

мической системы в ряде случаев равновесные условия для кристаллизации магнитных минералов определенного состава, существовавшие в магматическом очаге, могут сохраняться какое-то время при подходе магмы к поверхности дна океана. Соответственно первичные магнитные минералы в своем составе могут сохранять память о последних $P-T-fO_2$ условиях в магме, т.е. первичном ее очаге. Однако при некоторых условиях канал поступления глубинной магмы на поверхность дна океана может быть на длительное время закупорен. При этом первичный состав магмы, за счет процессов ассимиляции и дифференциации, может измениться. Один из таких вариантов и его следствия будут рассмотрены в данной работе.

РЕЛЬЕФ ДНА И АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Южное окончание хребта совпадает с северным бортом трансформного разлома Буве (рис. 1). Сам хребет вытянут с юго-востока на северо-запад и разбивается на две части. Южная часть представлена массивным магматическим сооружением шириной 50 км и длиной около 90 км. Глубины уменьшаются к центральной области с 2.2 км до 1 км. По мере движения на северо-запад хребет резко сужается и на широте $54^{\circ}40' S$ он имеет ширину 10-15 км. В области $54^{\circ}43' ю.ш. 0^{\circ}05' в.д.$ расположено изометрическое углубление кратера диаметром около 3 км.

Детальные батиметрические исследования северо-западной части хребта Шписс свидетельствуют об отсутствии кратеров или срединной долины. Его гребень достигает глубин 1.7 км. Хребет погружается в северном направлении и перестает существовать на $54^{\circ}30' S$. Периферические части Шписса и Срединно-Атлантического хребта заходят друг за друга на участке примерно 15 км, формируя своеобразный оверлепинг хребтов, относящихся к разным конструктивным границам.

Как показали исследования методом непрерывного сейсмического профилирования, поверхность хребта и его склоны практически лишены осадков.

Западный склон погружается до глубин 2.5-3 км, после чего наблюдается сложно построенная, но в целом вытянутая на северо-запад область пониженных глубин. Восточная периферия хребта изучена вдоль северного борта трансформного разлома Буве до района сочленения разлома с хребтом Буве. Район характеризуется наличием, как правило, изометричных форм - холмов высотой в первые сотни метров с основаниями, лежащими на глубинах около 3 км. Обращает на себя внимание наличие относительного повышения рельефа до глубин в 2.5 км на меридиане 2° в.д., несколько

нарушающего тенденцию к заглублению склона хребта.

Южная часть хребта Шписс, примыкающая к трансформному разлому Буве, характеризуется вытянутой на северо-запад интенсивной положительной аномалией величиной до 1300 нТ и длиной волны около 30 км (рис. 2). С обеих сторон ее обрамляют минимумы поля. С юго-запада величина минимума составляет свыше 700 нТ при длине волны около 7 км. Далее происходит переход в область положительных значений, граничащих с аномалиями северо-восточной периферии Американо-Антарктического хребта. Минимум на северо-востоке хребта Шписс лишь иногда переходит в область отрицательных значений, изменяясь от +100 до -500 нТ.

Как уже говорилось выше, центральная часть хребта Шписс севернее $54^{\circ}40' S$ резко суживается и ассоциируется с интенсивной до 1200 нТ линейной положительной магнитной аномалией, постепенно замыкающейся в северо-западном направлении у северного подножия хребта. С обеих сторон аномалия сопровождается линейными отрицательными ундуляциями поля интенсивностью до 1000 (на юго-востоке) и 500 нТ (на западе). В обоих случаях отрицательные экстремумы могут быть продолжены на северо-запад на 7-10 км далее, чем положительная аномалия над центральной частью хребта Шписс. Замыкание аномалий происходит вдоль узкой полосы распространения локальных положительных и отрицательных экстремумов поля, протягивающихся с юго-запада на северо-восток под примерно 60° , совпадающих с изменениями в рельефе дна. У восточного предела полигона значения поля вновь становятся положительными.

НАМАГНИЧЕННОСТЬ И ВОЗРАСТ ДНА

Хребет Шписс характеризуется вытянутой на северо-запад интенсивно намагниченной (15-20 А/м) полосой пород дна, ширина которой составляет 25 км на юге и 12 км на севере (рис. 3). Согласно моделированию, она сформировалась во время хрона C In (Брюнес, 0-0.78 млн. лет). В пределах осевой зоны хребта выделяются два высокомагнитных участка, отвечающих наиболее молодым порциям новой океанической коры. Северный максимум имеет величину 26 А/м, в то время как наиболее южный достигает величины в 48 А/м. Первый имеет 15 км в длину при 6 км в ширину и ассоциируется с гребневой частью хребта. Второй имеет длину 25 км при ширине 12 км и ассоциируется с жерлом вулканической постройки, выделяемой в рельефе дна.

С востока и запада от осевой зоны хребта Шписс на расстоянии в 20 км прослеживаются прямо намагниченные (4-10 А/м) блоки пород, сформированные во время хрона 2А. Далее на за-

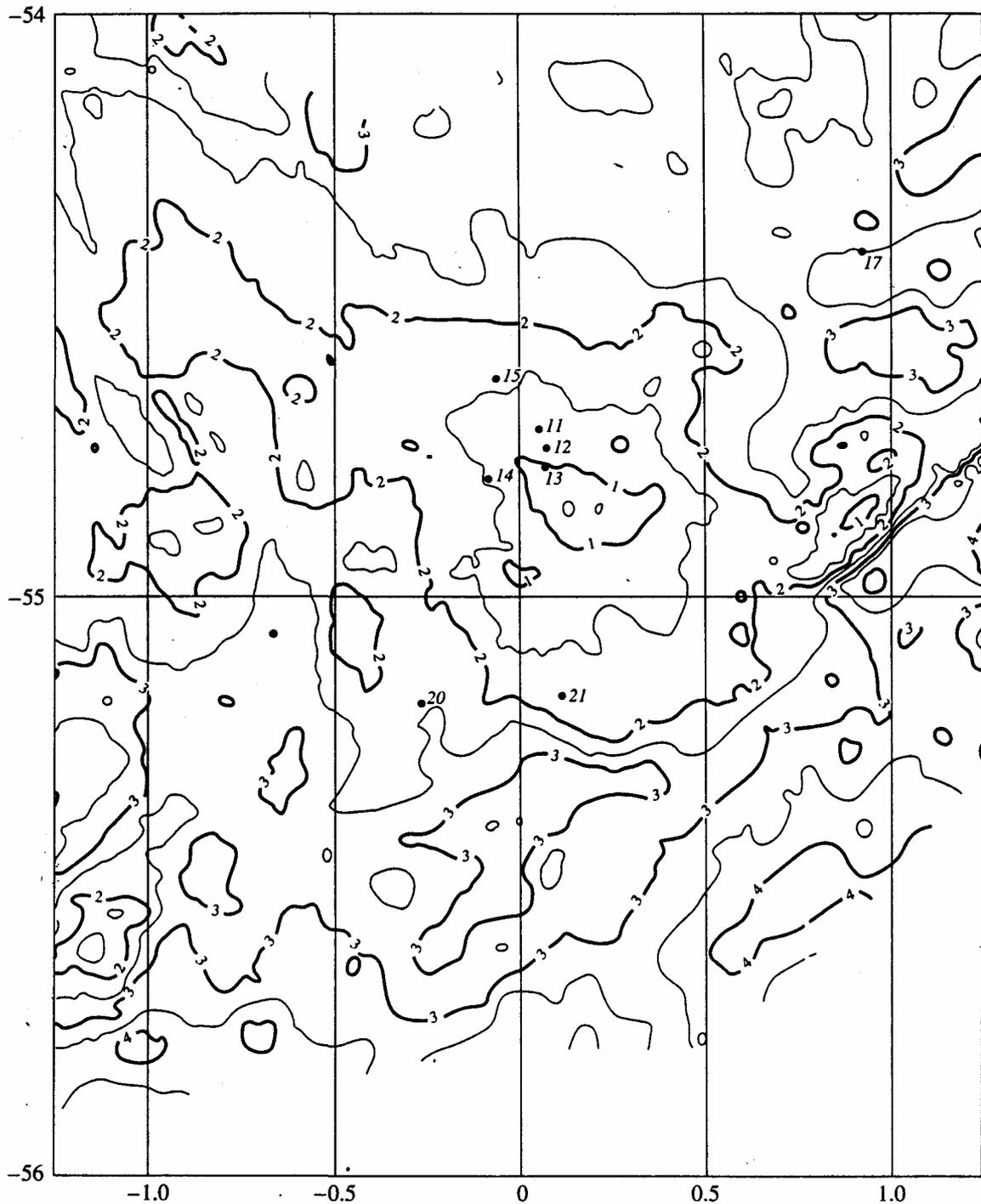


Рис. 1. Карта рельефа дна, изобаты в км, сечение -0.5 м и места драгирования образцов.

пад литосфера на оси хребта Шписс смыкается с литосферой на оси Американско-Антарктического хребта. Зона смыкания не имеет линейной конфигурации и представлена небольшими обратно намагниченными положительными формами рельефа дна.

При анализе распределения намагниченности у северного предела хребта Шписс необходимо сказать, что его северная часть, в целом, характери-

зуется клинообразной по форме областью прямо намагниченных пород. Интенсивность намагниченности их $5-15$ А/м, что сопоставимо с намагниченностью центральной части Срединно-Атлантического хребта.

Согласно моделированию палеомагнитных аномалий, она сформировалась во время хрона $S1n$ (Брюнес, $0-0.78$ млн. лет). Как и в случае Срединно-Атлантического хребта, выделяется осевая

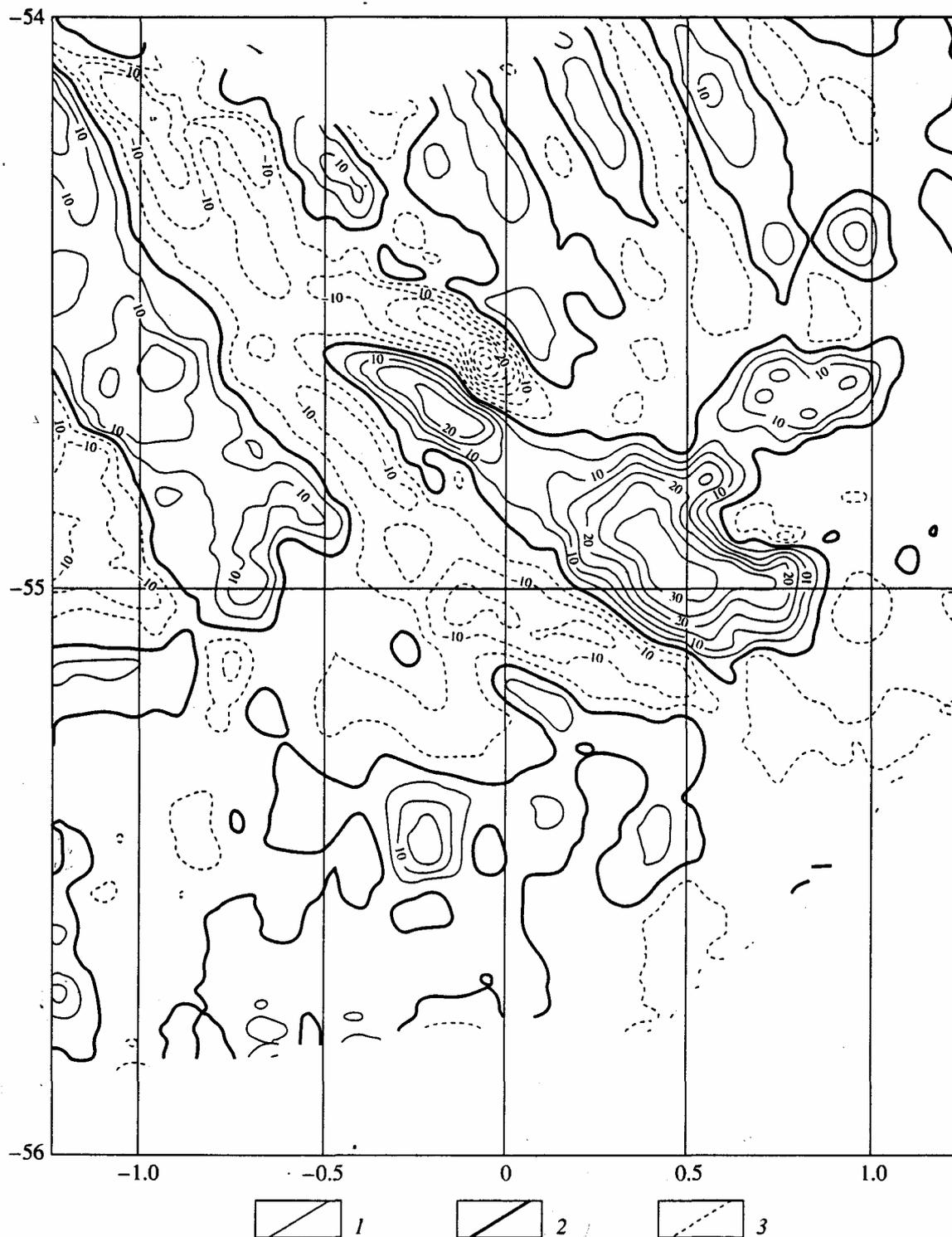


Рис. 3. Карта эффективной намагниченности, сечение 5 А/м: 1 – положительные, 2 – нулевые, 3 – отрицательные значения намагниченности.

ся постепенное сближение их экстремальных зон. Отметим, что северо-восточная зона охватывает склон хребта и его восточный гребень, в то время как другая зона целиком лежит у западного подножия хребта. Эти зоны сформировались в эпоху

С1г (0.78–1.77 млн. лет). Область распространения пород этого возраста (рис. 4) замыкается примерно на 15 км северо-западнее замыкания области распространения пород, сформированных в эпоху Брюнеса. Отсутствие каких-либо признаков нали-

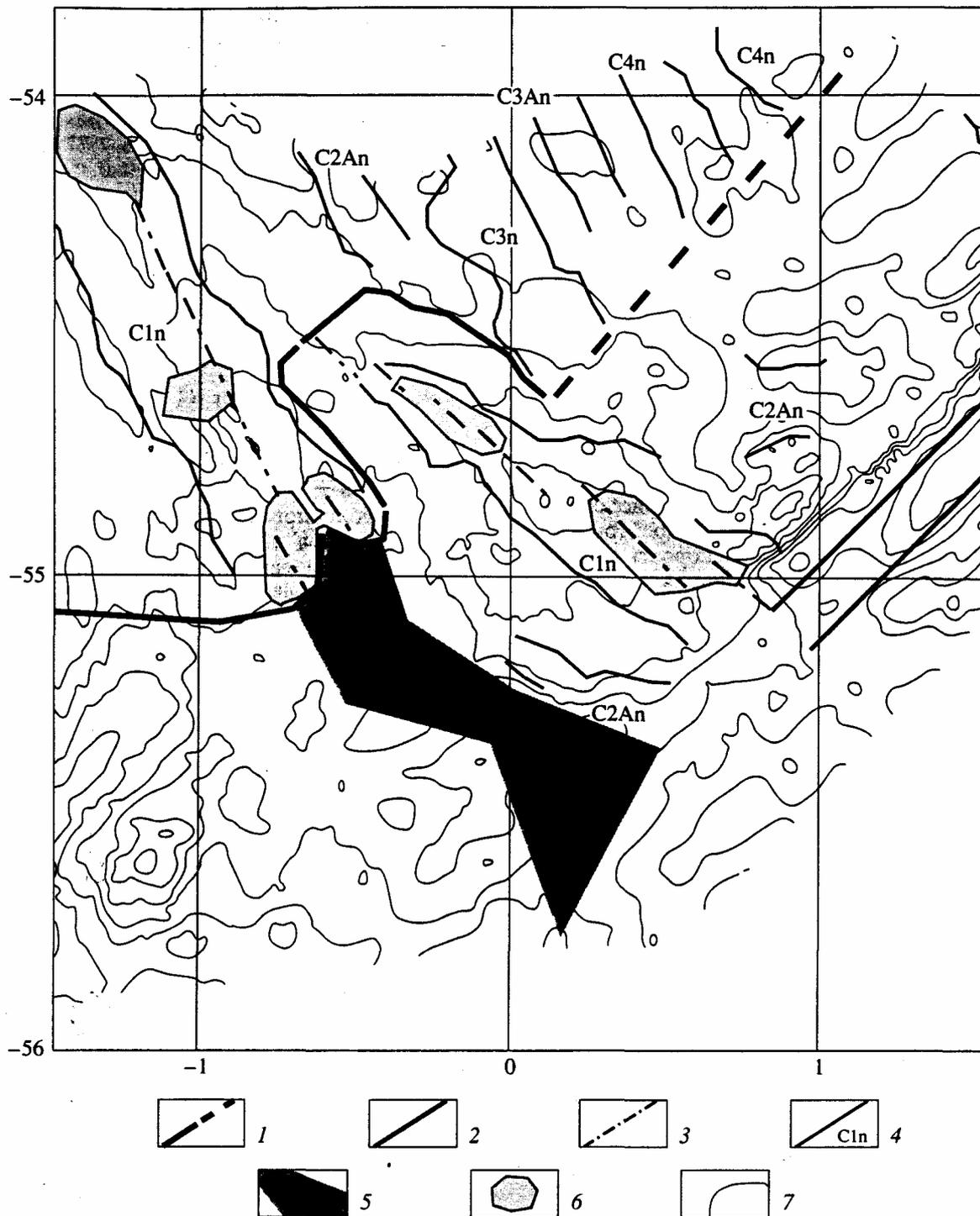


Рис. 4. Хронология дна: 1 – граница между литосферами Срединно-Атлантического хребта и хребта Шписс; 2 – трансформные разломы; 3 – оси спрединга; 4 – хроны; 5 – зона взаимодействия Америко-Антарктического (ААХ) и Юго-Западного Индийского (ЮЗИХ) хребтов; 6 – неовулканические зоны; 7 – изобаты в соответствии с рис. 1.

чия пород, сформированных во время эвента Ольдувай, позволяет считать, что наиболее древние породы хребта Шписс имеют возраст не старше 1.770 млн. лет (начало хрона C1r). Прогрессивное уменьшение размеров области распространения

пород C1r и C1n, по нашему мнению, указывает на затухание во времени процесса спрединга в северо-западном направлении. Об этом косвенно свидетельствует и характер изменения значений намагниченности у подножия хребта.

СПРЕДИНГ ДНА

На хребте Шписс спрединг дна начался в интервале хрона C2AR (3.580–4.180 млн. лет). На восточном фланге в интервале хрона C2Ap (2.580–3.581 млн. лет) скорость спрединга достигает 1.4 см/год и более, а на западном фланге она близка к 0.8 см/год. В интервале C1n (древний)–C2A (молодой) наращивание коры на восточном и западном склонах хребта идет со скоростями 0.9 и 1.0 см/год соответственно. За последние 0.78 млн. лет (хрон C1n) раскрытие дна прогрессивно уменьшалось с юго-востока на северо-запад с 3 см/год (полная скорость) до близких к нулю величин.

Согласно работам [Johnson et al., 1973; Sclater et al., 1976; Patriot, Courtillot, 1984], тройное сочленение Буве является стабильным и имеет тип *разлом* (Американо-Антарктический хребет сочленяется со Срединно-Атлантическим хребтом разломом с простиранием 85°, полускорость спрединга 0.9 см/год) – *разлом* (хребет Шписс сочленяется со Срединно-Атлантическим хребтом разломом с простиранием 45°, полускорость спрединга 0.83 см/год) – *хребет* (Срединно-Атлантический хребет, полускорость спрединга 1.6 см/год). Треугольник скоростей с учетом погрешности определения мгновенных скоростей за эпоху Брюнеса является замкнутым.

Представленные в работах [Булычев и др., 1997; Бонатти и др., 1997; Трухин и др., 1998; 1999] новые данные свидетельствуют, что тройственное сочленение Буве имеет более сложный характер. Не получены свидетельства существования постулированного Слейтером трансформного разлома, сочленяющего Срединно-Атлантический

хребет и хребет Шписс. Выявлены свидетельства существования оверлеппинга этих структур на участке около 40 км.

Проникновение Шписса в литосферу Срединно-Атлантического хребта произошло во время эпохи Матуяма (хрон C1r, 0.78–1.77 млн. лет). В эпоху Брюнес (хрон C1n, 0–0.78 млн. лет) Шписс как бы отступает на 15 км на юго-восток. Полускорость спрединга вдоль линии постулируемого Слейтером (но не обнаруженного нами в рельефе дна и магнитном поле) трансформного разлома, сочленяющего Шписс и Срединно-Атлантический хребет, составляет 0.8 см/год в эпоху Брюнес.

МАГНИТО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для физического обоснования модельных расчетов параметров магнитоактивного слоя и для более углубленного понимания эволюции намагниченных пород выполнены магнито-минералогические исследования драгированных базальтов.

Методика исследований подробно изложена в работе [Трухин и др., 1998]. Отдельные, вновь использованные в данной статье методические приемы отражены непосредственно в тексте.

Изотермические магнитные характеристики

Результаты экспериментов представлены в табл. 1. Базальты этой коллекции имеют величины магнитной восприимчивости κ_0 в широких пределах от 1.5×10^{-3} до 15.0×10^{-3} ед. СИ. Самые высокие значения $\kappa_0 > 15.0 \times 10^{-3}$ ед. СИ имеют только образцы из драг 11 и, частично, 17, которые, как будет показано далее, сильно окислены.

На рис. 5 представлено соотношение между рассчитанными по аномальному магнитному полю I_{np} и экспериментально измеренными средними величинами естественной остаточной намагниченности $\langle I_n \rangle$. Видно, что лишь образцы из драг № 17, 21, 20 и 14 имеют достаточно близкие значения I_{np} и $\langle I_n \rangle$. Большинство из этих образцов достаточно древние (2.4–6.7 млн. лет) в исследованной коллекции. Близость значений I_{np} и $\langle I_n \rangle$ отражает правильность выбора модели при расчете мощности магнитоактивного слоя океанской коры. Все остальные образцы, представленные в табл. 1 и на рис. 5 и имеющие возраст от 0.3 до 1.2 млн. лет, демонстрируют резкое расхождение значений I_{np} и $\langle I_n \rangle$, причем $\langle I_n \rangle$ намного превышает I_{np} . Подобные результаты были получены ранее при анализе магнитных свойств переходных базальтов хребта Буве [Трухин и др., 1999]. При этом наиболее высокие значения $\langle I_n \rangle$ наблюдались у ферробазальтов, которые поступали на поверхность дна океана из закупоренных на длительное время промежуточных магматических очагов в средней части хребта Буве с наиболее низкой скоростью спре-

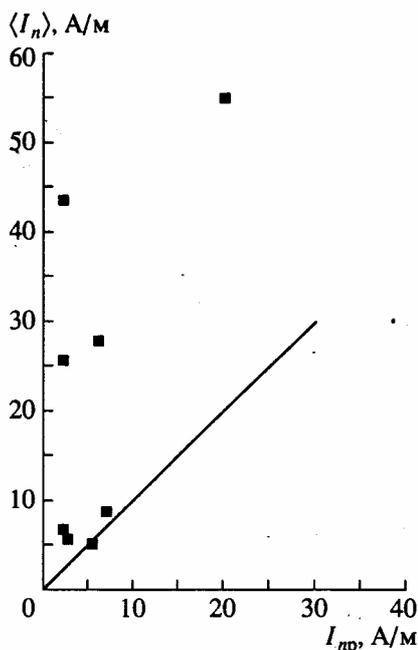


Рис. 5. Соотношения между измеренной естественной намагниченностью $\langle I_n \rangle$ и расчетной I_{np} .

Таблица 1. Магнитные характеристики образцов

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
№ дра- ги (кол- во об- разцов)	<i>t</i> , млн. лет	I_{np} , А/м	$\langle I_n \rangle$, А/м	$\langle \chi_0 \rangle$, 10^3 ед. СИ	$\langle Q_n \rangle$	$\langle H_{cr0} \rangle$, мТ	$\langle D \rangle$	$\langle V_r \rangle \times$ $\times 10^3$	R_s	T_B , °С	T_{B1} , °С	i_s	i_{rs}	$\frac{H_{crT}}{H_{cr0}}$
14(13)	<0.8	2.5	$\frac{5.7 \pm 1}{1-4}$	$\frac{4.2 \pm 0.4}{1.4-6}$	$\frac{36 \pm 7}{5-98}$	25	3.6	23	0.36	210	470	2.6	3.7	2.5
12(6)	<0.8	2.0	$\frac{43.5 \pm 2}{44-55}$	$\frac{6 \pm 0.4}{5.4-7.6}$	$\frac{190 \pm 20}{75-254}$	54	4.8	99	0.52	150	200	1.2	1.2	1.3
13(5)	<0.8	6.0	$\frac{27.8 \pm 5}{15-44}$	$\frac{6.3 \pm 0.6}{4.3-7.6}$	$\frac{109 \pm 15}{71-157}$	28.5	5.4	100	0.44	145	460	1.9	3.9	2.8
15(15)	0.8	20.0	$\frac{55 \pm 3}{32-74}$	$\frac{7 \pm 0.3}{4.8-9.1}$	$\frac{200 \pm 20}{92-272}$	27	12	96	0.48	130	160, 430	1.7	2.1	2.4
11(3)	0.8	2.0	$\frac{25.6 \pm 5}{15-31}$	$\frac{15 \pm 2}{12-19}$	$\frac{45 \pm 13}{20-62}$	17	12.8	50	0.41			1.4	1.7	
20(6)	2.4-2.9	5.5	$\frac{5.3 \pm 0.3}{3-9}$	$\frac{3.6 \pm 0.02}{2.1-6.7}$	$\frac{53 \pm 13}{22-104}$	30	2.8	15	0.42	260	510	2.9	10.0	2.1
21(2)	2.4-2.9	2.0	6.7 ± 0.1	1.86 ± 0.01	91 ± 2	60	7	31		195	480		3.6	0.4
17(2)	2.5-6.7	7.0	8.7 ± 0.1	2.4 ± 0.2	33 ± 1	30	5.5	7	0.19	150, 310, 500	480	0.7	1.0	1.2

Примечание. В столбцах 4-6 в числителе даны средние значения величин для всех измеренных образцов из каждой драги, в знаменателе - наибольшие и наименьшие значения. $D = H_{0.9}/H_{0.1}$; $V_r = I_n/I_{rs}$; $R_s = I_{rs0}/I_{s0}$; T_B и T_{B1} - температуры блокирования первого и второго нагревов; I_{s0} и I_{sT} - намагниченности насыщения, I_{rs0} и I_{rsT} - остаточные намагниченности насыщения до и после первого нагрева, измеренные при T_0 ; $i_s = I_{sT}/I_{s0}$; $i_{rs} = I_{rsT}/I_{rs0}$; H_{cr0} и H_{crT} - остаточно-коэрцитивные силы до и после нагрева.

динга. Аналогичные ферробазальты были изучены ранее и на хребте Шписс [Le Roex et al., 1982] по геохимическим данным.

Дополнительные сведения о различии нормальных переходных базальтов и ферробазальтов могут быть получены при рассмотрении фактора $\langle Q_n \rangle$ (табл. 1). Для всех исследованных образцов коллекции $\langle Q_n \rangle \gg 1$, что свидетельствует о существенном преобладании остаточной намагниченности над индуктивной. Для ферробазальтов хребта Шписс $\langle Q_n \rangle$ составляет 136, что существенно отличает их от обычных базальтов переходного типа, $\langle Q_n \rangle$ которых порядка 60 для данной коллекции.

На рис. 6 показано соотношение между естественной остаточной намагниченностью I_n и χ_0 . Видно, что наибольшими значениями I_n обладают в основном образцы из драг 12 и 15, наибольшими величинами χ_0 - образцы из драги 11, а самые низкие χ_0 и I_n имеют в основном образцы из драги 14 самого молодого возраста (~0.3 млн. лет).

Остаточная коэрцитивная сила (H'_{cr} и H_{cr}) базальтов определялась двумя способами: по кривой $I_r(H)$ (H'_{cr} - величина, равная полю, в котором $I_r = 0.5I_{rs}$) и путем воздействия на образцы из состояния насыщения I_{rs} постоянного антипарал-

лельного поля H (H_{cr}). Различие между этими параметрами может указывать на магнитное взаимодействие в ферримагнитной фракции образцов [Dankers, 1981]. Оказалось, что имеется некоторое различие между этими параметрами, причем практически всегда $H'_{cr} < H_{cr}$ (рис. 7), у ряда образцов из драги 15 поле H'_{cr} меньше H_{cr} почти в 2 раза (обр. 15/13, 15/16, 15/18). Исключение составляет обр. 21/16, у которого $H'_{cr} = 80$ мТ $> H_{cr} = 60$ мТ.

Характеристикой распределения зерен ферримагнитной фракции по магнитной жесткости наряду с коэрцитивной силой может быть отношение $D = H_{0.9}/H_{0.1}$, где $H_{0.9}$ - поле, в котором получено $0.9I_{rs}$, а $H_{0.1}$ - поле, в котором достигнуто всего $0.1I_{rs}$. Параметр D характеризует соотношение между низко- и высококоэрцитивными зернами ферримагнитной фракции. Для данной коллекции D находится в широких пределах, от 2.8 до 12.8. Чем ниже величина D , тем большее количество зерен ферримагнитной фракции в образцах обладает высокой коэрцитивностью.

Более детальное представление о распределении коэрцитивности в образцах, а тем самым об особенностях ферримагнитной фракции, можно получить по коэрцитивным спектрам. Они представлены на рис. 8. Наиболее широким коэрцитив-

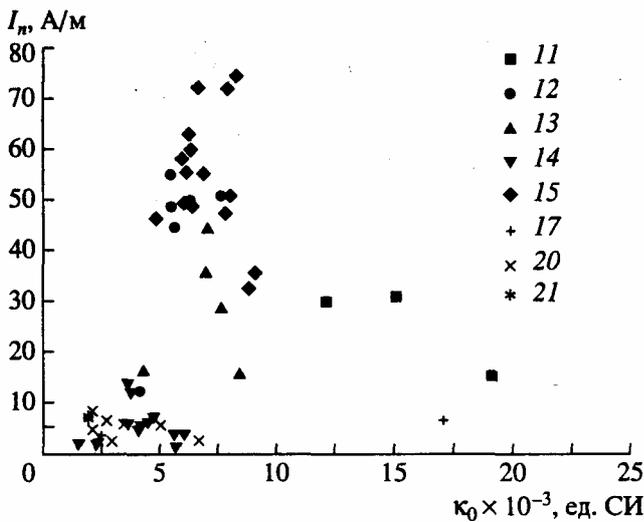


Рис. 6. Соотношение между измеренной I_n и начальной магнитной восприимчивостью K_0 .

ным спектром обладают образцы из драги 21 с высокой коэрцитивностью и возрастом до ~3 млн. лет (рис. 8б). Наиболее молодые образцы коллекции (до 0.3 млн. лет) характеризуются более узкими коэрцитивными спектрами (рис. 8а). На рис. 2в видно смещение коэрцитивного спектра в область более высоких полей и уширение его с увеличением возраста образцов (обр. 13/11, $t = 0.8$ млн. лет; обр. 17/114, $t = 2.5-6.7$ млн. лет).

Об измененности ферромагнитной фракции можно судить по величине параметра $V_r = I_n/I_{rs}$ (табл. 1). Чем выше это отношение, тем менее изменен образец [Трухин и др., 1996]. Самыми высокими величинами V_r обладают образцы из драг 12, 13, 15, а самые древние в коллекции образцы из драги 17 имеют самые низкие величины V_r (табл. 1).

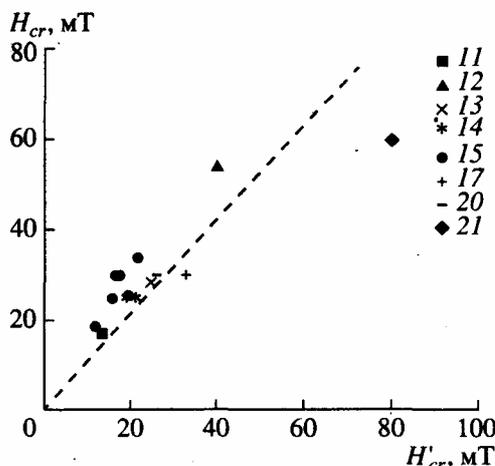


Рис. 7. Соотношение между H'_{cr} и H_{cr} .

Нагревание образцов на воздухе до 600°C приводило, как правило, к очень сильному увеличению их коэрцитивности. До нагрева величины H_{cr} образцов коллекции находились в пределах от 17 до 60 мТ. После нагрева образцов максимальная величина H_{cr} повышалась до 81 мТ. Это связано с гетерофазным окислением титаномагнетита, при котором происходит дробление его зерен ламеллями ильменита. Исключение составляет обр. 21/16, у которого обнаружено сильное понижение H_{cr} с 60 до 22 мТ. Драга 21 расположена в области с повышенными напряжениями, по-видимому, при нагревании образцов из этой драги происходит отжиг и снятие внутренних напряжений в образцах, что и приводит к снижению H_{cr} .

Состояние доменной структуры ферромагнитных зерен оценивалось по величине отношений $R_s = I_{rs}/I_s$ (табл. 1). Установлено, что R_s находится в основном в пределах от 0.38 до 0.52. Исключение составляют самые древние по возрасту образцы из драги 17 с $R_s = 0.19$. Из этого следует, что зерна титаномагнетита в основном однодоменны и/или псевдооднодоменны [Щербаков, Щербакова, 1980]. Дополнительная информация о состоянии доменной структуры ферромагнитных зерен у некоторых образцов получена при сравнении

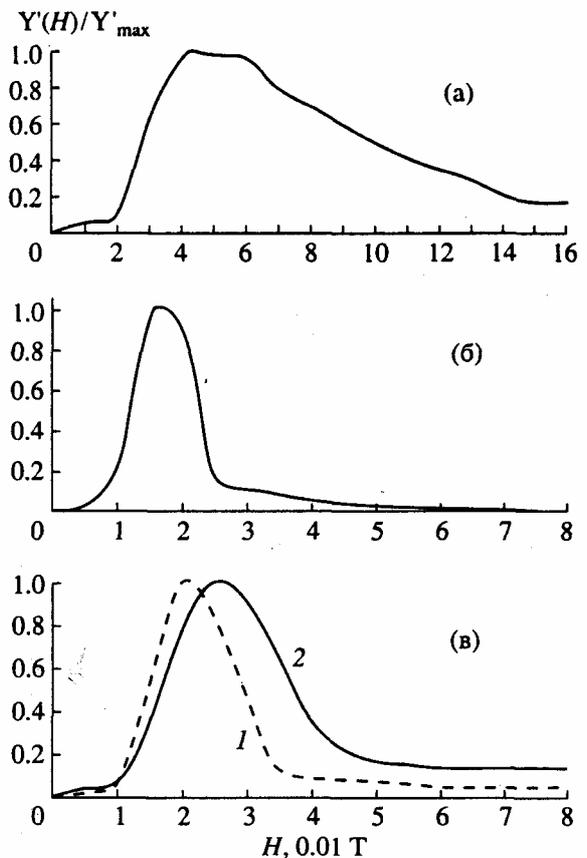


Рис. 8. Коэрцитивные спектры: (а) – обр. 14/114; (б) – обр. 21/16; (в) – обр. 13/11, кривая 1; обр. 17/114, кривая 2.

кривых их размагничивания в переменном поле (h): $I_n(h)$ и $I_{rs}(h)$. На рис. 9 приведены типичные кривые. На основании их сопоставления, согласно [Dunlop, Prevot, 1981], также можно считать, что зерна титаномагнетитов преимущественно псевдооднодоменны. Однако при нагреве образцов в лаборатории до $T > 600^\circ\text{C}$ ферримагнитные зерна в основном становятся однодоменными, на что указывает рост величины R_s . Понижение R_s замечено лишь у образцов драги из 20.

Термомагнитные измерения

Фазовый состав ферримагнитной фракции образцов определялся как по кривым $I_{rs}(T)$, по величинам температур блокирования T_B (рис. 10), так и по кривым $I_s(T)$ по величинам точек Кюри T_C (рис. 11). Результаты экспериментов представлены в табл. 1.

В случае кривых $I_{rs}(T)$, асимптотически приближающихся к оси температур, оценка величины T_B проводилась по точке пересечения прямой, параллельной оси T° и отсекающей $0.05I_{rs}$, и кривой $I_{rs}(T)$, как предложено в работе [Трухин и др., 1997]. Установлено, что величины основных T_B находятся в интервале от 130 до 500°C . Типичные кривые $I_{rs}(T)$ приведены на рис. 10.

Для базальтов с возрастом моложе ~ 1 млн. лет характерны кривые $I_{rs}(T)$, представленные на рис. 10а. Величины блокирующих температур T_B таких базальтов не превышают 200°C . Вместе с тем, после нагрева образцов до $T > 600^\circ\text{C}$ рост величин I_{rs} был различным. Величины отношений $i_{rs} = I_{rsT}/I_{rs0}$ находятся в пределах от 1.2 до 3.9. Коэрцитивность также увеличивалась в различной степени, от 1.3 до 2.9 (табл. 1).

По-видимому, высокие величины i_{rs} обусловлены не только гетерофазным окислением титаномагнетита после нагрева образцов в лаборатории, но и окислением сульфидов железа с образованием магнетита. Наличие сульфидов железа обнаружено и в базальтах хребта Шписс [Симонов и др., 1997]. Базальты более древнего возраста имеют более высокие величины T_B (табл. 1). Для них характерны кривые $I_{rs}(T)$, представленные на рис. 10б и 10в. Образцы из драги 17 многофазны (табл. 1, рис. 10в). В отличие от образцов других драг после нагрева величины I_{rs} этих образцов уменьшаются.

Анализ кривых $I_s(T)$ показал, что у образцов, возраст которых не превышает 1 млн. лет, определить величины T_C не представляется возможным, так как эти кривые асимптотически приближаются к оси T и имеют парамагнитный "хвост" разной длины (рис. 11а). Однако использование литературных источников [Горшков, 1991; Суцевская и др., 1998; Симонов и др., 1996; Le Roex et al., 1982] позволило по геохимическим и эмпирическим данным определить расчетные точки Кюри (T_{Cr}) титаномагнетитов, содержащихся в базальтах

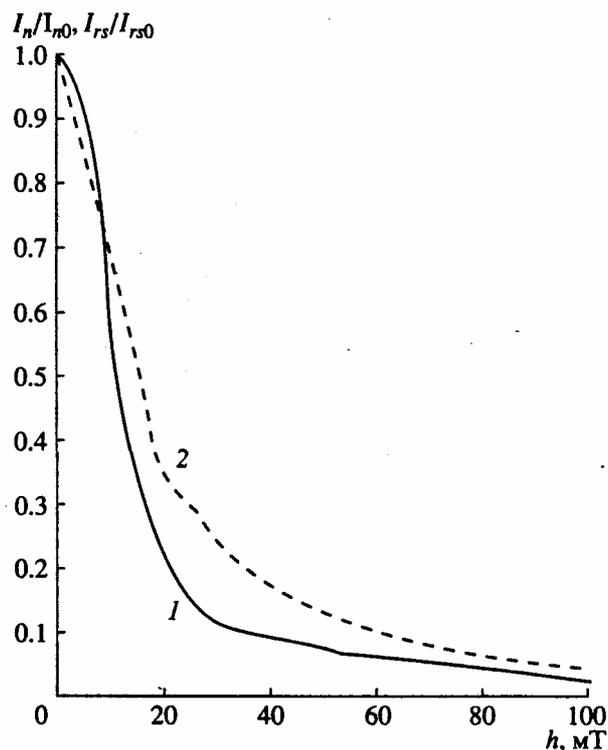


Рис. 9. Кривые размагничивания образцов в переменном магнитном поле h . Обр. 15/10. 1 — $I_n(h)$; 2 — $I_{rs}(h)$.

хребта Шписс. По 19 определениям (T_{Cr}) составила $80 \pm 1^\circ\text{C}$. Величины $i_s = I_{sT}/I_{s0}$ находятся в пределах от 1.1 до 3.1. Это также указывает на образование в образцах при нагреве в лаборатории до $T > 600^\circ\text{C}$ ферримагнетитов с более высокими величинами I_s . Особый интерес представляют образцы из драги 20 возраста ~ 3 млн. лет. У них в области температур менее 100°C при нагревании наблюдается рост I_s (рис. 11б). Это может быть связано с упорядочением низкотемпературного магнетита [Колесников, 1965]. В области $T > 400^\circ\text{C}$ для этих образцов имеет место рост I_s , связанный как с распадом титаномагнетита и выделением низкотитанистого магнетита, так и с окислением сульфидов железа с образованием магнетита [Kobayashi, Nomura, 1972; Kelso et al., 1991].

Титаномагнетиты самых древних по возрасту образцов (до 6.7 млн. лет) полностью окислены до магнетита (рис. 11в). После их нагрева до $T > 600^\circ\text{C}$ I_s падает, а H_{cr} возрастает, что, по-видимому, отражает процесс окисления магнетита.

Таким образом, ферримагнитная фракция базальтов хребта Шписс довольно сложна и представлена в различной степени однофазно- или гетерофазноокисленными титаномагнетитами. В некоторых образцах содержатся сульфиды железа.

Моделирование процессов окисления в лаборатории показало, что скорость окисления в разных образцах также различна, что может определяться как размером зерен титаномагнетита, так

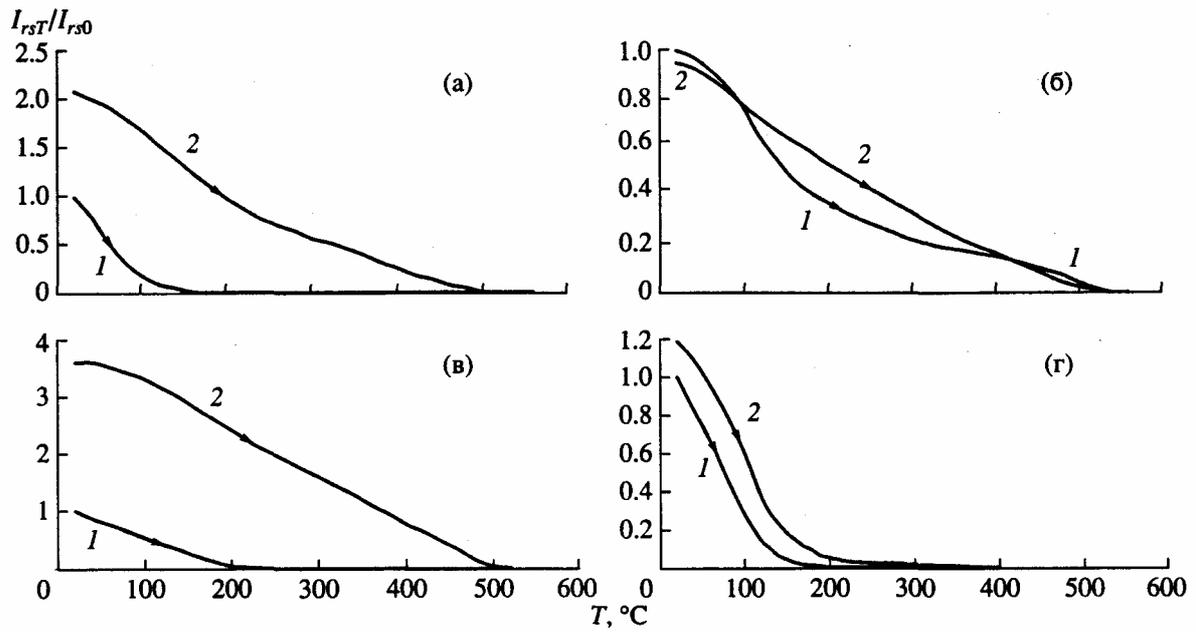


Рис. 10. Кривые терморазмагничивания образцов, намагниченных до насыщения ($H_{\max} = 2350$ мТ) $I_{rs}(T)$: (а) – обр. 15/13; (б) – обр. 21/16; (в) – обр. 17/114; (г) – 12/2.

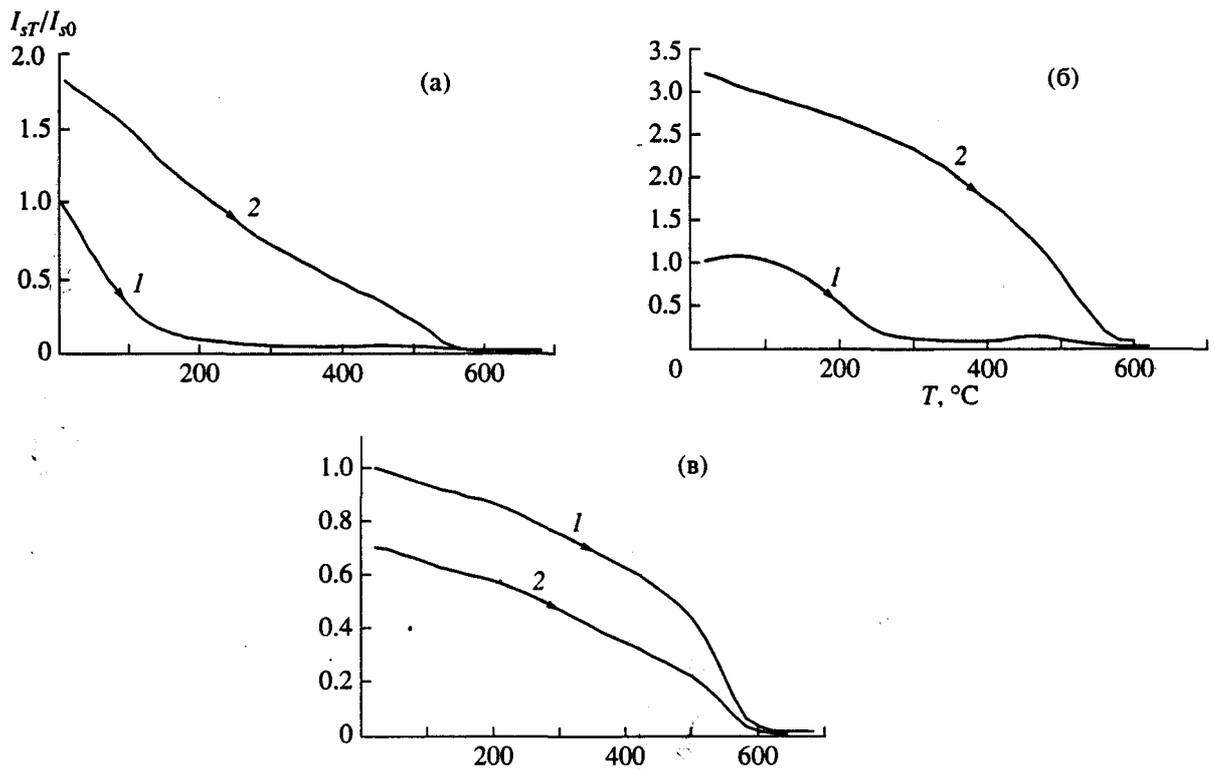


Рис. 11. Кривые термомагнитного анализа $I_s(T)$. $H_{\max} = 450$ мТ.
1 – первый нагрев; 2 – второй нагрев; (а) – обр. 15/19; (б) – обр. 20/1; (в) – обр. 17/114.

и особенностями нахождения их в базальтах. Так, у образца 12/2 после нагрева до 600°C лишь незначительно увеличились величины I_s и T_B , хотя в нем содержатся мелкие зерна ($H_{cr} = 54$ мТ) (рис. 10г, табл. 1). Можно предположить, что мелкие фер-

ромагнитные зерна упакованы в стекло, т.е. магма застывала в закалочных условиях.

Особое внимание было уделено исследованию естественной остаточной намагниченности I_n ме-

тодом циклического терморазмагничивания [Грухин и др., 1997] и моделированию термонамагниченности.

На рис. 12а (обр. 12/2) и на рис. 12б (обр. 21/16) в качестве примера приведены результаты циклического терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности I_n . По мере нагревания у обр. 12/2 с каждым циклом величина I_n постепенно убывает до нуля. У обр. 21/16 (рис. 12б) на третьем цикле при охлаждении от 300°C выявилась компонента I_n обратного знака. Образец 21/16 на 2 млн. лет старше обр. 12/2. За это время в нем могли произойти как значительные изменения титаномагнетита, которые могли привести к самообращению намагниченности I_n , так и изменения направления геомагнитного поля.

Для того чтобы выявить возможность самообращения намагниченности, у обр. 21/16 было проведено моделирование термонамагниченности в

слабом магнитном поле (0.05 мТ). Результаты эксперимента приведены на рис. 13. Видно, что термонамагниченность I_T вместо непрерывного роста при охлаждении образца в магнитном поле при достижении определенной температуры обнаруживает спад (кривая 6, рис. 13). При терморазмагничивании образца наблюдается anomальное поведение кривой $I_{rT}(T)$ (кривая 7, рис. 13).

Этот результат показывает, что в зернах ферромагнитной фракции образца из драги 21 имеет место отрицательное взаимодействие, которое может приводить к самообращению термонамагниченности. Поэтому можно считать, что в природных условиях обратная компонента I_n возникла за счет отрицательного взаимодействия. Подобные случаи наличия обратной компоненты I_n были выявлены ранее для ферробазальтов ЮЗИХ (образцы из драги 37) [Грухин и др., 1999].

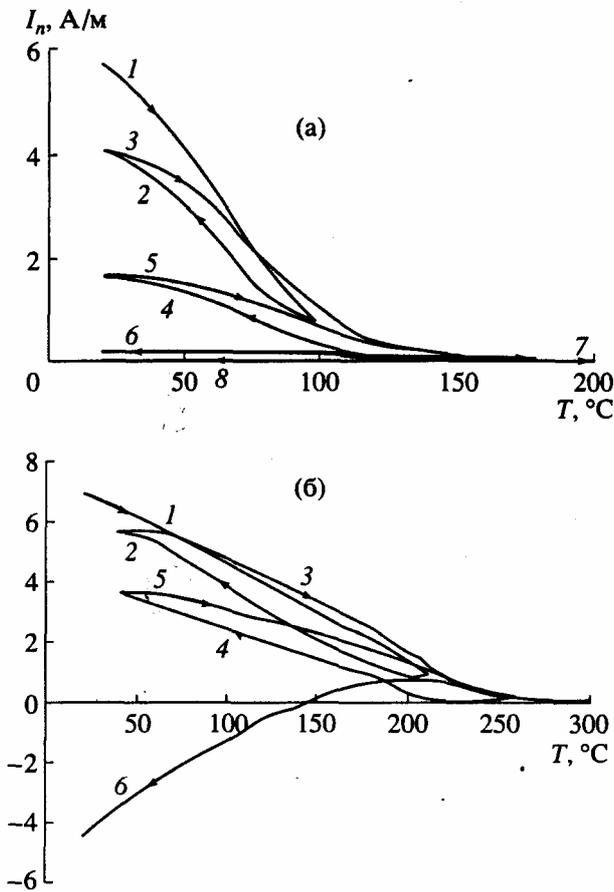


Рис. 12. Циклическое терморазмагничивание образцов с естественной остаточной намагниченностью I_n ($H = 0$): (а) – обр. 12/2; $T_B = 150^\circ\text{C}$: 1 – нагрев до 100°C , 2 – охлаждение до T_0 , 3 – нагрев до 150°C , 4 – охлаждение до T_0 , 5 – нагрев до 180°C , 6 – охлаждение до T_0 , 7 – нагрев до 275°C , 8 – охлаждение до T_0 ; (б) – обр. 21/16; $T_B = 195^\circ\text{C}$: 1 – нагрев до 210°C , 2 – охлаждение до T_0 , 3 – нагрев до 260°C , 4 – охлаждение до T_0 , 5 – нагрев до 300°C , 6 – охлаждение до T_0 .

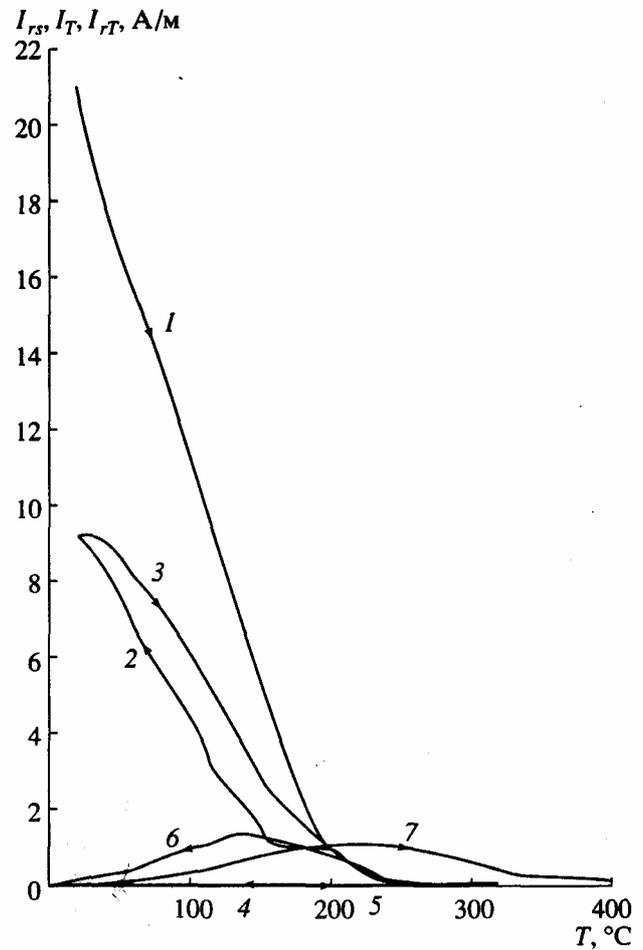


Рис. 13. Циклическое терморазмагничивание обр. 21/16, намагниченного до насыщения, и моделирование термонамагниченности: 1 – нагрев до 240°C , $I_{rs}(T)$; 2 – охлаждение при $H = 0$ до T_0 , $I_{rs}(T)$; 3 – нагрев до 300°C , $I_{rs}(T)$; 4 – охлаждение до T_0 при $H = 0$; 5 – нагрев до 300°C ; 6 – охлаждение при $H = 0.05$ мТ, $I_T(T)$; 7 – нагрев при $H = 0$ до 400°C (чувствительность прибора увеличена в 3 раза), $I_{rT}(T)$.

Таблица 2. Магнитные параметры образцов 21/16 и 971

Образец	I_{rs0} , А/м	I_{rsT} , А/м	H_{cr0} , мТ	H_{crT} , мТ	T_B , °С
21/16	210	755	60	22	195
971	240	120	69	15	220

Примечание. I_{rs0} , I_{rsT} – намагниченности насыщения до и после нагрева; H_{cr0} , H_{crT} – остаточно-коэрцитивные силы до и после нагрева; T_B – температура блокирования при первом нагреве.

В работе [Трухин и др., 1997] исследовались синтезированные гемойльмениты. Магнитные характеристики обр. 21/16 весьма сходны с параметрами гемойльменита (обр. 971), у которого выявлено полное самообращение I_{rT} . В табл. 2 представлены магнитные параметры этих образцов. Из нее видно, что величины I_{rs0} , H_{cr} , H_{crT} , T_B этих образцов достаточно близки. Кроме того, наблюдается тенденция уменьшения H_{cr} после нагрева. Однако у обр. 21/16 после нагрева до 600°C величина I_{rs} растет. Возможно, это связано с окислением сульфидов железа с образованием магнетита. Таким образом, сравнение величин магнитных параметров обр. 21/16 и синтезированного гемойльменита (обр. 971), обнаружившего полное самообращение термонамагниченности [Трухин и др., 1997], показало удивительно однотипное изменение H_{cr} при нагревах и близость величин T_B . Причины этого и механизм самообращения термонамагниченности у обр. 21/16 предполагается обсудить в специальной статье.

Как было показано выше, образцы драги 21 отобраны в области с повышенными напряжениями. Это является, по-видимому, одной из причин, способствующих проявлению самообращения термонамагниченности. В литературе имеются данные по усилению этого явления при наложении напряжений на соответствующие образцы [Большаков, Мельников, 1973].

Кроме этого в исследованной коллекции базальтов хребта Шписс при моделировании I_{rT} в различных магнитных полях (0.05–0.2 мТл) для некоторых образцов было установлено отклонение от линейной зависимости $I_{rT}(H)$. Причиной такого отклонения может быть как наличие отрицательных взаимодействий в зернах титаномагнетита, так и другие причины. В [Xu et al., 1997] высказывалось предположение, что мельчайшие субмикронные зерна титаномагнетита могут превращаться в гидрокислы железа при нагревах. Это может приводить к понижению намагниченности. Такое понижение I_{rT} при увеличении температуры, от которой включалось поле H при ее образовании в лаборатории, наблюдалось нами у ряда образцов коллекции. По-видимому, на присутствие субмикронных зерен титаномагнетита в образцах коллекции указывает наличие высокотемпературного “хвоста” на кривых $I_n(T)$ при циклическом терморазмагничивании образцов (рис. 12).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В процессе моделирования инверсионного магнитоактивного слоя в области хребта Шписс конфигурация подошвы слоя принималась конформной рельефу дна, а мощность слоя принималась равной 0.5 км [Sclater et al., 1976; Трухин и др., 1998; 1999].

Расчетные величины I_{np} в модели оказались того же порядка, что и измеренные $\langle I_n \rangle$, лишь для наиболее древних образцов с возрастом 2.4–6.7 млн. лет, которые были драгированы в периферийных зонах хребта Шписс. В это время полная скорость спрединга составляла около 3 см/год и соответствовала нормальному развитию рифтовой системы. Таким образом, для указанного промежутка времени параметры моделирования инверсионного магнитоактивного слоя в области хребта Шписс можно считать оправданными. В последний миллион лет в связи с резким уменьшением скорости спрединга до 0.8 см/год вплоть до полной остановки в центральной и северо-западной зонах хребта сложились условия, способствующие образованию закупоренных на длительное время промежуточных очагов, в которых могут сохраниться fO_2 , соответствующие первичным глубинным магматическим очагам. Образование и закупорка промежуточных очагов обусловлены, по-видимому, резким изменением рельефа дна в связи с уменьшением скорости спрединга. Дифференциация магмы в закупоренных промежуточных очагах способствовала формированию ферробазальтов [Le Roex et al., 1982; Трухин и др., 1999], магнитные свойства которых резко отличаются от свойств переходных базальтов. В частности, их $\langle I_n \rangle$ и $\langle Q_n \rangle$ на 200–300% превышают аналогичные значения переходных базальтов в зонах хребта с более высокой скоростью спрединга. Как показано в работе [Трухин и др., 1999], аналогичная ситуация наблюдалась и для хребта Буве.

Указанные обстоятельства заставляют высказать два предположения: а) параметры моделирования выбраны правильно, при этом мощность ферробазальтового слоя намного меньше 500 м; б) в том случае, если данный участок магнитоактивного слоя полностью представлен ферробазальтами, выбранные параметры моделирования требуют корректировки.

Выше было показано, что северная часть хребта представляет собой крайнее звено Западно-Индийского срединно-океанического хребта, внедрившееся в последний миллион лет в литосферу Срединно-Атлантического хребта. В зоне внедрения участок Шписса имеет клинообразную форму, обусловленную уменьшением в эпоху Бронзы скорости спрединга в северном направлении, вплоть до нулевых значений. Последнее сопровождается уменьшением высоты и ширины хребта, вплоть до полного исчезновения его как структуры в рельефе дна.

Рассматриваемая ситуация может явиться следствием серьезных горизонтальных напряжений в области взаимодействия вышеуказанных срединно-океанических хребтов.

Юго-западная периферия хребта Шписс непосредственно относится к пограничным областям взаимодействия Американско-Антарктического и Юго-Западного Индийского срединно-океанических хребтов, где также развиты повышенные горизонтальные напряжения.

ВЫВОДЫ

1. Ось хребта Шписс во время хрона C2AR заняла свое современное положение. Во время хрона C1R произошло проникновение этой оси в литосферу Срединно-Атлантического хребта.

2. Периферические окончания хребтов Срединно-Атлантического и Шписс заходят друг за друга более чем на 40 км в последние полтора миллиона лет. Постулируемый в литературе сочленяющий их трансформный разлом в рельефе дна и магнитном поле не обнаружен.

3. В последний миллион лет уменьшение скорости спрединга (вплоть до полной его остановки) сопровождалось появлением закупоренных промежуточных очагов магмы, в которых сохранялись (несмотря на дифференциацию магмы) fO_2 , соответствующие глубинным магматическим очагам, и, как следствие, сохранялся состав титаномагнетитов в базальтах при увеличении их концентрации на 1.5-3%, что привело к формированию ферробазальтов.

4. Согласно расчетным значениям температур Кюри T_{Cp} , глубины первичных магматических очагов, питающих хребты Шписс и Буве, соответствуют 70 км. Последнее обстоятельство и сходство в развитии этих хребтов еще раз подтверждает, что ранее оба хребта входят в единую структуру Юго-Западного Индийского срединно-океанического хребта.

5. Магнито-минералогическое исследование базальтов хребта Шписс выявили широкий спектр свойств ферримагнитной фракции. Полученные результаты показали, что зерна ферримагнитной фракции одно- или псевдодобные, достаточно сильно и сложно окисляются во времени. Для отдельных изученных образцов отмечены проявления сульфидов железа, характеризующих гидротермальную деятельность в зоне хребта Шписс. В целом магнитные свойства базальтов и ферробазальтов хребта Шписс удивительно схожи с аналогичными свойствами пород хребта Буве, что лишнее раз свидетельствует об единстве этих структур.

6. Особый интерес представляют результаты по исследованию возможности выделения компоненты естественной остаточной намагниченности I_n , обратного знака методом циклического термо-

размагничивания и моделированию термоостаточной намагниченности. Показано, что в некоторых изученных образцах обнаружена компонента I_n обратного знака, которая могла быть обусловлена как сложными изменениями ферримагнитной фракции, так и сменой знака геомагнитного поля во времени. При моделировании термоостаточной намагниченности выявлены нелинейные ее изменения, связанные с отрицательными магнитными взаимодействиями. Последнее обстоятельство приводит к самообращению термоостаточной намагниченности, что наблюдалось ранее и для некоторых ферробазальтов хребта Буве.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: гранты № 97-05-64484 и № 99-05-64024.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бонатти Э., Бульчев А.Л., Гилод Д.А., Зителлини Н. и др. Детальные геомагнитные исследования точки тройственного сочленения литосферных плит Буве // Океанология. 1997. № 6. С. 897-909.
- Бульчев А.Л., Гаспирини Л., Гилод Д.А., Зителлини Н. и др. Спрединг восточной части Африкано-Антарктического хребта по данным детальных геомагнитных исследований в районе острова Буве // Океанология. 1998. № 3. С. 445-452.
- Бульчев А.А., Гилод Д.А., Куликов Е.Ю., Шрей-дер А.Л. Методика определения намагниченности в слое // Вестник МГУ. Геология. 1997. № 5. С. 59-67.
- Большаков А.С., Мельников В.Н. Самообращение термоостаточной намагниченности никеля при его деформации // Докл. РАН. 1993. Т. 213. № 6. С. 1296.
- Горшков А.Г. Состав и содержание первичномагматического титаномагнетита толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов как функция химического состава // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 4. С. 871-875.
- Колесников Л.В. Магнитные свойства природных ферритов-окислов. Дис... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1965. 28 с.
- Мазарович А.О., Пейве А.Л., Зителлини Н. и др. Морфоструктура района острова Буве // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 3. С. 354-357.
- Трухин В.И., Багин В.И., Вагина О.Л., Жилыева В.Л. и др. Магнетизм дна океана на юге Срединно-Атлантического хребта // Физика Земли. 1998. № 4. С. 33-46.
- Трухин В.И., Багин В.И., Вагина О.Л., Бульчев А.Л. и др. Магнетизм срединно-океанического хребта Буве (Южная Атлантика) // Физика Земли. 1999. № 1. С. 3-18.
- Трухин В.И., Жилыева В.А., Вагина О.Л. и др. Глобальные изменения магнитоминералогических свойств горных пород литосферы // Взаимодействие в системе литосфера-гидросфера-атмосфера / Под ред. Рыкунова Л.Н., Анисимовой Е.П. М.: Недра, 1996. С. 47-85.
- Трухин В.И., Жилыева В.А., Томилин Е.Ф., Конилов А.Н. Особенности и возможный механизм самообращения TRM синтезированных гемогеменинов // Физика Земли. 1997. № 2. С. 52-59.
- Симонов В.Л., Колобов В.Ю., Ковязин С.В. Петрохимические особенности базальтовых магм в районе

- тройственного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 2. С. 86-96.
- Симонов В.Л., Лопухов А.С., Милоснов А.А., Ковязин С.В. и др. Рудообразующие процессы в магматических и гидротермальных системах Южной Атлантики (тройное сочленение Буве) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 12. С. 1933-1940.
- Суцневская Н.М., Цехоня Т.И., Пейве А.А. Специфика магматизма Срединно-Атлантического, Африкано-Антарктического и Американо-Антарктического хребтов в районе их сочленения // Геохимия. 1998. № 3. С. 250-263.
- Шрейдер А.А. Магнетизм океанской литосферы и линейные палеомагнитные аномалии // Физика Земли. 1992. № 6. С. 59-70.
- Шрейдер А.А. Магнитная хронология дна океана // Физика Земли. 1998. № И. С. 61-75.
- Щербаков В.П., Щербакова В.В. Критерий идентификации доменной структуры ферромагнитных зерен в горных породах // Решение геофизических задач геомагнитными методами. М.: Наука, 1980. С. 136-147.
- Cande S., Kent D. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B4. P. 6093-6095.
- Christil D., Sinton J. Evolution of abyssal lavas along propagating segments of the Galapagos spreading center // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 56. P. 321-332.
- Dankers P. Relationship between median destructive field and remanent coercive forces for dispersed natural magnetite, titanomagnetite and hematite // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1981. V. 84. P. 447-461.
- Dunlop D.J., Prevot M. Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1982. V. 69. P. 763-802.
- Dunlop D.J. Determination of domain structure in igneous rocks by alternating field and other methods // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 63. P. 353-367.
- Forsyth D. Fault plane solutions and tectonics of the South Atlantic and South Scotia Sea // J. Geophys. Res. 1975. V. 80. P. 1429-1443.
- Hays D. (editor) Marine Geological and Geophysical Atlas of the circum Antarctic to 30° S. Antarctic Res. Seria. V. 54. 1991. 7 sheets.
- Johnson G.L., Hey R.N., Lowrie A. Marine Geology in the Environs of Bouvet Island and the South-Atlantic triple Junction // Marine Geophys. Res. 1973. № 2. P. 23-36.
- Kelso P.R., Banerjee S.K., Worm H.-U. The effect of low-temperature hydrothermal alteration on the remanent magnetization of synthetic titanomagnetites: a case for acquisition of chemical remanent magnetization // J. Geophys. Res. V. 96. № B12. P. 19545-19553.
- Kobayashi K., Nomura M. Iron sulfides in the sediment cores from the sea of Japan and their geophysical implications // Earth Planet. Sci. Lett. 1972. V. 16. P. 200-208.
- Peyve A., Efimov V., Erofeev S., Sokolov S. et al. Cruise Report Strakhov-18, Bouvet Triple Junction February-May 1994. In: IX Italian Antarctic Expedition Roma. 1994. P. 46-53.
- Patriot P., Courtillot V. On stability of triple junction and its relation to episodicity in spreading // Tectonics. 1984. V. 5. P. 317-332.
- Le Roex A., Dick H., Reid A., Erlank A. Ferrobasalts from the Spiess Ridge segment of the south west Indian ridge. Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V. 60. P. 437-451.
- Sclater L., Bawin C., Hey R., Tepscoff C. The Bouvet Triple Junction // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. № B11. P. 1857-1869.
- Sinton J., Hey R. Oceanic ferrobasalts, offridge magmas and propagating rifts along the Galapagos Spreading center // EOS Trans. Am. Geoph. Union. 1979. V. 60. P. 971-978.
- Xu W., Van der Voo R., Peacor D.R., Beaubouef R.T. Alteration and dissolution of finegrained magnetite and its effects on magnetization of the ocean floor // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 151. № 3-4. P. 279-288.

Статья рекомендована к печати членом редколлегии чл.-корр. РАН А.О. Глико.