развития базальтов с аномально высокими концентрациями несовместимых элементов, сделан вывод о том, что геохимическая аномалия в зоне разлома 15°20' сформировалась более 3 млн лет тому назад. Установлена периодичность поступления обогащенных базальтовых расплавов из мантийного плюма — 1–1,5 млн лет. На основании данных по распределению H₂O и K₂O в базальтовых стеклах рифтовой зоны САХ (южный разрез) показано, что магматизм «нулевого возраста» отвечает началу нового цикла.

Оценки глубин плавления мантийного субстрата с образованием базальтовых магм, выполненные по методу [Schilling et al., 1995], свидетельствуют, что в

целом для района развития аномальных эффузивных серий на восточном сочленении рифт—разлом 15°20' они оказываются значительно более глубинными (до 60—65 км и более) по сравнению с базальтами северного сегмента САХ (менее 50 км). Выделяется две аномалии: одна — небольшая, но с резким градиентом глубин, на непосредственном сочленении рифт—разлом с максимальной глубиной более 80 км, другая — обширная с относительно стабильной глубиной (60—65 км) в районе южного разреза. Максимальные оценки хорошо соответствуют значениям глубин выплавления расплавов в этом регионе по данным предыдущих исследователей (около 85 км [Shen, Forsyth, 1995]). Таким образом, анализ особенностей химизма аномальных эффузивных серий зоны разлома 15°20' показал, что эти расплавы, несомненно, являются более глубинными по сравнению с типичными толеитовыми сериями зон спрединга срединно-океанических хребтов.

Геохимическими исследованиями спрединговых комплексов зоны разлома 15°20' установлено, что по своему составу все изученные породы дайковых серий соответствуют нормальным базальтам срединно-океанических хребтов типа NMORB. Результаты ЭВМ-моделирования кристаллизационной дифференциации базальтовых расплавов в интрузивных изобарических условиях подтверждают эти данные и доказывают комагматичность дайковых пород (габбро-долеритов и долеритов) с базальтами типа NMORB. Таким образом, обогащенные расплавы (EMORB) геохимической аномалии фактически не принимали участия в спрединговых процессах. Магмы типа EMORB поднимались к поверхности дна океана независимо от спрединга и магматических систем типа NMORB. Подтверждением этих выводов служат результаты расчетного моделирования деконпрессионного фракционирования в открытой системе, показавшие, что для глубинных расплавов EMORB устанавливаются значительно большие скорости (как минимум в 2 раза) подъема, чем для NMORB. Поэтому быстрое движение обогащенных расплавов EMORB с глубин к поверхности дна океана происходило без формирования заметного количества субинтрузивных тел.

Результаты ЭВМ-моделирования кристаллизации габброидов зоны разлома 15°20' в изобарических условиях показывают, что в пределах восточного сочленения рифта САХ с разломом 15°20' габбро-нориты и долериты образуют единую серию, которая, судя по совмещению большинства точек состава пород с трендом дифференциации базальтовых расплавов, комагматична с базальтами типа NMORB.

В случае высокотитанистых ильменитсодержащих габброидов расчетное моделирование кристаллизационной дифференциации при изобарических условиях свидетельствует о том, что эти рудные габбро не являются дифференциатами ни NMORB, ни EMORB базальтовых магм. Исходные расплавы для этих пород должны быть значительно более обогащенными по содержанию TiO_2 .

Петролого-минералогическими исследованиями гипербазитов зоны разлома 15°20' установлено, что среди них преобладает (более 95 %) дунит-гарцбургитовый комплекс, представленный мантийными ультраосновными реститами, формирование структур которых связано с пластическим течением и синтетонической рекристаллизацией. Ультрабазиты, относящиеся к магматогенной расслоенной серии (преимущественно лерцолиты, верлиты), найдены в виде единичных образцов.

Реститовые ультрабазиты (гарцбургиты с незначительным количеством дунитов) по составу минералов соответствуют различной степени частичного плав-

ления мантии и могут быть разделены на три группы. *Первая*, умеренно деплетированная, состоит только из перидотитов северного борта разлома в районе западного пересечения с рифтом САХ. Аналогичные породы встречаются в большинстве районов САХ совместно с нормальными базальтами типа NMORB. *Во вторую*, умеренно-сильно деплетированную, попадает около 70 % перидотитов из всех остальных морфоструктур зоны разлома 15°20'. Они отвечают гипербазитам аномальных структур типа «горячих точек», например района Азорского поднятия, где широко развиты обогащенные базальты (EMORB). *К третьей группе* принадлежат максимально деплетированные перидотиты, приуроченные в основном к участку непосредственного восточного сочленения рифта САХ и разломного трога («внутреннее угловое поднятие»). Ультраосновные породы с аналогичными особенностями характерны для островодужных структур (глубоководные желоба), поэтому можно предположить, что данные гипербазиты испытали повторное частичное плавление, как ультрабазиты фундамента островных дуг.

Рассматривая распределение различных групп гипербазитов, видим, что поля сильно деплетированных перидотитов в целом совпадают с областями распространения обогащенных базальтов и долеритов. Наблюдается прямая связь степени обогащенности базальтов с деплетированностью перидотитов. Столь необычную ассоциацию истощенного мантийного вещества и обогащенных расплавов можно объяснить воздействием аномальных магматических систем «горячей точки». Движение магматических потоков, обогащенных летучими и щелочами, сквозь субстрат мантии может приводить к экстрагированию и выщелачиванию (возможно, при повторном частичном плавлении) наиболее подвижных и легкоплавких компонентов, значительно повышая степень деплетированности мантийных гипербазитов.

Петрохимические исследования ультраосновных пород зоны разлома 15°20' свидетельствуют, что среди вторичных процессов изменения гипербазитов преобладают серпентинизация и карбонатизация. При серпентинизации поступление воды приводит к удалению из гипербазитов преимущественно только кремнезема, а остальные основные химические компоненты разбавляются, создавая впечатление уменьшения их концентрации в результате выноса. При карбонатизации выносятся не только кремнезем, но и магний, на фоне интенсивного привноса кальция.

В результате исследования закономерностей распределения химических компонентов в гипербазитах по площади в зоне разлома 15°20' установлено наличие двух основных максимумов проявления вторичных процессов преобразования ультраосновных пород (в районах сочленения рифта с разломным трогом и южного разреза). Карбонатизация гипербазитов в наибольшей степени проявилась в южном борту разлома в районе его непосредственного пересечения с рифтом САХ. Причиной данных процессов, по всей вероятности, являются гидротермальные системы, активно действующие на участке непосредственного сочленения разломного трога и рифта САХ, а также в районе южного разреза.

Исследования летучих компонентов в базальтовых стеклах зоны разлома 15°20' позволили установить структуру геохимической аномалии в пространстве. Согласно распределению H₂O в стеклах, отобранных вдоль рифтовой долины, выясняется сложное строение аномалии с двумя максимумами (в районе 14°30' с.ш. и около разломного трога), что хорошо соответствует данным по другим химическим элементам [Соболев и др., 1992]. В разрезе вкрест простирания САХ прослеживается явный рост H₂O от периферии к оси хребта с максимумом в

рифтовой долине, т. е. роль воды в магматических системах увеличивается со временем, и интенсивность аномалии в настоящий период растет.

Данные по летучим компонентам в базальтовых стеклах показали, что расплавы аномалии обогащены не только водой, но и другими газами (CO_2 , CH_4). При этом в аномальных расплавах наблюдаются не просто высокие содержания летучих, а наиболее характерным является увеличение диапазонов с широкими вариациями значений флюидных компонентов. В то же время магмы геохимической аномалии обеднены азотом. Установлена обратная связь воды с азотом. Наиболее насыщены азотом сухие магмы типа NMORB в северном разрезе.

При изучении взаимосвязей содержания H_2O в базальтовых стеклах с их химическим составом обнаружено, что в магматических системах типа NMORB (северный разрез) заметную роль играли процессы фракционирования с незначительным накоплением воды, щелочей и железа. При этом расплавы аномалии (южный разрез и район сочленения рифта с разломным трогом) обогащались водой и калием изначально в глубинных условиях мантии, и геохимические особенности практически не изменялись в последующих процессах кристаллизационной эволюции магм.

Исследование летучих компонентов в минералах свидетельствует о том, что в океанической литосфере зоны разлома $15^{\circ}20'$ существуют два основных направления эволюции флюидных систем, происходящих на фоне роста окисленности исходного мантийного флюида. В одних случаях при быстром подъеме базальтовых расплавов в фенокристаллах успевает отделиться только водород, а соотношения других газов, в частности отношение CO/CO_2 , в основном сохраняются, т. е. вкрапленники из базальтов зоны разлома, как и мантийные ксенолиты в континентальных областях, несут информацию о глубинных мантийных флюидах. В других — длительные процессы развития интрузивных габбро-гипербазитовых комплексов вызывают не только удаление водорода, но и окисление остальных летучих (в частности $\text{CO} \rightarrow \text{CO}_2$), что характерно и для древних офиолитовых ассоциаций.

Особенности летучих компонентов закономерно изменяются в разрезах литосферы САХ в зоне разлома $15^{\circ}20'$. Снизу вверх по разрезу (гипербазиты \rightarrow габбро \rightarrow базальты) последовательно уменьшается содержание H_2O и падает ее роль по отношению к углекислоте. В таком же порядке изменяется и количество метана во флюиде — с максимальными значениями для гипербазитов и минимальными для базальтов. Степень окисленности летучих от гипербазитов к габбро падает и затем растет к эффузивам, формируя своеобразный «габбродный минимум» окисленности, обязанный своим происхождением лучшей сохранности восстановленных летучих в замкнутых камерах.

Анализ распределения благородных металлов в породах зоны разлома показал, что содержания элементов платиновой группы закономерно изменяются в разрезах литосферы САХ. В последовательной смене пород (снизу вверх по разрезу: гипербазиты \rightarrow габбро \rightarrow долериты \rightarrow базальты) концентрации тугоплавких элементов (Os, Ir, Ru) падают и накапливаются более легкоплавкие (Pt, Pd). Содержания золота в породах зоны разлома $15^{\circ}20'$ меньше кларковых значений.

Изучение взаимосвязей летучих компонентов и благородных металлов в базальтах зоны разлома $15^{\circ}20'$ свидетельствует о том, что идет относительное повышение количества металлов платиновой группы с увеличением содержания воды и степени окисленности флюида в расплавах при переходе от нормальных магматических систем (NMORB) к обогащенным аномальным систе-

мам (EMORB). В габбро данного региона установлена иная по сравнению с базальтами картина — с увеличением количества воды и степени окисленности флюида в породах (главным образом в результате воздействия вторичных процессов) падает содержание металлов платиновой группы. В мантийных гипербазитах зоны разлома 15°20' повышение количества воды при серпентинизации приводит к падению содержаний МПГ.

Исследования расплавных включений в минералах из базальтов зоны разлома 15°20' показали широкий интервал температур магматических процессов, начавшихся с кристаллизации оливинов (1350–1220 °С) и продолжавшихся с образованием клинопироксенов и плагиоклазов (1250–1170 °С).

В результате изучения расплавных включений в оливинах удалось установить в целом для данного региона группу наиболее примитивных начальных расплавов, имеющих сходные физико-химические характеристики как в районе аномалии (южный разрез, сочленение рифта САХ и разломного трога), так и в области развития нормальных магм (северный разрез). Эти начальные магмы с температурами свыше 1280 °С содержат MgO до 14,8 мас. %, обладают минимальными значениями отношений FeO/MgO (до 0,7), K₂O/TiO₂ (до 0,1) и близки по составам к исходным расплавам в других регионах САХ (в частности на 9° с.ш., судя по данным [Sobolev, Shimizu, 1993]). В то же время высокотемпературные (1280–1340 °С) и высокомагнезиальные расплавы аномальных магматических систем типа EMORB имели широкий диапазон содержаний калия от минимальных (K₂O/TiO₂ до 0,1 — аналогично примитивным начальным расплавам NMORB) до значительных (K₂O/TiO₂ — 0,24).

Совместные исследования расплавных включений, базальтов и базальтовых стекол позволили выделить два четко различающихся тренда эволюции глубинных примитивных расплавов при их подъеме к поверхности дна океана: слабое накопление калия в магматических системах северного разреза (в пределах вариаций, характерных для NMORB) и резкое обогащение расплавов, начавшееся еще в глубинных условиях (районы южного разреза и непосредственного сочленения рифта и разломного трога), с образованием аномальных магм типа EMORB.

Для сравнительной оценки, полученной по расплавным включениям информации об эволюции составов расплавов при снижении их температурных характеристик, проведено ЭВМ-моделирование декомпрессионных процессов дифференциации магм зоны разлома 15°20' в открытой системе с использованием программы КОМАГМАТ [Ariskin et al., 1993]. Анализ показал хорошее соответствие расчетных данных с результатами экспериментальных исследований расплавных включений, что является дополнительным свидетельством достоверности и реальности полученной по включениям информации о параметрах и об особенностях эволюции магматических систем в зоне разлома 15°20'. В результате экспериментальные исследования расплавных включений и расчетное моделирование позволили проследить эволюцию свойств расплавов в реальных процессах снижения температурных характеристик магматических систем при подъеме к поверхности дна океана в различных морфоструктурах зоны разлома 15°20'.

Основные закономерности геохимической эволюции как обогащенных, так и нормальных магматических систем в зоне разлома 15°20' связаны с последовательной кристаллизацией минералов. С помощью данных по расплавным включениям отчетливо прослеживается фракционная дифференциация начальных расплавов с кристаллизацией оливинов и накоплением в расплавах Al, Ti, Ca,

Na, K на ранних стадиях. Затем идет кристаллизация пироксенов и плагиоклазов с уменьшением в расплавах Al и особенно Ca. Щелочи и титан при этом продолжают накапливаться в остаточных магмах. На всю эту наиболее общую для зоны разлома 15°20' характерную последовательность процессов накладывается (еще на ранних глубинных этапах кристаллизации оливинов) заметное обогащение калием магматических систем в районах развития аномалии (южный разрез и непосредственное сочленение рифта и разломного трога), что служило основной причиной роста такого индикаторного отношения, как K_2O/TiO_2 .

Данные по расплавленным включениям и летучим компонентам в базальтовых стеклах свидетельствуют о том, что не температурный фактор является определяющим в формировании аномалии в зоне разлома 15°20', а наиболее вероятно, что флюидные компоненты, и прежде всего H_2O , ответственны за развитие аномально обогащенных магм типа EMORB.

Исследования флюидных включений в минералах из пород литосферы САХ в зоне разлома 15°20' показали активное развитие гидротермальных процессов с достаточно высокими параметрами (температура 230–250 и до 320–405 °С, давление до 510–960 бар) в районе проявления аномального магматизма с максимальными содержаниями воды в базальтовых расплавах. Установлен сложный многокомпонентный состав растворов. Здесь присутствуют обычные для морской воды соли натрия и магния, наблюдаются также более характерные для гидротермального флюида соли кальция и калия. Это свидетельствует о формировании рассмотренных гидротермальных систем в сложных процессах преобразования морской воды в ходе ее циркуляции и смешения с магматогенными флюидами.

Концентрации солей в гидротермальных растворах, судя по результатам изучения флюидных включений, явно превышают соленость морской воды и большинство активно действующих гидротерм на дне океана, достигая 8–18 и до 38–48 %. Основной причиной подобной ситуации является, по всей вероятности, близость рассмотренных гидротермальных образований к действующим магматическим очагам с обогащенными водой расплавами, служившими в определенной мере источниками высококонцентрированных рассолов.

Совместные исследования составов минералов и находящихся в них флюидных включений позволили выяснить эволюцию физико-химических параметров динамометаморфических процессов при формировании флазергаббро в зоне разлома 15°20'. Преобразования габброидов начинались при температурах 500–520 °С и давлениях 2,0–2,7 кбар с влиянием растворов, в составе которых преобладали соли магния. На следующей стадии динамометаморфических процессов с повышенными P – T -параметрами ($T = 550$ – 690 °С, $P = 2$ – 4 кбар) практически полностью уничтожена первичная габбровая структура. При максимальных P – T -условиях метаморфизма ($T > 700$ °С, $P > 4$ кбар) происходило пластическое течение пород с одновременной кристаллизацией метаморфогенных минералов, что приводило к формированию флазергаббро с линейными гнейсовидными структурами. На всех стадиях динамометаморфических процессов активно участвовали растворы со значительными концентрациями солей магния. Такой состав флюидов, отличающийся от обычных гидротерм на океаническом дне, объясняется тесной пространственной ассоциацией флазергаббро с измененными гипербазитами, которые при динамометаморфизме, начиная с температур около 500 °С, интенсивно десерпентинизировались, выделяя значительное количество воды, естественно обогащенной магниезиальным компонентом.

ОСОБЕННОСТИ ГЕДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ В ЗОНЕ РАЗЛОМА 15°20'

Все геологические и петролого-геохимические особенности океанической литосферы в рассматриваемом регионе обусловлены действием нескольких основных геодинамических систем. Прежде всего это спрединг в рифтовой зоне. На эту систему накладываются геодинамические процессы формирования трансформного разлома 15°20'. Наконец, на обе действующие геодинамические системы, и это является спецификой зоны разлома 15°20', воздействует аномальный магматизм развивающейся «горячей точки». Учитывая, что исследуемый район — это область тройного сочленения Северо-Американской, Южно-Американской и Африканской плит [Vougault et al., 1988], мы видим уникальность и сложность геодинамических процессов, формирующих литосферу в зоне трансформного разлома.

Приведенные выше результаты петролого-геохимических исследований позволяют достаточно обоснованно рассмотреть некоторые характерные черты основных геодинамических процессов в рассматриваемом регионе.

Общая картина геодинамических процессов формирования океанической литосферы в зоне разлома 15°20' представляет собой совокупность действия ряда геодинамических систем, среди которых, как уже отмечалось выше, выделяются три главные: спрединг в рифте САХ, образование трансформного разлома и развитие аномального магматизма «горячей точки».

Спрединг, ответственный собственно за формирование структур САХ и за новообразование океанической коры, является следствием глубинных геодинамических процессов конвективного течения вещества мантии, детально рассмотренных Н. Л. Добрецовым и А. Г. Кирдяшкиным [1994] (рис. 5.3, 5.4). Таким образом, поступление мантийного вещества и образование новой океанической коры в зоне разлома 15°20' обусловлено действием мантийных конвективных потоков, создающих спрединговые процессы.

Необходимо отметить, что по химическому составу все изученные породы спрединговых дайковых комплексов в зоне разлома 15°20' соответствуют нормальным базальтам срединно-океанических хребтов типа NMORB. Габброиды и габбро-долериты комагматичны тем же эффузивам типа NMORB. Таким образом, обогащенные расплавы (EMORB) геохимической аномалии фактически

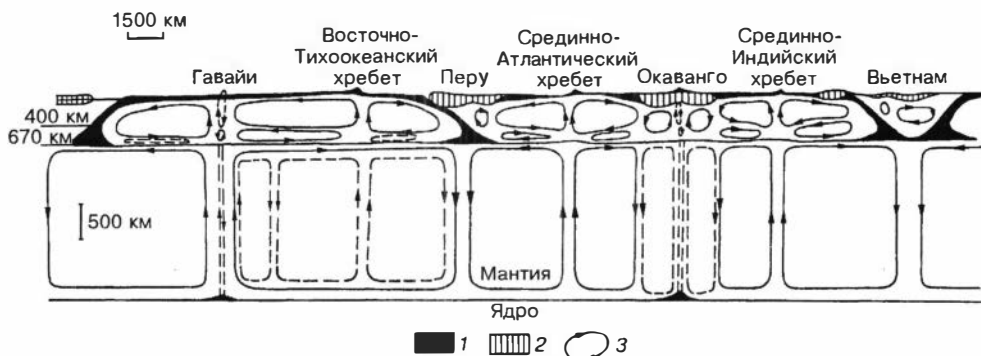


Рис. 5.3. Гипотетический разрез через мантию Земли [Добрецов, Кирдяшкин, 1994]. 1, 2 — литосфера: 1 — океаническая, 2 — континентальная; 3 — конвективные течения в астеносфере и нижней мантии.

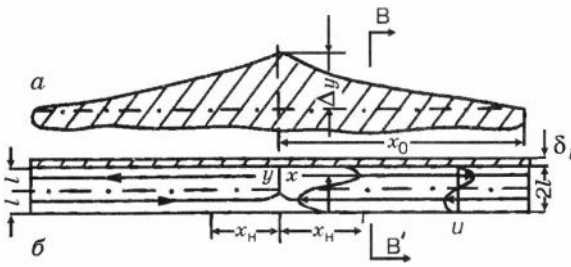


Рис. 5.4. Схема движения в астеносфере под срединно-океаническим хребтом [Добрецов, Кирдяшкин, 1994].

a — рельеф срединно-океанического хребта; *б* — движение в астеносфере.

не принимали участия в спрединговых процессах. Магмы типа EMORB поднимались к поверхности дна океана не зависимо от спрединга и магматических систем типа NMORB.

Зона разлома 15°20' является тройным сочленением литосферных плит (Северо-Американской, Южно-Американской и Африканской [Bougault et al., 1988]), и поэтому *формирование собственно структур трансформного разлома 15°20'* в первую очередь связано с относительным перемещением этих плит согласно основным принципам, рассмотренным предыдущими специалистами [Wilson, 1965; Le Pichon, 1968; Morgan, 1968; Le Pichon et al., 1973; и др.].

Для разлома 15°20' (как и в случае других трансформных разломов) установлено резкое уменьшение мощности океанической коры до 2–3 км (рис. 5.5 и 5.6, по данным Ю. М. Пушаровского и др. [1995]). Столь редуцированный характер коры свидетельствует прежде всего о значительно меньших масштабах магматических процессов непосредственно в разломном трого по сравнению с рифтовой зоной. В связи с этим становится проблематичным активное действие магматических систем, непосредственно связанных с развитием трансформного разлома 15°20', а появление аномальных расплавов на участке непосредственно восточного сочленения рифта САХ и разломного трого является следствием других геодинамических процессов, рассмотренных ниже.

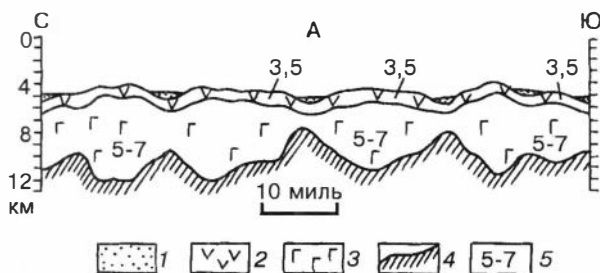
Формирование очень тонкой коры под структурами разлома 15°20' приводит к высокому подъему мантийного субстрата и достаточно незначительных по своим масштабам тектонических движений, чтобы вывести комплексы ультраосновных пород на поверхность дна океана. При этом ультрабазиты могут появиться в любых частях разреза океанической коры. Наличие мантийных гипербазитов в верхних горизонтах разломных трогов, что отмечается многими ис-



Рис. 5.5. Разрез по сейсмическому профилю МОВ ОГТ 2/86 поперек простираения разлома 15°20' (по данным из работы Ю. М. Пушаровского и др. [1995]).

1 — отражающие площадки, подчеркивающие общую структуру; 2 — осадки; 3 — поверхность Мохоровичича; 4 — наклонные отражающие горизонты.

Рис. 5.6. Глубинный разрез по профилю 2/86 поперек прости-
рания разлома 15°20' (по дан-
ным работ [Строение зоны...,
1989; Пушаровский и др., 1995]).
1 — осадки; 2 — первая толща
(верхняя часть геофизического
слоя 2); 3 — вторая толща (слои 2
и 3); 4 — поверхность Мохорови-
чича; 5 — значения скоростей про-
дольных сейсмических волн, км/с.
А — долина (трог) разлома 15°20'.



следователями (см. гл. 1, а также работы [Строение зоны..., 1989; Пушаровский и др., 1995]), характерно в том числе и для разлома 15°20'. Причиной появления мантийных ультраосновных пород в верхах разреза океанической литосферы может служить сочетание нескольких факторов. Во-первых, неизбежная серпентинизация мантийного ультраосновного субстрата при взаимодействии его с морской водой способствует появлению менее плотных блоков, стремящихся в верхние горизонты. Во-вторых, существуют достаточно убедительные доказательства сильного неоднородного сжатия, приводящего к чешуйчато-надвиговому строению океанической коры в зоне трансформного разлома 15°20' [Пушаровский и др., 1995]. В частности, в данном регионе надвиговые структуры отмечены в поднятии внутреннего угла восточного сочленения рифта САХ с разломным трогом [Добрецов, Кирдяшкин, 1994]. По нашему мнению, именно совме-

стные действия этих взаимосвязанных процессов и влияют на образование аномальных разрезов океанической коры с мантийными ультраосновными комплексами в верхних горизонтах.

На поднятую в зоне трансформного разлома 15°20' фактически к поверхности дна океана ультраосновную мантию могут непосредственно изливаться базальтовые потоки, что и зафиксировано нами ранее (см. гл. 1 и работы В. А. Симонова, В. Ю. Колобова [1993]; Н. Л. Добрецова и др. [1994]). Для исследуемого региона характерно, что преобладающая часть базальтовых распла-

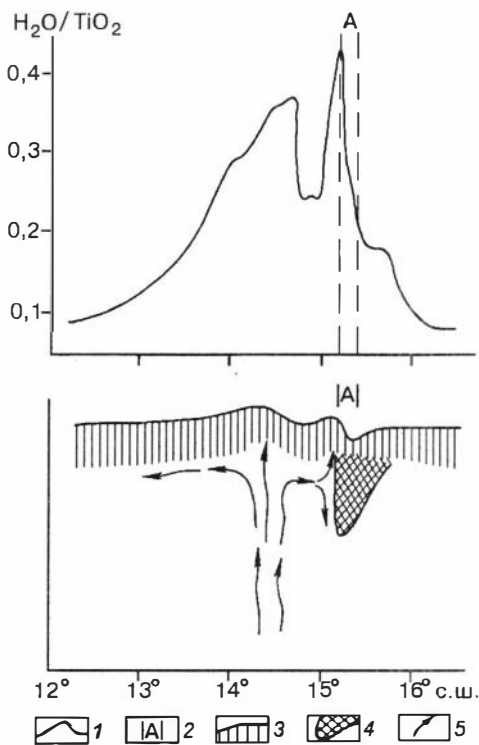


Рис. 5.7. Принципиальная схема движе-
ния магматических потоков вдоль оси
САХ в зоне разлома 15°20'.

1 — распределение значений H_2O/TiO_2 в базальтовых стеклах вдоль рифтовой долины САХ; 2 — трог разлома 15°20'; 3 — океаническая кора; 4 — «корни», участки холодной мантии под разломом 15°20'; 5 — движение обогащенных магматических потоков.

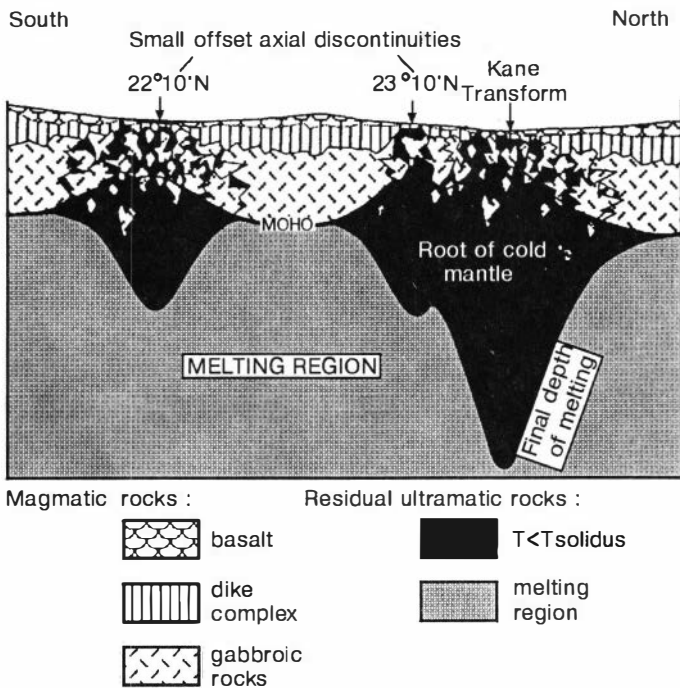


Рис. 5.8. «Корни» холодной мантии под трансформным разломом Кейн (Срединно-Атлантический хребет) (по данным I. Ghose et al. [1996]).

вов проходит сквозь такую редуцированную литосферу, и лишь незначительная их доля задерживается в промежуточных камерах с формированием небольших по размерам тел габброидов.

В зоне разлома $15^{\circ}20'$ на характерные особенности магматических систем большое влияние оказывает *развитие геохимической аномалии («горячей точки»)*. При этом особую специфику вносит взаимодействие аномальных систем с трансформным разломом. На графиках распределения легкоподвижных компонентов (летучие и щелочи) вдоль рифтовой зоны САХ устанавливаются два максимума: в районе около $14^{\circ}30'$ с.ш. и непосредственно вблизи разлома $15^{\circ}20'$ (рис. 5.7). Первый пик отражает непосредственное влияние обогащенных расплавов «горячей точки». Причиной появления второго максимума служит развитие структур трансформного разлома $15^{\circ}20'$. Проникающие на большие глубины трансформные разломы проявляются в виде зон разуплотнения в мантии (глубиной до 20–30 км), связанных с серпентинизацией ультрабазитов при их гидратации [Пушаровский, 1995]. При этом под трогами разломов возникают узкие прямолинейные зоны большой протяженности и значительной глубины, более холодные, чем окружающая мантия. Существование достаточно глубоких «корней» холодной мантии под трансформными разломами убедительно показано для зоны разлома Кейн в Центральной Атлантике (рис. 5.8) [Ghose et al., 1996]. Именно охлажденная мантия под трансформным разломом $15^{\circ}20'$, глубина которого оценивается в несколько десятков километров [Пушаровский и др., 1995], может служить своеобразным барьером, задерживающим флюидно-магматические потоки, идущие от диапира «горячей точки» (см. рис. 5.7). В результате легкоподвижные компоненты накапливаются, создавая дополнительный максимум.

Подобная модель формирования двойной аномалии в срединно-океанических хребтах под действием диапира «горячей точки» рассматривалась и ранее [Vogt, Johnson, 1975].

Движение флюидно-магматических потоков, обогащенных летучими и щелочами, сквозь субстрат мантии может приводить к экстрагированию и выщелачиванию (возможно, при повторном частичном плавлении) наиболее подвижных и легкоплавких компонентов, значительно повышая степень деплетированности мантийных гипербазитов. Подтверждением реальности этих модельных процессов служат особенности распределения различных групп гипербазитов в зоне разлома $15^{\circ}20'$, показывающие, что поля сильно деплетированных перидотитов в целом совпадают с областями распространения обогащенных базальтов. При этом наблюдается прямая зависимость степени обогащенности базальтов и деплетированности перидотитов. В частности, максимально деплетированные перидотиты приурочены в основном к участку непосредственного восточного сочленения рифта САХ и разломного трога («внутреннее угловое поднятие»), где устанавливается развитие (под воздействием флюидно-магматических потоков мантийного плюма) второго максимума геохимической аномалии.

В общем, согласно информации, представленной на рис. 5.7 и 5.8, мы видим явно холодную зону («корни») в мантии под трансформным разломом, что является подтверждением модели, рассмотренной Н. Л. Добрецовым, А. Г. Кирдяшкиным [1994], и свидетельствует о реальности валиковых течений с опускающимися потоками под зонами трансформных разломов, независимых от процессов деформации в самих разломах.

* *
*

Подводя итоги, необходимо кратко подчеркнуть основные особенности практически одновременно действующих главных геодинамических систем (рис. 5.9).

Конвективные течения в астеносфере приводят к спрединговым процессам в рифтовой зоне, раздвижению плит в стороны от оси хребта и формированию новой океанической коры. Эти глобальные геодинамические процессы создают основные структуры Срединно-Атлантического хребта.

Движение по трансформному разлому в результате относительного перемещения литосферных плит способствует (в случае разлома $15^{\circ}20'$) смещению оси САХ на 195 км.

Течение в астеносфере в виде продольных валиков с осью, нормальной к оси хребта, вносит существенный вклад в формирование трога разлома $15^{\circ}20'$, а также области холодной мантии под ним, которая разделяет магматические системы САХ и служит барьером для обогащенных магматических потоков мантийного плюма «горячей точки».

Магматические системы САХ типа NMORB, связанные с конвективными течениями в астеносфере и развитием спрединговых процессов, формируют основную часть коры в зоне трансформного разлома $15^{\circ}20'$. Область активной генерации этих магм находится на глубинах менее 50 км.

Мантийный плюм «горячей точки», накладывающийся на предыдущие геодинамические процессы, приводит к развитию обогащенных магматических систем типа EMORB. В результате взаимодействия этих систем с глубинными структурами трансформного разлома $15^{\circ}20'$ образуется сложная конфигурация анома-

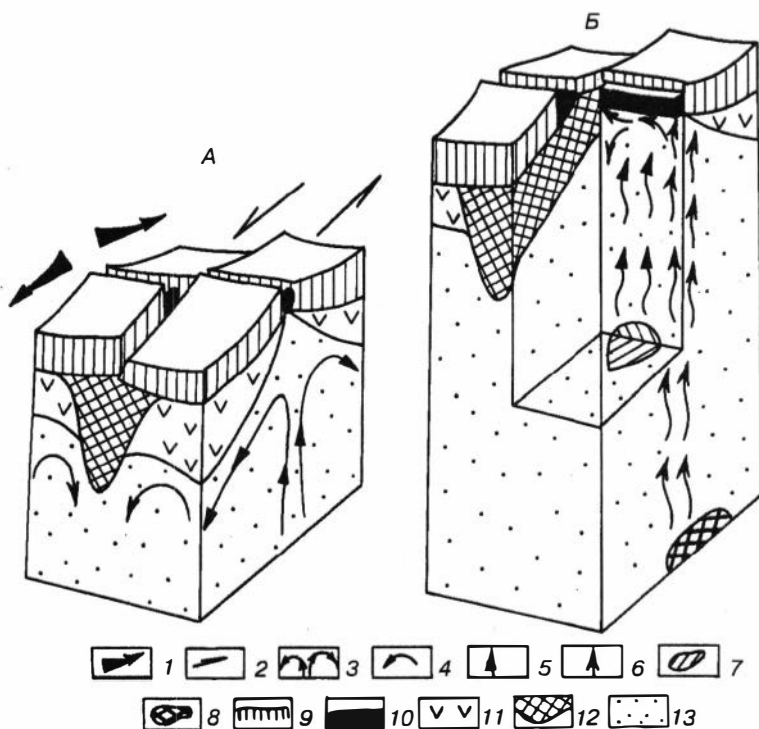


Рис. 5.9. Принципиальная схема геодинамических процессов в зоне трансформного разлома $15^{\circ}20'$.

А — основные геодинамические процессы; *Б* — движение магматических потоков. 1 — движение литосферных плит в стороны от оси хребта; 2 — относительные движения по разлому; 3 — конвективное течение в астеносфере; 4 — валиковые течения в астеносфере; 5 — подъем магм типа NMORB; 6 — подъем обогащенных расплавов типа EMORB; 7 — источник магм NMORB; 8 — источник обогащенных расплавов EMORB; 9 — океаническая кора; 10 — современная кора рифтовой зоны; 11 — мантия; 12 — «корни» холодной мантии под трансформным разломом; 13 — астеносфера.

лии с двумя максимумами. Исходя из оценок средних скоростей спрединга океанической литосферы в Центральной Атлантике и масштабов площадного развития базальтов с аномально высокими концентрациями несовместимых элементов, можно сделать вывод, что геохимическая аномалия сформировалась более 3 млн лет тому назад. Установлена периодичность поступления обогащенных базальтовых расплавов из мантийного плюма — 1–1,5 млн лет. В разрезе вкрест простирающихся САХ прослеживается явный рост H_2O от периферии к оси САХ с максимумом в рифтовой долине, т. е. роль воды в магматических системах увеличивается со временем и интенсивность аномалии в настоящий период растет.

Источник обогащенных расплавов (EMORB) находится гораздо глубже, чем (NMORB) — около 80–85 км. Образование таких аномально обогащенных расплавов связывается с развитием «горячих точек», появление которых обусловлено подъемом высокотемпературных мантийных плюмов [Структурная геология..., 1991; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Morgan, 1972; Wilson, 1973]. Природа этих плюмов может быть либо чисто тепловая (при плавлении окружающего субстрата), либо чисто химическая (при различии в плотности между веществом

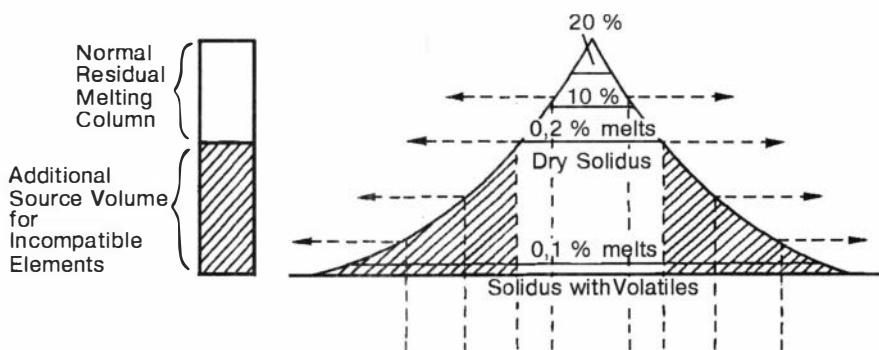


Рис. 5.10. Влияние летучих компонентов на солидус субстрата мантии и появление добавочного источника несовместимых элементов в выплавляющихся расплавах (по данным из работы [Langmuir et al., 1992]).

плюма и окружающим массивом), либо совместно и тепловая и химическая [Добрецов, Кирдяшкин, 1994]. Наши исследования позволяют утверждать, что просто подъем высокотемпературного мантийного субстрата явно недостаточен для формирования обогащенных магм типа EMORB в зоне разлома $15^{\circ}20'$. Огромную роль в развитии рассмотренных аномальных магматических систем играют, по нашему мнению, летучие компоненты. Прямым доказательством значительной роли воды в аномальных расплавах (типа EMORB) зоны разлома $15^{\circ}20'$ служат данные о высоком содержании H_2O (0,59–0,60 мас. %) в расплавных включениях в оливине [Sobolev, Chaussidon, 1996]. В целом данные по расплавным включениям и летучим компонентам в базальтовых стеклах свидетельствуют о том, что не температурный фактор является определяющим в формировании аномалии в зоне разлома $15^{\circ}20'$, а наиболее вероятно, что флюидные системы, и прежде всего H_2O , ответственны за развитие аномально обогащенных магм типа EMORB.

Летучие компоненты послужили причиной обогащения мантийных расплавов несовместимыми литофильными элементами (прежде всего калием). Высокое содержание в мантийном субстрате летучих снижает температуру солидуса и дает добавочный объем мантийного вещества, из которого при частичном плавлении могут извлекаться несовместимые элементы (рис. 5.10) [Langmuir et al., 1992]. В результате уже в наиболее глубоких условиях генерации начальные расплавы геохимической аномалии в зоне трансформного разлома $15^{\circ}20'$ обогащены несовместимыми литофильными элементами и водой, что привело к снижению температур магматических систем. Иными словами, геохимическая аномалия в зоне разлома $15^{\circ}20'$, скорее всего, является не «горячей точкой», а «флюидной точкой». Об этом же свидетельствуют и данные Э. Бонатти [Bonatti, 1990; Bonatti et al., 1992], по мнению которого «горячие точки» в САХ на широтах $35-45$, $14-15$ и $2-4^{\circ}$ с.ш. (аномалия в зоне разлома $15^{\circ}20'$) по своему происхождению не «горячие», а «влажные точки» («wet spots»), так как решающую роль при их формировании играют летучие компоненты и прежде всего вода. Именно обогащение водой верхней мантии является лучшим объяснением особенностей развития «горячих точек» в САХ, чем повышение температуры [Bonatti, 1990]. Таким образом, мантийный плюм, с результатом действия которого связывается формирование аномальных расплавов в зоне разлома $15^{\circ}20'$, обогащен в основном летучими компонентами, не выделяясь при этом аномально высокими значениями температур.

Характерной особенностью проведенных исследований в Центральной Атлантике является комплексный подход к решению петролого-геохимических проблем, связанных с литосферой современных океанов. Во-первых, затронут широкий спектр вопросов, начиная с геологического строения рассматриваемой в качестве эталонного полигона зоны трансформного разлома $15^{\circ}20'$ и заканчивая физико-химическими условиями магматических, гидротермальных и метаморфических процессов в океанической литосфере. Во-вторых, использовался набор разнообразных методов как непосредственно на борту судна во время морских экспедиций, так и в ходе аналитической обработки собранной коллекции. В результате оказалось возможным достаточно полно и всесторонне изучить важнейшие петролого-геохимические характеристики коренных пород и на основе полученных данных рассмотреть особенности геодинамических процессов формирования литосферы Срединно-Атлантического хребта в зоне разлома $15^{\circ}20'$. Подводя итоги, необходимо отметить следующие основные моменты и результаты, отражающие отличительные особенности выполненных в Центральной Атлантике исследований.

1. Выбранный для детальных работ полигон в зоне пересечения САХ трансформным разломом $15^{\circ}20'$ оказался уникальным объектом, не только содержащим основные типы морфоструктур дна океана, осложненные к тому же развитием магматизма «горячей точки», но также характеризующимся интенсивными проявлениями гидротермальных систем. Столь удачное сочетание на ограниченном пространстве разнообразных форм тектономагматической и гидротермальной деятельности привлекает пристальное внимание исследователей из различных стран. В результате активные исследования привели к открытию современных рудообразующих гидротермальных систем типа «черных курильщиков», формирующих в данном регионе достаточно крупные колчеданные месторождения. В связи с этими новыми, очень важными уже с экономической точки зрения аспектами изучение зоны разлома $15^{\circ}20'$ приобретает особое значение.

2. Отличительной особенностью исследований в зоне разлома $15^{\circ}20'$ было детальное опробование всех основных морфоструктур, впервые проведенное по разрезам вкрест простираения рифтовой долины и по площади наиболее важных ключевых участков. Поэтому удалось проследить эволюцию петролого-геохимических характеристик в пространстве и во времени, а также со статистических позиций подойти к анализу распределения главных типов пород. Данные по представительной коллекции (около 3000 образцов) показывают устойчивые соотношения основных типов пород (%): базальты и долериты — около 48, гипербазиты — около 40, габброиды — примерно 12. Породы дайковых спре-

динговых комплексов (преимущественно габбро-долериты) занимают первые проценты (около 2 %).

3. Детальные исследования позволили охарактеризовать комплексы пород, в целом не совсем типичные для срединно-океанических хребтов.

Формирование *аномально обогащенных базальтовых эффузивных серий* связано с развитием глубинного мантийного плюма «горячей точки». Установлено два максимума геохимической аномалии. Причиной появления второго максимума непосредственно около разломного трюга послужило развитие структур трансформного разлома. Охлажденная мантия под разломом 15°20' может стать барьером, задерживающим флюидно-магматические потоки, идущие от плюма «горячей точки». В результате легкоподвижные компоненты накапливаются, создавая дополнительный максимум.

В отличие от других регионов САХ в зоне разлома 15°20' выделен явно *редуцированный дайковый спрединговый комплекс*. По химическому составу все изученные дайковые породы соответствуют нормальным базальтам срединно-океанических хребтов типа NMORB, т. е. обогащенные расплавы (EMORB) геохимической аномалии фактически не принимали участия в спрединговых процессах. Они поднимались к поверхности дна океана со значительно большей скоростью, чем нормальные расплавы (NMORB), не зависимо от спрединга и магматических систем типа NMORB.

Исследования *метагабброидов* позволили установить параметры динамометаморфизма ($T > 700$ °С, $P > 4$ кбар), при которых происходило пластическое течение пород с одновременной кристаллизацией метаморфогенных минералов, что приводило к формированию *флазергаббро* с линейными гнейсовидными структурами. На всех стадиях метаморфических процессов активно участвовали растворы, содержащие соли магния.

Рассмотрены *ультрадеплетированные перидотиты* с характеристиками, близкими к особенностям гипербазитов островодужных структур (глубоководные желоба). При этом поля сильно деплетированных перидотитов в целом совпадают с областями распространения обогащенных базальтов. Столь необычную ассоциацию истощенного мантийного вещества и обогащенных расплавов можно объяснить воздействием аномальных магматических систем «горячей точки». Движение магматических потоков, обогащенных летучими и щелочами, сквозь субстрат мантии может приводить к экстрагированию наиболее подвижных компонентов, значительно повышая степень деплетированности мантийных гипербазитов.

4. *Исследования летучих компонентов* в базальтовых стеклах и во всех основных типах пород зоны разлома 15°20' позволили выяснить сложное строение геохимической аномалии с двумя максимумами, установить увеличение роли воды в магматических системах со временем и проследить особенности распределения флюидных компонентов в разрезах океанической литосферы. Снизу вверх по разрезу (гипербазиты→габбро→базальты) последовательно уменьшается содержание H_2O и падает ее роль по отношению к углекислоте. В таком же порядке изменяется и количество метана во флюиде. Степень окисленности летучих от гипербазитов к габбро падает и затем растет к эффузивам.

Результаты исследований взаимосвязей летучих компонентов и благородных металлов в базальтах зоны разлома 15°20' свидетельствуют о том, что идет относительное повышение количества металлов платиновой группы с увеличением содержания воды и степени окисленности флюида в расплавах при переходе от нормальных магматических систем (NMORB) к обогащенным аномаль-

ным системам (EMORB). В целом содержания элементов платиновой группы закономерно изменяются в разрезах литосферы САХ. В последовательной смене пород — гипербазиты→габбро→долериты→базальты — устанавливается снижение концентраций тугоплавких элементов (Os, Ir, Ru) и накопление более легкоплавких (Pt, Pd).

5. В результате анализа *расплавных включений в минералах* определен широкий интервал температур кристаллизации расплавов в зоне разлома 15°20', начинавшейся с образования оливинов (1350–1220 °С) и продолжавшейся с формированием клинопироксенов и плагиоклазов (1250–1170 °С). Выявлена группа наиболее примитивных начальных расплавов, имеющих сходные физико-химические характеристики как в районе аномалии, так и в области развития нормальных магм. Эти начальные магмы с температурами свыше 1280 °С содержат MgO до 14,8 мас. %, имеют минимальные значения отношений FeO/MgO (до 0,7), K₂O/TiO₂ (до 0,1) и близки по составам к исходным расплавам в других регионах САХ. Определены два тренда эволюции глубинных расплавов при их подъеме к поверхности дна океана: слабое накопление калия в магматических системах типа NMORB и резкое обогащение расплавов, начавшееся еще в глубинных условиях с образованием аномальных магм типа EMORB. Проведенное ЭВМ-моделирование декомпрессионных процессов дифференциации магм зоны разлома 15°20' в открытой системе показало хорошее соответствие расчетных данных с результатами экспериментальных исследований расплавных включений. В результате удалось проследить эволюцию свойств расплавов в реальных процессах снижения температурных характеристик магматических систем при подъеме к поверхности дна океана.

Исследования *флюидных включений в минералах* из пород зоны разлома 15°20' показали активное развитие гидротермальных процессов с достаточно высокими параметрами: температура 230–250 и до 320–405 °С, давление до 510–960 бар. Установлен сложный многокомпонентный состав растворов с высокими концентрациями солей (8–18 и до 38–48 %), что свидетельствует о близости рассмотренных гидротермальных систем к действующим магматическим очагам, служившим в определенной мере источниками высококонцентрированных рассолов.

6. Исследования и сравнительный анализ полученных результатов с опубликованными данными позволили выделить несколько главных геодинамических систем, действующих практически одновременно в зоне трансформного разлома 15°20': *конвективные течения в астеносфере; движение по трансформному разлому; течение в астеносфере в виде продольных валков с осью, нормальной к оси САХ; магматические системы САХ типа NMORB; мантийный плюм «горячей точки».*

7. Мантийный плюм «горячей точки» — это главная причина *развития аномальных магматических систем* в зоне разлома 15°20'. В то же время результаты наших исследований свидетельствуют, что большую роль в развитии рассмотренных аномальных магматических систем играют летучие компоненты. Данные по расплавным включениям и летучим компонентам говорят о том, что не температурный фактор является определяющим в формировании геохимической аномалии в зоне разлома 15°20', а наиболее вероятно, что флюидные системы, и прежде всего H₂O, ответственны за развитие обогащенных магм типа EMORB. Уже в глубинных условиях начальные расплавы геохимической аномалии обогащались несовместимыми литофильными элементами и водой, что привело к снижению температур кристаллизации магматических систем. Таким образом, геохимическая аномалия в зоне разлома 15°20', скорее всего, является не «горячей точкой», а «флюидной точкой».

Акимцев В. А., Шарапов В. Н., Колобов В. Ю. и др. Гидротермальная активность зоны сочленения Срединно-Атлантического хребта с трансформным разломом Зеленого Мыса // Геологические исследования в Центральной Атлантике. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991а. С. 37–51.

Акимцев В. А., Шарапов В. Н., Колобов В. Ю. и др. Гидротермальная минерализация Срединно-Атлантического хребта в зоне его сочленения с трансформным разломом Зеленого Мыса // Геология и геофизика. 1991б. № 8. С. 32–37.

Аношин Г. Н. Золото в магматических горных породах. Новосибирск: Наука, 1977. 207 с.

Арискин А. А., Бармина Г. С., Френкель М. Я. ЭВМ-моделирование кристаллизации базальтовых расплавов в условиях заданной фугитивности кислорода // Геохимия. 1986. № 11. С. 1614–1628.

Арискин А. А., Бармина Г. С., Озеров А. Ю., Нильсен Р. Л. Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. 1995. Т. 3, № 5. С. 496–521.

Бакуменко И. Т., Коляго С. С., Соболев В. С. Проблема интерпретации термометрических исследований стекловатых включений в минералах и первые результаты проверки на искусственных включениях // Докл. АН СССР. 1967. Т. 175, № 5. С. 1127–1130.

Балла З., Добрецов Н. Л. Минералогия и петрология магматических пород офиолитового комплекса района Сарвакше (горы Бюкк, Северная Венгрия) // Геология и геофизика. 1984. № 9. С. 11–26.

Батыев Б. Н., Ашадзе А. М., Лазарева Л. И. Методика и результаты оценки гидротермальных сульфидных руд осевых зон Восточно-Тихоокеанского поднятия и Срединно-Атлантического хребта // Металлогения древних и современных океанов-97. Процессы рудообразования. Миас: ИМин УрО РАН, 1997. С. 46–48.

Богданов Ю. А., Сагалевиц А. М., Черняев Е. С. и др. Гидротермальное поле 14°45' с.ш. Срединно-Атлантического хребта // Докл. РАН. 1995. Т. 343, № 3. С. 353–357.

Богданов Ю. А., Бортников Н. С., Викентьев И. В. и др. Новый тип современной минералообразующей системы: «черные курильщики» гидротермального поля 14°45' с.ш., Срединно-Атлантический хребет // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 1. С. 68–90.

Борисенко А. С. Изучение солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.

Буго А., Жорон Ж. Л., Тройль Т. Гетерогенность мантии (Атлантический океан между Азорскими островами и 10° с.ш.) // МГК 27-я сес. Геология Мирового океана: Докл. Т. 6, ч. 1. М.: Наука, 1984. С. 114–135.

Ваганов В. И., Соколов С. В. Термобарометрия ультраосновных парагенезисов. М.: Недра, 1988. 149 с.

Велинский В. В., Полянский О. П., Рябов И. В. Геотермические исследования в зоне разлома Зеленого Мыса // Геологические исследования в Центральной Атлантике. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. С. 84–98.

Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // *Геохимия*. 1962. № 7. С. 555–571.

Гантимурова Т. П., Сизых Н. В. Флюидно-петрологическая характеристика базальтов Атлантического и Тихого океанов // *Геодинамика и эволюция Земли: Материалы к науч. конф. РФФИ*. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. С. 108–111.

Геологические исследования в Центральной Атлантике / Под ред. В. Н. Шарпова, В. А. Симонова. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. 192 с.

Гидротермальные системы и осадочные формации срединно-океанических хребтов Атлантики. М.: Наука, 1993. 256 с.

Говоров И. Н., Симаненко Л. Ф., Симин Е. М. и др. Золотоносные базальты Восточно-Тихоокеанского поднятия в Центрально-Американском секторе // *Докл. РАН*. 1993. Т. 32, № 3. С. 342–345.

Гончаренко А. И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 400 с.

Гончаренко А. И., Чернышов А. И. Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1990. 200 с.

Деврой Л., Дьерфи Л. Непараметрическое оценивание плотности. М.: Мир, 1988. 407 с.

Дмитренко Г. Г., Мочалов А. Г. О происхождении включений водосодержащих силикатов в платиновых минералах и хромшпинелидах из ультрамафитов // *Докл. АН СССР*. 1989. Т. 307, № 5. С. 1207–1211.

Дмитренко Г. Г., Горячева Е. М., Савельева Г. Н. Минералы платиноидов в хромитах массива Нуралы (Южный Урал) // *Докл. РАН*. 1992. Т. 324, № 2. С. 403–406.

Дмитриев Л. В. Вариации состава базальтов срединно-океанических хребтов как функция геодинамической обстановки их формирования // *Петрология*. 1998. Т. 6, № 4. С. 340–362.

Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Суцевская Н. М. Условия формирования первичного расплава океанических толеитов и вариации его состава // *Геохимия*. 1979. № 2. С. 163–178.

Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Рейснер М. Г., Мелсон В. Дж. Петрохимические группы закалочных стекол ТОР (толеиты океанических рифтов) и их распределение в Атлантическом и Тихом океанах // *Магматизм и тектоника океана (проект «Литос»)*. М.: Наука, 1990. С. 43–108.

Добрецов Н. Л., Ащепков И. В., Симонов В. А., Жмодик С. М. Взаимодействие пород верхней мантии с глубинными флюидами и расплавами в Байкальской рифтовой зоне // *Геология и геофизика*. 1992. № 5. С. 3–21.

Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.

Добрецов Н. Л., Симонов В. А., Колобов В. Ю. Формирование океанической литосферы в медленно-спрединговых хребтах Центральной Атлантики // *Петрология*. 1994. Т. 2, № 4, С. 363–378.

Ермаков Н. П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972. 374 с.

Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Богданов Ю. А. и др. Геология хребта Хуан де Фука в районе горы Осевой (Тихий океан) // *Тихоокеан. геология*. 1989. № 1. С. 11–23.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.

Каменецкий В. С., Соболев А. В., Данюшевский Л. В., Кононкова Н. Н. Фракционирование примитивных толеитов океанических рифтов Атлантики по данным исследования магматических включений в минералах // *Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов*. Ч. 1. Львов, 1985. С. 137–138.

Каменецкий В. С., Портнягин М. В., Соболев А. В., Данюшевский Л. В. Условия кристаллизации и состав расплава пикрит-базальтовой толщи хребта Тумрок (Восточная Камчатка) // *Геохимия*. 1992. № 8. С. 1133–1148.

Кежежинская П. К. Ультрамафит-мафитовые включения в базальтах разломной зоны Долдрамс (Центральная Атлантика) // Ультраосновные ксенолиты базальтовых магм. М.: Наука, 1992. С. 27–49.

Киргинцев А. Н., Трушников Л. Н., Лаврентьева В. Г. Растворимость неорганических веществ в воде. М.: Химия, 1972. 248 с.

Кирдяшкин А. Г. Тепловые гравитационные течения. Новосибирск: Наука, 1989. 81 с.

Колобов В. Ю., Симонов В. А., Третьяков Г. А. и др. Петролого-геохимические особенности магматических пород зоны трансформного разлома Зеленого Мыса // Геологические исследования в Центральной Атлантике. Новосибирск: ОИГМ СО АН СССР, 1991. С. 144–185.

Лапухов А. С., Симонов В. А. Особенности распределения благородных металлов в литосфере Срединно-Атлантического хребта (зона разлома 15°20') // Докл. РАН. 1994. Т. 339, № 3. С. 388–390.

Леммлейн Г. Г. Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973. 328 с.

Леснов Ф. П., Цимбалист В. Г. Распределение элементов платиновой группы и золота в базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 2. Минералогия, метаморфизм. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 66–71.

Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов / Под ред. В. С. Соболева, В. П. Костюка. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.

Маракушев А. А. Физико-химические условия генерации рудоносных флюидов и проблема источников рудного вещества // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976. С. 145–164.

Минералы. Вып. 1. М.: Наука, 1974. 514 с.

Минералы благородных металлов. М.: Недра, 1986. 272 с.

Наумов В. Б. Возможности определения давления и плотности минералообразующих сред по включениям в минералах // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 1982. С. 85–94.

Наумов В. Б., Миронова О. Ф., Прокофьев В. Ю., Леин А. Ю. Исследование флюидных включений в минералах современных подводных гидротермальных построек // Геохимия. 1991. № 1. С. 39–45.

Наумов В. Б., Коваленко В. И., Иванецкий О. М. Концентрации H₂O и CO₂ в магматических расплавах по данным изучения включений в минералах // Геохимия. 1995. № 12. С. 1745–1759.

Новгородова М. И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 287 с.

Осоргин Н. Ю. Хроматографический анализ газовой фазы в минералах (методика, аппаратура, метрология). Новосибирск, 1990. 32 с. (Препр. / ИГиГ СО АН СССР; № 11).

Пейве А. А., Разницин Ю. Н., Ляпунов С. М., Сколотнев С. Г. Неоднородность мантии в районе разлома Зеленого Мыса в Центральной Атлантике по данным изучения базальтов // Докл. АН СССР. 1988а. Т. 301, № 1. С. 165–168.

Пейве А. А., Суцевская Н. М., Ляпунов С. М., Кононкова Н. Н. Особенности толеитового магматизма района разлома Зеленого Мыса в Атлантике (13–15° с.ш.) // Докл. АН СССР. 1988б. Т. 302, № 5. С. 1174–1178.

Пейве П. А., Шербаков С. А. Ультрабазиты // Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. С. 106–117.

Перфильев А. С., Разницин Ю. Н., Пейве А. А. и др. Зона сочленения разлома Зеленого Мыса и южного сегмента рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта: магматизм и структура // Петрология. 1996. Т. 4, № 2. С. 183–199.

Плечова А. А., Силантьев С. А., Арискин А. А., Дмитриев Л. В. Опыт геохимического сопоставления плутонических пород и ассоциирующих базальтоидов Срединно-Ат-

лантического хребта в контексте проблемы гетерогенности мантийных источников магматизма в районе разломной зоны 15°20' // Геохимия. 1998. № 1. С. 52–64.

Пушаровский Ю. М. Глубинность океанских поперечных разломов // Докл. РАН. 1995. Т. 342, № 4. С. 512–516.

Пушаровский Ю. М., Пейве А. А., Разницын Ю. Н. и др. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18–31.

Пушаровский Ю. М., Пейве А. А., Разницын Ю. Н., Базилевская Е. С. Разломные зоны Центральной Атлантики // Тр. ГИН; Вып. 495. М.: ГЕОС, 1995. 164 с.

Рона П. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. М.: Мир, 1986. 160 с.

Рябчиков И. Д., Соловова И. П., Бабанский А. Д. Изучение расплавных включений в искусственных кристаллах // Геохимия. 1981. № 12. С. 1891–1893.

Рябчиков И. Д., Соловова И. П., Дмитриев Ю. И., Муравицкая Г. Н. Вода в родоначальной магме океанских ферробазальтов // Геохимия. 1984. № 2. С. 209–216.

Силантьев С. А. Условия формирования плутонического комплекса Срединно-Атлантического хребта, 13–17° с.ш. // Петрология. 1998. Т. 6, № 4. С. 381–421.

Силантьев С. А., Пейве А. А. Метаморфизм пород 3-го слоя // Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. С. 117–142.

Силантьев С. А., Костицын Ю. А. Изотопный состав стронция и концентрации рубидия и стронция в породообразующих минералах амфиболитов разломной зоны 15°20' (Атлантика) в связи с условиями океанического метаморфизма // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, № 3. С. 707–711.

Силантьев С. А., Магакян Р., Злобин С. К. и др. Новые данные о строении океанической коры Центральной Атлантики, разломная зона 15°20': предварительные результаты 16-го рейса НИС «Академик Борис Петров», второй этап // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 1. С. 172–175.

Симонов В. А. Закономерности распределения летучих компонентов в породах офиолитовых ассоциаций // Термобарогеохимические исследования процессов минералообразования. Новосибирск: Наука, 1988. С. 50–59.

Симонов В. А. Условия петрогенезиса офиолитовых ассоциаций (термобарогеохимические исследования): Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. 535 с.

Симонов В. А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

Симонов В. А., Кашицев Г. Л., Изох А. Э. Летучие компоненты в глубинных включениях Южной Тувы и Красноморского региона // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 45–57.

Симонов В. А., Альмухамедов А. И. Термобарогеохимия базальтов океанических рифтов // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Вып. 1. Общие вопросы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. С. 47–66.

Симонов В. А., Третьяков Г. А., Подгорных Н. М., Колобов В. Ю. Петрология и метаморфизм коренных пород зоны трансформного разлома Зеленого Мыса // Геологические исследования в Центральной Атлантике. Новосибирск: ОИГГМ СО АН СССР, 1991. С. 4–37.

Симонов В. А., Лутц Б. Г. Термобарогеохимические исследования офиолитов Троодоса (Кипр) // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Вып. 2. Вопросы магматизма и метаморфизма. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1992. С. 55–76.

Симонов В. А., Добрецов Н. Л., Ащепков И. В. Флюидные включения в минералах мантийных ксенолитов Байкальской рифтовой зоны // Термобарогеохимия геологических процессов. М., 1992а. С. 44.

Симонов В. А., Столповская В. Н., Ащепков И. В. Особенности хроматографического анализа летучих компонентов в минералах мантийных ксенолитов и в магма-

тических стеклах // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Вып. 2. Вопросы магматизма и метаморфизма. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1992б. С. 48–54.

Симонов В. А., Колобов В. Ю. Предварительные результаты геолого-петрологических исследований 1992 года в Центральной Атлантике // Геология и геофизика. 1993. № 8. С. 153–157.

Симонов В. А., Изох А. Э. Взаимосвязь летучих компонентов и благородных металлов в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах // Термобарогеохимия минералообразующих процессов. Вып. 3. Летучие компоненты. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. С. 117–133.

Симонов В. А., Силантьев С. А., Милоснов А. А., Колобов В. Ю. Первые данные по флюидным включениям из амфиболов и плагиоклазов метагабброидов разломной зоны Зеленого Мыса (15°20'), Центральная Атлантика // Докл. РАН. 1995. Т. 341, № 5. С. 676–681.

Сколотнев С. Г., Ляпунов С. М., Симонов В. А. Кумулятивные породы // Строевые зоны разлома Зеленого Мыса. М.: Наука, 1989. С. 81–106.

Соболев А. В. Петрология и геохимия ультраосновных магм на примере меймечитов севера Сибирской платформы: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983. 28 с.

Соболев А. В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 228–239.

Соболев А. В. Проблемы образования и эволюции мантийных магм: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М., 1997. 50 с.

Соболев А. В., Слуцкий А. Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.

Соболев А. В., Соболев С. В. Теория, практика и петрологические применения методов исследования расплавных включений в минералах // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов. Ч. 1. Львов, 1985. С. 113–115.

Соболев А. В., Данюшевский Л. В., Дмитриев Л. В., Сущевская Н. М. Высокоглиноземистый магнезиальный толеит — один из первичных расплавов базальтов срединно-океанических хребтов // Геохимия. 1988. № 10. С. 1522–1528.

Соболев А. В., Симонов В. А., Сущевская Н. М. и др. Содержание и геохимическая роль H₂O в мантийных расплавах океанической литосферы // Геология океанов и морей. Т. 2. М., 1990а. С. 191.

Соболев А. В., Цамерян О. П., Дмитриев Л. В. и др. Новые данные по петрологии магматизма геохимической аномалии 12–17° с.ш. Срединно-Атлантического хребта // Там же. М., 1990б. С. 192.

Соболев А. В., Дмитриев Л. В., Цамерян О. П. и др. О структуре и происхождении геохимической аномалии в базальтах Срединно-Атлантического хребта между 12 и 18° с.ш. // Докл. РАН. 1992. Т. 326, № 3. С. 541–546.

Соболев А. В., Никогосян И. К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские острова (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. Т. 2, № 2. С. 131–168.

Соболев В. С., Бакуменко И. Т., Костюк В. П. О возможности использования расплавных включений для петрологических реконструкций // Геология и геофизика. 1976. № 5. С. 146–149.

Сондерс А. Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102–134.

Строение зоны разлома Зеленого Мыса: Центральная Атлантика / Под ред. Ю. М. Пушаровского. М.: Наука, 1989. 199 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 439).

Строение зоны разлома Долдрам: Центральная Атлантика / Под ред. Ю. М. Пушаровского. М.: Наука, 1991. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 459).

Структурная геология и тектоника плит / Под ред. К. Сейферта. М.: Мир, 1991. Т. 3. 350 с.

Суцеская Н. М., Литвинова Я. И., Девириц А. Л. Геохимия воды и изотопный состав водорода в толеитовых магмах Атлантики // Геохимия. 1990. № 12. С. 1730–1741.

Суцеская Н. М., Девириц А. Л., Лагутина Е. П., Никулин В. В. Проблема геохимии воды и изотопный состав водорода в толеитовых расплавах Индийского океана // Докл. РАН. 1992. Т. 323, № 1. С. 157–161.

Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм / С. С. Зимин, В. Г. Сахно, И. Н. Говоров и др. М.: Наука, 1991. 264 с.

Трансформные разломы Индийского океана / Под ред. А. П. Лисицына. М.: Наука, 1986. 246 с.

Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.

Хетчиков Л. Н. Включения минералообразующей среды в кристаллах, выращенных в различных условиях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 6. С. 93–103.

Цамерян О. П., Закариадзе Г. С., Соболев А. В., Кононкова Н. Н. Типизация офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа по составам пород и расплавов // Геохимия. 1988. № 8. С. 1140–1152.

Цамерян О. П., Соболев А. В., Закариадзе Г. С. Применение данных по минералогии вкрапленников для типизации офиолитовых вулканических серий Малого Кавказа // Геохимия. 1991. № 11. С. 1561–1572.

Шарапов В. Н., Акимцев В. А., Сколотнев С. Г. О структурно-генетических типах рудообразующих систем Центральной Атлантики // Геология и геофизика. 1992. № 7. С. 21–38.

Шарапов В. Н., Акимцев В. А. Рудопроявление горы Поспелова (Срединно-Атлантический хребет). Новосибирск, 1993. 26 с. (Препр. / ОИГГМ СО РАН; № 5).

Шарапов В. Н., Акимцев В. А., Сколотнев С. Г. Рудная минерализация и следы термальных систем в пределах гребневой зоны САХ в секторе 14°43'–15°10' с.ш.; 44°24'–45°20' з.д. // Геология и геофизика. 1993. № 8. С. 125–131.

Шараськин А. Я., Карпунин В. Е., Романчев Б. П. Включения в минералах базальтов Срединно-Атлантического хребта // Термобарогеохимия земной коры и рудообразования. М., 1978. С. 65–72.

Щербаков С. А. Микроструктурный анализ ультрабазитов Тихого и Индийского океанов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 3. С. 54–55.

Aplonov V. S., Dodina T. S. Thermobarogeochemical model of the Talnakh deposit // VII Intern. Platinium Sympos.: Abstracts. Moscow, 1994. P. 3.

Ariskin A. A., Frenkel M. Ya., Barmina G. S., Nielsen R. L. COMAGMAT: a Fortran program to model magma differentiation processes // Computers & Geosciences. 1993. V. 19, No. 8. P. 1155–1170.

Auzende J. M., Bideau D., Bonatti E. et al. Direct observation of a section through slow-spreading oceanic crust // Nature. 1989. V. 337, No. 6209. P. 726–729.

Batuev B. N., Krotov A. G., Markov V. E. et al. Massive sulphide deposits discovered and sampled at 14°45' N, Mid-Atlantic Ridge // BRIDGE Newsletter, 1994. V. 6. P. 6–10.

Bloomer S. H., Hawkins J. W. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana Trench: An island arc ophiolite // Tectonic and geologic evolution of the SE Asia seas and islands. Amer. Geophys. Monogr. 27. 1983. P. 234–316.

Bloomer S. H., Fisher R. L. Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga Trench: A non-accreting plate boundary // J. Geol. 1987. V. 95. P. 469–495.

Bogdanov Yu. A., Gurchich E. G. Hydrothermal activity and ore formation in 14°45'N hydrothermal field, Mid-Atlantic Ridge rift zone // 5th Zonenshain Conference on Plate Tectonics. Moscow, 1995. P. 7.

Bonatti E. Serpentine protrusions in the oceanic crust // Earth and Planet. Sci. Lett. 1967. V. 32. P. 107–113.

Bonatti E. Not so hot «Hot Spots» in the oceanic mantle // Science. 1990. V. 250. P. 107–111.

Bonatti E., Honnorez J. Sections of the Earth's crust in the equatorial Atlantic // *J. Geophys. Res.* 1976. V. 81. P. 4104–4218.

Bonatti E., Michael P. J. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zone // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 91. P. 297–311.

Bonatti E., Peyve A., Kepezhinskas P. et al. Upper mantle heterogeneity below the Mid-Atlantic Ridge, 0–15° N // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97, No. 4. P. 4461–4476.

Bougault H., Dmitriev L., Schilling J.-G. et al. Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14° N // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 88. P. 27–36.

Bryan W. B. Regional variation and petrogenesis of basalt glasses from the FAMOUS Area, Mid-Atlantic Ridge // *J. Petrol.* 1979. V. 20, Pt. 2. P. 293–325.

Boyton W. W. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // *Rare Earth Elements Geochemistry.* Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.

Calvert A. J., Whitmarsh R. B. Crustal structure of Atlantic fracture zone // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1986. V. 85, No. 1. P. 107–138.

Charlon J.-L., Donval J.-P. Hydrothermal methane venting between 12° N and 26° N along the Mid-Atlantic Ridge // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98, No. B6. P. 9625–9642.

Cowan J., Cann J. R. Supercritical two-phase separation of hydrothermal fluids in the Troodos ophiolite // *Nature.* 1988. V. 333. P. 259–261.

Crocket J. H. PGE in mid-ocean ridge volcanic exhalites // *Bull. Geol. Soc. Finl.* 1989. No. 61, Pt. 1. P. 47.

Danyushevsky L. V., Falloon T. J., Sobolev A. V. et al. The H₂O content of basalt glasses from Southwest Pacific back-arc basins // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 117. P. 347–362.

Delaney J. R., Mogk D. M., Cosens B. Indirect evidence of boiling hydrothermal systems on the Mid-Atlantic Ridge // *EOS: Trans. Amer. Geophys. Union.* 1982. V. 63. P. 472.

Dick H. J. B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1984. V. 86. P. 54–76.

Dmitriev L. V., Sobolev A. V., Uchanov A. V. et al. Primary difference on oxygen fugacity and depth of melting in the mantle source region for oceanic basalts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 70. P. 303–310.

Dosso L., Bougault H. A hot spot at 14° N Mid-Atlantic Ridge: isotopic (Sr, Nd) and trace element data // *EOS: Trans. Amer. Geophys. Union.* 1986. V. 67. P. 410.

Dosso L., Hanan B. B., Bougault H. et al. Sr–Nd–Pb geochemical morphology between 10° and 17° N on the Mid-Atlantic Ridge: a new MORB isotope signature // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 106. P. 29–43.

Elthon D. Melts caught in the act // *Nature.* 1993. V. 363. P. 111–112.

Ford C. E., Russel D. G., Graven J. A. et al. Olivine-liquid equilibria: Temperature, pressure and compositional dependence of the crystal/liquid partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn // *J. Petrol.* 1983. V. 24. P. 256–265.

Fox P. J., Detrick R. S., Pyrdy G. M. Evidence for crustal thinning fracture zones: implications for ophiolites // *Ophiolites. Nicosia. Geol. Surv. Dep. Cyprus,* 1980. P. 161–168.

Fox P. J., Gallo D. G. A tectonic model for ridge-transform — ridge-plate boundaries: implications for the structure of oceanic lithosphere // *Tectonophysics.* 1984. V. 104, No. 3/4. P. 205–242.

Ghose I., Cannat M., Seyler M. Transform fault effect on mantle melting in the MARK area (Mid-Atlantic Ridge south of the Kane transform) // *Geology.* 1996. V. 24, No. 12. P. 1139–1142.

Graham D. W., Jenkins W. J., Schilling J.-G. et al. Helium isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalts from the South Atlantic // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 110. P. 133–147.

Hertogen J., Janssens M.-J., Palme H. Trace elements in ocean ridge basalt glasses: implications for fractionations during mantle evolution and petrogenesis // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1980. V. 44. P. 2125–2143.

Humphris S. E., Thompson G., Schilling J.-G. Kingsley R. H. Petrological and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge between 46° S and 32° S: influence of the Tristan da Cunha mantle plume // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1985. V. 49. P. 1445–1464.

Jaques A. L., Green D. H. Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1980. V. 73, No. 3. P. 287–310.

Jarosewich E. J., Nelen J. A., Norberg J. A. Reference samples for electron microprobe analysis // *Geostandards Newsletter.* 1980. V. 4. P. 43–47.

Jehl V., Poty B., Weisbrod A. Hydrothermal metamorphism of the oceanic crust in North Atlantic Ocean // *Bull. Soc. Geol. Fr.* 1977. V. 19. P. 1213–1221.

Johnson M. C., Anderson A. T. Jr., Rutherford M. J. Pre-eruptive volatile contents of magmas // *Volatiles in magmas. Reviews in Mineralogy / Eds: M. R. Carroll, J. R. Holloway.* Mineral. Soc. Amer. Washington, 1994. V. 30. P. 281–330.

Kelley D. S., Delaney J. R. Two-phase separation and fracturing in mid-ocean ridge gabbros at temperatures greater than 700 °C // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 83. P. 53–56.

Klinkhammer G., Rona P., Glaver M., Elderfield H. Hydrothermal manganese plumes in the Mid-Atlantic Ridge valley // *Nature.* 1985. V. 314. P. 727–731.

Langmuir C. H., Vocke R. D., Hanson G. N., Hart S. R. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 37. P. 380.

Langmuir C. H., Bender J. F. The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of transform faults: observation and implications // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 69, No. 1. P. 107–127.

Langmuir C. H., Klein E. M., Plank T. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges // *Mantle flow and melt generation at mid-ocean ridges.* Amer. Geophys. Union. Washington, 1992. P. 183–280.

Lapukhov A. S., Simonov V. A. Geochemical assemblages of noble and associated metals in the Mid-Atlantic Ridge lithosphere (Fracture Zone 15°20') // VII Intern. Platinum Sympos.: Abstracts. Moscow, 1994. P. 61.

Le Bel L., Oudin E. Fluid inclusions studies of deepsea hydrothermal sulfide deposits on the East Pacific Rise near 21° N // *Chem. Geol.* 1982. V. 37. P. 129–136.

Le Pichon X. Sea-floor spreading and continental drift // *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. P. 3661–3697.

Le Pichon X., Francheteau J., Bonnin J. Plate Tectonics. Amsterdam: Elsevier, 1973. 300 p.

Le Roex A. P., Dick H. J. B., Gulen L. et al. Local and regional heterogeneity in MORB from the Mid-Atlantic Ridge between 54,5° S and 51° S: Evidence for geochemical enrichment // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1987. V. 51. P. 541–555.

Manach G., Juteau T., Bigeau D., Lecuyer C. Hydrothermal alterations of oceanic crust along the North wall of the West Blanco Depression (Blanco Fracture Zone — N. E. Pacific) // *The Ocean Floor: observations, theory and imagination.* Rome; Bologna, 1994. P. 20–21.

Michael P. Regionally distinctive sources of depleted MORB: Evidence from trace elements and H₂O // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 131. P. 301–320.

Melson W. G., O'Hearn T. Basaltic glass erupted along the Mid-Atlantic Ridge between 0–37° N: relationships between composition and latitude // *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean; Ocean Crust / Eds.: M. Talwani, C. G. Harrison, D. E. Hayes // AGU; Washington, D. C., 1979. P. 249–261.*

Morgan W. J. Rises, trenches, great faults and crustal blocks // *J. Geophys. Res.* 1968. No. 73. P. 1959–1982.

Morgan W. J. Deep mantle convection plumes and plate motions // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1972. V. 56. P. 203–213.

Naldrett A. J., Duke J. M. Platinum metals in magmatic sulfide ores // *Science.* 1980. V. 208. P. 1417–1425.

Nehlig P. Salinity of oceanic hydrothermal fluids: Fluid inclusion study // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 102. P. 310–325.

Neumann E.-R., Schilling J.-G. Petrology of basalts from the Mohs-Knipovich Ridge; the Norwegian-Greenland Sea // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1984. V. 85, No. 3. P. 209–223.

Orsoev D. A., Konnikov E. G., Tsygankov A. A. On fluid regime during formation of PGE-bearing lower layered bed of Pana Tundra massif, Kola peninsula // VII Intern. Platinum Sympos.: Abstracts. Moscow, 1994. P. 61.

Oudin E., Fouillac C., Le Bel L. Etude mineralogique et geochemique des depots sulfures sous-marins actuels de la ride Est-Pacifique (21° N) // *Documents du BRGM* 25. 1981. P. 241.

Potts C. G., White R. S., Louden K. E. Crustal structure of Atlantic fracture zone. The Vema fracture zone and transverse ridge // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1986. V. 86, No. 2. P. 491–513.

Prichard H. M., Puchalt H. PGE concentrations in mafic and ultramafic lithologies drilled from the Hees Deep Fracture Zone, an example of lower oceanic crust formed by fast spreading // VII Intern. Platinum Sympos.: Abstract. Moscow, 1994. P. 96.

Prinz M., Keil K., Green J. A. et al. Ultramafic and mafic dredge samples from the Equatorial Mid-Atlantic Ridge and fracture zones // *J. Geophys. Res.* 1976. V. 81, No. 23. P. 4087–4103.

Roedder E. Fluid inclusions // *Rev. Mineral. Soc. Amer.* 1984. V. 12. 644 p.

Rona P. A., Widenfalk L., Bostrom K. Serpentinized ultramafics and hydrothermal activity at the Mid-Atlantic Ridge crest near 15° N // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92, No. B2. P. 1417–1427.

Schilling J.-G. Iceland mantle plume: geochemical evidence along Reykjanes Ridge // *Nature.* 1973. V. 242. P. 565–571.

Schilling J.-G. Azores mantle blob: rare-earth evidence // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 25. P. 103–115.

Schilling J.-G., Sigurdsson H. Thermal minima along the axis of the Mid-Atlantic Ridge // *Nature.* 1979. V. 282. P. 370–375.

Schilling J.-G., Zajac M., Evans R. et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29° N to 73° N // *Amer. J. Sci.* 1983. V. 283. P. 510–586.

Schilling J.-G., Thompson G., Kingsley R. H., Humphris S. E. Hotspot-migrating ridge interaction in the South Atlantic // *Nature.* 1985. V. 313. P. 187–191.

Schilling J.-G., Hanan B. B., McCully B., Kingsley R. H. Influence of the Sierra Leone mantle plume on the equatorial Mid-Atlantic Ridge: A Nd-Sr-Pb isotopic study // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99, No. B6. P. 12005–12028.

Schilling J.-G., Ruppel C., Davis A. N. et al. Thermal structure of the mantle beneath the equatorial Mid-Atlantic Ridge: Influences from the spatial variation of dredged basalt glass compositions // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100, No. B7. P. 10057–10076.

Shcherbakov S. A., Savelyeva G. N. Structure of ultramafic rocks of the Mariana Trench and the Owen Fracture Zone // *Geotectonics.* 1984. V. 18. P. 159–167.

Shen Y., Forsyth D. W. Geochemical constraints on initial and final depths of melting beneath mid-ocean ridges // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100, No. B2. P. 2211–2237.

Sigurdsson H. First-order element variation in basalt glasses from the Mid-Atlantic Ridge: 29° N to 73° N // *J. Geophys. Res.* 1981. V. 86, No. B10. P. 9483–9502.

Simonov V. A. Volatile components in the Fracture Zone 15°20' magmatic system (Central Atlantic) // *The Ocean Floor: observations, theory and imagination: Abstracts.* Rome; Bologna, 1994. P. 35.

Simonov V. A. Volatile components in the mid-oceanic ridge magmatic processes // 30th Intern. Geol. Congress, Beijing, China, 1996. V. 2. P. 434.

Simonov V. A., Lapukhov A. S. Fluid system influence on geochemical differentiation of noble metals in Mid-Atlantic Ridge lithosphere // 8th Intern. Sympos. of water-rock interaction. Vladivostok, Russia, 1995. P. 591–593.

Sobolev A. V., Shimizu N. Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge // *Nature.* 1993. V. 363. P. 151–154.

- Sobolev A. V., Danyushevsky L. V.* Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // *J. Petrol.* 1994. V. 35. P. 1183–1211.
- Sobolev A. V., Shimizu N.* The origin of typical NMORB: the evidence from a melt inclusions study // *Miner. Mag.* 1994. V. 58A. P. 862–863.
- Sobolev A. V., Chaussidon M.* H₂O concentrations in primary melts from supra-subduction zones and mid-oceanic ridges: Implications for H₂O storage and recycling in the mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1996. V. 137. P. 45–55.
- Sun S.-S., Tatsumoto M., Schilling J.-G.* Mantle plume mixing along the Reykjanes Ridge axis: lead isotope evidence // *Science.* 1975. V. 190. P. 143–147.
- Sun S.-S., Nesbitt R. W., Sharaskin A. Ya.* Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1979. V. 44. P. 119–138.
- Thisse Y., Oudin E., Ramboz C.* Boiling fluids in the Red Sea metalliferous sediments // *Symp. Program, European Current Research on Fluid Inclusions, Univ. d'Orleans, France, 1983.* P. 52.
- 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. Geology.* 1972. V. 80. P. 526–538.
- Tsameryan O. P., Sobolev A. V.* Ultra-enriched primitive melts from Mid-Atlantic Ridge at 14° N // 5th Zonenshain Conference on Plate Tectonics. Moscow, 1995. P. 31.
- Treuil M., Varet J.* Criteres volcanologiques, petrologiques et geochimique de la genese et de la differenciation des magmas basaltique: exemple de l'Afar // *Bull. Geol. Soc. France, 1973.* 7th ser., No. 15. P. 401–644.
- Vanko D. A., Griffith J. D., Erickson C. L.* Calcium-rich brines and other hydrothermal fluids in fluid inclusions from plutonic rocks, Oceanographer Transform, Mid-Atlantic Ridge // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1992. V. 56. P. 35–47.
- Viereck L. G., Flower M. F.J., Hertogen J. et al.* The genesis and significance of N-MORB sub-types // *Contribs. Mineral. and Petrol.* 1989. V. 102. P. 112–126.
- Vogt P. R., Byerly G. R.* Magnetic anomalies and basalt composition in the Juan de Fuca-Gorda Ridge area // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 33. P. 185–207.
- Vogt P., Johnson L.* Transform faults and longitudinal flow below the mid-oceanic ridge // *J. Geophys. Res.* 1975. V. 80, No. B11. P. 1899–1975.
- Volatiles in magmas.* Reviews in Mineralogy / Eds: M. R. Carrol, J. R. Holloway. Mineral. Soc. Amer. Washington, 1994. V. 30. 517 p.
- White W. M., Schilling J.-G.* The nature and origin of geochemical variation in Mid-Atlantic Ridge basalts from the central North Atlantic // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. P. 1501–1516.
- Wilson J. T.* A new class of faults and their bearing on continental drift // *Nature.* 1965. V. 207. P. 343–347.
- Wilson J. T.* Mantle plumes and plate motions // *Tectonophysics.* 1973. V. 9. P. 149–164.
- Yoder H. S. Jr.* Generation of Basaltic Magma // National Academy of Sciences. Washington, D. C., 1976. 265 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ (В. А. Симонов, В. Ю. Колобов)	7
Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЙОНОВ ДЕТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЗОНЕ РАЗЛОМА 15°20' (В. А. Симонов, В. Ю. Колобов, А. А. Пейве)	10
Западное сочленение рифта Срединно-Атлантического хребта и разлома 15°20'	16
Восточное сочленение рифта Срединно-Атлантического хребта и разлома 15°20'	17
Глава 2. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ КОРЕННЫХ ПОРОД ЗОНЫ РАЗЛОМА 15°20' (В. Ю. Колобов, В. А. Симонов, А. А. Пейве, Ю. В. Тикунов, А. И. Чернышов, Г. А. Третьяков, А. Д. Киреев)	23
Особенности методов исследования	—
Общая характеристика основных типов коренных пород	27
Аномальные магматические серии	93
Редуцированные спредингговые комплексы	98
Высокотитанистые интрузивные комплексы и метагабброиды	103
Ультрадеплетированные мантийные реститы	105
Глава 3. ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ В ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КОРЕННЫХ ПОРОД ЗОНЫ РАЗЛОМА 15°20' (В. А. Симонов, В. Ю. Колобов, А. С. Лапухов, С. Г. Сколотнев, Г. А. Третьяков)	111
Летучие компоненты в магматических системах	112
Эволюция флюидных компонентов в разрезах океанической литосферы	129
Влияние летучих компонентов на распределение благородных металлов	135
Вторичные преобразования пород при взаимодействии с флюидными компонентами	142
Глава 4. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПЕТРОГЕНЕЗИСА В ЗОНЕ РАЗЛОМА 15°20' (по данным исследования расплавных и флюидных включений) (В. А. Симонов, С. В. Ковязин)	151
Методические особенности исследования расплавных и флюидных включений	—
Магматические процессы в районах развития геохимической аномалии	155
Гидротермальные процессы в области максимума аномального магматизма	183
Метаморфические процессы в участках с активной тектоникой	189
Глава 5. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ В ЗОНАХ ПЕРЕСЕЧЕНИЯ С ТРАНСФОРМНЫМИ РАЗЛОМАМИ (В. А. Симонов, В. Ю. Колобов)	195
Общие представления	—
Основные результаты петролого-геохимических исследований в зоне разлома 15°20'	198
Особенности геодинамических процессов формирования литосферы в зоне разлома 15°20'	205
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (В. А. Симонов, В. Ю. Колобов)	212
ЛИТЕРАТУРА	215

CONTENTS

ABSTRACT	5
PREFACE (<i>V. A. Simonov, V. Yu. Kolobov</i>)	7
Chapter 1. GEOLOGICAL FEATURES OF DETAIL INVESTIGATED AREAS IN THE FRACTURE ZONE 15°20'	
(<i>V. A. Simonov, V. Yu. Kolobov, A. A. Peyve</i>)	10
West Mid-Atlantic Ridge rift and Fracture Zone 15°20' junction	16
East Mid-Atlantic Ridge rift and Fracture Zone 15°20' junction	17
Chapter 2. GEODYNAMIC COMPLEXES OF FRACTURE ZONE 15°20' BASIC ROCKS (<i>V. Yu. Kolobov, V. A. Simonov, A. A. Peyve, Yu. V. Tikunov, A. I. Chernishov, G. A. Tretyakov, A. D. Kireev</i>)	23
Features of research methods	—
General characteristic of the main basic rock types	27
Anomalous magmatic series	93
Reduced spreading complexes	98
Hightitaniferous intrusive complexes and metagabbro	103
Ultradepleted mantle restites	105
Chapter 3. VOLATILE COMPONENTS IN THE PROCESSES OF FRACTURE ZONE 15°20' BASIC ROCKS FORMATION AND TRANSFORMATION (<i>V. A. Simonov, V. Yu. Kolobov, A. S. Lapukhov, S. G. Skolotnev, G. A. Tretyakov</i>)	111
Volatile components in magmatic systems	112
Evolution of fluid components in the oceanic lithosphere sections . . .	129
Influence of volatile components on distribution of noble metals	135
Secondary transformations of rocks during interaction with fluid components	142
Chapter 4. PHYSICO-CHEMICAL CONDITIONS OF PETROGENESIS IN THE FRACTURE ZONE 15°20' (on the data of melt and fluid inclusions study) (<i>V. A. Simonov, S. V. Kovyazin</i>)	151
Methodical features of melt and fluid inclusions study	—
Magmatic processes in the areas of geochemical anomaly development	155
Hydrothermal processes in the field of maximum anomalous magmatism	183
Metamorphic processes in the sites with active tectonics	189
Chapter 5. GEODYNAMIC PROCESSES OF MID-OCEANIC RIDGE LITHOSPHERE FORMATION IN THE INTERSECTIONS WITH FRACTURE ZONES (<i>V. A. Simonov, V. Yu. Kolobov</i>)	195
General representations	—
Main results of petrological and geochemical investigations in the Fracture Zone 15°20'	198
Features of geodynamic processes of lithosphere formation in the Fracture Zone 15°20'	205
CONCLUSION (<i>V. A. Simonov, V. Yu. Kolobov</i>)	212
REFERENCES	215

Научное издание

Владимир Александрович Симонов
Василий Юрьевич Колобов
Александр Александрович Пейве

**ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКЕ**

Научный редактор *академик Н. Л. Добрецов*

Утверждено к печати Ученым советом Института геологии СО РАН

Редактор *З. В. Белоусова*
Художник обложки *П. Р. Пунгин*
Художественный редактор *О. М. Вараксина*
Технический редактор *О. М. Вараксина*
Корректор *И. А. Абрамова*
Компьютерная верстка *В. Д. Ахметовой*

ЛР № 020909 от 01.09.94. Подписано к печати 09.06.99. Формат 70×100/16.
Гарнитура NewtonС. Печать офсетная. Бумага офсетная.
Усл. печ. л. 19,1. Уч.-изд. л. 16,8. Тираж 450 экз. Заказ № 18.

Типография НИЦ ОИГГМ СО РАН
630090, Новосибирск, просп. акад. В. А. Коптюга, 3