

Особенности процесса кристаллизации и геохимии толеитовых магм западного окончания Африкано-Антарктического хребта (хребет Шписс) в районе тройного сочленения Буве

Н. М. Сущевская¹, Е. В. Коптев-Дворников², Н. А. Мигдисова²,
Д. М. Хворов², А. А. Пейве³, С. Г. Сколотнев³, Б. В. Беляцкий⁴,
В. С. Каменецкий⁵

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН

²Московский Государственный Университет

³Геологический институт РАН

⁴Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

⁵Университет Тасмании, 252-79 Хобарт, Тасмания 7001, Австралия

Аннотация. Проведенное петролого-геохимическое исследование магматизма хребта Шписс, основанное на изучении новой коллекции образцов закалочных стекол, поднятых в ходе итало-российского геолого-геофизического рейса НИС “Геленджик” в 1996 г., позволило прийти к следующему заключению. Хребет Шписс, являющийся самым западным молодым окончанием Африкано-Антарктического хребта, формировался за счет генерации и последующей кристаллизации первичных расплавов, близких по составу к расплавам, образующимися в пределах Срединно-Атлантического хребта, севернее 33° с.ш. Фракционирование расплавов происходило в расположенном под хребтом Шписс на глубине 6–8 км, протяженном промежуточном очаге, что не типично для структур медленно-спрединговых хребтов, к которым относится Африкано-Антарктический хребет. Все магмы хребта Шписс образовывались из обогащенного источника. Это обогащение скорее всего происходило в момент плавления гетерогенной мантии, (обогащенной, метасоматизированной, образованной на ранних этапах рифтогенеза и поднимающейся деплетированной астеносферной). Специфической особенностью обогащения лав хребта Шписс является специфические минимумы U, Th и Sr и максимумы Zr и Hf, отмечающиеся на спектрах распределения неогерентных элементов, нормированных к первичной мантии. Определенные в стеклах отношения несовместимых элементов Th/U, Zr/Nb, Ba/Ce, Th/La, Nb/Th лежат в интервалах 3,3–3,8, 6–12, 3,9–5, 0,09–0,13, 10–14. Интервал вариаций изотопных отношений для большей части стекол хребта небольшой: так по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ он составляет 0,7033–0,7035, а по $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51313–0,51295$, что существенно меньше, чем для базальтов из прилегающих областей Африкано-Антарктического хребта [Kurz et al., 1998; Le Roex et al., 1983]. Диапазон значений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ составляет 19–19,2, 38,8–39, 15,6–15,65 соответственно, и попадает в поле значений этих параметров для базальтов Антарктического полуострова [Hart et al., 1997].

Введение

Процесс формирования океанской коры в областях, отличающихся сложной геодинамической обстановкой, подобно тем, где сходятся под углом

друг к другу различные спрединговые зоны, образующие районы тройных сочленений, представляет особый интерес для морской геологии. В этом отношении зона тройного сочленения Буве, находящаяся в южной Атлантике, продолжает оставаться все еще не достаточно изученной. Как минимум три пространственно-временных этапа можно выделить в истории развития этого сочленения, в ходе которых начиная с возраста 119–122 млн лет назад, происходило резкое перемещение области соединения в пространстве. Современное положение

©1998 Российский журнал наук о Земле.

Статья RJE98012.

Онлайновая версия этой статьи опубликована 15 декабря 1998.

URL: <http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/RJE98012/RJE98012.htm>

структуры тройного сочленения Буве сохраняется приблизительно с 30 млн лет назад, когда произошла существенная перестройка южной Атлантики, сопровождающаяся отделением южной Америки от Антарктиды [Дубинин, Суцёвская, 1999]. Хребет Шписс является крайним западным окончанием протяженного Юго-Западного Индийского хребта (в русской литературе он называется Африкано-Антарктический хребет), подходящего на севере к Срединно-Атлантическому хребту, имеет относительно молодой возраст. Его образование протекало в специфических условиях, когда зарождающаяся рифтовая зона закладывалась на ранее сформированной океанической коре. По данным магнитной съемки [Бонатти и др., 1997; Ligi et al., 1997] спрединг в этом районе начался позже 2 млн лет тому назад.

В этом плане представляет особый интерес изучение условий образования и характера магматизма под вновь нарождающейся и развивающейся спрединговой зоной. Сложная динамика развития района хребта Шписс привела к тому, что в его пределах сформировался вулкан центрального типа, имеющий относительное превышение около 2 км, минимальные отметки глубин 320 м, кальдеру, достигающую в диаметре 4 км. На восточном и западном склонах хребта Шписс имеется серия мелких побочных вулканических конусов. Предварительное изучение магматизма хребта показало, что он относится к обогащенному литофильными элементами толеитовому типу. Источником такого обогащения явился подъем обогащенного плюма под районом острова Буве [Le Roex et al., 1985]. Задача данной работы – определить условия образования магм под хребтом, возможности и условия существования промежуточного очага, дать более полную геохимическую характеристику первичных магм, что важно для создания модели эволюции океанской литосферы в районе тройного сочленения плит.

Методы анализа

Составы стекол определялись методом электронно-зондового анализа на микроанализаторах САМЕВАХ-Microbeam в ЦАЛ ГЕОХИ (аналитик Конокова Н. Н.) и Самеса SX50 в Университете Тасмании при ускоряющем напряжении 15 кВ и токе зонда 30 нА. В работе использовались средние значения определенные по трем точкам на образце. В качестве стандарта использовался образец природного стекла VG-2 [Melson et al., 1977]. Анализы стекол, полученные в разных лабораториях, оказались идентичными в пределах ошибки метода.

Содержания редких элементов в стеклах анализи-

ровались методом ICP-MS с Ag-F лазерным возбуждением в Австралийском Национальном Университете, Канберра (анализы проведены по методике и под руководством доктора С. Эггинса). Калибровка проводилась с использованием стандарта NIST612 и ^{43}Ca , определенного электронным микроанализом, в качестве внешнего стандарта. Точность метода (2σ) составляла <2% для Ti, Sr и Ba; 2–5% – для Sc, V, Y, Zr, Nb, La и Ce; 5–10% для Ga, Rb, Eu, Gd, Er, Yb, Hf, Ta и Th; 10–15% – для Sm, Lu, Pb и U [Kamenetsky et al., 1998].

Данные по радиогенным изотомам (Pb, Sr, Nd) для стекол были получены в лаборатории геохимии изотопов в ИГГД РАН (Санкт-Петербург) на многоканальном твердофазовом масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статистическом режиме с одновременной регистрацией ионных токов изотопов. Pb и U выделялись из образцов ионным обменным способом в элюенте HBr. Уровень фонового загрязнения в ходе аналитического определения не превышал 0,5 ng для Pb и 0,05 ng для U. Изотопный анализ свинца проводился при помощи силикатного иммитера. Воспроизводимость изотопного анализа Pb в образцах определялась эффектом масс-фракционирования, величина которого $0,0013 \pm 0,003 \text{amu}^{-1}$ была определена путем многократного замера стандарта NBS SRM-982 и использована для коррекции фракционирования изотопного состава Pb в процессе измерения образцов. Среднее значение для NBS-982, полученное в ходе измерений составляло $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36,643$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17,092$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=36,551$. Ошибка, оцененная на основе повторных измерений стандарта, $\pm 0,03\% \text{amu}^{-1}$, соответствующих для индивидуального анализа изотопного состава Pb была $\pm 0,006\text{--}0,008\%$. Среднее значение BCR-1 по 8 измерениям: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,815$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,638$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38,732$, [Pb]=13,396 г/т, [U]=1,703 г/т.

Краткая характеристика и минералогические особенности базальтов хребта Шписс

В ходе итало-российского геолого-геофизического рейса НИС “Геленджик” в районе тройного сочленения Буве в 1996 г. было проведено драгирование хребта Шписс (рис. 1). Станции (11–13, T4) располагались непосредственно в кальдере и на склонах центральной постройки, станция 15 – на возвышенности, в северной части хребта Шписс. Станция 14 располагалась на западном, более древнем (по магнитным аномалиям), участке хребта. Станция 10 была на склоне субмеридиональной возвышенности к западу от хребта. Эта возвышенность отделена

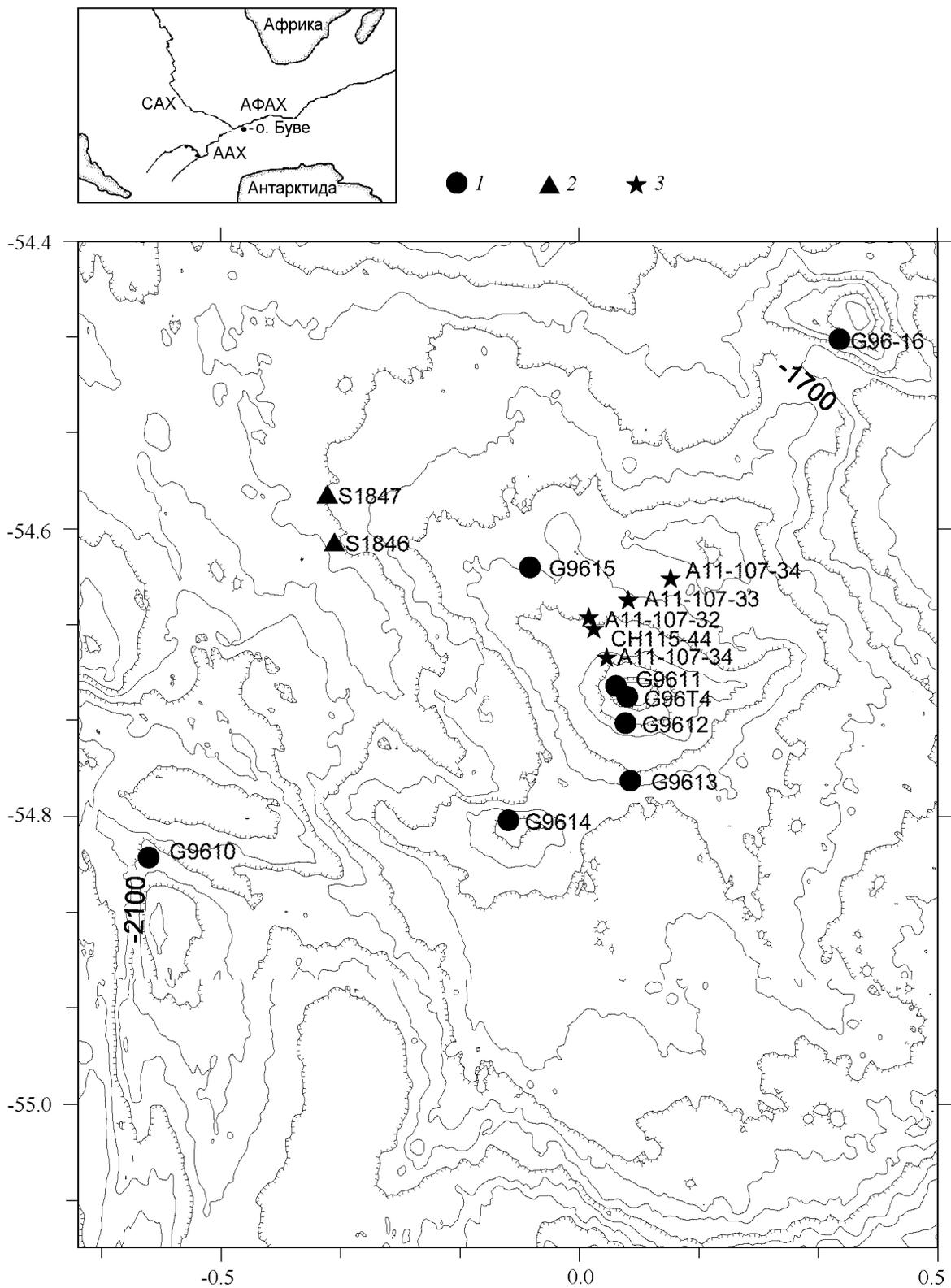


Рис. 1. Морфологическая карта района хребта Шписс, полученная по данным многолучевой батиметрической съемки в ходе рейса НИС “Геленджик” 1996 г. с нанесенными станциями опробования.

1 – станции драгирования рейса НИС “Геленджик” 1996 г. (табл. 1), 2–6-го рейса НИС “Атлантис-II” [Le Roex et al., 1982], 3–18-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” [Шейве и др., 1995].

от хребта впадиной сходного простирания (рис. 1). На всех станциях был поднят обильный каменный материал, представленный обломками и глыбами базальтов, фрагментами пиллоу-лав и лавовых потоков, часто со следами свежих сколов. Особенность драгированного материала – присутствие пористых базальтов, которые в разных количествах отмечались во всех драгах. Наиболее пористые образцы имели до 60% пор и внешне были похожи на шлаковые базальты (станция 12). На поверхности многих образцов сохранены стекловатые зоны закалки. Минералогически базальты относятся к афировым и слабо порфириновым разновидностям. Базальты подразделяются на три группы по степени раскристаллизованности: слабо раскристаллизованные (степень раскристаллизации менее 30–45%, станции 12, 13 и 15), средне раскристаллизованные (до 50–65%, станции 10, 12, 13, 14) и сильно раскристаллизованные (до 70–90%, станции 10, 14).

Породы первой группы являются гиаобазальтами. Чаще всего они афировые, либо слабо порфириновые, пористые. В среднем содержание пор в них достигает 5–10%, поры часто имеют вытянутую форму и определенную ориентировку. По минеральному составу вкрапленники представлены плагиоклазом (50–70%), оливином и иногда клинопироксеном. Более раскристаллизованные разновидности, являются фрагментами потоков или внутренних частей пиллоу-лав. Эти базальты более пористые, в среднем количество пор около 10%, хотя может достигать 60%. Иногда поры очень большие, по сравнению с основной массой выглядят гигантскими. Часто они заполнены смектитом, глаукофаном, цеолитами. Структура базальтов порфириновидная. Вкрапленники представлены плагиоклазом (до 80%), оливином (около 12%) и клинопироксеном (около 8%). Структура основной массы интерстициальная. Интерстиции выполнены клинопироксеном и оливином, местами измененным стеклом. Наблюдаются скопления рудного минерала (титаномагнетита), содержание которого составляет 3–4%.

Наиболее раскристаллизованные образцы относятся к порфириновым долерито-базальтам. В среднем пористость этой группы базальтов 5–10%, хотя в отдельных образцах она достигает 10–20%. Часто поры заполнены вторичными минералами. Количество плагиоклаза во вкрапленниках обычно относительно меньше, чем в породах 2-ой группы – 60–65%, оливин и клинопироксен представлены в равных количествах, но в некоторых образцах клинопироксена заметно больше. Оливин часто замещается по трещинам идингситом. Также для базальтов этой группы характерно развитие титаномагнетита, встречающегося в виде скоплений и отдельных кристаллов игольчатой формы.

Таким образом, по минералогическому составу изливавшиеся в пределах хребта Шписс базальты характеризуются разной степенью кристаллизации исходных магм. Пористость образцов часто не связана с минеральным обликом породы, поскольку с одной стороны летучие накапливаются в процессе дифференциации, а с другой стороны происходит дегазация в процессе подъема и кристаллизации магм.

Петрохимические особенности расплавов и оценка условий фракционирования

В табл. 1 приведены составы закалочных стекол. На корреляционных диаграммах MgO-оксид (рис. 2), отмечаются широкие вариации всех породообразующих элементов в стеклах, что связано с процессом фракционирования. Содержание MgO в наиболее дифференцированных расплавах, изливавшихся на поверхность океанического дна снижается вплоть до 2,5%, с закономерным накоплением SiO₂, Na₂O и снижением концентраций FeO, TiO₂, происходящим за счет кристаллизации титаномагнетита.

С целью определения насколько полно составы стекол отражают общую картину магматизма района, а также насколько близок магматизм района тройного сочленения Буве к современному магматизму южной части Срединно-Океанического хребта, мы воспользовались методом кластерного анализа, проведенного по 10 компонентам по методике, разработанной на кафедре геохимии МГУ [Апунян и др., 1983]. Сравнение средних составов выделенных кластерных групп базальтов и стекол хребта Шписс показано на рис. 3. Выборка базальтов насчитывала около 30 анализов и включала собственные неопубликованные данные, а также литературные [Dick et al., 1984; Le Roex et al., 1982; Simonov et al., 1996]. Проведенное сравнение подтвердило, что стекла хорошо отражают основную тенденцию изменения составов расплавов в ходе фракционирования. Около 10% всех магм составляют крайне дифференцированные разновидности. На рис. 3 приведены для сравнения составы кластерных групп, выделенных для стекол южной части Срединно-Атлантического хребта, выборка которых насчитывала 280 анализов [Цехоня, Сущеvская, 1995]. В отличие от расплавов южной части Срединно-Атлантического хребта, диапазон фракционирования которых по MgO лежит в интервале от 10 до 6%, базальты хребта Шписс более дифференцированы, что указывает на существенно отличные условия дифференциации в этой области, чем под всей спрединговой зоной южной части Срединно-Атлантического хребта.

Другой отличительной особенностью составов ба-

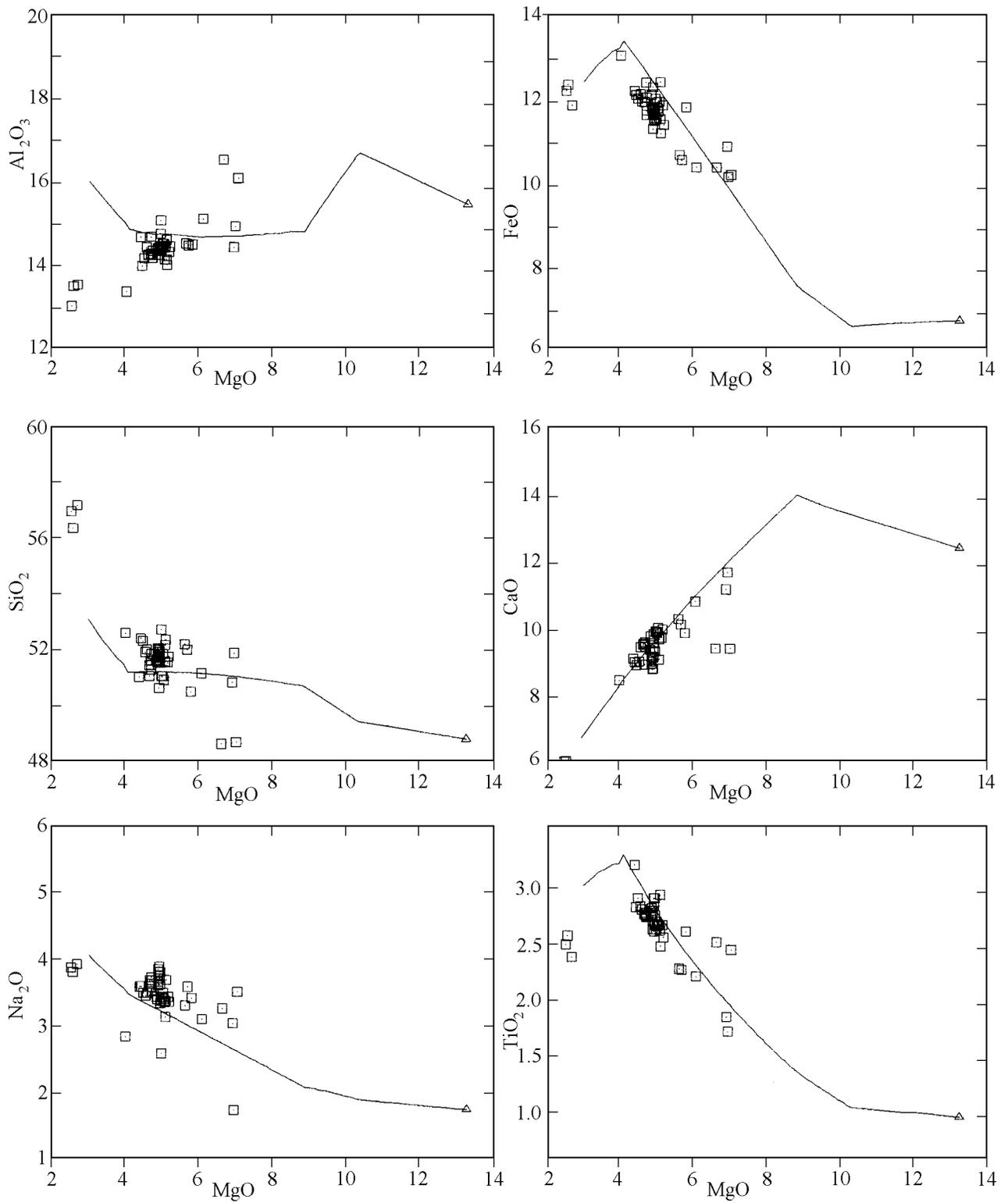


Рис. 2. Вариации составов стекол хребта Шписс.

Показаны кривые эволюции состава TOP-1 [Дмитриев и др., 1984], рассчитанные при давлении 2–3 кбар. Составы стекол отмечены незалитыми квадратами, состав TOP-1 отмечен треугольником.

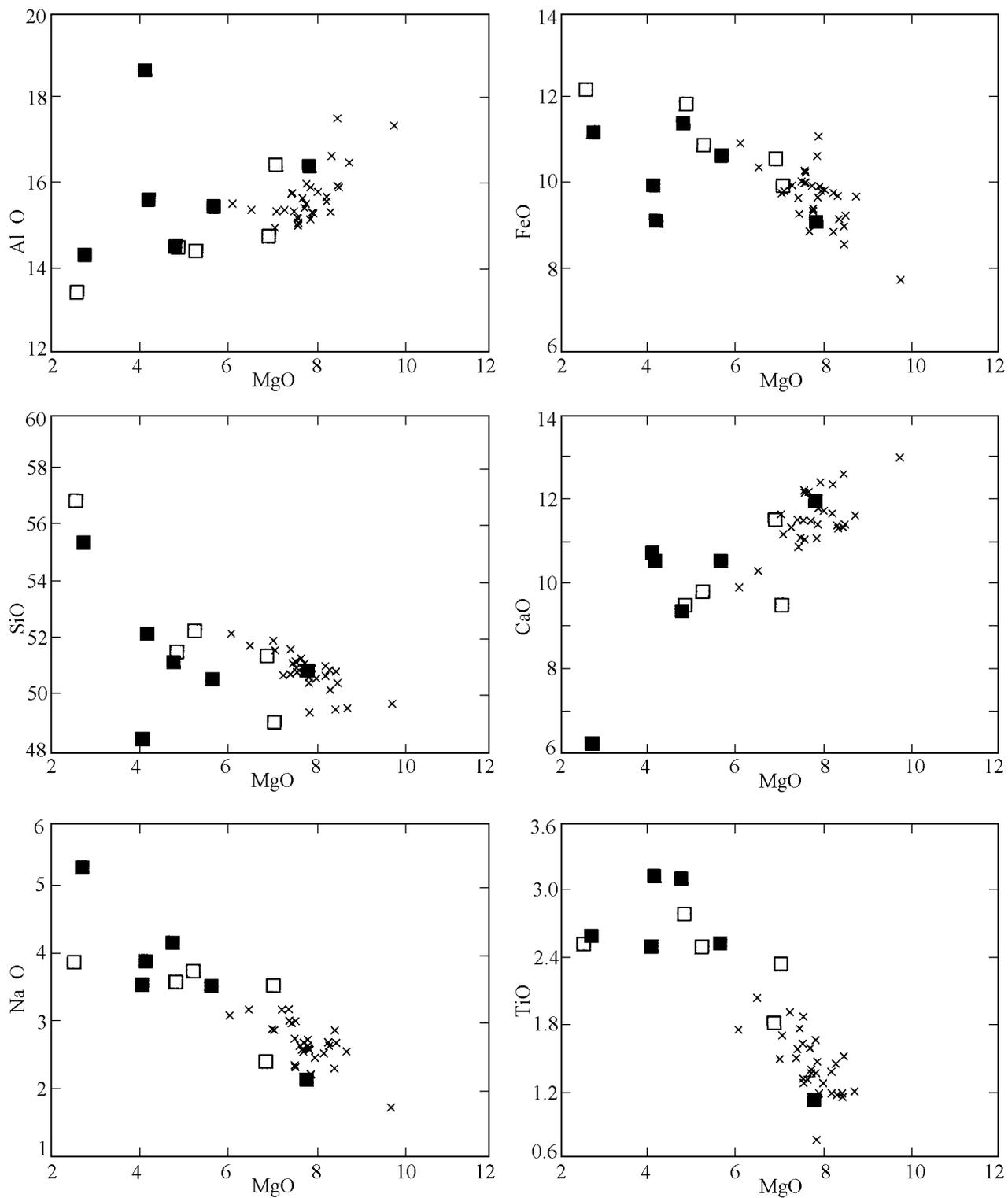


Рис. 3. Сопоставление средних составов кластерных групп стекол (незалитые квадраты) и пород (залитые квадраты) хребта Шписс и стекол южной провинции Срединно-Атлантического хребта (косые крестики) [Цехоня, Сушевская, 1995].

Таблица 1. Состав закалочных стекол

Образец	ю. ш. (нач)	долгота (нач)	Глубина м (нач)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO (общ)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
G96T4-1	54,717	0,067в	820	52,11	2,29	14,53	10,64	0,17	5,68	10,2	3,61	0,59	0,33	100,15
G96T-4*	54,717	0,067в	820	51,61	2,27	14,39	10,61		5,54	10,25	3,28	0,56	0,30	98,80
G9610/1	54,822	0,593з	2000	51,99	1,74	14,99	10,24	0,17	6,95	11,78	1,77	0,37	0,15	100,15
G9611/1a	54,71	0,053з	400	50,89	2,71	13,95	11,59	0,21	4,92	9,71	3,55	0,86	0,43	98,82
G9610/16	54,822	0,053з	2000	51,07	2,93	14,49	12,35	0,16	5,04	9,06	3,12	0,76	0,32	99,3
G9610/19	54,822	0,053з	2000	49,69	1,83	14,14	10,69	0,16	6,74	10,99	2,99	0,32	0,17	97,72
G9610/36-1	54,822	0,053з	2000	47,09	2,39	15,58	9,93	0,19	6,78	9,17	3,41	1,3	0,82	96,66
G9610/37a*	54,822	0,053з	2000	47,85	2,50	16,30	10,28		6,50	9,33	3,23	1,36	0,99	98,34
G9611/1a*	54,71	0,053в	400	50,80	2,79	14,04	11,65		4,78	9,69	3,35	0,83	0,40	98,33
G9611/3a	54,71	0,053в	400	50,2	2,7	13,87	11,81	0,23	4,59	9,43	3,44	0,86	0,41	97,54
G9612/12	54,74	0,07в	400	55,1	2,53	13,22	12,14	0,24	2,52	5,97	3,73	1,68	0,66	97,79
G9612/16	54,74	0,07в	400	54,52	2,4	12,49	11,74	0,18	2,42	5,83	3,71	1,67	0,75	95,71
G9612/17	54,74	0,07в	400	55,02	2,31	13,05	11,47	0,23	2,59	5,73	3,78	1,54	0,52	96,24
G9613/1	54,777	0,073в	1030	51,76	2,92	14,44	11,53	0,18	4,89	8,83	3,89	0,84	0,4	99,68
G9613/2	54,777	0,073в	1030	51,48	2,85	14,74	11,7	0,18	4,91	8,86	3,71	0,83	0,47	99,73
G9613/3	54,777	0,073в	1030	49,87	2,38	13,38	10,71	0,15	4,86	9,29	3,52	0,74	0,31	95,21
G9613/3b	54,777	0,073в	1030	50,11	2,72	13,93	11,68	0,25	4,53	9,34	3,59	0,83	0,39	97,37
G9613/4	54,777	0,073в	1030	50,41	2,76	14,52	11,86	0,21	4,61	9,51	3,59	0,83	0,41	98,71
G9613/5	54,777	0,073в	1030	50,08	2,67	13,89	11,3	0,15	4,55	9,21	3,48	0,81	0,43	96,57
G9613/6	54,777	0,073в	1030	49,58	2,71	13,8	11,4	0,19	4,55	9,3	3,57	0,83	0,72	96,65
G9613/7*	54,777	0,073в	1030	51,18	2,77	14,32	12,08		4,80	9,37	3,42	0,77	0,45	99,16
G9613/8	54,777	0,073в	1030	51,67	2,81	14,34	11,85	0,18	4,87	9,21	3,61	0,78	0,43	99,75
G9613/9	54,777	0,073в	1030	51,82	2,79	14,26	12,51	0,21	4,72	9,03	3,75	0,77	0,48	100,34
G9613/11	54,777	0,073в	850	51,76	2,81	14,35	12,41	0,27	4,90	9,05	3,68	0,77	0,39	100,39
G9613/13	54,777	0,073в	1030	51,86	2,76	14,39	11,65	0,2	4,86	9,05	3,63	0,77	0,43	99,60
G9613/15	54,777	0,073в	1030	52,59	2,64	14,5	11,56	0,21	4,96	9,37	2,6	0,82	0,46	99,71
G9613/16	54,777	0,073в	1030	51,35	2,67	14,2	11,4	0,18	4,86	9,08	3,72	0,79	0,47	98,72
G9613/18b	54,777	0,073в	1030	51,29	2,79	14,08	11,84		4,53	9,39	3,46	0,78	0,42	98,58
G9613-18a	54,777	0,073в	1030	51	2,59	14,19	11,43	0,22	4,85	9,09	3,76	0,79	0,46	98,38
G9613/18c	54,777	0,073в	1030	51,22	2,62	14,22	11,59	0,22	4,82	9,05	3,71	0,82	0,47	98,74
G9613/18d	54,777	0,073в	1030	51,16	2,68	14,22	11,17	0,18	4,8	8,98	3,8	0,81	0,57	98,37
G9614-16*	54,797	0,917з	850	50,91	2,66	14,17	11,78		5,09	9,69	3,41	0,65	0,37	98,74
G9614-25*	54,797	0,917з	850	50,34	2,19	14,90	10,28		5,96	10,71	3,07	0,60	0,30	98,34
G9614/26	54,797	0,917з	850	50,71	2,93	15,12	11,76	0,24	4,94	9,51	3,63	0,88	0,41	100,13
G9614/28*	54,797	0,917з	850	51,83	3,70	13,20	12,91		3,95	8,39	2,81	1,18	0,53	98,49
G9614/28a	54,797	0,917з	950	51,33	3,25	14,79	12,34	0,18	4,42	9,23	3,62	1,00	0,43	100,59
G9615/1	54,628	0,065з	950	50,92	2,69	14,5	12,02	0,23	5,06	10,09	3,37	0,75	0,35	99,98
G9615-8*	54,628	0,065з	950	50,67	2,73	14,20	11,87		4,87	9,48	3,33	0,74	0,40	98,28
G9615/12*	54,628	0,065з	950	50,85	2,53	14,22	11,25		5,09	9,88	3,31	0,71	0,35	98,20
G9615/15*	54,628	0,065з	950	51,15	2,59	13,90	11,37		4,98	9,62	3,32	0,72	0,37	98,01
G9615/17*	54,628	0,065з	950	51,25	2,67	14,01	11,64		4,97	9,83	3,38	0,71	0,36	98,82
G9615/10	54,628	0,065з	950	51,1	2,68	14,56	11,87	0,2	5,01	9,99	3,51	0,77	0,39	100,08
qG9615/18	54,628	0,065з	950	51,03	2,72	14,44	11,99	0,2	4,99	9,99	3,44	0,77	0,37	99,94
G9615/19	54,628	0,065з	950	50,86	2,65	14,63	11,96	0,19	5,82	10,02	3,45	0,74	0,37	100,69
G9615-21*	54,628	0,065з	950	51,31	2,79	13,72	11,91		4,33	8,88	3,52	0,97	0,45	97,86
G9615-24*	54,628	0,065з	950	50,86	2,64	14,15	11,63		4,86	9,74	3,29	0,70	0,41	98,27
G9615-26*	54,628	0,065з	950	51,67	2,89	14,02	11,94		4,42	8,87	3,47	0,97	0,47	98,73
G9615-27*	54,628	0,065з	950	51,17	2,82	14,25	12,01		4,48	8,96	3,41	0,94	0,49	98,52

Примечание: * – микронзондовые анализы сделаны в университете г. Канбера, Австралия, остальные в ГЕОХИ РАН, аналитик Н. Н. Кононкова.

зальтовых стекол хребта Шписс является повышенное содержание в расплавах K₂O. В южной части Срединно-Атлантического хребта такие базальты распространены в сегментах, расположенных вблизи горячих точек (район 7–14° ю.ш., о-в Св. Елена и 35–40° ю.ш. – Тристан-де-Кунья) [Цехоня, Сущеvская, 1995; Shilling et al., 1985].

Основные закономерности основных породобра-

зующих минералов, выделенных из базальтов хребта Шписс показаны на серии гистограмм (рис. 4), а их составы приведены в таблицах 2–4. Изменения составов оливинов по содержанию форстерита лежат в диапазоне от 91 до 81%. В целом для всей выборки на гистограмме можно отметить три пика по магнeзиальности Fo₈₉, Fo₈₆ и Fo₈₁. Наиболее магнeзиальные оливины – относятся к высокотемператур-

Таблица 2. Составы плагиоклазов базальтов из лав хребта Шписс

Образец	13/13-1	13/13-4	13/13-5	13/13-6	13/13-7	13/13-8	13/13-9	13/13-10
SiO ₂	47,78	48,23	49,41	47,02	49,61	52,84	50,29	46,86
Al ₂ O ₃	34,62	34,63	33,09	34,38	33,13	30,44	32,58	34,48
FeO	0,36	0,39	0,49	0,43	0,48	0,63	0,52	0,42
CaO	17,41	16,82	16,08	17,85	16,38	13,07	15,27	17,43
Na ₂ O	1,7	1,8	2,38	1,43	2,2	4,13	2,89	1,84
K ₂ O	0,04	0,03	0,03	0,04	0,05	0,12	0,09	0,03
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Сумма	101,98	101,97	101,55	101,22	101,92	101,30	101,71	101,13
An	84,79	83,63	78,74	87,14	80,21	63,18	74,10	83,82
Ab	14,98	16,20	21,09	12,63	19,50	36,13	25,38	16,01
Or	0,23	0,18	0,17	0,23	0,29	0,69	0,52	0,17
Образец	14/18-11	14/18-12	14/18-13	14/18-14	14/18-15	14/18-16	14/18-17	14/22-11
SiO ₂	46,7	48,92	48,72	48,42	48,78	47,45	48,52	45,45
Al ₂ O ₃	35	33,1	33,4	33,75	33,46	33,44	33,53	34,93
FeO	0,44	0,58	0,33	0,35	0,41	0,45	0,41	0,68
CaO	17,15	15,77	16,59	16,79	16,41	16,65	16,83	18,88
Na ₂ O	1,73	2,33	1,85	1,77	2,15	1,97	1,95	0,98
K ₂ O	0,03	0,04	0,02	0,04	0,03	0,05	0,05	0,03
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Сумма	101,12	100,81	100,98	101,19	101,31	100,08	101,36	101,02
An	84,41	78,72	83,11	83,78	80,69	82,12	82,43	91,26
Ab	15,41	21,05	16,77	15,98	19,13	17,58	17,28	8,57
Or	0,18	0,24	0,12	0,24	0,18	0,29	0,29	0,17
Образец	15/7-11	15/7-12	13/13-14	13/13-15	13/13-17	13/13-18	13/13-19	13/13-20
SiO ₂	51,31	48,48	48,98	50,72	47,99	47,61	48,12	50,79
Al ₂ O ₃	31,63	34,3	33,14	32,32	34,07	34,2	33,99	32,48
FeO	0,39	0,51	0,5	0,44	0,44	0,46	0,41	0,38
CaO	14,64	16,9	15,83	15,02	17,22	17,72	16,98	15,2
Na ₂ O	3,04	1,63	2,51	2,77	1,7	1,46	1,98	2,78
K ₂ O	0,03	0,04	0,07	0,07	0,04	0,04	0,04	0,07
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Сумма	101,11	101,93	101,10	101,41	101,53	101,56	101,59	101,77
An	72,56	84,94	77,39	74,67	84,64	86,82	82,38	74,82
Ab	27,26	14,82	22,20	24,92	15,12	12,95	17,38	24,76
Or	0,18	0,24	0,41	0,41	0,23	0,23	0,23	0,41
Образец	14/18-20a	14/18-20b	14/18-20c	14/22-1	14/22-3	14/22-6	14/22-7	14/22-8
SiO ₂	48,92	47,68	47,15	47,13	46,77	46,75	44,74	46,33
Al ₂ O ₃	33,45	32,73	33,45	33,79	33,48	34,06	36,33	33,5
FeO	0,54	0,49	0,59	0,4	0,34	0,64	0,5	0,49
CaO	16,17	16,22	16,33	17,13	16,98	17,52	18,89	17,29
Na ₂ O	2,22	2,32	2,3	1,61	1,61	1,52	0,73	1,88
K ₂ O	0,05	0,07	0,06	0,07	0,07	0,05	0,02	0,02
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Сумма	101,42	99,58	99,95	100,13	99,25	100,61	101,28	99,58
An	79,86	79,12	79,41	85,46	85,35	86,18	93,35	83,46
Ab	19,84	20,48	20,24	14,54	14,65	13,53	6,53	16,42
Or	0,29	0,41	0,35	0,00	0,00	0,29	0,12	0,11

Таблица 2. Продолжение

Образец	13/13-11	13/13-12	13/13-13	14/18-6	14/18-7	14/18-8	14/18-9	14/18-10
SiO ₂	50,78	46,94	47,44	49,47	47,03	48,67	48,4	49,13
Al ₂ O ₃	31,72	34,63	34,26	33,25	34,1	33,82	33,49	33,66
FeO	0,61	0,33	0,46	0,44	0,41	0,33	0,4	0,38
CaO	14,83	17,53	17,56	16,38	17,57	16,52	16,59	16,32
Na ₂ O	2,81	1,55	1,61	2,2	1,58	2,11	1,91	1,99
K ₂ O	0,09	0,03	0,01	0,03	0,03	0,05	0,06	0,03
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Сумма	100,91	101,08	101,41	101,84	100,79	101,57	100,92	101,58
Ап	74,07	86,06	85,72	80,31	85,85	80,99	82,46	81,78
Ab	25,40	13,77	14,22	19,52	13,97	18,72	17,18	18,04
Or	0,54	0,18	0,06	0,18	0,17	0,29	0,36	0,18
Образец	15/7-1	15/7-2	15/7-3	15/7-4	15/7-5	15/7-6	15/7-8	15/7-9
SiO ₂	47,98	47,03	48,25	47,73	46,85	46,13	47,47	47,39
Al ₂ O ₃	33,83	34,14	33,6	33,95	33,63	34,63	34,59	34,46
FeO	0,4	0,43	0,47	0,41	0,46	0,33	0,48	0,33
CaO	17,2	17,47	16,42	17,71	17,02	17,72	17,3	16,77
Na ₂ O	1,95	1,65	2,21	1,63	1,78	1,54	1,87	1,93
K ₂ O	0,05	0,02	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,05
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Сумма	101,48	100,81	101,07	101,54	99,84	100,45	101,81	101,00
Ап	82,74	85,30	80,18	85,53	83,94	86,26	83,50	82,52
Ab	16,97	14,58	19,53	14,24	15,89	13,57	16,33	17,19
Or	0,29	0,12	0,29	0,23	0,18	0,17	0,17	0,29
Образец	13/13-21	13/13-23	13/13-24	14/18-1	14/18-2	14/18-3	14/18-18	14/18-19
SiO ₂	48,24	46,78	48,11	46,61	47,66	48,08	47,93	49,53
Al ₂ O ₃	34,18	34,93	34,15	33,66	33,79	32,73	33,7	33,06
FeO	0,43	0,33	0,42	0,41	0,42	0,44	0,35	0,42
CaO	16,84	17,73	16,97	17,45	17,13	16,6	16,61	16,53
Na ₂ O	1,88	1,35	1,9	1,76	1,8	2,16	1,98	2,2
K ₂ O	0,06	0,07	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Сумма	101,70	101,19	101,66	100,00	100,90	100,12	100,67	101,85
Ап	82,90	87,89	82,96	84,37	83,88	80,75	82,11	80,40
Ab	16,75	12,11	16,81	15,40	15,95	19,01	17,71	19,36
Or	0,35	0,00	0,23	0,23	0,17	0,23	0,18	0,23
Образец	14/22-9	15/7-13	15/7-14	15/7-16	15/7-17	15/7-18a	15/7-18b	15/7-18c
SiO ₂	45,78	49,41	47,98	50,87	47,63	48,13	47,43	47,82
Al ₂ O ₃	35,6	32,62	33,68	31,98	33,89	33,38	34,28	34,15
FeO	0,5	0,6	0,42	0,43	0,48	0,43	0,41	0,47
CaO	18,61	15,18	16,55	14,59	16,62	16,72	16,78	16,8
Na ₂ O	0,91	2,5	1,85	3,07	1,81	1,87	1,92	1,89
K ₂ O	0,07	0,07	0,05	0,03	0,06	0,04	0,05	0,04
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Сумма	101,47	100,45	100,60	101,04	100,56	100,64	100,94	101,24
Ап	91,87	76,72	82,93	72,29	83,24	82,97	82,60	82,89
Ab	8,13	22,86	16,77	27,53	16,40	16,79	17,10	16,87
Or	0,00	0,42	0,30	0,18	0,36	0,24	0,29	0,23

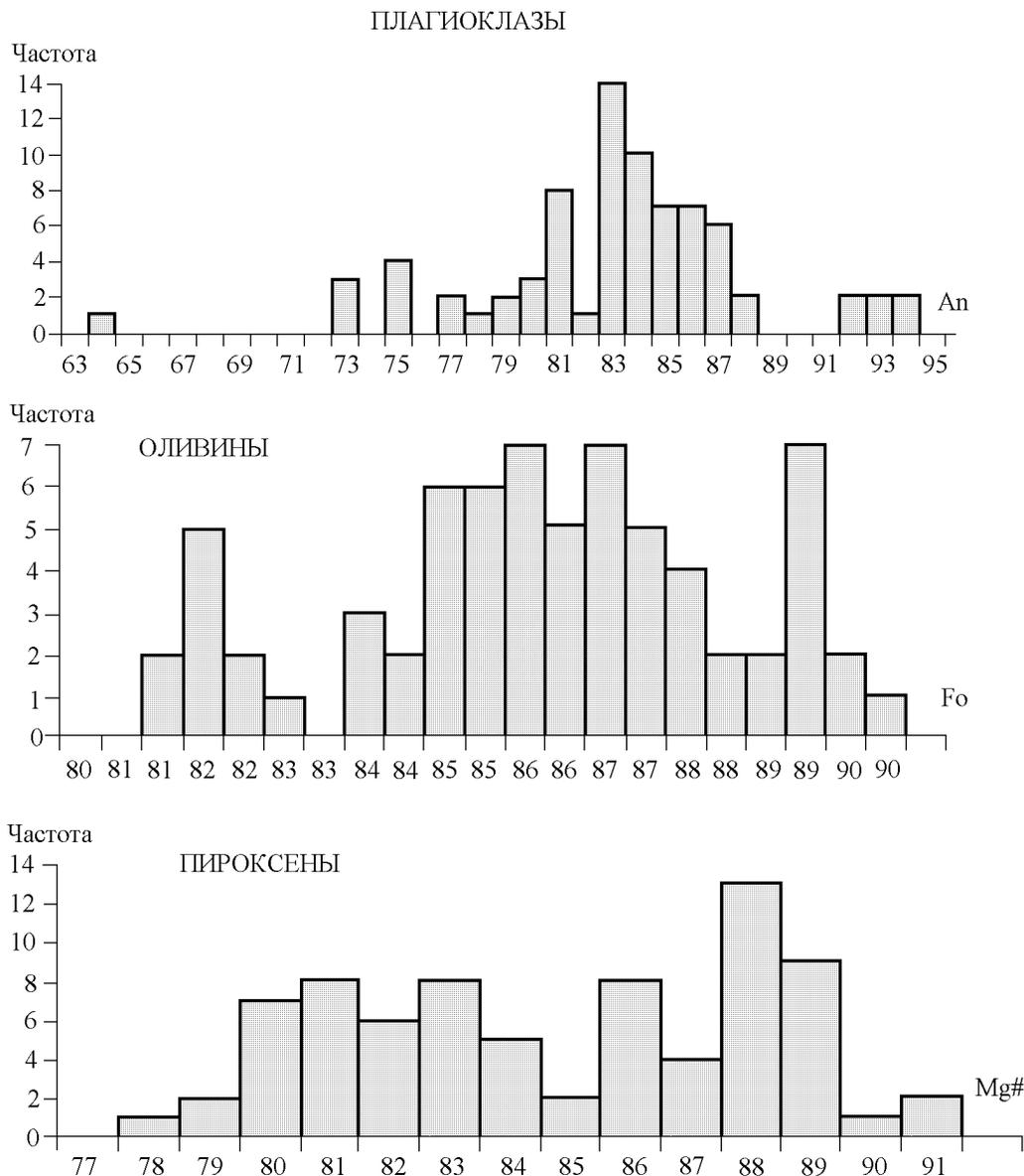


Рис. 4. Гистограммы составов минералов вкрапленников из базальтов хребта Шписс.

ной ликвидусной ассоциации. Пик, отвечающий Fo_{86} отражает средний состав оливинов, кристаллизующихся из фракционированных расплавов в промежуточной камере, а наиболее железистые оливины кристаллизовались в излившихся лавах. Диапазон составов оливинов хребта Шписс в общем случае отвечает типичным вариациям оливинов, наблюдаемым для северной Атлантики [Dmitriev et al., 1985].

Составы плагиоклазов также имеют три максимума, отвечающих определенным этапам кристаллизации, но менее четкие, чем для оливинов. При этом отмечаются присутствие во вкрапленниках наибо-

лее высокотемпературных, высококальциевых плагиоклазов – An_{93} . Преобладающие составы – An_{80} – An_{86} относятся к главному этапу кристаллизации базальтов в промежуточной камере. Низкотемпературные плагиоклазы имеют составы An_{75} – An_{64} . Столь широкий диапазон составов плагиоклазов также типичен для толеитов северной Атлантики, образующихся при фракционировании толеитов океанических рифтов типа (ТОР-1) в отличие от более распространенных в спрединговых хребтах (ТОР-2) [Dmitriev et al., 1985]. Как было показано ранее базальты второго сейсмического слоя северной Атлан-

Таблица 1. Составы клинопироксенов базальтов из лав хребта Шписс

Образец	14/22-3	14/22-7	14/22-8	14/22-10	14/22-12	14/22-13	14/22-14	14/22-15	14/22-16	14/22-18	14/22-19	14/22-21	14/22-22	14/22-23	14/22-25	14/22-26
SiO ₂	53,87	53,31	52,31	53,43	53,51	52,67	52,11	54,05	53,09	54,16	53,68	53,59	52,69			
TiO ₂	0,25	0,19	0,33	0,19	0,23	0,24	0,26	0,25	0,26	0,34	0,22	0,17	0,24			
Al ₂ O ₃	1,66	3,20	2,76	2,46	1,93	2,61	3,04	2,24	2,24	2,95	2,85	2,10	2,20			
FeO	7,72	4,35	6,32	3,96	5,67	7,76	6,07	6,60	6,83	7,01	4,08	3,88	6,81			
MnO	0,83	0,31	0,40	0,14	0,13	0,25	0,21	0,22	0,28	0,21	0,13	0,16	0,23			
MgO	18,67	17,07	17,40	17,61	18,31	18,15	17,45	18,07	18,29	17,48	17,06	17,67	17,60			
CaO	17,66	22,44	21,37	23,16	20,88	19,31	20,96	19,34	18,88	19,69	22,32	22,76	19,86			
Na ₂ O	0,18	0,20	0,18	0,08	0,15	0,19	0,17	0,14	0,19	0,18	0,09	0,11	0,21			
K ₂ O			0,10		0,10	0,10			0,20	0,20			0,10			
Cr ₂ O ₃	0,13	0,74	0,25	0,20	0,29	0,25	0,35	0,20	0,21	0,23	0,53	0,27	0,31			
Сумма	100,84	101,07	101,07	101,03	100,81	101,18	100,27	100,91	100,05	100,31	100,43	100,44	99,84			
Mg#	81,0	87,4	82,9	88,7	85,1	80,5	83,5	82,8	82,5	81,5	88,0	88,9	82,0			
Cr ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	0,08	0,23	0,09	0,08	0,15	0,10	0,12	0,09	0,09	0,08	0,19	0,13	0,14			
Ca#	1063,86	701,25	774,28	941,46	1081,87	739,85	689,47	863,39	842,86	667,46	783,16	1083,81	902,73			
Si	1,95	1,91	1,89	1,92	1,93	1,90	1,89	1,95	1,93	1,92	1,94	1,94	1,92			
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01			
Al(VI)	0,02	0,05	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,05	0,03	0,05	0,06	0,03	0,02			
Al(IV)	0,05	0,09	0,11	0,08	0,07	0,10	0,11	0,08	0,07	0,08	0,06	0,06	0,08			
Fe ₂	0,21	0,11	0,09	0,07	0,12	0,14	0,11	0,21	0,18	0,18	0,15	0,09	0,15			
Fe ₃	0,02	0,03	0,10	0,04	0,05	0,09	0,08	-0,01	0,03	0,03	-0,02	0,03	0,06			
Mn	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01			
Mg	1,01	0,91	0,94	0,94	0,98	0,97	0,94	0,97	0,99	0,94	0,92	0,95	0,96			
Ca	0,69	0,86	0,83	0,89	0,81	0,74	0,81	0,75	0,74	0,76	0,86	0,88	0,78			
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01			
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00			
Cr	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01			
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00			
Wo	0,33	0,40	0,37	0,41	0,38	0,33	0,37	0,36	0,35	0,35	0,41	0,42	0,36			
En	0,55	0,54	0,58	0,54	0,55	0,58	0,57	0,52	0,55	0,54	0,51	0,53	0,55			
Fs	0,12	0,06	0,05	0,04	0,07	0,08	0,07	0,11	0,10	0,10	0,08	0,05	0,09			

Таблица 3. Продолжение

Образец	14/22-2814/22-2914/22-3014/22-3114/22-3214/22-3314/22-3414/22-3514/22-3614/22-3814/22-3914/22-4214/22-4314/22-4714/22-48														
SiO ₂	51,71	52,06	53,03	52,69	52,33	52,89	52,07	53,12	52,88	52,67	52,51	52,52	53,05	52,70	52,77
TiO ₂	0,33	0,21	0,22	0,27	0,17	0,26	0,29	0,17	0,26	0,26	0,33	0,22	0,18	0,24	0,27
Al ₂ O ₃	3,03	3,14	2,95	2,99	2,63	2,89	3,63	2,31	2,80	2,83	2,83	3,01	2,02	2,97	3,04
FeO	6,60	4,17	4,26	6,84	4,27	6,18	6,22	4,05	6,28	7,93	8,16	4,29	3,87	4,55	8,54
MnO	0,23	0,01	0,14	0,23	0,18	0,16	0,13	0,08	0,14	0,19	0,25	0,07	0,14	0,09	0,30
MgO	16,20	16,83	16,67	17,79	17,17	17,02	16,26	17,40	17,32	17,71	17,86	17,02	17,55	17,00	18,04
CaO	21,69	23,05	23,34	19,38	22,80	21,62	21,42	23,21	20,86	18,97	18,44	23,54	22,86	22,88	18,25
Na ₂ O	0,24	0,13	0,11	0,13	0,12	0,15	0,19	0,20	0,16	0,19	0,21	0,18	0,11	0,14	0,19
K ₂ O	0,20	0,10										0,10	0,10		
Cr ₂ O ₃	0,31	0,57	0,37	0,30	0,56	0,25	0,60	0,56	0,18	0,22	0,06	0,17	0,46	0,22	0,12
Сумма	100,03	99,6	100,72	100,32	99,67	101,17	100,21	100,54	100,7	100,75	100,59	100,85	99,78	100,57	101,4
Mg#	81,2	87,7	87,3	82,1	87,6	82,9	82,2	88,3	82,9	79,7	79,4	87,5	88,9	86,8	78,8
Cr ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	0,10	0,18	0,13	0,10	0,21	0,09	0,17	0,24	0,06	0,08	0,02	0,06	0,23	0,07	0,04
Ca#	715,84	734,08	791,19	648,16	866,92	748,10	590,08	1004,76	745,00	670,32	651,59	782,06	1131,68	770,37	600,33
Si	1,89	1,89	1,92	1,91	1,90	1,91	1,90	1,91	1,92	1,91	1,91	1,89	1,92	1,91	1,90
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Al(VI)	0,02	0,03	0,04	0,04	0,02	0,03	0,05	0,01	0,04	0,03	0,03	0,02	0,01	0,03	0,03
Al(IV)	0,11	0,11	0,08	0,09	0,10	0,09	0,10	0,09	0,08	0,09	0,09	0,11	0,08	0,09	0,10
Fe ₂	0,11	0,06	0,10	0,18	0,07	0,14	0,16	0,06	0,15	0,19	0,19	0,04	0,06	0,09	0,20
Fe ₃	0,09	0,07	0,03	0,03	0,06	0,05	0,03	0,06	0,04	0,05	0,05	0,09	0,05	0,05	0,06
Mn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Mg	0,88	0,91	0,90	0,96	0,93	0,92	0,88	0,93	0,94	0,96	0,97	0,91	0,95	0,92	0,97
Ca	0,85	0,90	0,90	0,75	0,89	0,84	0,84	0,90	0,81	0,74	0,72	0,91	0,89	0,89	0,71
Na	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wo	0,38	0,40	0,42	0,35	0,40	0,38	0,38	0,42	0,38	0,34	0,33	0,41	0,41	0,41	0,32
En	0,55	0,56	0,52	0,55	0,56	0,53	0,53	0,55	0,54	0,55	0,56	0,57	0,55	0,54	0,56
Fs	0,07	0,04	0,06	0,10	0,04	0,08	0,09	0,03	0,09	0,11	0,11	0,02	0,04	0,05	0,12

Таблица 3. Окончание

Образец	14/22-49	14/22-50	14/22-51	14/22-53	14/22-54	14/22-55	14/22-57	14/22-58	14/22-60	14/18-1	14/18-2	14/18-3	14/18-4	15/7-5	15/7-6
SiO ₂	52,89	52,37	51,92	52,48	52,74	52,46	51,43	53,08	52,60	52,04	51,53	52,38	52,66	53,65	52,71
TiO ₂	0,18	0,34	0,42	0,32	0,21	0,28	0,28	0,30	0,31	0,54	0,50	0,57	0,56	0,53	0,82
Al ₂ O ₃	2,45	2,95	3,80	2,83	2,99	3,05	4,39	3,22	2,58	2,73	3,91	3,76	3,69	2,02	2,77
FeO	4,12	6,96	6,60	7,80	4,37	7,52	4,99	6,09	7,74	4,72	5,01	5,18	4,31	5,35	5,04
MnO	0,12	0,23	0,25	0,14	0,17	0,19	0,10	0,15	0,23	0,14	0,10	0,06	0,11	0,13	0,07
MgO	17,76	16,72	16,59	17,41	16,89	18,02	16,32	17,10	17,71	17,45	16,99	16,67	17,36	18,00	17,46
CaO	22,96	20,71	21,23	19,69	22,95	18,97	22,66	20,53	18,68	21,85	21,24	21,52	21,27	20,99	20,90
Na ₂ O	0,14	0,16	0,14	0,23	0,10	0,21	0,10	0,20	0,18	0,27	0,31	0,29	0,30	0,25	0,32
K ₂ O		0,10		0,10			0,10		0,20						0,03
Cr ₂ O ₃	0,26	0,28	0,43	0,25	0,39	0,25	0,33	0,44	0,33	0,50	1,10	0,88	0,70	0,32	0,32
Сумма	100,62	100,44	100,95	100,9	100,42	100,7	100,27	100,67	100,03	99,74	99,59	100,43	100,26	100,92	100,09
Mg#	88,4	80,9	81,6	79,7	87,2	80,8	85,2	83,2	80,1	86,7	85,7	85,0	87,6	85,6	85,9
Cr ₂ O ₃ /Al ₂ O ₃	0,11	0,09	0,11	0,09	0,13	0,08	0,08	0,14	0,13	0,18	0,28	0,23	0,19	0,16	0,12
Ca#	937,14	702,03	558,68	695,76	767,56	621,97	516,17	637,58	724,03	800,37	543,22	572,34	576,42	1039,11	754,51
Si	1,91	1,91	1,88	1,90	1,91	1,90	1,87	1,92	1,92	1,89	1,87	1,89	1,90	1,93	1,91
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
Al(VI)	0,01	0,03	0,04	0,02	0,04	0,03	0,05	0,06	0,03	0,01	0,04	0,05	0,06	0,02	0,03
Al(IV)	0,09	0,09	0,12	0,10	0,09	0,10	0,13	0,08	0,08	0,11	0,13	0,11	0,10	0,07	0,09
Fe ₂	0,05	0,16	0,15	0,16	0,09	0,16	0,08	0,18	0,18	0,07	0,09	0,13	0,11	0,13	0,13
Fe ₃	0,08	0,05	0,05	0,08	0,04	0,06	0,07	0,01	0,05	0,08	0,06	0,02	0,02	0,03	0,02
Mn	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,95	0,91	0,90	0,94	0,91	0,97	0,88	0,92	0,96	0,95	0,92	0,90	0,93	0,97	0,94
Ca	0,89	0,81	0,82	0,76	0,89	0,74	0,88	0,80	0,73	0,85	0,82	0,83	0,82	0,81	0,81
Na	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wo	0,41	0,37	0,37	0,35	0,41	0,33	0,38	0,37	0,33	0,40	0,37	0,39	0,39	0,39	0,40
En	0,57	0,53	0,54	0,56	0,54	0,57	0,56	0,53	0,56	0,56	0,57	0,53	0,55	0,53	0,53
Fs	0,03	0,10	0,09	0,10	0,06	0,10	0,05	0,10	0,11	0,04	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07

Таблица 4. Составы оливинов базальтов из лав хребта Шписс

Образец	SiO ₂	FeO	MgO	CaO	Cr ₂ O ₃	NiO	Сумма	Fo
15/7-3	41,35	11,07	48,49	0,30	0,15	0,21	101,57	88,64
15/7-4	40,71	14,71	45,65	0,34	0,08	0,18	101,67	84,69
15/7-5	39,87	16,06	45,47	0,30	0,11	0,11	101,92	83,46
15/7-7	40,27	17,26	43,66	0,31	0,02	0,22	101,74	81,84
15/7-9	39,52	18,06	43,56	0,31	nd	0,19	101,64	81,13
15/7-10	40,45	14,97	45,34	0,35	0,09	0,03	101,23	84,37
15/7-11	41,32	10,84	48,73	0,29	0,03	0,18	101,39	88,90
15/7-12	40,78	13,21	47,09	0,32	0,02	0,25	101,67	86,40
15/7-13	39,63	17,77	43,49	0,33	nd	0,05	101,27	81,35
14/22-1	39,76	17,52	42,73	0,28	0,02	0,13	100,44	81,29
14/22-2	38,76	17,60	42,37	0,28	nd	0,18	99,19	81,10
14/22-4	41,05	11,71	47,47	0,30	0,04	0,24	100,81	87,84
14/22-5	40,05	15,20	45,23	0,31	0,07	0,16	101,02	84,13
14/22-6	41,39	11,07	47,27	0,27	0,08	0,36	100,44	88,38
14/22-7	40,06	14,69	44,43	0,34	0,04	0,05	99,61	84,35
14/22-9	40,37	14,36	44,66	0,32	0,11	0,17	99,99	84,71
14/22-10	41,57	10,57	47,75	0,34	0,08	0,10	100,41	88,95
14/22-12	39,84	14,05	44,93	0,31	0,04	0,12	99,29	85,07
14/22-14	40,59	12,07	45,85	0,32	0,11	0,13	99,07	87,13
14/22-15	40,81	12,17	46,62	0,25	0,13	0,36	100,34	87,22
14/22-16	40,82	13,05	45,98	0,30	0,05	0,20	100,4	86,26
14/22-17	40,58	13,64	44,77	0,35	0,02	0,18	99,54	85,40
14/22-18	41,18	10,47	47,86	0,23	0,10	0,23	100,07	89,07
14/22-19	40,66	11,01	47,15	0,37	0,10	0,17	99,46	88,41
14/22-20	40,13	14,72	44,20	0,29	0,09	0,17	99,6	84,25
14/22-21	41,31	12,90	45,89	0,23	0,02	0,30	100,65	86,37
14/22-22	39,70	16,44	43,17	0,31	0,01	0,22	99,85	82,39
14/22-23	41,60	11,13	48,17	0,28	0,02	0,28	101,48	88,52
14/22-25	40,60	11,41	46,93	0,30	0,01	0,21	99,46	87,99
14/22-26	41,25	12,58	46,54	0,35	0,02	0,27	101,01	86,83
14/22-27	41,25	10,80	47,67	0,28	0,07	0,31	100,38	88,72
14/22-28	40,88	10,14	48,52	0,28	0,11	0,35	100,28	89,50
14/22-29	41,18	12,57	46,03	0,31	0,05	0,19	100,33	86,71
14/22-30	40,25	18,06	43,09	0,31	nd	0,18	101,89	80,96
14/22-31	40,60	15,65	45,27	0,32	0,07	0,08	101,99	83,75
10/16-2	41,17	12,63	46,52	0,27	0,17	0,15	100,91	86,78
10/16-4	41,01	13,21	46,69	0,28	0,06	0,16	101,41	86,30
10/16-5	41,12	13,35	46,29	0,26	0,03	0,21	101,26	86,07
10/16-7	41,15	14,16	45,72	0,23	0,06	0,23	101,55	85,19
10/16-8	40,78	15,10	44,96	0,31	0,05	0,13	101,33	84,14
10/16-9	39,85	14,85	45,60	0,32	0,03	0,16	100,81	84,55
10/16-10	40,92	13,55	45,61	0,33	0,06	0,24	100,71	85,71
10/16-11	40,41	14,27	46,12	0,32	0,02	0,17	101,31	85,21
10/16-13	40,50	13,24	45,91	0,29	0,07	0,23	100,24	86,07
10/16-15	41,18	13,87	45,91	0,30	0,14	0,16	101,56	85,50
10/16-16	40,12	17,38	42,41	0,28	0,02	0,16	100,37	81,30
10/16-17	40,40	12,90	46,68	0,23	0,06	0,26	100,53	86,57
10/16-18	41,34	12,06	47,15	0,36	nd	0,15	101,06	87,45
10/16-19	40,07	17,43	43,43	0,30	nd	0,20	101,43	81,62
10/16-20	40,68	14,42	45,40	0,32	0,05	0,20	101,07	84,87
10/16-21	40,66	13,49	45,93	0,28	0,05	0,40	100,81	85,85
10/16-22	41,27	14,53	45,52	0,26	0,07	0,48	102,13	84,81
10/16-24	40,03	18,06	42,61	0,28	0,10	0,12	101,2	80,79

тики формировались в ходе фракционирования первичных расплавов, отличающихся относительно пониженным содержанием Na₂O (1,5%), Al₂O₃ (14%) и повышенным содержанием MgO (13,5%) (тип TOP-1) по сравнению с базальтами развитыми вдоль САХ к югу от 30–33° с.ш. (тип TOP-2) [Сушевская и др.,

1983; Dmitriev *et al.*, 1985]. Отличия в исходных составах магм объяснялись различием в глубине, степени плавления и температуре. Более глубокие расплавы TOP-1 выплавлялись в пределах S_r-фации глубинности мантии лерцолитового состава при T=1350°С и достаточно больших степенях пла-

Таблица 5. Исходные составы расплавов

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Ссылка
49,26	1,00	15,65	6,67	0,20	13,32	12,62	1,81	0,25	0,01	1
49,26	0,6	15,1	7,65	0,2	13,08	12,38	1,61	0,06	0,01	2
48,20	0,73	16,30	8,92	0,25	10,70	12,00	1,95	0,09	0,00	3

Примечание: 1 – наша оценка состава исходной магмы, 2 – TOP-1 [Дмитриев и др., 1984], 3 – базальт из района FAMOUS [Bender et al., 1978].

вления. Первичные составы TOP-1, определенные по составам закалочных стекол во включениях в наиболее высокотемпературных оливинах [Sobolev, Dmitriev, 1989] оказались близки к рассчитанным составам первичных расплавов по модели полибарического фракционного плавления в интервалах давлений 20–9 кбар, с суммарной степенью плавления 16–18% [Niu, Batiza, 1991].

Клинопироксены имеют магнезиальность 78–91% [Dmitriev et al., 1985]. Этот интервал также характерен для магм Северной Атлантики. При пересчете на минералы по [Nimis, 1995] клинопироксены хребта Шписс дают следующие составы – $Wo_{0,33-0,42}$, $En_{0,51-0,59}$, $Fs_{0,02-0,12}$. На гистограмме более четко выделяются два пика составов по магнезиальности. Более низкотемпературные пироксены, отвечающие магнезиальности 81–83%, вероятно относятся к этапу эвтектоидной кристаллизации оливина, плагиоклаза и пироксена в промежуточной камере, что было видно и по изучению шлифов, когда повсеместно наблюдались в базальтах сростки фенокристов этих минералов в различных соотношениях. Содержание глинозема в клинопироксенах колеблется от 1,6 до 4,4%, что указывает на их кристаллизацию при давлениях ниже 7 кбар [Nimis, 1995].

Измеренные составы вкрапленников оливинов, плагиоклазов и пироксенов из одного образца (G9814/22) также показывают широкий диапазон вариаций составов минералов. Этот диапазон свидетельствует о широких проявлениях куммуляционных процессов, протекающих как в промежуточной камере, так и в момент излияния на поверхность дна, когда вновь поступающие расплавы могли внедряться через полузастывшую толщу, ранее излившегося потока. Главному этапу кристаллизации в очаге отвечает равновесная ассоциация вкрапленников Fo_{89-88} , An_{86-85} и $SrxMg_{89-88}$. Более высокотемпературные вкрапленники представляют ликвидусные ассоциации более ранних этапов кристаллизации расплавов при их подъеме от места генерации до промежуточного очага. Таким образом, вариации составов вкрапленников магм хребта Шписс близки

к таковым для базальтов, формирующих кору в районе северной Атлантики, где первичные расплавы образовывались на относительно больших глубинах по сравнению со всеми рифтовыми зонами Мирового океана.

Наблюдаемый интервал составов вкрапленников в каждом из образцов позволяет утверждать, что породы соответствуют неравновесной смеси расплава, оливина, плагиоклаза, клинопироксена и титаномагнетита. Мы полагаем, что изученные смеси расплав – минералы образовались в пределах единой магматической системы при смешении генетически родственных магм на этапе излияния на поверхность. Для расчета более примитивных (магнезиальных) составов расплавов использованы составы закалочных стекол, которые отвечают этапу тройной котектики, и математический аппарат, состоящий из взаимосвязанных алгоритмов предсказания появления минералов на ликвидусе, расчета химического и фазового составов системы.

Достаточно подробное описание алгоритмов приведено в работе [Френкель и др., 1988]. Эмпирические функции состава минералов и расплава от температуры и давления, используемые нами в алгоритме предсказания фазового состава системы, приведены в работах [Болховская и др., 1995; Френкель и др., 1988].

При решении задач реконструкции возникают определенные сложности. Дело в том, что область составов потенциально родоначальных для базальтов хребта Шписс достаточно обширна. Используемый нами комплекс алгоритмов генерирует равновесные ассоциации в направлении уменьшения температуры. Таким образом, очевидно, что любое получаемое нами решение задачи реконструкции является не единственным.

Возможны следующие пути преодоления проблемы: поиск на месте, или экспертные оценки составов расплавов, приближающихся к исходной магме. Выбрав второй путь, мы приняли в качестве родоначальной магмы состав, близкий к первичному расплаву TOP-1 (см. табл. 5). В пользу последнего говорит широкая распространенность ба-

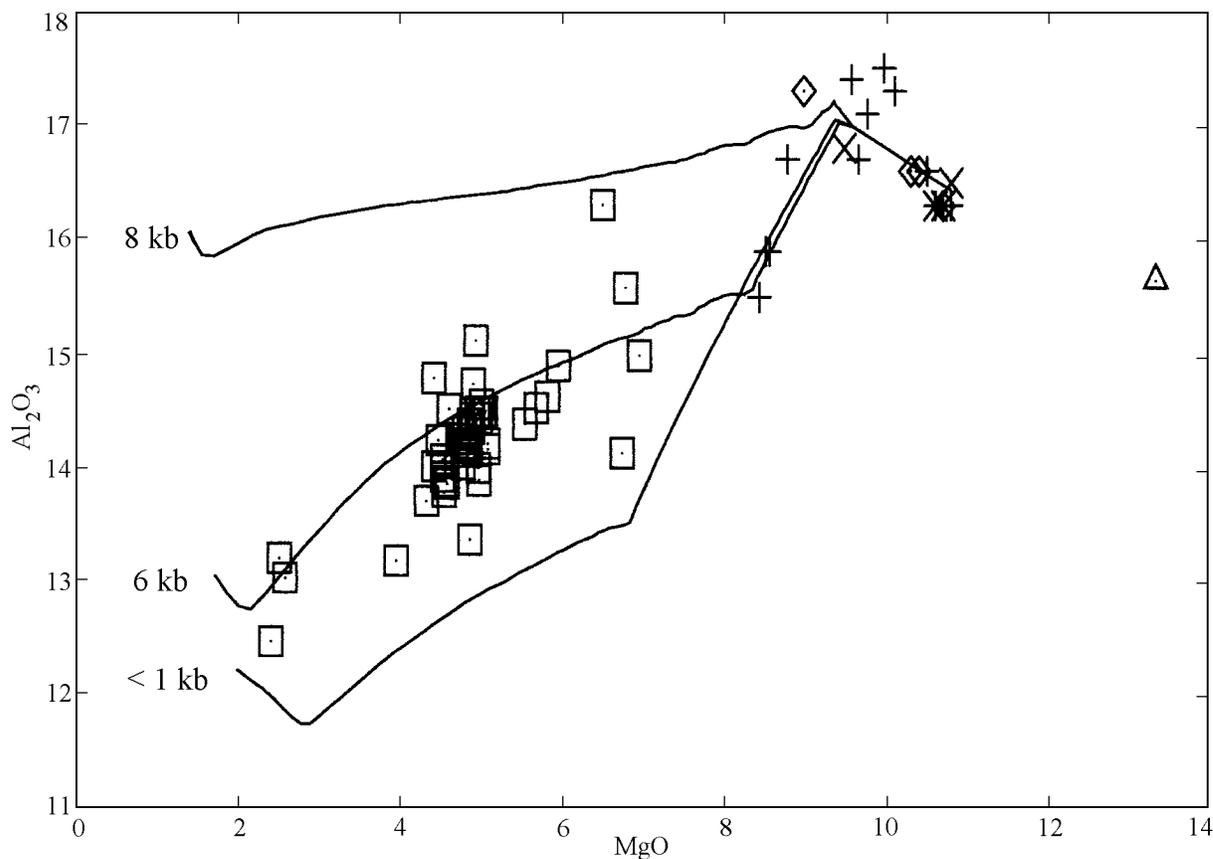


Рис. 5. Модельные кривые эволюции исходного состава FAMOUS, рассчитанные при различных давлениях.

Отмечены составы стекол хребта Шписс (квадраты), ТОР-1 (треугольник), а также экспериментальные составы стекол для исходного состава FAMOUS при давлении <1 кбар (крестики), 6 кбар (косые крестики) и 8 кбар (ромбы).

зальтов этого типа в пределах рифтовых структур Атлантики, а также некоторые минералогические признаки. По сравнению с ТОР-1, в нашей оценке повышены содержания титана и калия. Для оценки области давлений, в которой генерировались расплавы использовался следующий прием. Мы выполнили ряд тестовых расчетов для состава базальта, поднятого из зоны разлома FAMOUS (см. табл. 5). Из имеющихся стартовых составов, использован-

ных для закалочных экспериментов при различных давлениях, этот состав наиболее близок к составу ТОР-1. Параметры расчетов (см. табл. 6), в первую очередь давление и летучесть кислорода, были близки к использованным в полибарических закалочных опытах с тем же исходным составом [Bender *et al.*, 1978]. Напомним, что тип ТОР-1 был выделен в базальтах именно этой рифтовой области [Sobolev and Dmitriev, 1989].

Таблица 6. Параметры расчетов и экспериментов для стартового состава FAMOUS. Порядок появления ликвидусных фаз в экспериментах ($\pm 5^\circ\text{C}$) и в расчетах ($\pm 10^\circ\text{C}$)

Давление, кбар	Буфер	Экспериментальные фазы ($^\circ\text{C}$)	Расчетные фазы ($^\circ\text{C}$)
0	IW	Ol(1268), Pl(1235), Cpx(1135)	Ol(1256), Pl(1238), Cpx(1180)
6	IW	Ol(1280), Pl(1260), Cpx(1240)	Ol(1279), Pl(1262), Cpx(1238)
8	IW	Ol(1290), Pl(1270), Cpx(1270)	Ol(1287), Pl(1269), Cpx(1260)

Составы экспериментальных стекол [Bender *et al.*, 1978] и расплавов хребта Шписс представлены на рис. 5, где также нанесены расчетные линии фракционирования исходного (наиболее магнезиального) состава расплава FAMOUS при давлениях 8,6 и меньше 1 кбар. Экспериментальные составы, полученные при различных давлениях, стекол FAMOUS, лежат в некотором промежуточном поле между областью TOP-1 и стеклами хребта Шписс. Мы предполагаем, что кривые эволюции TOP-1 в диапазоне умеренных и низких давлений будут близки по составу к экспериментальным стеклам. Это предположение оправдывает наш подход для грубой оценки давления. Судя по всему, этап эволюции из поля TOP-1 в сторону составов стекол хребта Шписс происходил в диапазоне давлений 0–6 кбар.

Далее, используя в качестве стартового принятый состав родоначальной магмы, мы уточнили величины давления, летучести кислорода и содержания воды в расплаве. Последняя величина найдена согласно процедуре коррекции ликвидусных температур минералов в зависимости от содержания воды в магме [Альмеев, Арискин, 1996]. Ранее [Симонов *и др.*, 1996] было установлено, что стекла района тройного сочленения Буве и хребта Шписс содержат повышенные концентрации воды, достигающие в наиболее дифференцированных образцах 1–1,5%. Кривые эволюции расплава (см. рис. 2) удовлетворительно воспроизводят картину природного распределения по большинству петрогенных оксидов в диапазоне давлений 2–3 кбар, летучести кислорода в исходной магме, отвечающей величине $FeO^{2+}/\Sigma FeO=0,97$ (закрытая по кислороду система). Содержание воды в магме из области первичного расплава TOP-1 не превосходило 0,3 вес.% и около 0,6 вес.% при приближении к полю наименее фракционированных составов стекол хребта Шписс. Вероятная последовательность кристаллизации следующая: оливин (1310°C), плагиоклаз (1239°C), клинопироксен (1203°C), магнетит (1090°C). Вычисленные для области стекол хребта Шписс, составы минералов оказались систематически более продвинутыми, чем в образце G9614/22. Наблюдаемому в природе этапу кристаллизации соответствуют оливин состава Fe_{75-63} , плагиоклаз – An_{65-53} и клинопироксен – $En_{43} Fs_{15} Wo_{42}$.

Таким образом, проведенный анализ минералогических и петрохимических особенностей базальтов хребта Шписс показал, что их родоначальные расплавы фракционируют в относительно закрытой системе при давлениях 3–2 кбар, в температурном интервале 1310–1100°C. Мы предполагаем, что первичные расплавы базальтов хребта Шписс близки по составу к ранее выделенным для океанических магм TOP-1 [Суцевская *и др.*, 1983; Dmitriev *et al.*, 1985]

и соответственно образовывались в ходе полибарического фракционного плавления лерцолитовой мантии, в интервалах давлений 20–9 кбар [Суцевская, Цехоня, 1994; Niu and Batiza, 1991].

Геохимическая характеристика магм

Базальты хребта Шписс по геохимическим параметрам принадлежат к обогащенному типу океанических толеитов [Dickey *et al.*, 1977; Le Roex *et al.*, 1982]. Вместе с тем по степени обогащенности они занимают промежуточное положение между рифтовыми толеитами сегмента Африкано-Антарктического хребта, расположенного вблизи острова Буве и аномально обогащенными толеитами района 12–14° в.д. того же хребта [Суцевская *и др.*, 1998]. Данные по содержанию 28 микроэлементов (табл. 7), а также изотопные данные (табл. 8) использованы для более полной характеристики расплавов этого района. На рис. 6 показаны вариации Nb, Rb, Ba, Y, Sc и Zr в стеклах и в ранее изученных базальтах хребта, а также сегмента аномалии 12–14° в.д. [Le Roex *et al.*, 1982, 1992]. Видно, что содержания некогерентных элементов растут со степенью фракционирования. Самые фракционированные стекла G9612/12 и G9612/16 имеет наиболее высокие концентрации некогерентных элементов (например, Zr 500 г/т, Y 75 г/т). Скандий имеет обратную корреляцию с цирконием, что отражает кристаллизацию клинопироксена. Среди трех проанализированных стекол с поднятия западнее хребта Шписс (станции 10) есть как деплетированные, так и обогащенные разности. При этом два обогащенных состава лежат вне трендов стекол хребта Шписс. По содержаниям Sr, Rb и Ba они попадают в поля составов базальтов аномалии 12–14° в.д., но отличаются более низкими концентрациями Y и Nb. В то же время видно, что магмы района 12–14° в.д. не однородны, и лишь небольшая их часть идентична по всем параметрам лавам хребта Шписс (рис. 6). Используя рассчитанные пропорции кристаллизующихся фаз и коэффициенты распределения микроэлементов [Bindeman *et al.*, 1998; Green, 1994], мы рассчитали составы расплавов, фракционируемых из гипотетического состава TOP-1. На рис. 6 линией показано изменение содержаний элементов в ходе 90% фракционирования первичного расплава. Видно, что подобный модельный ход кристаллизации удовлетворительно воспроизводит тренд изменения содержаний редких элементов в стеклах хребта Шписс.

Содержания некогерентных микроэлементов, нормализованные к составу примитивной мантии по [Sun,

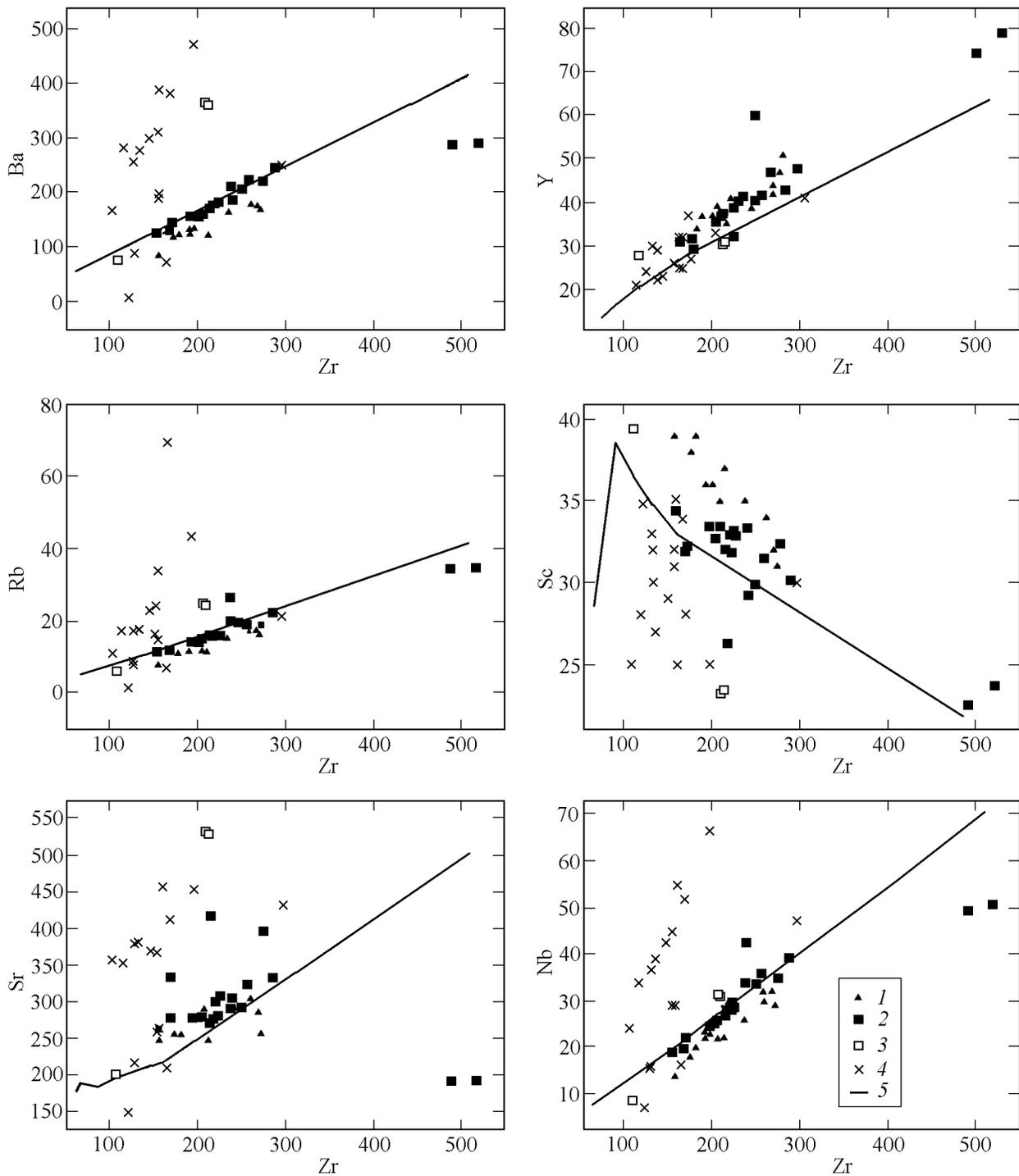


Рис. 6. Изменение содержания Nb, Rb, Ba, Y, Sc и Zr в магмах хребта Шписс и сегмента 12-14° в.д. Америко-Африканского хребта.

1 – базальты хребта Шписс [Le Roex et al., 1982], 2 – стекла хребта Шписс (табл. 2), 3 – стекла станции 10, 4 – базальты сегмента 12-14° в.д. Америко-Африканского хребта [Le Roex et al., 1992], 5 – фракционирование элементов от расчетного первичного расплава TOP-1 в ходе 90% кристаллизации по модели примененной в данной работе. Коэффициенты распределения для основных минеральных фаз взяты из работ [Bindeman et al., 1998; Green, 1994].

Таблица 7. Содержание редких элементов в стеклах хребта Шписс

Образец	Li	Be	B	Sc	V	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La
G969-5	6,38	0,71	1,65	39,1	291	21	6	223	35	147	11,58	0,04	74	9,80
G9610/1	6,02	0,57	1,41	39,5	280	19	7	200	28	109	8,77	0,05	78	8,10
G9610/1a	6,43	1,11	2,09	23,1	191	22	25	532	31	208	31,42	0,16	367	32,05
G9610/37a	6,35	1,18	2,17	23,3	189	22	25	530	31	209	31,06	0,16	364	32,32
G96T-4	5,96	0,90	1,48	34,4	252	21	11	262	32	157	19,22	0,09	127	14,01
G9611/1a	7,25	1,95	1,76	33,3	274	21	27	306	60	239	42,48	0,15	188	22,77
G9612/12	14,01	2,57	4,29	22,5	131	25	35	192	75	489	49,45	0,29	293	38,96
G9612/16	13,90	2,52	4,26	23,6	131	25	35	193	80	518	50,78	0,30	294	40,36
G9613/3	7,20	1,23	1,81	33,1	290	22	16	280	40	222	29,29	0,12	179	20,88
G9613-7	7,75	1,25	2,01	31,5	298	24	19	326	47	257	35,82	0,16	224	25,54
G9613-11	7,08	1,18	2,07	32,0	280	22	16	271	39	214	28,38	0,14	175	20,44
G9613-18b	7,31	1,33	1,38	32,9	286	22	16	277	40	219	28,94	0,12	179	20,91
G9614-16	6,46	1,15	1,72	32,0	288	21	12	277	32	169	19,77	0,09	134	15,32
G9614-25	5,44	0,91	1,58	32,2	252	21	12	334	30	171	22,00	0,11	143	16,60
G9614/28	6,97	1,96	6,30	26,2	240	24	16	419	32	216	26,92	0,13	180	20,02
G9614-28a	8,29	2,67	3,02	32,3	334	26	19	393	43	274	35,04	0,16	222	26,01
G9615/17	6,87	1,17	2,06	33,4	287	21	15	281	38	206	25,77	0,11	162	19,05
G9615/15	6,80	1,23	1,94	32,7	282	21	14	276	37	203	25,23	0,10	159	18,61
G9615/12	6,68	1,23	2,11	33,4	279	21	14	279	36	196	24,56	0,11	156	18,21
G9615-8	6,88	1,22	1,80	31,8	282	22	16	302	41	222	28,02	0,14	181	21,02
G9615-21	7,81	1,39	2,16	29,3	267	22	20	292	40	241	33,85	0,17	211	24,13
G9615-24	6,96	1,16	1,73	32,9	286	22	16	309	41	225	28,48	0,14	183	21,29
G9615-26	7,62	1,43	2,06	29,9	264	22	20	293	42	249	33,80	0,16	209	24,66
G9615-27	7,92	1,46	2,25	30,2	270	24	22	332	48	287	39,24	0,20	246	28,98

Образец	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U
G969-5	25,40	18,47	5,38	1,99	6,34	7,00	4,04	3,78	0,55	4,20	0,75	1,10	0,86	0,27
G9610/1	19,80	13,55	3,95	1,45	4,59	4,99	2,93	2,76	0,41	2,81	0,54	0,99	0,71	0,18
G9610/1a	73,18	40,78	8,70	2,96	7,80	6,16	3,02	2,52	0,36	4,93	1,87	2,59	2,38	0,65
G9610/37a	72,45	40,76	8,80	2,98	7,82	6,33	3,11	2,55	0,36	4,95	1,87	2,57	2,42	0,64
G96T-4	32,16	19,83	5,39	1,91	5,96	5,97	3,26	2,93	0,42	4,10	1,15	1,21	1,43	0,42
G9611/1a	49,03	29,49	7,72	2,53	7,94	7,83	4,28	3,80	0,58	5,80	1,82	1,62	2,16	0,62
G9612/12	87,90	49,72	12,41	3,36	13,14	13,50	7,85	7,41	1,09	11,80	2,86	3,16	4,94	1,46
G9612/16	88,77	51,67	12,94	3,45	13,83	14,38	8,35	7,90	1,16	12,55	2,98	3,15	5,22	1,47
G9613/3	46,87	27,71	7,07	2,37	7,54	7,54	4,14	3,74	0,54	5,54	1,76	1,53	2,19	0,62
G9613-7	58,66	35,01	8,79	2,99	9,52	9,49	5,24	4,80	0,69	7,16	2,23	2,17	3,03	0,91
G9613-11	45,71	27,33	7,02	2,35	7,49	7,46	4,07	3,67	0,54	5,45	1,71	1,57	2,17	0,61
G9613-18b	46,82	27,86	7,07	2,38	7,53	7,54	4,17	3,77	0,54	5,57	1,74	1,62	2,19	0,62
G9614-16	35,35	21,94	5,68	2,01	6,22	6,17	3,31	2,94	0,42	4,42	1,25	1,34	1,44	0,43
G9614-25	38,70	23,56	5,93	2,10	6,20	6,06	3,24	2,91	0,41	4,58	1,40	1,50	1,75	0,53
G9614/28	45,99	27,53	6,84	2,34	7,07	6,71	3,54	3,03	0,47	5,53	1,75	1,77	2,04	0,59
G9614-28a	59,08	35,52	8,86	2,98	9,11	8,76	4,59	3,93	0,61	6,97	2,19	2,16	2,49	0,76
G9615/17	42,78	25,86	6,63	2,23	7,11	7,02	3,90	3,50	0,51	5,12	1,54	1,50	1,94	0,55
G9615/15	42,11	25,40	6,53	2,19	6,96	6,96	3,80	3,45	0,50	5,08	1,50	1,48	1,91	0,55
G9615/12	41,15	24,75	6,30	2,18	6,84	6,81	3,76	3,38	0,49	4,85	1,47	1,54	1,85	0,54
G9615-8	47,78	29,15	7,41	2,57	8,07	8,14	4,49	4,07	0,59	6,03	1,82	1,79	2,41	0,70
G9615-21	55,35	31,21	7,66	2,52	7,85	7,66	4,17	3,76	0,54	5,97	1,96	1,88	2,53	0,76
G9615-24	48,53	29,78	7,68	2,57	8,23	8,21	4,54	4,19	0,61	6,16	1,81	1,84	2,45	0,72
G9615-26	54,80	31,66	7,81	2,56	8,07	7,89	4,32	3,91	0,57	6,21	2,04	1,86	2,61	0,75
G9615-27	64,62	38,00	9,35	3,02	9,73	9,57	5,24	4,77	0,70	7,67	2,48	2,38	3,39	0,99

Примечание: содержания элементов даны в г/т.

1982], в стеклах хребта Шписс приведены на рис. 7. В общем случае отмечается обогащенный характер распределения литофильных элементов, который поддерживается в процессе дифференциации и накопления этих элементов в расплавах. Необходимо также отметить специфические минимумы U, Th и Sr и максимумы Zr и Hf. Наиболее деплетированным в выборке является магниезиальное стекло станции

10, однако в нем также устанавливается относительное обогащение наиболее некогерентными элементами. Два других стекла этой станции более дифференцированы и относятся к сильно обогащенным толеитам. Их обогащение элементами более некогерентными чем Sm не может быть объяснено с позиции фракционной кристаллизации. Но в целом спектр распределения элементов для стекол станции

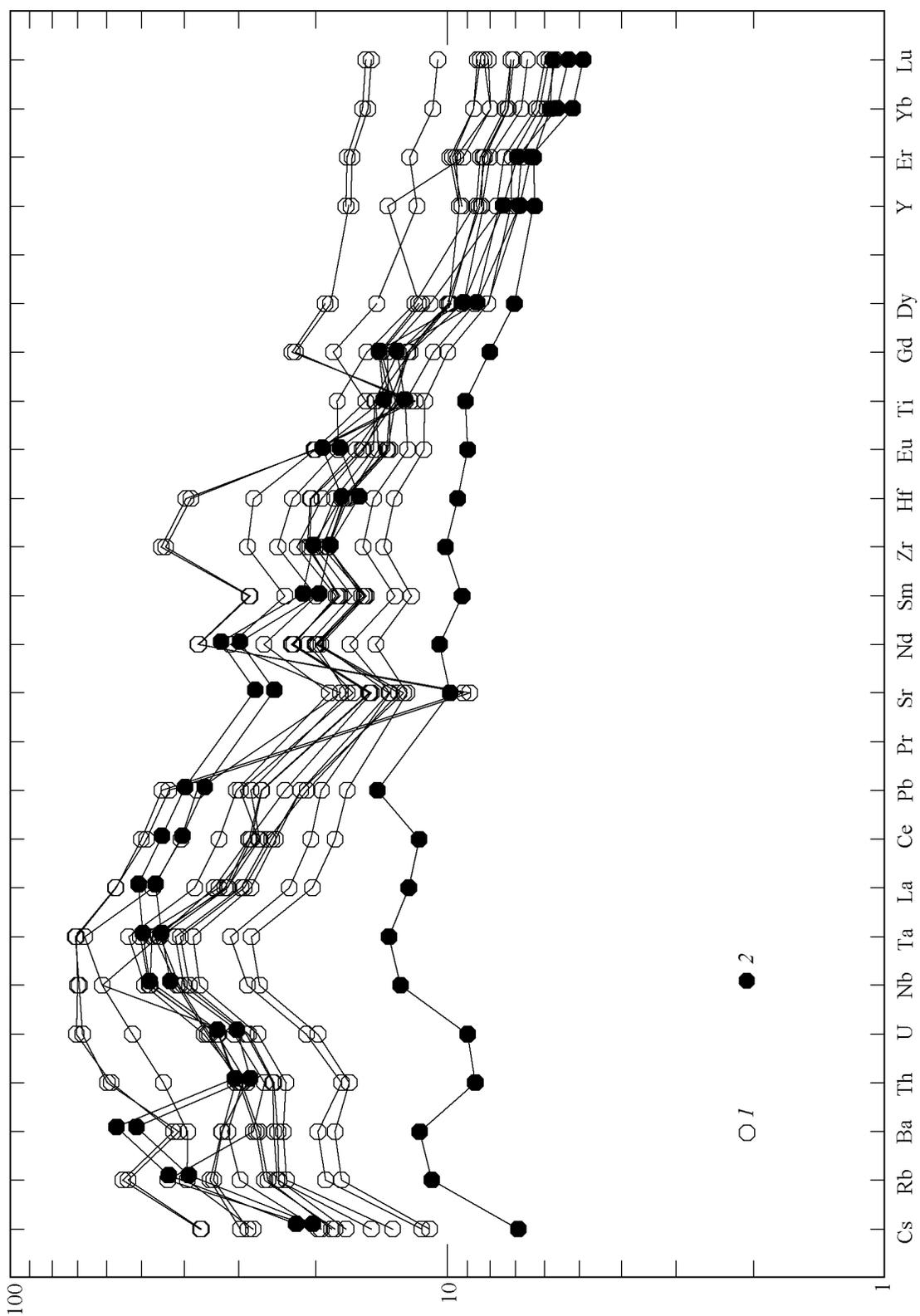


Рис. 7. Распределение редких элементов в стеклах хребта Шнисс. Содержания нормализованы к хондриту [Sim, 1982].

1 - стекла хребта Шнисс, 2 - станция G9610.

Таблица 8. Изотопный состав базальтовых стекол

Образец	G9610/37	G9611/1a	G9612/16	G9613/3	G9615/21
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18,74	19,03	19,01	19,20	19,14
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15,67	15,64	15,61	15,65	15,63
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	39,23	38,86	38,76	39,00	38,92
[Pb]	2,397	1,911	2,855	1,489	1,663
[U]	0,6382	0,2589	1,384	0,5779	0,8689
μ	17,2	8,72	31,2	27,98	33,7
[Sm]	8,733	7,990	11,680	11,970	7,488
[Nd]	39,42	31,71	45,42	43,4	29,89
[Rb]	23,49	19,21	31,36	17,04	17,76
[Sr]	569,6	286,3	203,9	332,1	290,0
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,13435	0,15284	0,15599	0,16721	0,15191
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm$	0,512603 \pm 14	0,513024 \pm 14	0,513022 \pm 10	0,513035 \pm 14	0,512890 \pm 18
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0,11925	0,19397	0,44461	0,14832	0,17706
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm$	0,705453 \pm 17	0,703488 \pm 23	0,703298 \pm 15	0,703366 \pm 13	0,703324 \pm 17

10 сопоставим со спектрами дифференцированных расплавов хребта Шписс.

Проведенное сравнение соотношений литофильных элементов в расплавах хребта Шписс и стеклов станции 10 показало, что по некоторым из них обнаруживаются различия. Так если значения отношений Th/U, Zr/Nb, Ba/Ce, Th/La, Nb/Th близки и лежат в интервалах 3,3–3,8, 6–12, 3,9–5, 0,09–0,13, 10–14 соответственно, то значения отношений Ba/Nb, Ba/Ce в стеклах станции 10 выше, а Nb/La ниже, чем в расплавах хребта Шписс. Приведенные на рис. 8 графики для стекол изученных районов демонстрируют эти отличия, которые в свою очередь свидетельствуют о различиях примесных обогащенных компонентов по ряду элементов.

Определение характера примесного компонента сталкивается с рядом трудностей, поскольку с одной стороны, для этого необходимо рассмотрение всех геохимических характеристик, а с другой, сопоставление мантийного и корового компонента окружающих регионов. На сегодняшний день ограниченность аналитических данных не позволяет провести такой анализ. Мы провели всестороннее сравнение вариаций отношений характеристических элементов, чтобы понять, каков источник этого обогащения. Приведенные на рис. 8 наиболее часто встречаемые в литературе отношения не говорят в пользу какого-либо одного процесса, приведшего к обогащению плавящейся мантии. Так некоторые отношения элементов, подобные индикаторному отношению Lu/Hf, отражают примесь пироксенитового компонента в источнике, поскольку коэффициенты распределения Hf в пироксенах выше по сравнению с Lu [Hirschmann and Stolper, 1996]. На рис. 8в видно,

что расплавы хребта Шписс резко отличаются от производных деплетированной мантии, в которой отношение Lu/Hf достигает 0,3 при крайне низких концентрациях Hf. В то же время показанные средние составы из пироксенитов альпинотипных массивов отличаются, при близких к деплетированной мантии отношениях Lu/Hf, повышенными содержаниями Hf. Среднее значение Lu/Hf для типичных пироксенитов субдуцированной океанической коры не только ниже чем для двух других мантийных резервуаров, но и имеют наиболее высокие концентрации Hf. По этим параметрам потенциальным источником магмы хребта Шписс могла бы выступать пироксенитовая обогащенная мантия.

В то же время на рис. 8г показано, что базальты хребта Шписс, также как и магмы Буве, близки по Ta/La и Th/La отношениям к средним значениям субдуцированной гетерогенной океанической литосферы (M). Как было показано в работе [Loubet et al., 1988] по соотношениям сильно несовместимых элементов, таких как Ta/La и Th/La, наблюдаются отличия для источника океанических базальтов, характеризующимися низкими отношениями Ta/La и Th/La равными 0,05, и обогащенными мантийными резервуарами, плавление которых приводит к образованию океанических островов. На основании различий большой совокупности геохимических данных для обогащенных источников океанических островов, эти авторы сделали вывод о том, что базальты острова Буве образуются при плавлении рециклической океанической коры.

Важнейшую информацию об источнике обогащения несет изотопная геохимия. Сравнение вариаций изотопных отношений Sr и Nd со степенью обо-

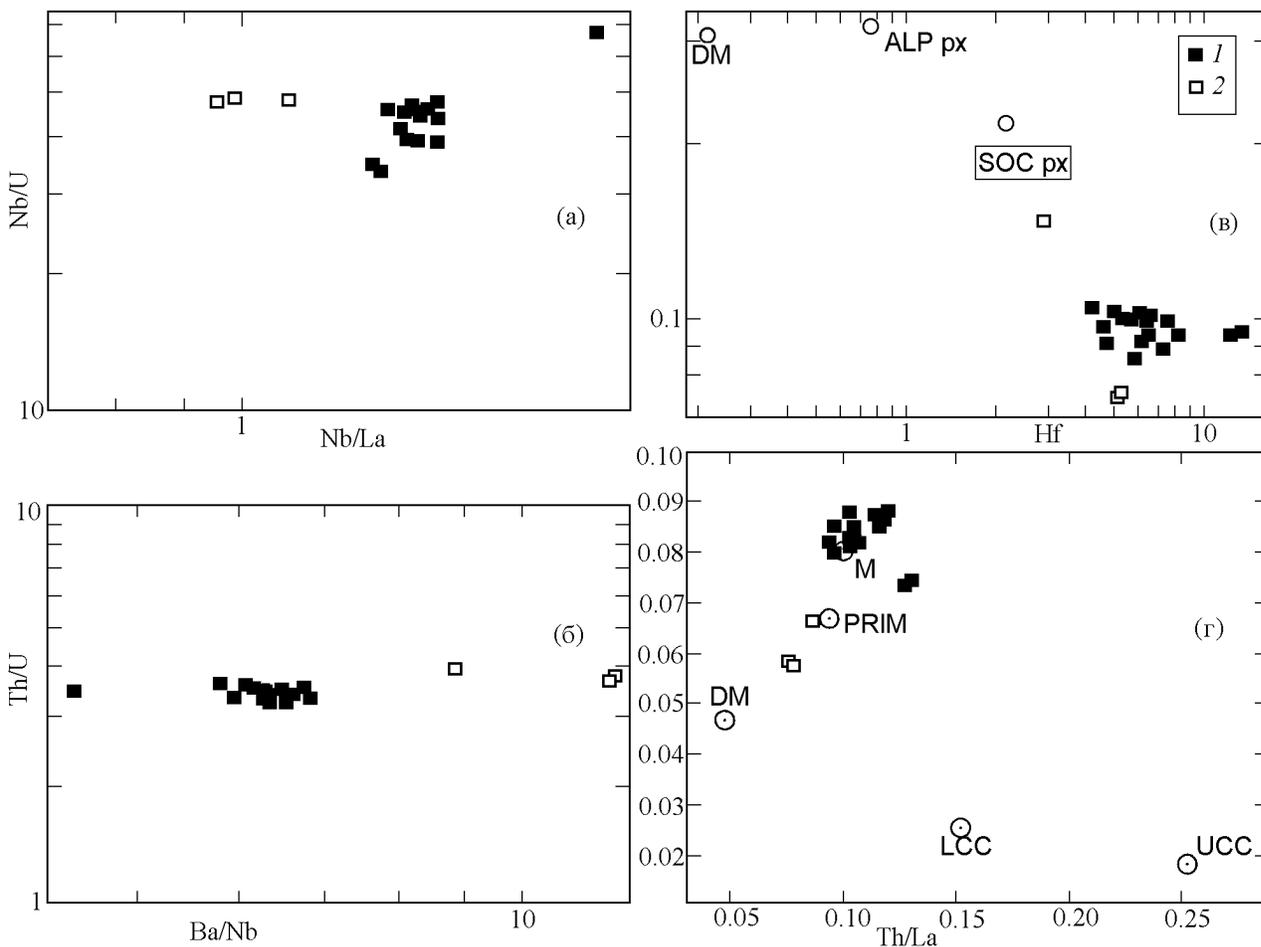


Рис. 8. Различия отношений несовместимых элементов в стеклах хребта Шписс и станции 10. 1 – стекла хребта Шписс, 2 – стекла станции 10.

На рис. 8с показаны концентрации Hf и соотношения элементов в чисто деплетированной (DM) и пироксенитовой (ALP) и (SOC) мантии по данным [Hirschmann and Stolper, 1996]. Можно отметить, что стекла Шписс близки к обогащенному источнику из-за повышенных содержаний Hf. На рис. 8d приведены соотношения Ta/La и Th/La (сильно несовместимых и контрастных для мантийных резервуаров отношений) в деплетированной мантии (DM), примитивной перидотитовой мантии (PRIM), рецикличной океанической коре (M), верхней континентальной коре (UCC) и нижней континентальной коре (LCC) по [Loubet et al., 1988]. Также отмечается то, что расплавы хребта Шписс лежат в области примитивной, а не обедненной мантии и близки к модельной рецикличной мантии.

гащения некогерентными элементами выявило зависимость для большинства составов (рис. 9). В то же время такая корреляция отсутствует в отношении $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 9). Это также отражает тот факт, что образование обогащенных расплавов хребта Шписс не может быть образовано простым смешением двух расплавов обедненного и обогащенного, поскольку в последнем случае наблюдалась бы прямая корреляция в увеличении степени обогащения по некогерентным элементам и радиогенным изотопам. Надо отметить, что для станции 10 существуют расплавы с относительно нормальными

Y/Nb , Nb/Zr отношениями, но с повышенными значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7054). Показанные для сравнения базальты аномалии 12–14° в.д. Африкано-Антарктического хребта разбиваются на два тренда – большинство составов относительно слабее обогащены радиогенным Sr, по сравнению с расплавами хребта Шписс, а также базальтами острова Буве [Kurz et al., 1998]. В то же время базальты 12–14° в.д. Африкано-Антарктического хребта сопоставимы по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и Ba/Nb с магмами хребта Шписс.

По изотопным данным видно, что интервал вари-

аций их значений для большей части стекол хребта небольшой: так по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ он составляет 0,7033–0,7035, а по $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0,51313–0,51295 (рис. 10а), что существенно меньше, чем для базальтов из прилегающих областей Африкано-Антарктического хребта [Kurz et al., 1998; Le Roex et al., 1983]. От деплетированного источника океанических толеитов они отличаются достаточно резким сдвигом по $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, что говорит о том, что даже самые деплетированные составы не соотносятся с астеносферной мантией. Так установленные минимальные значения стронция для толеитов Индийского океана $\text{TOP}=0,7026$, для Атлантического и Тихого $\text{TOP}=0,7022$ [Балашов и др., 1987]. Приведенные на рис. 10 вариации изотопных отношений Sr и Pb для стекол хребта Шписс и прилегающих сегментов Африкано-Антарктического хребта по нашим и литературным данным показывают, что расплавы хребта Шписс менее обогащены радиогенными изотопами, чем базальты сегмента Африкано-Антарктического хребта вблизи острова Буве. Дисперсия вариаций отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в стеклах хребта Шписс не значительна и составляет 19–19,2, 38,8–39, 15,6–15,65 соответственно. В основном, по соотношениям $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, все они лежат на едином тренде смещения обогащенного источника, близкого по характеристикам к магмам острова Буве, с деплетированным океаническим источником, который наиболее четко проявлен в составах базальтов Африкано-Антарктического хребта сегмента 4–7° в.д. [Kurz et al., 1998]. Исключение составляют обогащенные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и литофильными элементами стекла станции 10. Например, стекло G9610/37a (одно из наиболее магнезиальных по составу) является наиболее обогащенным такими элементами как Sr, Ba, Ce, P, Th и V, чем отличается от базальтов хребта Шписс – острова Буве. В то же время на графиках $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 10в) видно, что базальты острова Буве смещены от тренда обогащения расплавов хребта Шписс, а потому не могут считаться крайним членом источника обогащения, и не отвечают модели бинарного смешения двух источников, показывая относительно более сильное обогащение ^{206}Pb по сравнению с ^{208}Pb .

Обсуждение результатов

Проведенное исследование магматизма хребта Шписс показало генетическую близость составов, излившихся в различных частях хребта, магм, которые образуют тренды как по главным, так и по редким элементам. Обнаруженные примитивные и дифференцированные расплавы, принадлежащие

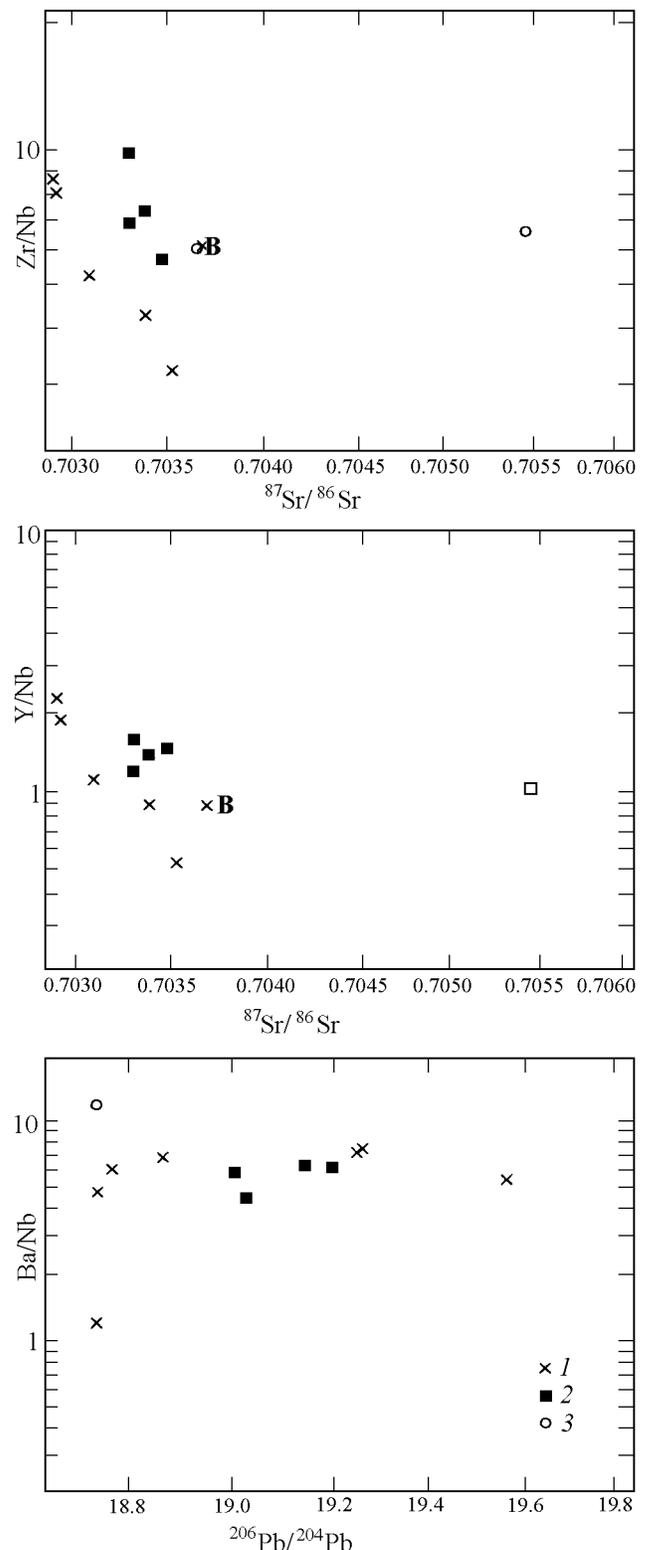


Рис. 9. Корреляция степени обогащения расплавов некогерентными элементами и радиогенными изотопами магм хребта Шписс и аномалии 12–14° в.д. АфАХ. 1 – район 12–14° в.д. АфАХ [Le Roex et al., 1992], 2 – стекла хребта Шписс, 3 – стекла станции 10. Данные по базальтам Буве (В) приведены по [Le Roex et al., 1992].

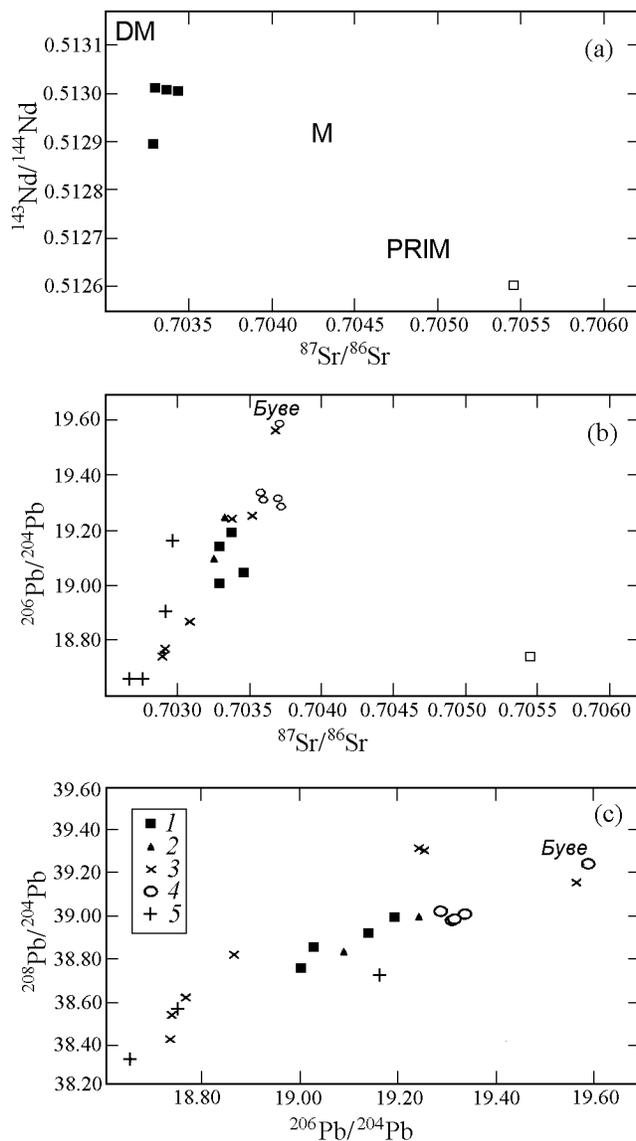


Рис. 10. Вариации изотопных отношений в расплавах хребта Шписс и прилегающих участков АфАХ. а – Sr–Nd диаграмма, в – Pb–Sr, с – соотношение изотопов Pb. 1–2 – данные по хребту Шписс: 1 – наши, 2 – [Le Roex et al., 1982], 3 – 12–14° в.д. АфАХ, 4 – район острова Буве, 5 – 4–7° в.д. АфАХ – для остальных провинций по [Kurtz et al., 1998].

единому обогащенному геохимическому типу, свидетельствуют об эволюционировании магм в промежуточном очаге. Расплавы, изливающиеся в районе возвышенности (станция 10), близки по петрохимическому составу к магмам хребта Шписс. В то же время, поскольку драгированная возвышенность отделена от хребта Шписс глубокой впадиной, являющейся по представлениям [Mitchell and Livermore, 1998] продолжением Срединно-Атлантическо-

го хребта, мы можем полагать, что более глубинные условия генерации магм, выявленные для хребта Шписс, характерны и для этой области.

По нашим представлениям эти расплавы сопоставимы с первичными расплавами TOP-1, выплавливающимися в пределах поднимающегося диапира на глубинах 60–25 км в ходе полибарического фракционного плавления лерцолитовой мантии [Niu, Batiza, 1991]. Магмы этого типа характерны для более горячих провинций медленно-спрединговых хребтов, которой является область северной Атлантики, расположенной севернее зоны Азоро-Гиблартарского сочленения [Dmitriev et al., 1985; Klein and Langmuir, 1987]. В пределах Африкано-Антарктического хребта они также отмечаются вблизи острова Буве (наши неопубликованные данные). В то же время восточнее трансформного разлома Мошеш вдоль хребта магматизм приобретает черты менее глубинного типа TOP-2 и сменяется в районе 12–14° в.д. наименее глубинным по выплавлению типом расплавов Na-TOP [Суцевская и др., 1998; Kinzler and Grove, 1992]. Последний распространен также и в пределах Американско-Антарктического хребта [Суцевская и др., 1998]. Таким образом, можно считать, что хребет Шписс и расположенный к югу участок Африкано-Антарктического хребта вблизи острова Буве имеют отношение к более разогретой области мантии, граница которой приходится на район 12–14° в.д. Африкано-Антарктического хребта, маркируемой распространением Na-толеитов, наименее глубинных по происхождению.

По петрохимическим данным выявлено, что первичные расплавы претерпевали последующую кристаллизацию в промежуточной камере под хребтом Шписс, находящуюся на глубине 6–10 км. Средняя температура очага была 1150–1170°C. В целом существование промежуточных очагов не характерно для медленно-спрединговых зон, но для хребта Шписс это стало возможным, благодаря тому, что хребет развивался по уже сформированной океанической литосфере [Le Roex et al., 1982].

По геохимическим и изотопным характеристикам базальты хребта Шписс могут быть сопоставлены с магмами океанических островов [Hofmann, 1997]. Однако, детальное сопоставление с каждым конкретным объектом островного магматизма выявит и ряд специфических отличий. Присутствие обогащенного компонента типа EM-1 или NIMU в магмах различных регионов океана широко обсуждается в литературе [Dupre and Allegre, 1983; Hamelin et al., 1985/86; Hart, 1988; Hofmann, 1997; Shilling et al., 1985] и чаще всего объясняется вкладом обогащенного глубинного мантийного вещества. Однако, такое объяснение происхождения обогащен-

ных магм не являются на сегодняшний день удовлетворительным, поскольку петрохимические, геохимические, изотопные и геодинамические параметры магматизма не рассмотрены в совокупности. Поэтому очень трудно вычленить какой-либо один процесс, отвечающий за обогащение в расплавах, излившихся в пределах спрединговых хребтов. Имеющиеся модели, объясняющие обогащение океанических магм, сводятся к следующему: 1) плавление нижних частей субконтинентальной мантии в начальные стадии раскрытия океанов, либо океанической метаморфизованной мантии при перескоке оси спрединга [Anderson, 1994]; 2) смещение деплетированных (астеносферных) расплавов с обогащенными плюмовыми расплавами [Shilling et al., 1985]; 3) смещение обедненных и обогащенных расплавов, образованных в ходе динамического плавления [Sobolev and Shimizu, 1993]; 4) гетерогенность поднимающейся мантийной колонны, в состав которой включены фрагменты древних осадков (источник воды, K, Sr) и гранулиты (обедненные в процессе метаморфизма ураном и торием) [Hofmann, 1997]. Для каждой модели существуют пока еще неразрешимые вопросы. Так следуя моделям, предложенным Шиллингом [Shilling et al., 1985], по-существу, четкое смещение обогащенных расплавов Исландии с деплетированным можно проследить лишь для северной части хребта Рейкьянес. В остальных районах Срединно-Атлантического хребта близ расположенные острова либо существенно гетерогенны подобно Азорам [Turner et al., 1997], либо имеют геохимические отличия, хотя территориально аномалии на хребтах и совпадают с островами. Модель Соболева-Шимизу нуждается в уточнении причины смещения изотопных, а не только редкоземельных характеристик в обогащенных расплавах. Для моделей гетерогенности мантии, полученной при субдукции, – не очень понятно, почему мантия с определенными характеристиками появляется в виде мантийного плюма в том или ином районе. Например, лишь под Индийским океаном мантия имеет специфический сдвиг по изотопным данным [Dupre and Allegre, 1983; Hamelin et al., 1985/1986]. И, наконец, к недостаткам модели плавления блоков субконтинентальной мантии на начальных стадиях рифтогенеза относится неразработанность механизма захоронения и транспортировки обогащенных расплавов в спрединговые зоны.

Мы придерживаемся той точки зрения, что обогащение в магмах хребта Шписс, в частности, и тройного сочленения Буве, в целом, может отражать процесс плавления метасоматизированной гетерогенной мантии, образовавшейся на более ранних этапах рифтогенеза. Обращает внимание геохимическое сходство примесного обогащенного

компонента в обогащенных толеитах с геохимическими характеристиками континентальных базальтов, обрамляющих океаны, изливание которых либо предшествует, либо синхронно открытию океана [Суцевская и др., 1996, 1998]. На рис. 11 приведено сравнение Rb изотопных данных для базальтов хребта Шписс с данными по сегментам Африкано-Антарктического хребта вблизи острова Буве, Срединно-Атлантического хребта, флангов хребта Шписс (наши неопубликованные данные), и базальтов Антарктиды [Hart et al., 1997], а также с типичными толеитами Индийского и Атлантического океанов и обогащенными базальтами плато и островов этих океанов [Суцевская и др., 1996; Baksi, 1995; Mahoney et al., 1983]. Все составы, как хребта Шписс, так и подходящих к району сочленения Американо-Антарктического и Срединно-Атлантического хребтов, образуют единое поле составов. Причем большинство из них попадает в поле составов базальтов Антарктического полуострова. В целом, можно видеть, что магмы района тройного сочленения Буве лежат на продолжении линии смещения между деплетированным источником ТОР и обогащенным, типичным для щелочных базальтов Антарктиды [Hart et al., 1997]. В эту же область попадают и составы магм острова Буве. В то же время обогащение радиогенными свинцами, отмечающееся для магм района тройного сочленения Буве, отличается от такого, типичного для обогащенных рифтовых толеитов Индийского океана (поля составов магм 39–41° з.д. Юго-Западного Индийского хребта, тройного сочленения Родригос, толеитов поднятия Афанасия Никитина, а также плато Кергелен) и отличающихся низкими значениями $^{206}\text{Rb}/^{204}\text{Rb}$ меньше 17. Это возможно понять, исходя из истории развития Юго-Западного Индийского хребта, пересекающегося зоной интенсивных разломов, простирающихся к острову Мадагаскар, связанных с ранними этапами раскрытия Южного океана и разделяющих Юго-Западный Индийский хребет, по-видимому, не только на две тектонических провинции [Пуцаровский, 1998], но и также на геохимические. Как было показано по соотношениям характеристических элементов, обогащенные базальты хребта Шписс и прилегающей области Африкано-Антарктического хребта можно сопоставить либо с рецикличной субдуцированной океанической корой, либо с мантией, обогащенной пироксеном. Последняя может возникать при взаимодействии с расплавами, захороняющимися в ней. Простым смешением астеносферных расплавов со щелочными расплавами острова Буве достаточно трудно объяснить все наблюдаемые геохимические закономерности, поскольку мы обнаружили более обогащенные радиогенным стронцием магмы в рай-

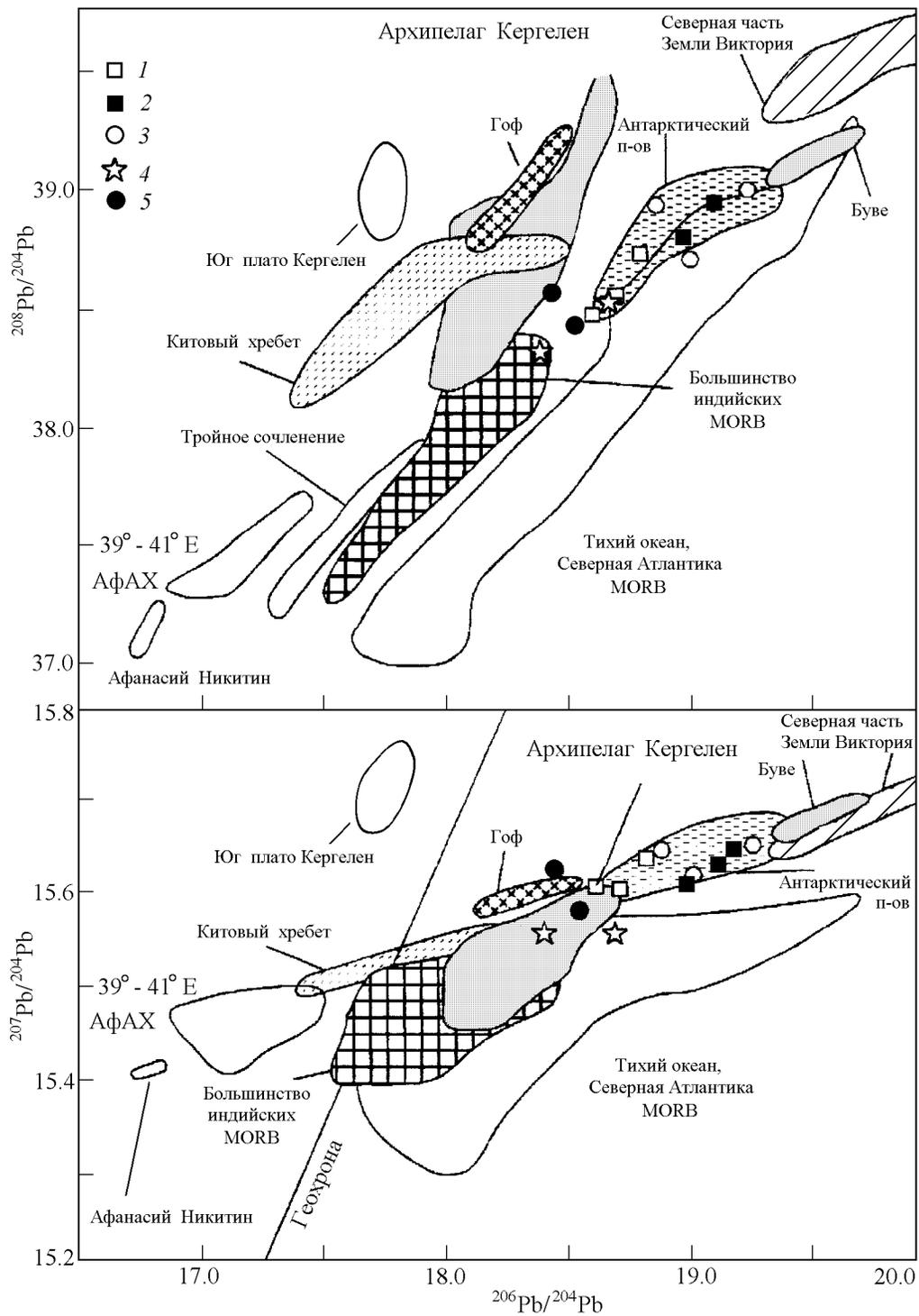


Рис. 11. Вариации изотопных отношений Рb в стеклах хребта Шписс и области тройного сочленения Буве.

1 – Атлантический сегмент, 2 – хребет Шписс, 3 – сегмент Африкано-Антарктического хребта вблизи острова Буве, 4 – фланг хребта Шписс, 5 – Американо-Антарктический хребет вблизи ТСБ. Положение полей базальтов приведены по [Mahoney *et al.*, 1983]. Точки составов индийских траппов нанесены по [Baksi, 1995; Mahoney *et al.*, 1983]; точки составов базальтов поднятия Афанасия Никитина [Суцеская и др., 1996], щелочных базальтов Антарктического полуострова и северной части Земли Виктории по [Hart *et al.*, 1997].

оне (станция 11), чем характерные для острова Буве, а также некоторые отличия по некогерентным элементам, присущие этим магмам. Новые данные по изотопии гелия [Kurz et al., 1998] показывает, что остров Буве имеет отношение к горячей точке, поскольку для базальтов острова отмечаются повышенные значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (до 15). Для магм хребта Шписс эти значения ниже (около 7). В то же время были обнаружены деплетированные толеиты в районе 7° в.д. Африкано-Антарктического хребта, имеющие значения $^3\text{He}/^4\text{He}$, превышающие отношения в базальтах Африкано-Антарктического хребта в районе острова Буве. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что для всего большого региона, окружающего тройное сочленение Буве, процессы выплавления с образованием специфических геохимических характеристик мантийного источника хоть и варьируют в широком диапазоне, но статистически могут повторяться.

Ключ к разрешению противоречий при возможном объяснении источника обогащения толеитовых магм может лежать в сложной геодинамике развития района. Хотя на сегодняшний день еще нет однозначной интерпретации полученных различными исследователями геофизических данных, но последние результаты [Ligi et al., 1999] свидетельствуют, что хребет Шписс имеет сложное сочленение с Срединно-Атлантическим хребтом. Существует небольшая область, где параллельно развиты спрединговые области – Срединно-Атлантический хребет на юге и Африкано-Антарктический хребет, подходящий под углом с запада. Все это может являться отражением глубинных (подастеносферных) перетоков вещества вдоль рифтовых зон, ориентированных навстречу друг другу. На рис. 12 схематично представлено строение области соединения участка Срединно-Атлантического хребта с Африкано-Антарктическим хребтом. Не совсем ясно, в пределах какой спрединговой зоны (Срединно-Атлантический хребет или Африкано-Антарктический хребет) формировалась область океанической литосферы, на которой развивался хребет Шписс. Но на ранних этапах формирования тройного сочленения Буве эта область практически была пограничной и разделяла два мантийных глубинных потока, направленных друг к другу (вдоль Срединно-Атлантического хребта, направленного к югу, и Африкано-Антарктического хребта – северо-западного направления). К этому же району подходит и третий подастеносферный мантийный поток, обусловивший развитие и продолжение Американно-Антарктического хребта в сторону Срединно-Атлантического хребта около 40–30 млн лет [Mutter et al., 1985]. Возможно это привело к тому, что под областью сочленения Срединно-

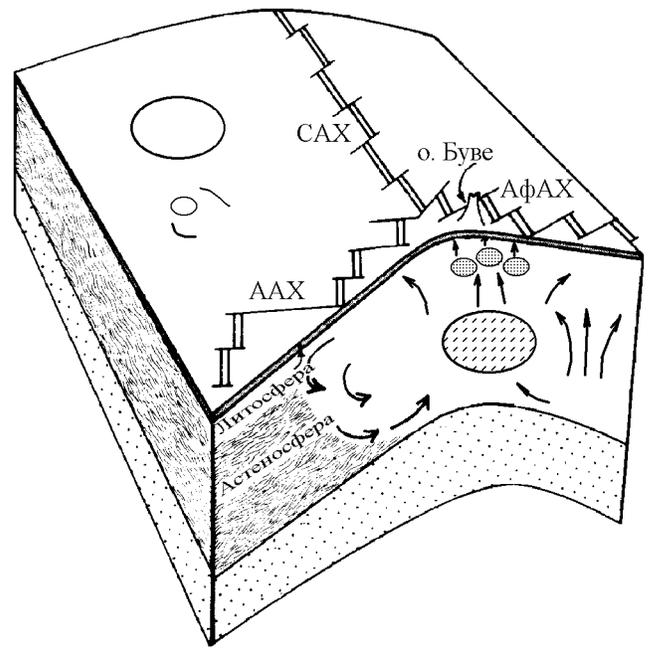


Рис. 12. Схематическая модель образования протяженной глубинной области плавления под районом тройного сочленения Буве.

Модифицированный рисунок по [Le Roex et al., 1985]. Образованная за счет подастеносферных мантийных потоков, направленных навстречу друг другу под южной частью Срединно-Атлантического, Американно-Антарктического и Африкано-Антарктического хребтов, область плавления может затрагивать нижние части образованной океанической литосферы. Вторичное плавление океанической мантии, метасоматизированной на ранних этапах расплавами низких степеней плавления, может привести к образованию обогащенных в разной степени толеитовых расплавов, проникающих в спрединговые зоны на большой территории. Наиболее горячая область приходится на район Африкано-Антарктического хребта вблизи Буве и хребта Шписс.

но-Атлантического и Африкано-Антарктического хребта, развивающихся в процессе медленного и дискретного спрединга, могла образоваться глубинная, протяженная область плавления. Образование протяженной области плавления под районом тройного сочленения, косвенно подтверждаются данными распределения скоростей поперечных сейсмических волн в мантии под ТСБ, которые выявляют на глубинах 50–100 км более разогретую область, не прослеживающуюся в более глубинные части мантии [Дзивонски, Вудгауз, 1989]. В этом случае появление щелочных, более глубинных и обогащенных магм острова Буве связано с начальным процессом разогрева и плавления метасоматизированной ранее

океанической мантии, а также с последующей возможностью быстрого подъема расплавов вблизи уже существующей оси спрединга. Впоследствии происходило увеличение области плавления, с вовлечением в него нижних частей уже образованной океанической литосферы до тех пор, когда не появилась возможность прорыва на поверхность расплавов в условиях продвигающейся рифтовой зоны Африкано-Антарктического хребта (хребет Шписс). При таком подходе (возможности взаимодействия глубинных потоков) может стать понятным, почему для различных спрединговых зон тройного сочленения Буве мы обнаруживаем в общем случае близкий примесный обогащенный компонент для всех рифтовых зон района тройного сочленения Буве, так как это видно из изотопных данных.

Выводы

Проведенное петроло-геохимическое исследование магматизма, сформировавшего подводный хребет Шписс, показало, что:

1. Образование магм протекало в процессе дифференциации первичных расплавов на глубине 6–8 км в течение длительного периода времени в промежуточном очаге, средняя температура которого соответствовала 1170–1150°C. Базальты субмеридиональной возвышенности, связанной с ее образованием в пределах трога Срединно-Атлантического хребта, расположенной западнее хребта Шписс, хотя и близки по основным компонентам, но имеют специфические отличия прежде всего геохимические, свидетельствующие о том, что они образовались хотя и при близких условиях плавления, но при плавлении отличающейся по некоторым геохимическим характеристикам мантии.

2. Первичные расплавы хребта Шписс по основным компонентам близки глубинному типу TOP-1, развитому в северной Атлантике. Они содержали примесь воды, концентрация которой в них достигала 0,3%. Кристаллизация в промежуточной камере в присутствии воды повлияла на характер фракционирования и привела к относительно более низкому содержанию в дифференцированных расплавах железа.

3. По всем геохимическим характеристикам магмы хребта Шписс образовались из обогащенного мантийного источника, типичного для многих островов, в том числе и для Буве. В то же время характер обогащения несовместимыми элементами имеет свои специфические отличия (небольшие минимумы на спайдерграммах U, Th, Sr и максимумы Zr, Hf по отношению к примитивной мантии), которые отражают специфику примесного обогащенного компо-

нента для всего района тройного сочленения Буве и Африкано-Антарктического хребта.

4. По изотопным характеристикам магмы хребта Шписс сходны с обогащенным примесным компонентом источника, типичного для базальтов западной части Антарктиды. Большинство лав имеют незначительный диапазон вариаций изотопных соотношений, который лежит в следующих пределах для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 19–19,2, 38,8–39, 15,6–15,65 соответственно, для $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – 0,7033–0,7035, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – 0,51313–0,51295. В то же время встречены базальты резко обогащенные радиогенным стронцием, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ достигает 0,7057.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ #96–05–65569 и 96–05–65483, а также частичной поддержке грантов РФФИ #97–05–64737 и 96–05–64292.

Благодарности. Авторы выражают благодарности доктору Стивену Эгинсу (Геологический факультет Австалийского национального университета) за разработку методики точечного анализа редких элементов и участия в проведении анализов, а также доктору Грачеву А. Ф. за плодотворное обсуждение и ценные замечания, сделанные в ходе ознакомления со статьей.

Литература

- Альмеев Р. Р., Арискин А. А., ЭВМ-моделирование расплавно-минеральных равновесий в водосодержащей базальтовой системе, *Геохимия*, (7), 624–636, 1996.
- Апнян Л. И., Каменева Е. Е., Киреев Б. С., Коптев-Дворников Е. В., Ярошевский А. А., *Сравнительное петролого-геохимическое изучение магматических пород и метеоритных кратеров кор планет земной группы*, Отчет, 400 с., МГУ, Каф. геохимии, 1983.
- Балашов Ю. А., Карпенко С. Ф., Сушевская Н. М., Латеральная и вертикальная неоднородность верхней мантии океанических областей по изотопным и геохимическим данным, *Твердая кора океанов (проект "Литос")*, с. 148–159, Наука, Москва, 1987.
- Болиховская С. В., Васильева М. О., Коптев-Дворников Е. В., Ярошевский А. А., Моделирование кристаллизации низкокальциевых пироксенов в базитовых системах (новые версии геотермометров), *Геохимия*, (12), 30–48, 1995.
- Бонатти Э., Булычев А. А., Гилод Д. А. и др., Детальные геомагнитные исследования точки тройственного сочленения литосферных плит в регионе острова Буве, *Океанология*, 37, (6), 897–909, 1997.
- Дзивонски А. М., Вудхауз Дж. Г., Глобальные неоднородности внутреннего строения земли, *Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана*, Г. Б. Удинцев (ред.), МОК (ЮНЕСКО), Мин-гео СССР, АН СССР, ГУТК СССР, с. 149, Москва, 1989.

- Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Сушевская Н. М., Эволюция толентового магматизма рифтовых зон Мирового океана, *27-й МГК, Геология Мирового океана*, 6, Ч. 1, с. 147–154, Наука, Москва, 1984.
- Дубинин Е. П., Сушевская Н. М., Геодинамическая эволюция спрединговых хребтов, сходящихся в зоне тройного соеднения Буве, Тезисы докл. “Наука на пороге XXI века”, с 56, т 3, МГРИ, Москва, 1999.
- Пейве А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Симонов В. А., Турко Н. Н., Разницин Ю. Н., Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве), *Геотектоника*, (1), 40–57, 1995.
- Пушаровский Ю. М., Тектоника и геодинамика спрединговых хребтов южной Атлантики, *Геотектоника*, (4), 41–52, 1998.
- Симонов В. А., Колобов В. Ю., Ковязин С. В., Петрохимические особенности базальтовых магм в районе тройного сочленения Буве (Южная Атлантика), *Геология и геофизика*, 37, (2), 86–96, 1996.
- Сушевская Н. М., Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Петрохимический критерий классификации закалочных стекол океанических толентов, *ДАН СССР*, 268, (6), 953–961, 1983.
- Сушевская Н. М., Цехоня Т. И., Особенности формирования базальтового магматизма в Приэкваториальной зоне Срединно-Атлантического хребта, *Геохимия*, (5), 102–118, 1994.
- Сушевская Н. М., Цехоня Т. И., Дубинин Е. П., Мирлин Е. Г., Кононкова Н. Н., Формирование океанской коры в системе срединно-океанических хребтов Индийского океана, *Геохимия*, (10), 1–13, 1996.
- Сушевская Н. М., Цехоня Т. И., Пейве А. А., Специфика магматизма Срединно-Атлантического, Западно-Индийского и Американско-Антарктического хребтов в районе их сочленения, *Геохимия*, (3), 250–263, 1998.
- Сушевская, Н. М., Беляцкий Б. В., Цехоня Т. И., Мирлин Е. Г., Никулин В. В., Ромашова Т. В., Седых Э. М., Петрология и геохимия базальтов восточной части Индийского океана в связи с проблемой начальных стадий его эволюции, *Петрология*, 6, (5), 528–555, 1998.
- Френкель М. Я., Ярошевский А. А., Арискин А. А., *Динамика внутрикамерной дифференциации базальтовых магм*, с. 214, Наука, Москва, 1988.
- Цехоня Т. И., Сушевская Н. М., Условия фракционирования толентовых расплавов в различных тектонических сегментах южной провинции Срединно-Атлантического хребта, *Геохимия*, (1), 14–28, 1995.
- Anderson, D. L., The sublithospheric mantle as the source of continental flood basalts: the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 123, 269–280, 1994.
- Baksi, A. K., Petrogenesis and timing of volcanism in the Pajmahal flood basalts province north-eastern India, *Chemical Geol.*, 121, 73–89, 1995.
- Bender, J. F., Hodges, F. N., and Bence, A. E., Petrogenesis of basalts from the Project Famous Area: experimental study from 0 to 15 kbars, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 41, (3), 277–302, 1978.
- Bindeman, I. N., Andrew, M. D., and Drake, M. J., Ion microprobe study of plagioclase-basalt partition experiments at natural concentration level of trace elements, *Geochimic et Cosmochim. Acta*, 62, (7), 1998.
- Dickey, J. S., Frey, E. A., Hart, S. R., Watson, E. B., and Thompson, G., Geochemistry and petrology of dredged basalts from the Bouvet triple junction, *South Atlantic. Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, 1105–1118, 1977.
- Dick, H. J., Fisher, R. L., and Bryan, W. B., Mineralogic variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges, *Earth Plan. Sci. Lett.*, 69, (1), 88–106, 1984.
- Dmitriev, L. V., Sobolev, A. V., Sushchevskaya, N. M., and Zapunny, S. A., Abissal glasses, petrological mapping of the oceanic floor and “Geochemical Leg”, in: *Init. Repts. DSDP*, pp. 509–518, 82: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1985.
- Dupre, B., and Allegre, C.-J., Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena, *Nature*, 303, 142–146, 1983.
- Green, T. H., Experimental definition of mantle melting and implications for mantle dynamics, *Chemical Geology*, (117), 1–36, 1994.
- Hamelin, B., Dupre, B., and Allegre, C. J., Pb-Sr-Nd isotopic data of Indian ocean ridges: new evidence of large-scale mapping of mantle heterogeneities, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 288–298, 1985/1986.
- Hart S. R., Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 273–296, 1988.
- Hart, S. R., Blusztajn, J., Lemasurier, W. E., and Rex, D. C., Hobbs Coast Cenozoic volcanism: Implications for the West Antarctic rift system, *Chemical Geology*, (139), 223–248, 1997.
- Hirschmann, M. M., and Stolper, E. M., A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the “garnet signature” in MORB, *Contrib. Mineral Petrol.*, 124, 185–208, 1996.
- Hofmann, A. W., Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism, *Nature*, 385, 219–289, 1997.
- Kamenetsky V. S., Eggins S. M., Crawford A. J., Green D. H., Gasparon M., Fallon T. J., Calcic melt inclusions in primitive olivine at 43°N MAR: evidence for melt-rock reaction/melting clinopyroxene-rich lithologies during MORB generation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160, 115–132, 1998.
- Kinzler, R. L., and Grove, T. L., Primary magmas of mid-ocean ridge basalts, 2. Applications, *J. Geophys. Res.*, 97, (B5), 6907–6926, 1992.
- Klein, E. M., and Langmuir, C. H., Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness, *J. Geophys. Res.*, 92, (B4), 8089–8115, 1987.
- Kurz, M. D., Le Roex, A. P., and Dick, H. B., Isotope geochemistry of the oceanic mantle near the Bouvet triple junction, *Geoch. Cosmoch. Acta*, 62, (5), 841–852, 1998.
- Le Roex, A. P., Dick, H. J. B., Reid, A. M., and Erlank, A. J., Ferrobasalts from the Spiess Ridge segment of the South-west Indian Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 60, 437–451, 1982.
- Le Roex, A. P., Dick, H. J. B., Reid, A. M., Frey, F. A., and Erlank, A. J., Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle

- plume, *Contribs Mineral and Petrol.*, 90, 367–380, 1985.
- Le Roex, A. P., Dick, H. J. B., Reid, A. M., Frey, F. A., and Hart, S. R., Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11 degrees East, *Journal of Petrology*, 24, Part 3, 267–318, 1983.
- Le Roex, A. P., Dick, H. J. B., and Watkins, R. T., Petrogenesis of anomalous K-enriched MORB from the Southwest Indian Ridge: 11°53' E to 14°38' E, *Contribs Mineral. and Petrol.*, 110, 253–268, 1992.
- Ligi, M., Bonatti, E., Bortoluzzi, G., Carrara, G., Fabretti, P., Zitellini, N., Gilod, D., Peyve, A., Skolotnev, S., and Turko, N., Bouvet triple Junction in the South Atlantic: geology and evolution, *J. Geoph. Res.*, 1999 (в печати).
- Ligi, M., Bonatti, E., Bortoluzzi, G., Carrara, G., Fabretti, P., Penitenti, D., Gilod, D., Peyve, A., Skolotnev, S., and Turko, N., Death and transfiguration of a triple junction in the South Atlantic, *Science*, 276, 243–245, 1997.
- Loubet, M., Sassi, R., and Di Donato, G., Mantle heterogeneities: a combined isotope and trace element approach and evidence for recycled continental crust materials in some OIB sources, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89, 299–315, 1988.
- Mahoney, J. J., Jones, W. B., Frey, F. A., Salters, V. J. M. et al., Geochemical characteristics of lavas from Broken Ridge, the Naturaliste Plateau and southernmost Kerguelen Plateau: Cretaceous plateau volcanism in the southern Indian Ocean, *Chem. Geol.*, 120, 315–345, 1983.
- Melson, W. G., Byerly, G. R., Helen, J. A., O'Hearn, T., Write, T. L., and Vallier, T., A catalog of the major element chemistry of abyssal volcanic classes, *Smith. Contribs Earth Sci.*, (19), 100 pp., 1977.
- Mitchell, N. C., and Livermore, R. A., Spiess Ridge: An axial high on the slow spreading Southwest Indian Ridge, *J. Geoph. Res.*, 103, (B7), 15,457–15,471, 1998.
- Mutter, J. C., Hegarty, K. A., Cande, S. C., and Wessel, J. K., Breakup between Australia and Antarctica: a brief review in the light of new data, *Tectonophysics*, 114, 255–279, 1985.
- Nimis, P., A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems on crystalstructure modelling, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 121, 115–125, 1995.
- Niu, Y., and Batiza, R., An empirical method for calculations produced beneath mid ocean ridges: application for axis and off-axis (seamounts) melting, *J. Geophys. Res.*, 96, (B13), 21,753–21,777, 1991.
- Shilling, J. G., Thompson, G., Kinzley, R., Humphris, S. E., Hotspot-migrating ridge interaction in South Atlantic: geochemical evidence, *Nature*, 313, 187–191, 1985.
- Simonov, V. A., Peyve, A. A., Kolobov, V. Yu., Milosnov, A. A., and Kovyazin, S. V., Magmatic and hydrothermal processes in the Bouvet triple junction region (South Atlantic), *Terra Nova*, 8, 45–424, 1996.
- Sobolev, A. V., and Dmitriev, L. V., Primary melts of tholeiites of oceanic rifts (TOR): Evidence from studies of primitive glasses and melt inclusions in minerals, *Abstracts*, 3, 147–148, IGC, Washington D.C., 1989.
- Sobolev, A. V., and Shimizu, N., Ultra-depleted primary melt included in an olivine from Mid-Atlantic Ridge, *Nature*, 363, 151–154, 1993.
- Sun, S. S., Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 179–192, 1982.
- Turner, S., Hawkesworth, C., Rogers, N., and King, P., U–Th isotope disequilibria and ocean island basalt generation in the Azores, *Chemical Geology*, 139, 145–164, 1997.

(Поступила в редакцию 15 ноября 1998.)