

МАГНЕТИЗМ ДНА ОКЕАНА НА ЮГЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

Е> 1998 г. В. И. Трухин¹, В. И. Багин², О. Л. Вагина¹, В. А. Жилиева¹, А. А. Бульчѳв³,
Д. А. Гилѳд³, М. Лиджи⁴, Э. Лодѳло⁶, Ф. Сциѳто⁵, А. А. Шрейдер⁷

Физический факультет МГУ (Москва, Россия)

²*Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН (Москва, Россия)*

³*Геологический факультет МГУ (Москва, Россия)*

⁴*Институт геологии моря (Болонья, Италия)*

⁵*Университет Генуи (Генуя, Италия)*

⁶*Обсерватория экспериментальной геофизики (Триест, Италия)*

⁷*Институт океанологии им. П. П. Шириѳова РАН (Москва, Россия)*

Пѳступила в редакцию 03.11.97 г.

Представлены результаты комплексных исследований аномального геомагнитного поля и магнитных свойств пород дна океана южной части Срединно-Атлантического хребта в районе тройственного сочленения Буве. Показано, что мощность эффективного инверсионного магнитоактивного слоя 500 м близка к реальной мощности пород, ответственных за наблюдаемые палеомагнитные аномалии, при этом вся толща подвержена процессу низкотемпературного окисления. Установлена неоднородность распределения глубин первичных магматических очагов в районе изучаемой структуры как по простиранию, так и по возрасту пород в южной ее части. Обсуждаются возможные геодинамические следствия обнаруженной неоднородности.

Ключевые слова: аномалии, намагниченность, базальты, геодинамика.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время главным источником сведений о геодинамике литосферы океана являются результаты комплексной геолого-геофизической интерпретации Данных геомагнитных исследований на его акватории. В рамках концепции тектоники литосферных плит геотектонические построения, основанные на геомагнитных данных, возможны, если в инверсионном магнитоактивном слое дна океана естественная остаточная намагниченность (I_n) будет существенно превышать индуктивную намагниченность ($k_0 H_r$), где k_0 - начальная (обратимая) магнитная восприимчивость пород. В этом случае аномальное магнитное поле над поверхностью океана будет в основном определяться остаточной намагниченностью коренных пород дна, приобретенной породами во время их образования. Аномалии, обусловленные не современной ($k_0 H_r$), а древней (I_n) намагниченностью океанских пород, называются палеомагнитными [Шрейдер А.А., 1989, 1992].

Для палеомагнитных аномалий, каковыми являются линейные магнитные аномалии, появляется возможность моделирования параметров их источников в коре океана и их геохронологической идентификации. Идентификация производится на основе сравнения наблюдаемых и теоретических магнитных аномалий в модели разрастания дна океана. Основные свойства модели

следующие: источником палеомагнитных аномалий является инверсионный магнитоактивный слой океана, состоящий из прямо и обратно намагниченных тел. Инверсионный слой формируется на осях спрединга срединно-океанических хребтов и отодвигается в стороны, как предполагается [Vine F., Matthew D., 1963], в результате работы мантийных конвекционных ячеек. Прямо и обратно намагниченные тела формируются во время прямых и обратных состояний полярности геомагнитного слоя H_r . Горизонтальные размеры тел являются функцией вариации скорости разрастания дна в сторону от оси спрединга. Вертикальная мощность инверсионного магнитоактивного слоя (ИМАС) формируется в процессе подачи материала новой океанической коры из магматических резервуаров под ось спрединга.

В принципе, все породы под поверхностью дна океана, лежащие на глубине, не превышающей глубину изотерм 41 их точки Кюри, вносят вклад в аномальное магнитное поле океана. Как показали исследования (Вакье В., 1976; Dunlop D., Prevot M., 1982), у большинства пород океанской коры их фактор Кенигсбергера ($Q_n = I_n / (k_0 H_r)$) значительно больше единицы, эти породы ответственны за палеомагнитные аномалии. Остальные породы вносят фоновый вклад в аномальное магнитное поле, искажая палеомагнитные аномалии [Шрейдер А.А., 1992].

Среди пород дна океана наибольший вклад в палеомагнитные аномалии вносят базальты слоя 2А [Вакье В., 1976; Dunlop D., Prevot M., 1982], содержащие бедные щелочами оливиновые толеиты и слагающие верхнюю часть инверсионного магнитоактивного слоя. По некоторым оценкам их вклад в палеомагнитные аномалии может достигать 80%. Отсюда видно, насколько важную роль играет изучение магнитных свойств образцов пород, слагающих верха ИМАС.

Изучение магнитных свойств образцов позволяет получить сведения о величинах их параметра Q_m , об особенностях формирования первичных ферримангнитных минералов и их последующих изменениях в породах океанической коры и тем самым геофизически обосновать палеогеодинамические интерпретации аномального магнитного поля.

К сожалению, число районов океана, покрытых регулярной геофизической съемкой и снабженных значительным количеством станций геологического опробования пород дна, весьма ограничено. К ним, в частности, относится район южного окончания Срединно-Атлантического хребта, примыкающий к точке тройственного сочленения литосферных плит Буве.

Излагаемая работа посвящена исследованию аномального магнитного поля ΔT , моделированию инверсионного магнито-активного слоя, создающего ΔT , установлению структуры палеомагнитных аномалий и магнито-минералогическому изучению образцов пород океанского дна в районе тройственного сочленения литосферных плит Буве.

Особенности наблюдаемых палеомагнитных аномалий обусловлены магнито-минералогическим составом магм, формировавших дно в районе исследований. В результате консерватизма термодинамической системы равновесные условия для кристаллизации магнитных минералов определенного состава, существовавшие в магмовом очаге, сохраняются какое-то время даже после излияния магмы на поверхность дна океана. Соответственно, первичные магнитные минералы в своем составе сохраняют память о последних P - T - fO_2 условиях в магме, т.е. в ее очаге. Изучение магнитных свойств пород позволяет оценить глубину конкретных магмовых очагов, на которых формируется состав первичных титаномангнетитов базальтовых лав, и рассмотреть связь глубинности очагов с геодинамической обстановкой.

АППАРАТУРА, МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В 1994 году район тройственного сочленения литосферных плит Буве изучался экспедицией на НИС "Академик Николай Страхов" (18 рейс), ор-

ганизованной Геологическим институтом РАН и Институтом геологии моря в Болонье (Италия). Комплекс методов включал детальную батиметрическую (многолучевой эхолот) и магнитометрическую полигонную съемку, непрерывное сейсмическое профилирование с межгалсовым расстоянием 2–3 км. Было проведено около 20 успешных геологических опробований дна, в результате которого было собрано значительное количество образцов пород дна [Бонатти Э. и др., 1997; Пейве А.А. и др., 1994]. Полученные материалы существенно дополнили и обновили сведения предыдущих исследований, проводившихся здесь в начале 70-х годов [Johnson G.L. et al., 1973; Lawer L. et al., 1985; Nurnberg D., Muller R.D., 1991; Patriot P., Courtillot V., 1984; Sclater L. et al., 1976].

Для геомагнитных съемок использовался каннадский магнитометр GSM-19M, эхолотные измерения проводились с помощью комплекса эхолотов ELAC и многолучевого эхолота ECHOS-625. Непрерывное сейсмическое профилирование проводилось с помощью аппаратного комплекса, изготовленного в Геологическом институте РАН. Сбор образцов пород осуществлялся в процессе драгирований поверхности дна с неременной фиксации координат начала и конца драгировки (рис. 1).

Определение пространственного положения областей распространения прямо и обратно намагниченных пород инверсионного магнитоактивного слоя полукилометровой мощности по данным магнитной съемки проводилось в трехмерном варианте по специальной методике [Бонатти Э. и др., 1997]. Кровля слоя совпадала с рельефом дна, поскольку данные непрерывного сейсмического профилирования свидетельствуют о весьма незначительных мощностях осадков, перекрывающих коренные породы дна океана. Идентификация палеомагнитных аномалий была проведена на основе сопоставления наблюдаемых и теоретических магнитных аномалий в модели разрастания дна океана. При восстановлении хронологии дна принимались во внимание наиболее современные версии шкалы палеомагнитных аномалий океана [Cande S., Kent D., 1995].

Измерение магнитных свойств драгированных образцов дна проводилось в лабораторных условиях на Физическом факультете Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова. Начальная магнитная восприимчивость k_0 измерялась на высокочувствительном приборе KLY-2. Погрешность измерений составляет 3%. Диапазон измерений меняется от 4×10^{-4} ед. СИ до 1 ед. СИ.

Естественная остаточная намагниченность I_n образцов кубической формы с ребром 10 мм измерялась на аstaticком магнитометре с чувст-

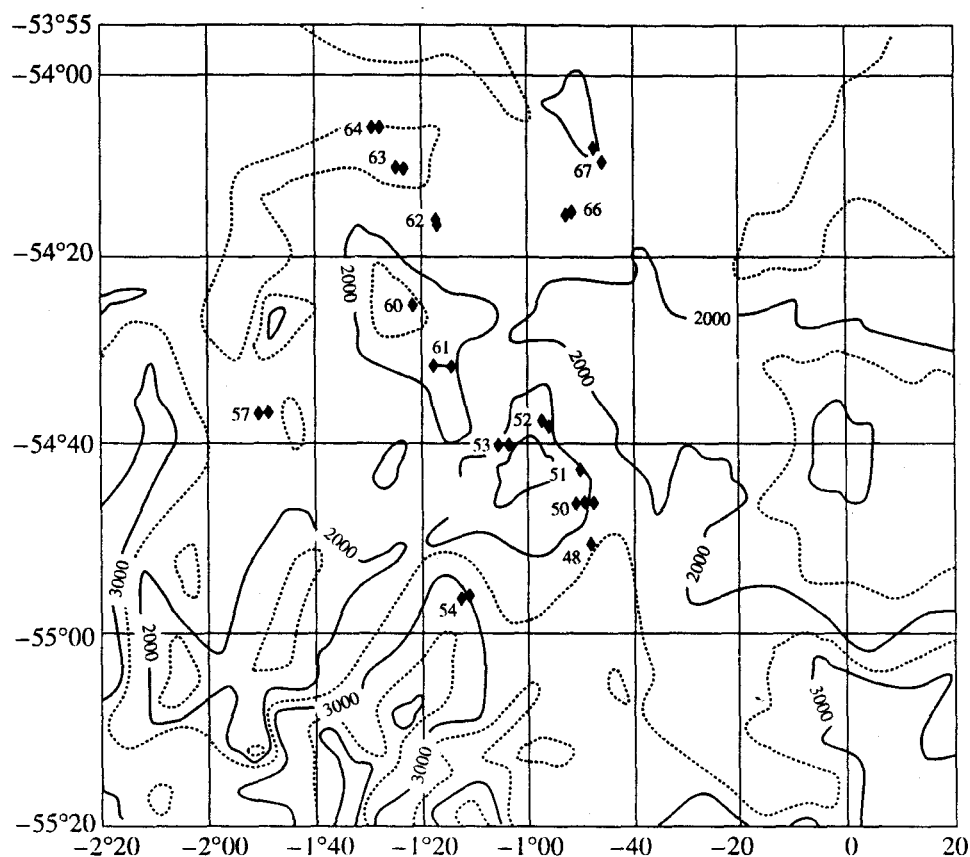


Рис. 1. Расположение станций драгирования, выполненных в ходе 18-го рейса НИС "Академик Николай Страхов" (1994) в районе тройственного сочленения Буве.

вительностью порядка 1×10^{-2} А/м. Погрешность измерений составляет 2%, диапазон измерений – 5×10^{-2} А/м – 10^3 А/м.

Для измерений полной I_s и остаточной намагниченности насыщения I_{rs} , температурной зависимости $I_s(T)$, величин $I_s(T_{01})$ и $I_{rs}(T_{01})$, измеренных при комнатной T_0 после нагрева образцов до 600°C и последующего охлаждения, использовался вибромагнитометр с ценой деления порядка 0.1 А/м с автоматической записью измерений. Поле в зазоре электромагнита составляло 4.5 кЭ. Погрешность измерений около 2%.

Остаточная намагниченность измерялась при выключенном поле в двух противоположных направлениях с целью учета остаточного поля в зазоре электромагнита, напряженность которого составляла около 30 Э. Для анализа результатов исследований использовались не только указанные магнитные параметры, но и величины их отношений $I_{rs}/I_s(T_0)$, $I_s(T_0)/I_s(T_{01})$, $I_{rs}(T_0)/I_{rs}(T_{01})$, характеризующие состояние доменной структуры ферромагнетиков и степень их окисления. По кривым термомагнитного анализа $I_s(T)$ оценива-

лись, когда это оказывалось возможным, экспериментальные температуры Кюри T_c .

Для определения расчетных температур Кюри T_{cr} , использованы имеющиеся в литературе данные [Симонов В.А. и др., 1996] химического анализа вулканических стекол из района исследования и эмпирические соотношения [Горшков А.Г., 1991] для толеитовых базальтов, выведенные на основе предположения, что все трехвалентное железо входит в состав магнетита, а весь титан – в состав ульвошпинели, определяющих композицию первичных титаномagnetитов в изучаемых базальтах.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ДНА И АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

На участке исследований Срединно-Атлантический хребет имеет глубины 1200–1600 м при ширине около 150 км, в северной части хребта (54° с.ш. 4° з.д.) наблюдается сдвиг на 100 км вдоль безымянного трансформного разлома, имеющего глубины более 3 км и простирающегося под углом 65° . Южнее трансформного разлома

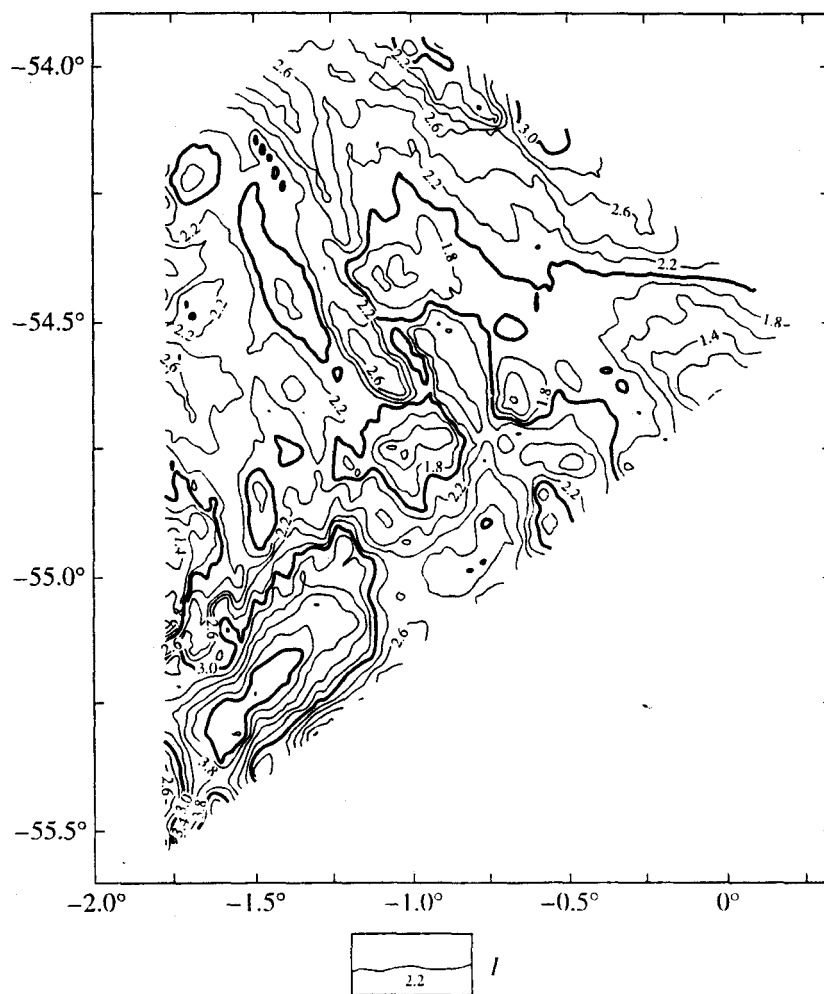


Рис. 2. Рельеф дна в районе исследований: *I* – изобаты в км.

на большей части полигона хребет характеризуется наличием как изометрических, так и вытянутых на юго-восток под углом 140° – 150° гребней с глубинами 2.2–1.9 км, разделенных срединной долиной с глубинами до 2.8 км (рис. 2).

Результаты исследований методом непрерывного сейсмического профилирования свидетельствуют о весьма незначительных мощностях неуплотненных осадков, которые иногда отмечаются в карманах рельефа дна, но часто вообще не выделяются на эхолотных записях. Это позволяет считать, что на эхолотных записях фиксируется рельеф дна коренного фундамента.

В аномальном магнитном поле центральная часть Срединно-Атлантического хребта выражена широкой до 20 км линейной положительной аномалией с простираaniem около 150° . Интенсивность аномалии по простираанию меняется от 400 до 800 нТл.

С юго-запада и северо-востока к центральной части примыкают вытянутые области отрицательных и сменяющих их затем положительных значений аномального магнитного поля интенсивностью до 300–400 нТл. По ширине эти области варьируют в пределах первых двух десятков км (рис. 3).

МАГНИТНАЯ МОДЕЛЬ ДНА

Восстановление намагниченности инверсионного магнитоактивного слоя проводилось по площади съемок. Значения склонения вектора магнитного поля относимости (DGRF) $D = -25^\circ$ и наклонения $I = -63^\circ$ были взяты в соответствии с полем DGRF для эпохи съемки. Наклонение вектора намагниченности (-71°) определялось в рамках аппроксимации главного магнитного поля полем осесимметричного диполя.

Данные об аномальном магнитном поле и рельефе дна были оцифрованы по площади с равномерным шагом 1.4 км и представляли собою квад-

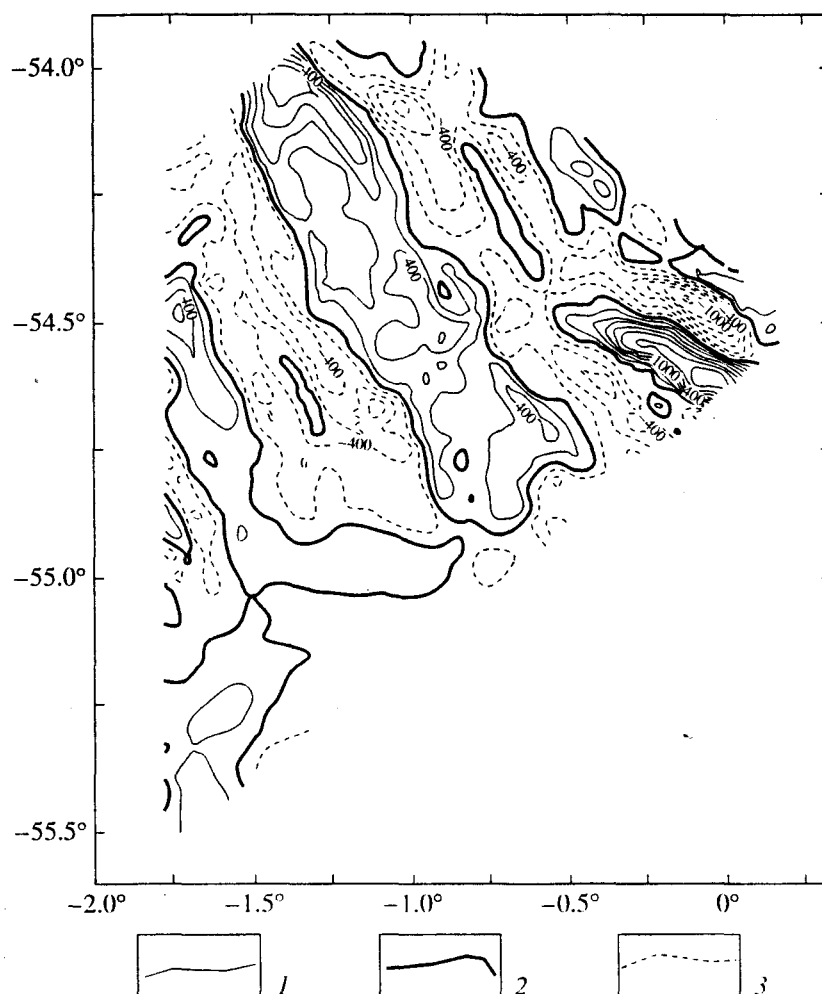


Рис. 3. Поле ΔT в районе исследований [по Пейве А.А. и др., 1994]. Изодинамы в нТл: 1 – положительные, 2 – нулевые, 3 – отрицательные.

ратную матрицу 128×128 точек. Трехмерное восстановление намагниченности проводилось для ИМАС постоянной мощности 0.5 км. Кровля слоя совпадала с поверхностью рельефа дна (рис. 4).

В пределах центральной части Срединно-Атлантического хребта, согласно проведенным расчетам, выделяется зона прямо намагниченных пород интенсивностью 15–20 А/м. Ширина зоны составляет около 24 км. По мере движения на юг зона дважды испытывает смещение на северо-восток, суммарная амплитуда смещения близка к 4 км. Согласно проведенной идентификации палеомагнитных аномалий (рис. 5) зона сформировалась в эпоху прямой полярности Брюнес (хрон $C1n$; 0–0.78 млн. лет).

В пределах прямо намагниченных пород распределение намагниченности неравномерно. На севере выделяются две неширокие (3–7 км) зоны высокой (до 25–30 А/м) намагниченности. Еще два изометрических максимума (20–25 А/м) диа-

метром 3–5 км приурочены к вершинам локальных поднятий в центральной части области прямо намагниченных пород.

Согласно расчетам, с запада и востока к области прямо намагниченных пород примыкают области распространения обратно намагниченного материала. Намагниченность пород здесь в целом ниже и составляет 4–14 А/м. Ширина областей обратно намагниченных пород относительно постоянна и близка к 15 км. Эти области согласно моделированию палеомагнитных аномалий сформировались в эпоху обратной полярности геомагнитного поля Матуяма (хрон $C1r$ и $C2r$). На западной и восточной перифериях полигона выделяются в целом вытянутые параллельно простиранию Срединно-Атлантического хребта зоны прямо намагниченных пород шириной около 10 км. Интенсивность намагниченности материала в их пределах близка к 5–10 А/м.

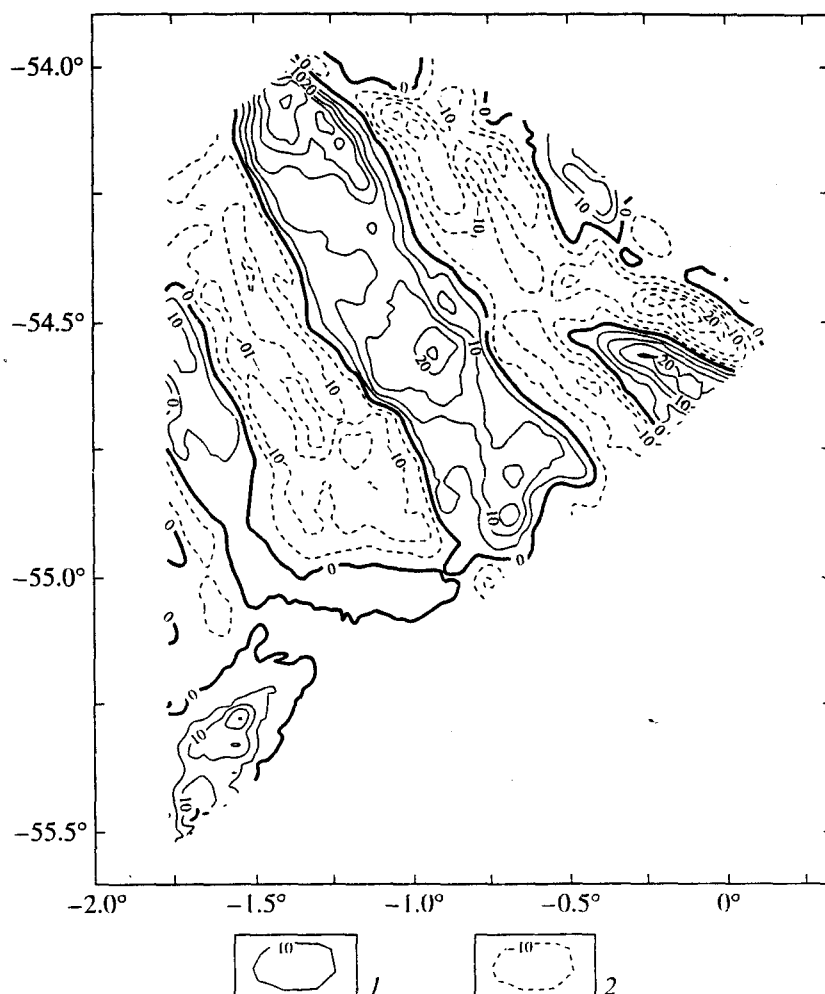


Рис. 4. Магнитная модель дна. Величины намагниченности в А/м: 1 – положительные, 2 – отрицательные.

Для более глубокого понимания распределения намагниченности на участке исследований обратимся к магнитным свойствам драгированных горных пород.

МАГНИТО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для физического обоснования модельных расчетов параметров магнитоактивного слоя и для более углубленного понимания эволюции намагниченных пород были проведены магнито-минералогические исследования образцов драгированных базальтов океанического дна изучаемого района. Изотермические измерения естественной остаточной намагниченности I_n и восприимчивости κ_0 и вычисления фактора $Q_n = I_n / \kappa_0 H_r$ показали, что, во-первых, измеренные значения I_n в пределах погрешности измерений неплохо сопоставляются со значениями расчетной намагниченности I_{np} , определяемой по данным об аномальном маг-

нитном поле ($I_{ncp} = 16.9 \pm 3.6$, $I_{np} = 10.9 \pm 3.2$ А/м). Во-вторых, фактор Q_n изменяется от 10 до 97, что говорит о существенном преобладании остаточной намагниченности над индуктивной и, соответственно, о преобладании остаточного поля над индуктивным в структуре аномального поля. Однако, если учесть, что основные носители I_n – титаномagnetиты (ТМ) в разной степени подвержены низкотемпературному окислению по глубине магнитоактивного слоя, причем, по-видимому, многостадийному, изучение данных магнитных характеристик может дать информацию о распределении величины I_n по глубине магнитоактивного слоя.

Результаты изотермических измерений, оценки возраста изучаемых пород представлены в табл. 1, там же приведены данные о величинах I_{np} . В зависимости от представительности драгированного материала значения I_n осреднены по измерениям 3–14 образцов, даны максимальные отклонения от средних значений.

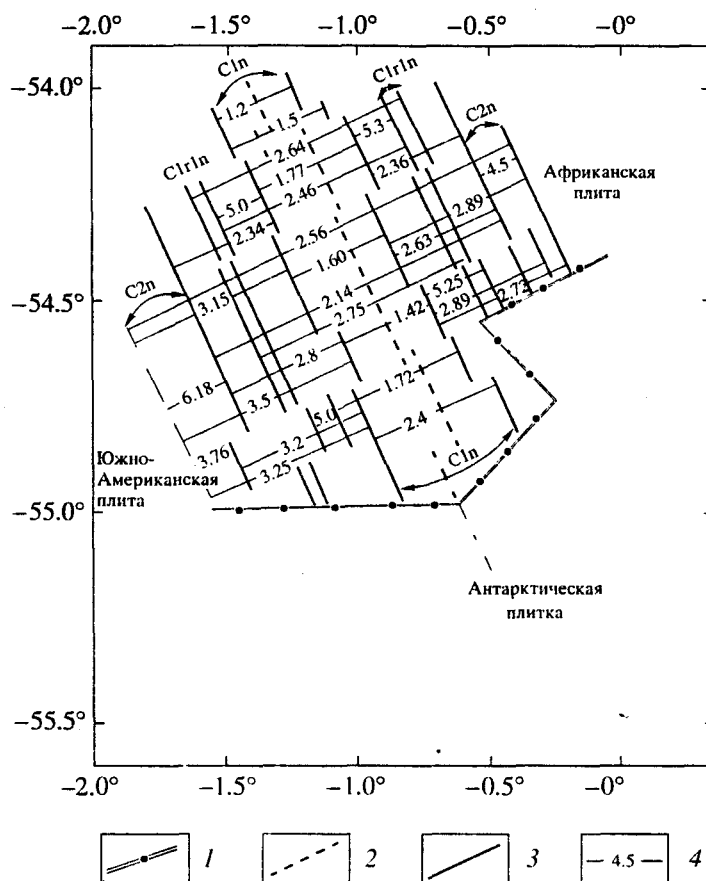


Рис. 5. Возраст дна в районе исследований: 1 – границы плит, 2 – ось Срединно-Атлантического хребта, 3 – хроны, 4 – скорость спрединга в см/год.

На рис. 6 представлена зависимость изменения намагниченности I_n от возраста изучаемых пород. Видна четкая тенденция уменьшения I_n с увеличением возраста, однако, несмотря на выполненные осреднения, следует отметить сильный разброс значений. В то же время основной спад I_n наблюдается для сравнительно молодых пород с возрастом 0.1–0.35 млн. лет, что свидетельствует о быстром развитии процессов низкотемпературного окисления ТМ.

На рис. 7 приведены результаты сравнения I_n и I_{np} . Погрешности их определений даны в табл. 1. Видно, что в ряде случаев I_n и I_{np} толейтовых базальтов южной части Срединно-Атлантического хребта (САХ) совпадают друг с другом в пределах погрешности ± 3 А/м. При этом наибольшие величины I_n и I_{np} порядка 30 А/м характерны для наиболее молодых базальтов из осевой зоны САХ (0.1 млн. лет, № 63). С увеличением возраста пород до 1.8 млн. лет величины I_n и I_{np} уменьшаются до 1.63–5.4 А/м, однако, несмотря на выраженную тенденцию уменьшения, отмечается сильный разброс значений, который приводит к тому, что I_n и I_{np} части образцов не попадают в полосу совпаде-

ний значений намагниченности. Так, лишь один из образцов, имеющих возраст 0.2–0.25 млн. лет, попадает в полосу совпадений значений намагниченности, при этом четыре образца этой серии (№ 50, 51 и 52) выпадают из нее – величины I_n последних в два–три раза превышают значения I_{np} . Исключением является и часть наиболее молодых (0.1 млн. лет) базальтов драги № 63. Их I_n достигает 41 А/м при I_{np} порядка 30 А/м. Однако, если учесть, что погрешность определения I_{np} составляет ± 4 А/м, два образца из серии “выпавших” (№ 51 и 52) также попадают в полосу совпадений I_n и I_{np} .

Таким образом, наблюдаемые изменения I_n и I_{np} свидетельствуют прежде всего о правильности выбора мощности эффективного инверсионного магнитоактивного слоя 500 м. Результаты показывают также, что процессы низкотемпературного окисления ТМ – основных носителей намагниченности – могут быть развиты в значительной мощности выбранного магнитоактивного слоя, при этом протекают они достаточно быстро и неравномерно.

Таблица 1. Изотермические магнитные характеристики толеитовых базальтов САХ

№ образца	I_n , А/м	I_{np} , А/м	Q_{ncp}	$I_s 10^{-3}$ А/м	$I_{rs} 10^{-3}$ А/м	R_s	Возраст t , млн. лет
63/4	41.2 ± 2.1	30.0 ± 4.0	32 ± 6	1.84	0.35	0.19	0.1
63/6	29.7 ± 2.7	30.0 ± 4.0	—	—	—	—	0.1
51/3	23.2 ± 5.6	4.0 ± 4.0	97 ± 3	1.82	0.62	0.34	0.2
51/26	16.2 ± 1.2	8.0 ± 4.0	—	—	—	—	0.2
51/25	10.0 ± 2.7	8.0 ± 4.0	—	—	—	—	0.2
52/6	16.0 ± 0.7	8.0 ± 4.0	97 ± 3	0.84	0.31	0.36	0.2
50/6	27.7 ± 4.5	15.0 ± 3.0	63 ± 4	1.76	0.58	0.33	0.25
48/38	5.3 ± 0.8	5.0 ± 2.0	19 ± 4	1.94	0.71	0.36	0.35
54/18	10.9 ± 1.4	10.0 ± 2.0	72 ± 26	1.38	0.54	0.39	1.0
56/10	1.63 ± 0.44	2.0 ± 2.0	80 ± 32	1.27	0.53	0.41	1.8
57/9	5.4 ± 1.4	5.0 ± 2.0	10 ± 5	1.6	0.17	0.1	1.8

Примечание. $I_{ncp} = 16.9 \pm 3.6$, $I_{np} = 10.4 \pm 3.2$, I_n — измеренная естественная остаточная намагниченность; I_{np} — расчетная естественная остаточная намагниченность; Q_{ncp} — среднее значение фактора $Q_n = I_n / \kappa_0 I_p$; I_s и I_{rs} — полная и остаточная намагниченности насыщения, соответственно; $R_s = I_{rs} / I_s$.

Интересной оказалась возрастная зависимость фактора Q_{ncp} , которая приведена на рис. 8. Все значения Q_n , отраженные на рисунке и в табл. 1, так же как и в случае I_n , являются средними значениями Q_{ncp} . Количество образцов, по которым проводилось усреднение, зависит от наличия драгированного материала. Даны максимальные отклонения от средних значений. Если считать, что возраст изучаемых пород определен с большой

погрешностью, то результаты, представленные на рис. 8, свидетельствуют о тенденции увеличения Q_{ncp} с возрастом. При достаточно точной оценке возраста пород можно выделить “тонкую структуру” изменений Q_{ncp} для наиболее молодых из них и значительный разброс для наиболее древних. Так, наиболее молодые базальты, имеющие возраст порядка 0.1 млн. лет (№ 63), обладают $Q_{ncp} 32 \pm 6$. С увеличением возраста пород до 0.2 млн. лет (№ 51, 52) Q_{ncp} резко возрастает до 97 ± 3 , затем так же резко уменьшается до 63 ± 4 для $t = 0.25$ млн. лет (№ 50) и далее вплоть до 19 ± 4 для $t = 0.35$ млн. лет (№ 48). Гораздо больший разброс по сравнению с наиболее молодыми из изученных базальтов испытывают величины Q_{ncp} пород с возрастом 1.0–1.8 млн. лет: 72 ± 26 (№ 54), 80 ± 32 (№ 56) и 10 ± 5 (№ 57).

Таким образом, на основании изучения изменений фактора Q_{ncp} базальтов с увеличением их возраста можно отметить общую тенденцию его роста, при этом разброс относительно средних значений также увеличивается с возрастом. Для всех изученных базальтов Q_{ncp} существенно больше 1, что свидетельствует о палеомагнитной природе аномалий. В том случае, если возраст пород определен с небольшой погрешностью, для наиболее молодых базальтов выделена “тонкая структура” изменения фактора Q_{ncp} , свидетельствующая о закономерном развитии процессов низкотемпературного окисления ТМ на начальной их стадии.

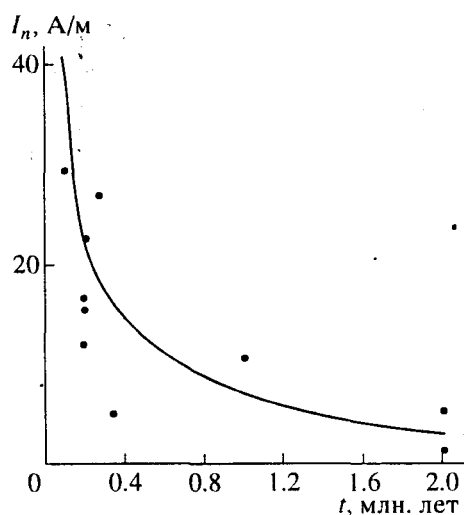


Рис. 6. Возрастная зависимость естественной остаточной намагниченности I_n .

Изучение стадийности развития низкотемпературного окисления ТМ в толеитовых базальтах имеет самостоятельный физический интерес. Широко известно, например, что I_n толеитовых базальтов океанического дна с течением времени неравномерно, но закономерно уменьшается по мере развития низкотемпературного окисления ТМ [Трухин В.И. и др., 1992; Трухин В.И. и др., 1996; Marshall M., Cox A., 1972]. При этом, однако, не всегда ясно, какие изменения происходят с доменной структурой ферритмагнитных минералов и изменение каких магнитных характеристик отражает разные стадии низкотемпературного окисления.

Для решения этих вопросов кроме уже рассмотренной зависимости Q_n от возраста пород в работе изучена возрастная зависимость отношения $R_s = I_{rs}/I_s$ (табл. 1, рис. 9). С увеличением возраста пород от 0.1 до 0.35 млн. лет R_s резко возрастает от 0.19 до 0.36 (образцы из драг № 63, 51, 52, 50 и 48). Далее рост R_s существенно замедляется (0.39–0.41). Один из образцов, имеющий возраст 1.8 млн. лет (№ 57), показал значение $R_s = 0.1$ ¹. Исходя из имеющихся литературных данных о связи параметра R_s с доменной структурой титаномagnetитовых зерен [Щербаков В.П., Щербакова В.В., 1980], на первом этапе низкотемпературного окисления их доменная структура изменяется от псевдооднородной до однодоменной, причем процесс этот для изучаемых базальтов САХ развивается достаточно быстро. На следующей стадии окисления однодоменная структура сохраняется лишь для части ферритмагнитных зерен образцов, возможно образование многодоменных зерен.

Таким образом, наблюдаемые изменения R_s так же, как и изменения I_n и фактора Q_n , отражают стадийность и неоднородность развития процессов низкотемпературного окисления ТМ в толеитовых базальтах САХ.

Рассмотрим далее термомагнитные характеристики толеитовых базальтов южной части САХ, представленные в табл. 2 и на рис. 10а–10г. Основная информация о термомагнитных характеристиках получена из нескольких источников. Экспериментально определены температуры Кюри T_c , относительные изменения $I_s(T_{01})/I_s(T_0)$ и $I_{rs}(T_{01})/I_{rs}(T_0)$, получены первичные и вторичные термомагнитные кривые $I_s(T)$ (обозначения см. в табл. 2). Расчетные точки Кюри T_{cr} вычислены по данным химических анализов базальтовых стекол [Симонов В.А. и др., 1996].

На рис. 10а–10г представлены четыре примера первичных и повторных кривых $I_s(T)$. Рис. 10а демонстрирует термомагнитные кривые для наиболее молодых (0.1 млн. лет) базальтов южной час-

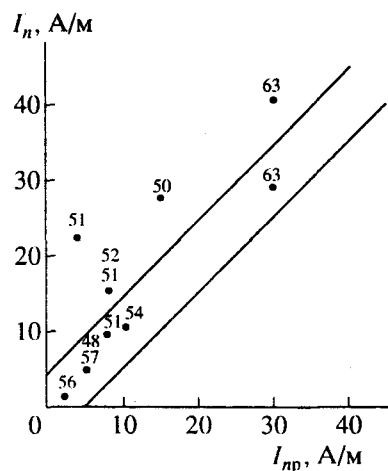


Рис. 7. Соотношение между I_n и I_{pr} .

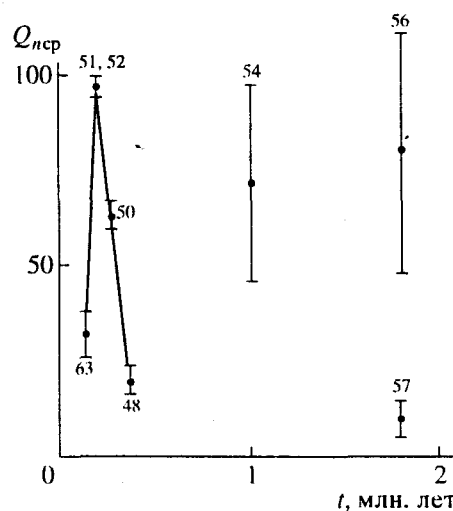


Рис. 8. Возрастная зависимость фактора Q_{nsp} .

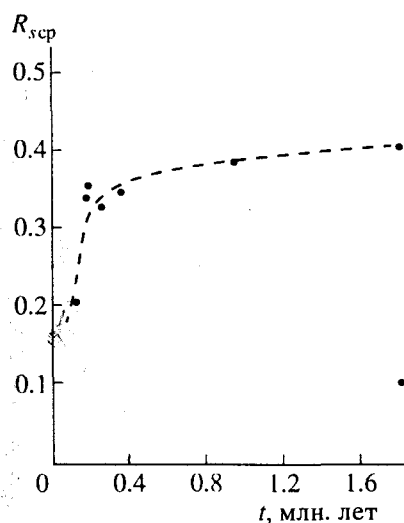


Рис. 9. Возрастная зависимость $R_s = I_{rs}/I_s$.

¹ Образец № 57 гетерофазно окислен и поэтому выпадает из общей зависимости.

Таблица 2. Термомагнитные характеристики толеитовых базальтов САХ

№ образца	$I_s(T_{01}) / I_s(T_0)$	$I_{rs}(T_{01}) / I_{rs}(T_0)$	$T_c, ^\circ\text{C}$	$T_{cp}, ^\circ\text{C}$	Возраст t , млн. лет
63/6	1.39	2.03	95	120	0.1
63/4	1.14	1.11	105	120	0.1
51/3	1.32	1.48	135	190	0.2
52/6	1.21	1.17	135	190	0.2
50/6	1.54	2.14	110	190	0.25
48/38	1.24	1.48	170	165	0.35
61/2	—	—	—	130	0.78
62/2	—	—	—	125	0.25
54/18	2.03	2.18	160	120	1.0
56/10	1.89	1.71	150	120	1.8
57/9	1.11	1.23	390	120	1.8

Примечание. $I_s(T_0)$ – значение $I_s(T)$ при $T = T_0$ перед нагревом; $I_s(T_{01})$ – значение $I_s(T)$ при $T = T_0$ после первого нагрева; $I_{rs}(T_0)$ – значение $I_{rs}(T)$ при $T = T_0$ перед нагревом; $I_{rs}(T_{01})$ – значение $I_{rs}(T)$ при $T = T_0$ после первого нагрева; T_c – экспериментально определенная точка Кюри; T_{cp} – расчетная точка Кюри. Значения величин $I_s(T_0)$ и $I_{rs}(T_0)$ приведены в табл. 1.

ти САХ. Основная ТМ фаза имеет T_c около 95°C . На повторной кривой $I_s(T)$ T_c основной фазы смещается в сторону более высоких температур, а намагниченность насыщения I_s увеличивается в

1.14 раза, что свидетельствует о развитии процесса гетерофазного окисления ТМ в результате первого нагрева образца до 600°C . Образование магнетита с низким содержанием титана, форми-

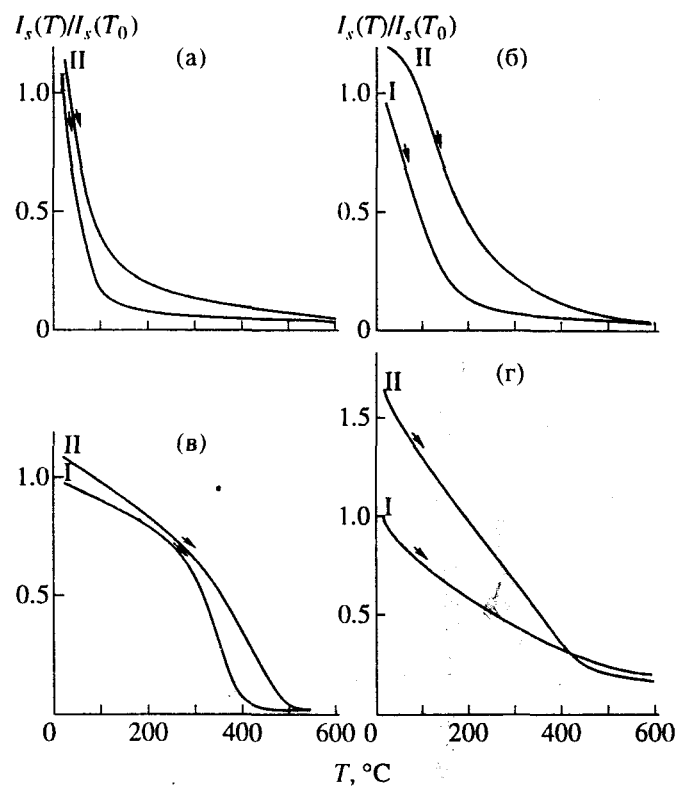


Рис. 10. (а–г) – типичные кривые термомагнитного анализа пород океанского дна южной части САХ. I – 1-й нагрев, II – 2-й нагрев.

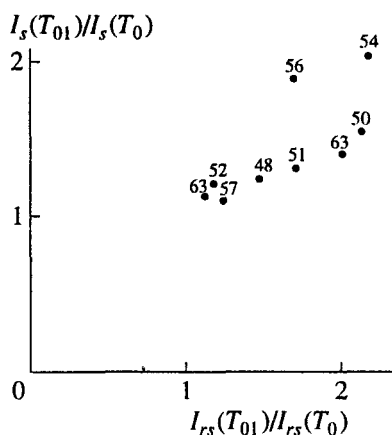


Рис. 11. Взаимосвязь между отношениями $I_s(T_{01})/I_s(T_0)$ и $I_{rs}(T_{01})/I_{rs}(T_0)$.

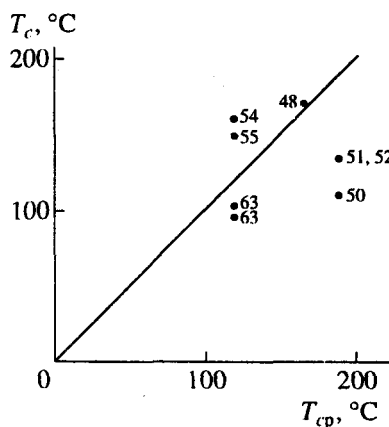


Рис. 12. Соотношение между измеренной T_c и расчетной T_{cp} .

рующегося при гетерофазном окислении ТМ, четко проявляется на повторной кривой $I_s(T)$, при этом его T_c около 500°C . Тот факт, что при 600°C I_s при первом и втором нагревах образца не достигает нулевого значения, свидетельствует о наличии парамагнитной фазы, находящейся, вероятно, в стекловатых разностях.

Второй пример кривых термоманитного анализа $I_s(T)$ представлен на рис. 10б и относится к образцу с возрастом 0.35 млн. лет. Точка Кюри, определенная по первой кривой термоманитного анализа, составляет 170°C и соответствует в значительной мере более окисленному ТМ, чем в первом из рассмотренных примеров. Об этом свидетельствует и повторная кривая термоманитного анализа, согласно которой T_c основной ТМ фазы смещается до температуры около 300°C , а процесс гетерофазного окисления, приводящий к образованию "магнетитовой" фазы, протекает в результате первого нагрева более интенсивно. Повторная I_s при этом увеличивается по сравнению с первичной в 1.24 раза. Как и в первом из рассмотренных примеров, во втором случае на первичной и повторной кривых термоманитного анализа можно отметить наличие парамагнитной фазы.

Рис. 10в иллюстрирует кривые термоманитного анализа для наиболее древнего из изученных образцов (1.8 млн. лет). По первичной кривой $I_s(T)$ фиксируется основная ферромагнитная фаза с T_c около $390\text{--}400^\circ\text{C}$. Эта фаза соответствует магнетиту с низким содержанием титана и показывает, что гетерофазное окисление ТМ сильно развито. На повторной кривой $I_s(T)$ фиксируется небольшое увеличение I_s ($I_s(T_{01})/I_s(T_0) = 1.11$) и смещение "магнетитовой" T_c до 500°C . Так же, как и в случае первых двух примеров, на кривых

термоманитного анализа наблюдается присутствие парамагнитной фазы.

Рис. 10г демонстрирует несколько необычное поведение кривых термоманитного анализа, резко отличающееся от трех рассмотренных выше примеров. Данные об образце 56/8, имеющего возраст 1.8 млн. лет, не внесены в табл. 2, поскольку в ней приведены термоманитные характеристики толеитовых базальтов. Образец 56/8 относится к вулканическому стеклу, для него параметр $R_s = 0.07$, что соответствует суперпарамагнитному состоянию ферромагнитных зерен [Щербаков В.П., Щербакова В.В., 1980]. По первичной кривой термоманитного анализа, характеризующей близкую к парамагнитной зависимость $I_s(T)$, невозможно определить T_c . При температуре 700°C сохраняется парамагнитный "хвост", составляющий около 20% начальной I_s . После нагрева образца до 700°C и охлаждения I_s и одновременно I_{rs} возрастают в 1.64 раза, а на повторной кривой $I_s(T)$ можно отметить появление слабо магнитоупорядоченной фазы с T_c около 500°C . По-видимому, в последнем из рассмотренных примеров мы имеем дело с частично раскристаллизованным стеклом. Наличие такого вулканического стекла в изучаемых образцах затрудняет определение истинной T_c .

Анализ кривых термоманитного анализа других образцов толеитовых базальтов из южной части САХ показал, что среди наиболее молодых пород характерными являются только кривые первых двух типов, то есть кривые, демонстрирующие первую стадию низкотемпературного окисления — образование катион-дефицитных ТМ. Вторая стадия — развитие гетерофазного окисления — проявляется только для базальтов с возрастом более 1 млн. лет. Исключение составляют вулканические стекла, для которых стадийность низкотемпературного окисления не может быть установлена.

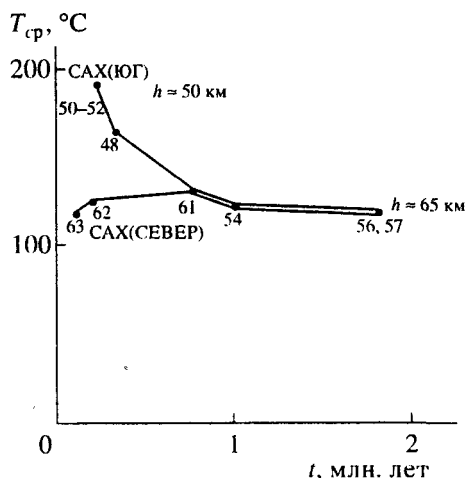


Рис. 13. Возрастная зависимость расчетной точки Кюри $T_{кр}$ и глубины первичных магматических очагов.

Рассмотрим далее взаимосвязь терромагнитных характеристик $J_s = I_s(T_{01})/I_s(T_0)$ и $J_{rx} = I_{rx}(T_{01})/I_{rx}(T_0)$, упомянутых при анализе кривых терромагнитного анализа (табл. 2, рис. 11). Из таблицы и рисунка видно, что с увеличением возраста пород тенденция роста указанных отношений имеет место, но реализуется крайне неравномерно. Напомним еще раз, что рост величин отношений J_s и J_{rx} должен быть тем больше, чем более развито низкотемпературное окисление ТМ, то есть при развитии гетерофазного их окисления при нагревании пород до 600–700°C. Итак, например, величины J_s и J_{rx} для наиболее молодых базальтов из драги № 63 (0.1 млн. лет) меняются от 1.14 и 1.11 до 1.19 и 2.03, соответственно. В то же время при нагревании до 600°C наиболее древних из исследованных пород из драг № 54, 56, 57 (1.0–1.8 млн. лет) зафиксированы следующие значения J_s : 2.03; 2.18; 1.89 и J_{rx} : 1.71; 1.11; 1.23, соответственно.

Таким образом, рассмотрение указанных терромагнитных характеристик показало неравномерность процессов низкотемпературного окисления ТМ в толеитовых базальтах южной части САХ во времени.

Хорошо известно, что состав неокисленных ТМ толеитовых базальтов отражает термодинамические условия в первичных очагах и, в какой-то степени, глубину зарождения магмы [Петрова Г.Н., 1975]. Как показали результаты приведенных выше экспериментов, неокисленные ТМ в изучаемых толеитовых базальтах южной части САХ встречаются сравнительно редко. Поэтому для определения их первичного состава использованы расчетные точки Кюри $T_{кр}$, которые вычислены на основе химических анализов вулканических стекол, опубликованных в работе [Симонов В.А. и др., 1996]. Вычисление $T_{кр}$ выполнено при предпо-

ложении, что все трехвалентное железо расходуется на образование магнетита, а весь титан — на формирование ульвошпинели. Далее, по известному соотношению “состав ТМ– $T_{кр}$ ” определяется $T_{кр}$ [Горшков А.Г., 1991]. Расчетные точки Кюри обычно сравниваются с измеренными T_c по кривым терромагнитного анализа $I_s(T)$.

По соотношению $T_c - T_{кр}$ может быть оценена степень низкотемпературного окисления ТМ толеитовых базальтов [Горшков А.Г., 1991]. В тех случаях, когда значения T_c и $T_{кр}$ совпадают, следует считать, что низкотемпературное окисление ТМ слабо развито или отсутствует вообще. Все значения, расположенные выше линии совпадения $T_c - T_{кр}$, соответствуют в различной степени окисленным ТМ, причем степень окисления тем выше, чем сильнее это отклонение.

На рис. 12 и в табл. 2 приведены данные о зависимости $T_c - T_{кр}$. Видно, что три значения T_c расположены выше линии совпадения $T_c - T_{кр}$, то есть ТМ данных толеитовых базальтов имеет разную степень низкотемпературного окисления. Пять значений T_c расположены ниже линии совпадения $T_c - T_{кр}$. На наш взгляд, последний результат обусловлен наличием в базальтах значительного количества слабо раскристаллизованного вулканического стекла, которое затрудняет определение экспериментальных T_c . Несколько изученных образцов, в частности из драг 56 и 57, не представлены в анализе соотношения $T_c - T_{кр}$, поскольку эти образцы являются либо вулканическими стеклами, либо содержат в своем составе гетерофазно окисленные ТМ.

Как уже отмечалось выше, значения $T_{кр}$ определяют первичный состав титаномагнетита в толеитовых базальтах, соответствующий P – T – fO_2 условиям в глубинных магматических очагах. Величины $T_{кр}$ для разных структур южной части САХ существенно различны. Так, в южной части изучаемой структуры САХ $T_{кр}$ имеют значения около 190°C, в северной — около 120°C (табл. 2). На рис. 13 представлена возрастная зависимость $T_{кр}$ титаномагнетитов базальтов южной и северной зон изучаемой структуры САХ. Видно, что у части базальтов северной зоны $T_{кр}$ сохраняются практически неизменными в течение времени от 0.1 до 1.8 млн. лет. Другая часть базальтов (южная часть изучаемой структуры САХ), имеющих возраст 0.2–0.78 млн. лет, содержит ТМ с изменяющимся составом, соответствующим $T_{кр}$ от 120 до 190°C. Согласно оценкам, имеющимся в литературе по магнитным [Петрова Г.Н., 1975] и совершенно независимым геохимическим данным [Shen Y., Forsyth D., 1995], глубина первичных магматических очагов, в которых могли зарождаться ТМ соответствующих составов, изменяется от 65 до 50 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований получено, что естественная остаточная намагниченность пород магнитоактивного слоя существенно (в 30-50 раз и более) превышает индуктивную намагниченность. Тем самым, предположение о существенном превалировании в аномальном поле остаточного над индуктивным, которое было использовано при расчетах I_{np} по аномалиям геомагнитного поля, получило экспериментальное подтверждение.

Результаты сопоставления средних величин прямо свидетельствуют о близости между собой расчетных и измеренных параметров. Последнее скорее всего связано с правильностью выбора при расчетах мощности эффективного инверсионного магнитоактивного слоя в 500 м. В данном случае эффективный слой по мощности оказался близким к реальной мощности пород, ответственных за наблюдаемые палеомагнитные аномалии. Данные магнито-минералогических исследований показали, что драгированные с поверхности дна океана породы подвержены процессу низкотемпературного метаморфизма. Близость величин I_n и I_{np} свидетельствует о том, что этому процессу подвержена вся толща магнитоактивного слоя.

Магнито-минералогические исследования показывают, что толеитовые базальты, долериты и вулканические стекла разного возраста испытали по крайней мере две стадии низкотемпературного окисления, которое на обеих стадиях проходит крайне неравномерно.

Полученные экспериментальные результаты позволяют также прийти к выводу о том, что глубины магматических очагов, в которых могли зарождаться титаномагнетиты, определенные по величине точек Кюри, составляют, соответственно, 50 км (составы с T_c порядка 190°C) и 65 км (составы T_{cp} порядка 120°C). Анализ пространственного расположения этих магматических очагов свидетельствует о различной геодинамической обстановке их существования. Более южный очаг, имеющий глубину 50 км, расположен в непосредственной близости к точке тройственного сочленения. Он соответствует области продвижения оси, спрединга Срединно-Атлантического хребта в последний миллион лет на юг в условиях неустойчивости тройственного сочленения. В то же время более северный очаг отвечает области хребта, начавшей свое формирование ранее миллиона (и даже двух миллионов) лет назад, когда сочленение скорее всего характеризовалось большей, чем сейчас, кинематической стабильностью. В пользу его кинематической стабильности, в том числе и во время ранее хрона C1 свидетельствуют данные работ [Johnson G.L. et al., 1973; Lawer L. et al., 1985; Nurnberg D., Muller R.D., 1991; Slater L. et al., 1976). Если такой подход в интерпретации дан-

ных о глубине магматических очагов оправдан, то можно рассматривать вариации в глубинности очагов как качественный индикатор степени напряженного состояния в литосфере и верхней мантии, обусловленного динамикой литосферных плит.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: гранты № 96-05-64855 и 97-05-64484.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бонатиги Э., Булычев А.А., Гилот Д.А. и др. Детальные геомагнитные исследования точки тройственного сочленения литосферных плит Буве // Океанология. 1997. Т. 37. № 6. С. 897-909.
2. Вакъе В. Геомагнетизм в морской геологии. Л.: Недра, 1976. 192с.
3. 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.
4. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород / Под ред. Петровой Г.Н. М.: Наука, 1975. 288 с.
5. Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С. и др. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // Докл. РАН. 1994. Т. 338. С. 645-648.
6. Симонов В.А., Колобов В.Ю., Ковязин С.В. Петрохимические особенности базальтовых магм в районе тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 2. С. 86-96.
7. Трухин В.И., Сафрошкин В.К., Горшков А.Г. Особенности намагничивания подводных океанских горных пород // Физика Земли. 1992. № 9. С. 92-99.
8. Трухин В.И., Жилева В.А., Вагина О.Л. и др. Глобальные изменения магнито-минералогических свойств горных пород литосферы // Взаимодействие в системе литосфера-гидросфера-атмосфера / Под ред. Рыкунова Л.Н., Анисимовой Е.П. М.: Недра, 1996. С. 47-85.
9. Шрейдер А.А. Палеоокеанологическое изучение аномального геомагнитного поля Индийского океана // Дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ИО РАН, 1989. 295 с.
10. Шрейдер А.А. Магнетизм океанской литосферы и линейные палеомагнитные аномалии // Физика Земли. 1992. № 6. С. 59-70.
11. Щербаков В.П., Щербакова В.В. Критерии идентификации доменной структуры ферромагнитных зерен в горных породах // Решение геофизических задач геомагнитными методами. М.: Наука, 1980. С. 136-147.
12. 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.