

## ГЕОМАГНЕТИЗМ ТРОЙСТВЕННОГО СОЧЛЕНЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ БУВЕ

© 2002 г. В. И. Трухин<sup>1</sup>, В. А. Жилиева<sup>1</sup>, А. А. Шрейдер<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Физический Факультет МГУ, г. Москва

<sup>2</sup>Институт Океанологии им. П. П. Ширшова РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 30.01.2002 г.

В результате проведенного комплексного исследования аномального магнитного поля и магнитных свойств подводных горных пород в области тройственного сочленения Буве получена новая информация, существенно дополняющая и уточняющая имеющиеся представления о магнитоактивном слое сочленения. Трехмерное моделирование параметров инверсионного магнитоактивного слоя позволило восстановить детальную геохронологию дна и показать нестабильный характер сочленения американской, африканской и антарктической плит литосферы в последние миллионы лет. Экспериментально полученные величины естественной остаточной намагниченности  $I_n$  образцов пород дна в 2-6 раз превышают модельные величины  $I_{np}$ , что указывает на меньшую мощность магнитоактивного слоя в этом регионе, чем предусмотрено в расчетной модели (0.5 км).

Выявлено изменение магнитных свойств подводных базальтов региона в зависимости от их возраста по мере развития процесса окисления титаномагнетитов, определяющих их магнитные свойства. На некоторых этапах этого процесса возможно самообращение компонент намагниченности пород. По магнитным данным выявлены участки дна с повышенными напряжениями *in situ* (трансформный разлом Буве). Предложен магнитный способ определения повышенных напряжений *in situ*.

Изучено явление магнитного последствия, приводящего к образованию вторичной (вязкой) остаточной намагниченности. Показано, что на определенных этапах титаномагнетитизации доля вязкой намагниченности может быть значительной. Оценены глубины очагов поступления расплавов при формировании базальтов.

*Ключевые слова:* аномалия, намагниченность, базальты, геодинамика.

Тройственное сочленение Антарктической, Африканской и Южно-Американской литосферных плит Буве принадлежит к важнейшим тектоническим особенностям дна южной Атлантики. Образующими сочленения являются Срединно-Атлантический, Американско-Антарктический и Западно-Индийский срединно-океанические хребты.

Совместный анализ идентифицированных палеомагнитных аномалий и рельефа дна позволил ряду исследователей прийти к выводу о том, что тройственное сочленение имеет тип разлом - разлом - хребет и является кинематически стабильным [Sclater et al., 1976; Patriot, Courtillot, 1984; Apotria, Gray, 1985; 1988; Lower et al., 1985; Kleinrock, Morgan, 1988; Scotese et al., 1988; Nurenberg, Muller, 1991 и др.]. Тем не менее, некоторые отечественные и зарубежные исследователи отмечали [Шиве и др., 1994; 1995; Peyve et al., 1994; Ligi et al., 1997; Мазарович и др., 1995 и др.], что в геолого-геофизическом отношении район изучен слабо. В 1996 г. на судне "Геленджик" были продолжены совместные Российско-Итальянские ис-

следования этого района, начатые в 1994 г. на судне "Академик Николай Страхов" (рис. 1).

Результаты проведенных в 1994-1996 гг. работ по исследованию аномального геомагнитного поля и магнетизма подводных пород [Трухин и др., 1998; 1999; 2000; Булычев и др., 1998; 1999] показали, что точка тройственного сочленения Буве не является стабильной, она характеризуется существенной кинематической нестабильностью, по крайней мере, в последний миллион лет. Магнитные свойства подводных пород тройственного сочленения очень неоднородны, породы обладают большой магнитной вязкостью, свойствами самообращения намагниченности и другими аномальными особенностями. Необходимы более детальные исследования палеомагнитного поля сочленения, магнетизма подводных пород и других геолого-геофизических характеристик сочленения с целью восстановления детальной геохронологии дна в районе сочленения и масштаба такой нестабильности во времени и пространстве.

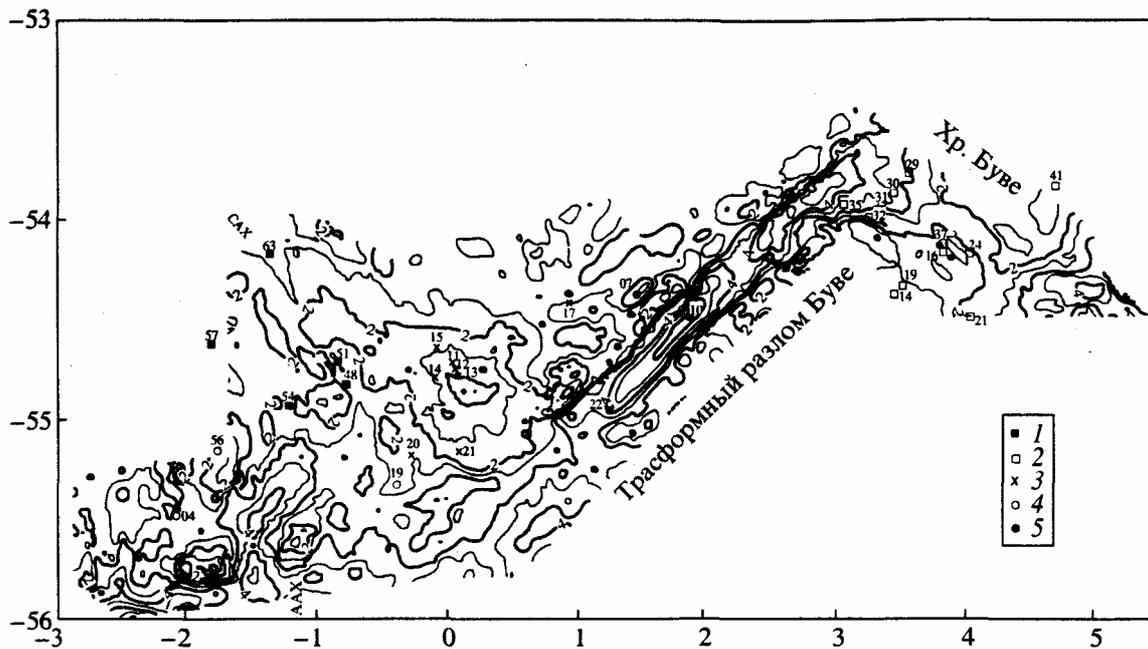


Рис. 1. Карта рельефа дна. Изобаты в км. Сечение – 0.5 км. Нанесены точки драгирования образцов, отобранных во время рейсов НИС “Ак. Николай Страхов” (18-й рейс, 1994 г.: юг САХ, хребет Буве, разлом Буве, ААХ) и НИС “Геленджик” (1996 г.) на хребте Шписс (драги 11–15, 17, 20, 21); ААХ (драги 04 и 19) и зона, примыкающая к разлому Буве (драга 22). Точки обозначены: 1 – юг САХ, 2 – хребет Буве, 3 – хребет Шписс, 4 – ААХ, 5 – разлом Буве.

### ВОССТАНОВЛЕНИЕ НАМАГНИЧЕННОСТИ ИНВЕРСИОННОГО МАГНИТОАКТИВНОГО СЛОЯ И ХРОНОЛОГИЯ ДНА

В результате суммирования данных двух экспедиций [Булычев и др., 2000] были построены итоговые карты рельефа дна (рис. 1) и аномального магнитного поля (рис. 2). Из последней карты видно, что линейность палеомагнитных аномалий не всегда отчетлива в районах, близких к трансформным разломам, и в областях смены режима спрединга. Идентификация палеомагнитных аномалий происходила на основании визуального сравнения наблюдаемых и теоретических магнитных аномалий в модели разрастания дна океана. Для такого рода двумерных оценочных расчетов мощность магнитоактивного слоя океана была принята равной 0.5 км [Sclater et al., 1976 и др.]. Верхняя граница слоя совпадает с поверхностью акустического фундамента или с поверхностью дна, если осадочный слой незначителен по мощности. Магнитное наклонение, склонение, а также напряжённость современного геомагнитного поля для района полигона были взяты по полю DGRF эпохи съемки (наклонение –63°, склонение –25°), наклонение вектора остаточной намагниченности (–70°) полагалось равным магнитному наклонению поля осесимметричного диполя.

Наличие данных об аномальном магнитном поле и рельефе акустического фундамента позволяет получить сведения о магнитной неоднород-

ности дна изучаемого полигона (рис. 3). Для такого рода расчетов использовался метод площадного восстановления намагниченности [Булычев и др., 1997]. Комплексирование вышеуказанных методов интерпретации позволило [Трухин и др., 1998; 1999; 2000; Булычев и др., 1998; 2000] получить расчетные данные о намагниченности инверсионного магнитоактивного слоя. Рассмотрим их отдельно для различных участков тройственного сочленения.

#### Центральная область срединно-океанических структур района

В пределах центральной области Срединно-Атлантического хребта (САХ) выделяется область прямонамагнитных 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 проведенному моделированию палеомагнитных аномалий она сформировалась в эпоху прямой полярности Брюнес (хрон C1n; 0–0.78 млн лет). Здесь и далее хронология дна и номенклатура хронов соответствует работам [Cande, Kent, 1995; Шрейдер, 1992].

В пределах зоны прямонамагнитных пород распределение намагниченности неравномерно. На севере зоны выделяются два нешироких (3–7 км) участка высокой, до 25–30 А/м, намагничен-

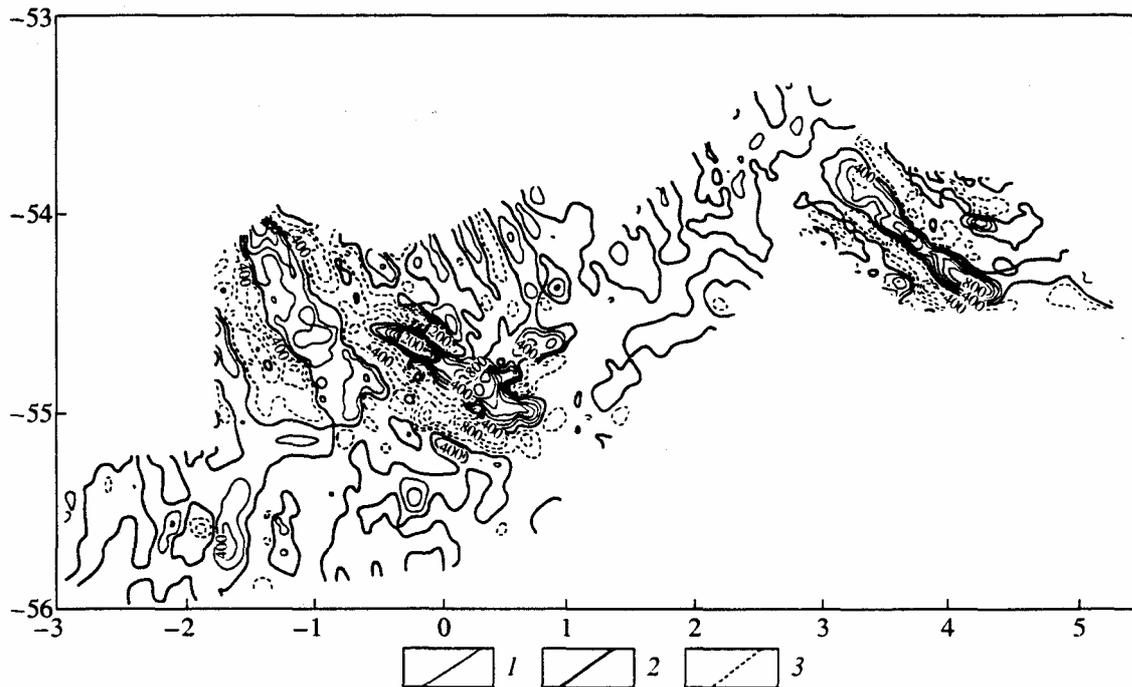


Рис. 2. Карта аномального магнитного поля. Изодинамы в нТл. Сечение  $-200$  нТл: 1 – положительные значения поля, 2 – нулевая изолиния, 3 – отрицательные значения поля.

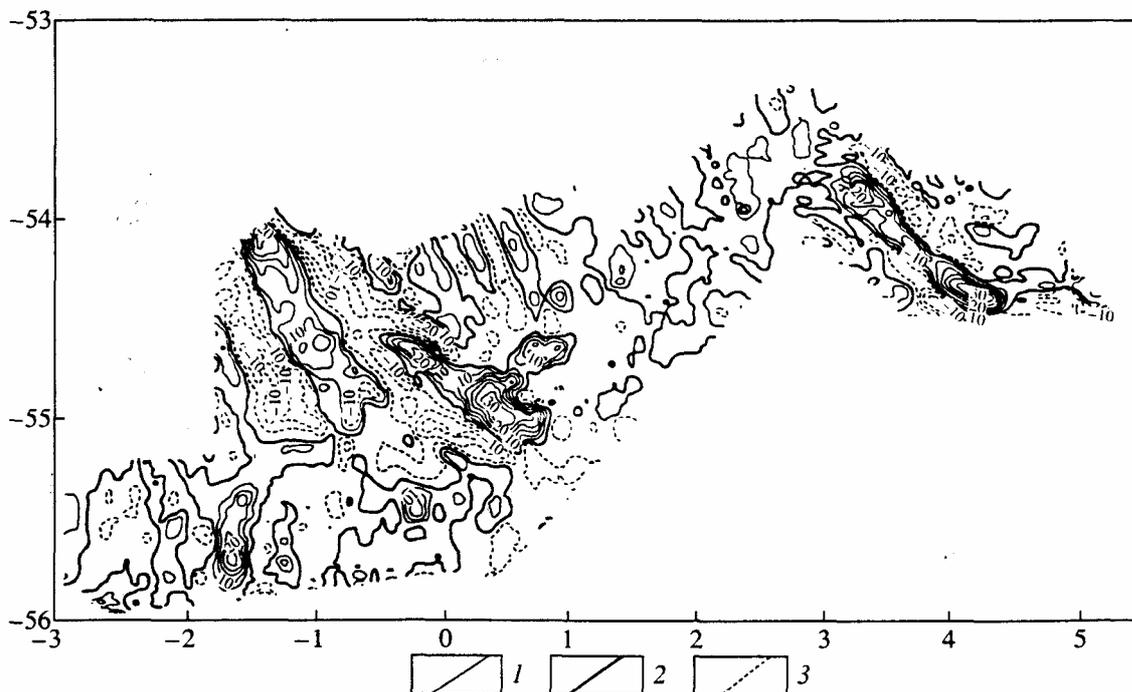


Рис. 3. Карта распределения намагниченности (в А/м) инверсионного магнитоактивного слоя мощностью  $0.5$  км: 1 – положительные значения намагниченности, 2 – нулевая линия, 3 – отрицательные значения намагниченности.

ности. В рельефе дна первого находится наиболее глубокая ( $2.7$ – $2.8$  км) часть рифтовой долины, а второго – северная часть полого погружающегося гребня поднятия, окаймляющего долину с восто-

ка. Еще два изометрических максимума  $20$ – $25$  А/м  $3$ – $5$  км в диаметре приурочены к вершинам локальных поднятий в центральной части описываемой зоны прямонамагниченных пород. Два мак-

символа по 15–17 А/м выделены у южного окончания хребта. Они приурочены к северному склону локального поднятия рельефа, расчленяющего рифтовую долину как бы на два “рукава”. Согласно моделированию районы распространения высокомагнитных пород рассматриваются нами как соответствующие неовулканической зоне распространения наиболее молодых пород океанической коры.

Разнообразие в морфологии рельефа дна неовулканической зоны говорит о дискретном характере поступления новой океанической коры. Средний горизонтальный размер неовулканической зоны скорее всего соответствует поперечным размерам оси спрединга, на которой идет формирование новообразованной коры.

В пределах Американско-Антарктического хребта выделенная непосредственно севернее трансформного разлома Конрада зона прямонамагниченных пород сформировалась в эпоху Брюнеса и имеет намагниченность 5–8 А/м. В ее пределах выделяются два локальных шириной 2–4 км участка высокомагнитных пород 16 и 26 А/м. Они скорее всего фиксируют положение неовулканических центров. На широте 55°20' ю.ш. область пород возраста  $C1n$  претерпевает широтный разрыв 3–5 км шириной вдоль северного склона депрессии в рельефе дна.

Центральная часть хребта 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. Согласно моделированию, она сформировалась во время хрона  $C1n$  (Брюнес, 0–0.78 млн. лет). В пределах осевой зоны хребта выделяются два высокомагнитных участка, образованных наиболее молодыми порциями 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 и 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.

Из результатов расчета распределения намагниченности на хребте Буве (рис. 3) видно, что осевой магнитной аномалии соответствует осевой блок прямо намагниченных пород дна. Согласно моделированию палеомагнитных аномалий он сформировался в эпоху прямой полярности магнитного поля Земли – Брюнес (хрон  $C1n$ , 0–0.78 млн. лет). Генеральное простирание блока близко к 45°, а его протяженность составляет около ста километров. По простиранию блок ограничен неупорядоченными областями разнополярных пород, ассоциирующихся с проходящими трансформными разломами Буве на северо-западе и Мошеш на юго-востоке полигона.

Северо-западная и юго-восточная части блока имеют ширину около 20 км и приурочены к склоновым частям центрального приподнятого сегмента акустического фундамента. Центральная часть блока имеет ширину близкую к 10 км. Ей в структуре фундамента соответствуют два осевых гребня срединно-океанического хребта, разделенные срединной рифтовой долиной, пространственно совпадающей с осью спрединга, с глубиной вреза до 0.6 км относительно примыкающих гребней.

Средняя намагниченность пород осевого блока равна 10–15 А/м, но ее распределение неоднородно. Здесь выделяются три удлиненных максимума интенсивностью до 32 А/м на юго-востоке блока, 25 А/м в центре и 40 А/м на юго-востоке блока. Центральный максимум размерами 3 на 8 км строго соответствует центральной рифтовой долине. Северо-западный и юго-восточный максимумы размерами 5 на 10 км и 5 на 18 км, соответственно, пространственно близки к менее выраженным участкам долины с глубиной вреза 0.1–0.2 км на склонах приподнятого сегмента акустического фундамента. Еще один относительно менее выраженный максимум интенсивностью до 18 А/м имеет размеры 2 на 8 км и расположен в верхней части северо-западной долины примерно посередине между северо-западным (32 А/м) и центральным (25 А/м) максимумами.

#### Периферическая область срединно-океанических структур района

Периферическая область, примыкающая с запада и востока к области распространения пород прямой полярности Срединно-Атлантического хребта, имеет, в основном, обратно намагниченные породы. Намагниченность пород в целом на 5–10 А/м, меньше, чем намагниченность пород области прямой полярности, и составляет 4–14 А/м. На этом фоне выделяются вытянутые параллельно области прямонамагниченных пород с относительно максимумами до 1–4 А/м. Ширина их превосходит 3–4 км. Западный максимум замыкается в районе 54°50' ю.ш., а восточный – в районе 54°30' ю.ш. вдоль зоны резкой смены характера рельефа дна и магнитного поля, описанной выше.

Ширина зон обратно намагниченных пород относительно постоянна и не превышает 15 км. Эти зоны согласно моделированию сформировались в эпоху Матуяма (хроны  $C1r$ – $C2r$ ), в пределах которых выделен узкий участок 2–3 км шириной, сформированный во время хрона  $C2n$  (Ольдувай, 1.77–1.95 млн. лет). Его намагниченность достигает –7...–3 А/м при намагниченности окружающих пород в –14...–8 А/м. Тот факт, что намагниченность в области  $C2n$  не переходит в положительные величины, может быть объяснен тем [Bullard, Van Andel, 1977; Шрейдер, 1992 и др.],

что выплавление новых порций океанической коры в поперечном сечении осевой зоны характеризуется определенной дисперсией. Если временной интервал того или иного состояния магнитного поля недостаточно велик и скорость спрединга относительно мала, то в вертикальном разрезе будет наблюдаться смесь прямо и обратно намагниченных порций океанической коры. Это приведет к невозможности существования только прямо или только обратно намагниченных пород, хотя и будет наблюдаться относительное превалирование прямо или обратно намагниченных пород. Как предполагается в случае хрона C2п, в эффективном инверсионном магнитоактивном слое океана, образовавшимся в этот период, преобладает прямонамагниченный материал.

Далее на западе и востоке выделяются в целом вытянутые параллельно простиранию Срединно-Атлантического хребта зоны прямо намагниченных пород шириною около 10 км. Интенсивность их намагниченности близка к 5–10 А/м, что примерно в 3 раза меньше таковой для центральной части хребта. Они соответствуют хрону C2Ап (Гаусс, 2.581–3.580 млн. лет). Далее на востоке прослеживается полоса прямо намагниченных пород интенсивностью 6–8 А/м и шириной 12 км. Она соответствует хрону C3п (4.180–5.230 млн. лет). Следующая полоса прямо намагниченных (6 А/м) пород дна имеет ширину 9 км и соответствует хрону C3Ап (5.894–6.567 млн. лет). Она сменяется еще одной полосой прямо намагниченных пород шириною в 10 км и интенсивностью намагниченности 8 А/м. Эта полоса соответствует хрону C4п (7.432–8.072 млн. лет). Самая восточная область прямо намагниченного материала соответствует началу хрона C4Ап (8.699–9.025 млн. лет).

Важно отметить, что выделенные к востоку от оси Срединно-Атлантического хребта хроны C2Ап–C4Ап имеют южный предел распространения. Этот предел представляет собою неширокую область, проходящую перпендикулярно простиранию срединно-Атлантического хребта. Предел распространения на юг хрона C2Ап проходит севернее хребта Шписс. Замыкание остальных выделенных хронов происходит вдоль наклонной линии, и ее мысленное продолжение смыкается с южным пределом срединно-Атлантического хребта.

В пределах Американско-Антарктического хребта с запада и востока к осевой области примыкают участки дна, сформированные во время хрона C1г, которые сменяются на удалении 27 км от оси спрединга прямо намагниченными участками коры, соответствующими хрону C2А. Интенсивность намагниченности достигает 6–8 А/м. На удалении в 45 км фиксируется относительный максимум намагниченности, который отвечает хрону C3, а на удалении более 60 км выделяемый интенсивный максимум намагниченности до 10 А/м, со-

ответствующий хрону C3А. На западе удаётся проследить лишь его наиболее молодую часть, в то время как на востоке вслед за ним фиксируется сложно построенная область. Она отвечает контакту литосферы, рожденной на осях Американско-Антарктического и Западно-Индийского срединных хребтов.

С востока и запада от осевой области хребта Шписс на расстоянии в 20 км прослеживается прямо намагниченные (4–10 А/м) блоки пород, сформированные во время хрона 2А. Далее на запад литосфера, сформированная на оси хребта Шписс, смыкается с литосферой, сформированной на оси Американско-Антарктического хребта. Зона смыкания не имеет линейной конфигурации и представлена небольшими обратно намагниченными положительными формами рельефа дна.

Далее на восток от осевой зоны хребта вслед за породами новой океанической коры, сформированной во время хрона 2А, наблюдается сложно построенное распределение намагниченности пород инверсионного магнитоактивного слоя. Наиболее обоснованным вариантом интерпретации результатов моделирования мы признаем тот, при котором на удалении около 150 км от оси хребта выделяется палеоось спрединга (хрон C2Аг) и симметричные относительно нее хроны C3А (на удалении 15 км), C4 (на удалении 50 км), C4А (на удалении 70 км). Вслед за этим видны обратно намагниченные породы, рожденные во время хрона C4Аг.

Анализ распределения намагниченности у северного предела хребта Шписс показывает, что северная часть хребта, в целом, характеризуется клинообразной по форме областью прямо намагниченных пород. Интенсивность их намагниченности составляет 5–15 А/м, что сопоставимо с намагниченностью центральной части Срединно-Атлантического хребта.

Согласно моделированию палеомагнитных аномалий эта область сформировалась во время хрона C1п (Брюнес, 0–0.78 млн. лет). Как и в случае Срединно-Атлантического хребта в ней выделяется осевая полоса 1–1.5 км шириной высокомагнитных пород неовулканической зоны с намагниченностью в 1.5–2 раза выше, чем на прилегающих участках дна.

Область прямонамагниченных пород обрамлена с северо-востока и юго-запада зонами обратномагнитных пород шириной 7–9 км интенсивностью 12–18 А/м. Эти зоны простираются на 8–10 км далее в северо-западном направлении, чем зоны прямонамагниченных пород. 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 C1г (0.78–1.77 млн. лет). Область распространения пород этого возраста замыкается примерно на

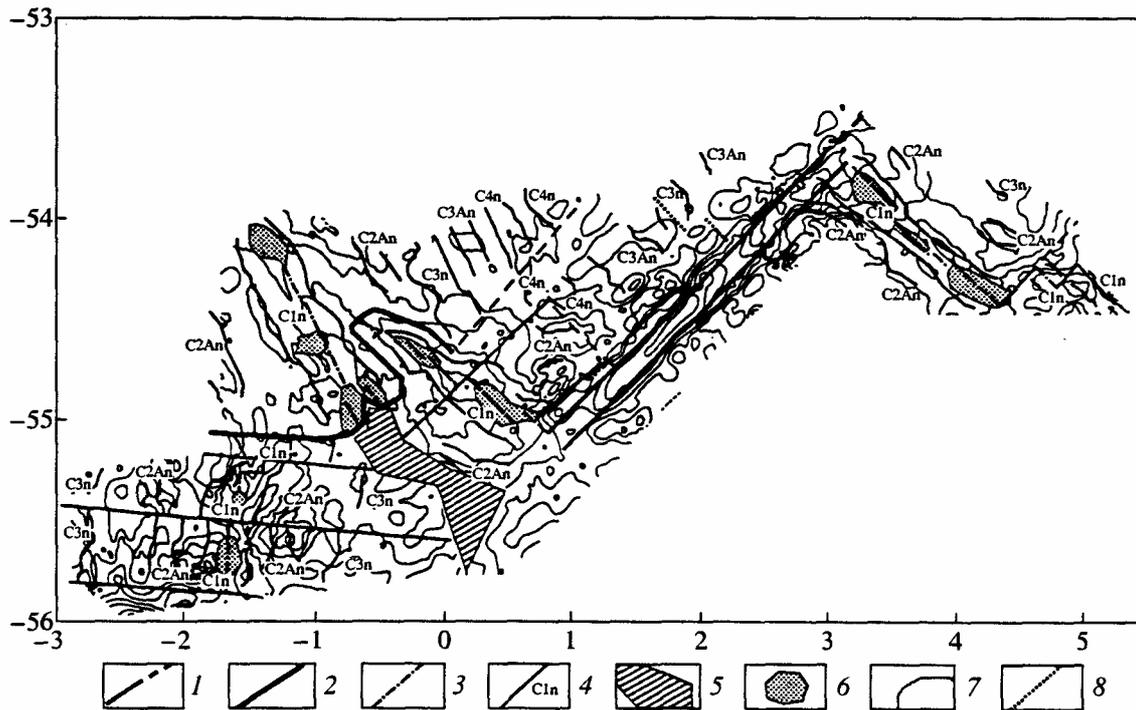


Рис. 4. Хронология и тектоника дна. Номенклатура хрон дана в соответствии с [Шрейдер, 1998; Cande, Kent, 1995]: 1 – границы литосферных плит, 2 – трансформные разломы, 3 – конструктивные границы литосферных плит (хрон 0), 4 – хроны в терминах шкалы палеомагнитных аномалий, 5 – зоны смены режима спрединга, 6 – центры неовулканической активности, 7 – изобаты рельефа дна, 8 – отмершая ось спрединга.

15 км северо-западнее замыкания области распространения пород, сформировавшихся в эпоху Брюнеса. Отсутствие каких-либо свидетельств наличия здесь пород, сформировавшихся во время ивента Ольдувай, позволяет считать, что наиболее древние породы хребта Шписс имеют возраст не старше 1.770 млн. лет (начало хрона C1r). Постепенное 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 величин намагниченности у подножья хребта.

В пределах хребта Буве с обеих сторон северо-западной части осевого блока прямо намагниченных пород расположены узкие, менее 5 км шириной, области обратно намагниченных пород, сменяющиеся полосами прямонамагниченных пород (5 А/м), сформированными в эпоху прямой полярности Гаусс (Хрон C2An, 2.581–3.580 млн. лет).

Такая область (5–7 А/м) выделяется и к северу от юго-восточной части осевого блока. Хрону C2An в рельефе фундамента соответствуют относительные поднятия или их склоны. В то же время хрон C2An не имеет четкого выражения в центральной части полигона, где осевой блок прямонамагниченных пород имеет минимальную ширину.

На северо-востоке полигона выделяются также две области прямо намагниченных пород дна (5 А/м), соответствующих, возможно, хрону C2An.1n (2.581–3.040 млн. лет) и, возможно, C2An.3n (3.330–3.580 млн. лет).

Трансформный разлом Буве [Трухин и др., 2001] характеризуется областями прямой и обратной намагниченности (до 2–3 А/м), различающимися конфигурацией и размерами. Некоторые из них переходят со склонов жёлоба на его дно.

#### МОДЕЛЬ РАЗРАСТАНИЯ ДНА

Результаты идентификации палеомагнитных аномалий в пределах района исследований легли в основу карты возраста дна (рис. 4). Они позволяют показать линейные и нелинейные отрезки хрон 0.780; 2.581; 3.580 млн. лет и др. Отрезки хрон смещены трансформными нарушениями, наиболее важными из которых следует признать нарушения, секущие Срединно-Атлантический хребет в районе 54°10' и 54°40' ю.ш., Американско-Антарктический срединный хребет – в районе 55°05' и 55°40' ю.ш. и Западно-Индийский срединный хребет – в районе 53°40' и 54°20' ю.ш.

Наряду с традиционным выделением линейно аппроксимируемых отрезков хрон отметим, что степень детальности изучения района работ поз-

воляет в ряде случаев видеть, что аппроксимация кусочно-линейными отрезками хрон является лишь первым приближением. Детальность результатов восстановления намагниченности позволяет проследить “нелинейный” характер хронологии для района. К отличиям от “классических” схем линейных магнитных аномалий и хрон следует отнести плавно меняющийся характер поведения хрон и наличие в пределах хрона C1n серии изометрических максимумов намагниченности, указывающих на положение центров неовулканической активности. Данный результат служит углублению существующих представлений о характере процесса спрединга и будет способствовать в будущем более успешному проведению детальных палеогеодинамических реконструкций новейшей истории развития срединно-океанических хребтов.

Согласно проведенным расчетам спрединга, процесс наращивания новой океанической коры на Срединно-Атлантическом хребте последние 9 млн. лет не был монотонным и шел со средней скоростью 1.52 см/год. Расчет мгновенных скоростей свидетельствует, что на севере хребта в Брюнесе полускорость раскрытия составляла 2.1 см/год. Наращивание коры на восточном и западном флангах происходит со скоростями 1.4 и 1.2 см/год, в интервале C1n (древний) – C2A (молодой). На восточном фланге в интервале хрона C2An (2.580–3.581 млн. лет) скорость спрединга составляла 1,1 см/год. Далее во время хрона C2AR (3.580–4.180 млн. лет) она начала расти и составляет для хрона C3n (4.180–5.230 млн. лет) 1.6 см/год и для хрона C3R (5.230–5.894 млн. лет) 1.8 см/год. Вслед за этим происходит замедление. Так во время хрона C3An (5.894–6.567 млн. лет) наращивание новой океанической коры шло на восточном фланге со скоростью 1.5 см/год, а во время хрона C3An (древний) – C4n (молодой) 1.3 см/год. Далее во время хрона C4R (8.072–8.699 млн. лет) процесс шел со скоростью 1.4 см/год.

Изложенные выше расчеты мгновенных скоростей спрединга свидетельствуют, что разрастание дна для интервала палеоаномалий C2A–C4A, закартированных на восточном фланге хребта, шло достаточно равномерно со средней скоростью 1.5 см/год. Если такая скорость сохранялась в интервале аномалий C2–C2A, то можно скорректировать прежние идентификации. В частности, в свете новых материалов, представленных в настоящей работе, аномалия C2 реидентифицирована как C2A.

На Американско-Антарктическом срединно-океаническом хребте на широте 55°20 ю.ш. разрастание дна в Брюнесе идет со скоростью 2.9 см/год (1.45 см/год в каждую сторону), а на широте 55° его скорость может быть оценена в 3.1 см/год (1.55 см/год в каждую сторону). В интервале C1n

(древний) – C2A (молодой) наращивание коры идет со скоростями 0.5 и 0.8 см/год, соответственно. На восточном фланге в интервале хрона C2An (2.580–3.581 млн. лет) скорость спрединга возрастает до 1.4 см/год, а на западном фланге она близка к 1.2 см/год. Далее во время хрона C2AR (3.580–4.180 млн. лет) она продолжает расти.

На хребте Шписс спрединг дна начался в интервале хрона C2AR (3.580–4.180 млн. лет). На восточном фланге в интервале хрона C2An (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.

Ось хребта прото Шписс заложились во время C4R (8.072–8.699 млн. лет). В период хрона C4n спрединг был квазисимметричный и характеризовался скоростью 1.5 см/год. Далее наращивание коры шло всё более интенсивно и максимальная скорость 2.9 см/год была достигнута в период хрона C3An (5.894–6.567 млн. лет). Вслед за этим происходит замедление скорости до значений 1.9 см/год (восточный фланг) – 2.2 см/год (западный фланг) для времени хрона C3R (5.230–5.894 млн. лет) и, наконец, до 1.5 см/год (для обоих флангов) во время хрона C3n (4.180–5.230 млн. лет). Спрединг полностью прекратился во время хрона C2AR (3.580–4.180 млн. лет), а сама ось совершила прыжок на запад на расстояние более 70 км.

На хребте Буве раскрытие дна (рис. 4) в эпоху Брюнес шло со скоростью 2.4 см/год (1.2 см/год в каждую сторону) на юго-востоке, 2.6 см/год (1.3 см/год в каждую сторону) на северо-западе, 1.4 см/год (0.7 см/год в каждую сторону) в центральной части осевого блока пород. Отсутствие признаков существования трансформных смещений свидетельствует о достаточно пластичной литосфере. Столь малые скорости спрединга, видимо, сохранялись в последние миллионы лет, что привело к сложной суперпозиции прямо и обратно намагниченных пород дна, не позволяющей четко выделить здесь области существования кратких по времени субхрон и хронов. В тоже время полная скорость спрединга в интервале хронов 0–C2An.1n (0–2.581 млн. лет) на северо-западе и юго-востоке оказалась близкой к 0.8 см/год. На западном фланге во время хрона C2An (2.580–3.581 млн. лет) скорость спрединга составляла 0.8 см/год. Далее во время хрона C2AR (3.580–4.180 млн. лет) она начинает расти до 0.9 см/год, а во время хрона C3n (4.180–5.230 млн. лет) вновь уменьшается до 0.7 см/год.

Как уже указывалось выше, в пределах области прямо намагниченных пород, сформированных в эпоху Брюнес, распределение намагниченности неравномерно. Согласно моделированию, районы распространения высоко магнитных пород рассматриваются нами как соответствующие неовулканической зоне, в которой формируются наиболее молодые породы океанической коры. Разнообразие морфологии коренного фундамента неовулканической зоны говорит о дискретном характере выплавления новой океанической коры.

Не исключена вероятность того, что наиболее магнитные участки неовулканической зоны соответствуют самым молодым порциям океанической коры. В этом случае, во время хрона C1n центральная часть осевого блока сформировалась первой. Затем произошло формирование новой океанической коры на северо-западе, и самая последняя порция новой океанической коры на сегодняшний день сформировалась на юго-востоке.

Переход между областями пород, сформированными в эпохи Брюнес и Магуяма, происходит посредством резкой градиентной зоны намагниченности. Ширина ее не превосходит 1.5 км. С учетом скорости спрединга, можно оценить, что такой переход по времени занимает около 100 тыс. лет. Выше говорилось, что ширина полосы существования наиболее магнитных пород в пределах осевого блока близка к 3 км. Это позволяет сказать, что в ее пределах могут одновременно существовать породы, различающиеся по возрасту до 100 тыс. лет. Тем самым, данная величина, по-видимому, отражает разрешающую способность "механизма записи" прошлых состояний геомагнитного поля для последнего миллиона лет.

#### МАГНИТО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Как известно, аномальное (локальное) магнитное поле океана  $\Delta T_a$  создается намагниченными горными породами дна океана. Породы намагничиваются в геомагнитном поле во время охлаждения изверженной из недр Земли магмы. Измеряемая в настоящее время намагниченность  $I$  горной породы является суммой древней (возникшей во время образования породы) необратимой естественной остаточной намагниченности  $I_n$  и индуцированной современным геомагнитным полем  $H_r$  обратимой намагниченности  $H_i = \kappa_0 \cdot H_r$  ( $I = I_n + \kappa_0 \cdot H_r$ , где  $\kappa_0$  – начальная магнитная восприимчивость породы,  $H_r = 28$  А/м в районе отбора образцов). Соответственно, наблюдаемое аномальное поле является суммой полей, созданных  $I_n$  и  $I_i$ .

Информацию о тектонической эволюции океанского дна несет та часть аномального геомагнитного поля, которая обусловлена древней на-

магниченностью  $I_n$ , образовавшейся одновременно с соответствующим блоком горных пород дна океана. Эта часть аномального поля является по существу палеомагнитным аномальным полем.

Магнитные измерения образцов подводных базальтов, которые слагают основной магнитоактивный слой океанского дна, показали [Трухин и др., 1982; 1996; 1998; 1999; 2000; 2001], что в большинстве базальтов отношение величины древней намагниченности  $I_n$  к величине современной  $\kappa_0 H_r$ , так называемый фактор Кенигсбергера  $Q_n$  ( $Q_n = I_n / \kappa_0 H_r$ ) составляет десятки, сотни и даже тысячи единиц. В связи с этим аномальное поле океана является, в основном, палеомагнитным и, соответственно, положительные и отрицательные аномалии – палеомагнитными.

Изучение магнетизма горных пород магнитоактивного слоя океана имеет большое самостоятельное значение, так как дает независимую от измерений геомагнитного поля информацию о магнетизме и эволюции магнитных свойств отдельных участков океанской коры и, соответственно, об их тектонической эволюции.

Как отмечалось выше, проведенное нами исследование магнетизма ряда сложнопостроенных участков дна океана включает в себя измерения аномального геомагнитного поля и их интерпретацию и магнитоминералогические исследования образцов подводных магнитоактивных базальтов.

В ряде статей, опубликованных нами ранее, представлены результаты изучения магнитных свойств горных пород океанского дна в районе тройственной точки Буве по отдельным ее частям [Трухин и др., 1998; 1999; 2000; 2001]. На рис. 1 на карту рельефа дна нанесены все точки отбора драгированных образцов, которые были изучены нами. В табл. 1, табл. 2 и на рисунках 5–16 представлены сводные данные по региону в целом.

Из табл. 1 можно видеть, что в основном это молодые горные породы, возраст которых от 0.1 до 2.9 млн. лет [Булычев и др., 2001]. Породы более древнего возраста относятся лишь к хребту Шписс и Американо-Антарктическому хребту (ААХ). Возраст пород трансформного разлома Буве достоверно не определен.

Измерения показали, что величины начальной магнитной восприимчивости  $\kappa_0$  изменяются в широких пределах от  $0.50 \times 10^{-3}$  до  $27.2 \times 10^{-3}$  ед. СИ. Наибольшее из средних по отдельным полигонам значение ( $\kappa_0$ ) наблюдается у образцов, отобранных в районе САХ ( $15.6 \times 10^{-3}$  ед. СИ).

Величины естественной остаточной намагниченности  $I_n$  также колеблются в широких пределах от 1.5 до 55 А/м. Средние по полигонам значения  $\langle I_n \rangle$  образцов горных пород САХ, хребтов Буве и Шписс находятся в более узком диапазоне (12.6–22.3 А/м), а горные породы из ААХ и обла-

Таблица 1. Изотермические магнитные характеристики образцов

№ драги (кол-во образцов)	Возраст $t$ , млн. лет	$k_0 \times 10^3$ СИ	$I_{np}$ , А/м	$I_n$ , А/м	$\langle I_n \rangle / \langle I_{np} \rangle$	$\langle Q_n \rangle$	$R_s$	$H_{cr}$ , мТл	$V_r \times 10^3$
Южная часть Срединно-Атлантического хребта (САХ)									
S18-63 (2)	0.1	$\frac{27.2 \pm 0.7}{26.5-27.9}$	6.7	$\frac{37.8 \pm 7.8}{30.0-45.6}$	5.6	50	0.19	—	109
S18-51 (5)	0.2	$\frac{15.5 \pm 2.1}{9.0-21.5}$	8.0	$\frac{21.9 \pm 2.5}{15.2-29.3}$	2.7	51	0.34	14	69
S18-48 (5)	0.35	$\frac{11.9 \pm 1.5}{9.2-17.6}$	5.0	$\frac{6.9 \pm 0.1}{6.6-7.3}$	1.4	21	0.36	23	23
S18-54 <sup>x</sup> (6)	1.0	$\frac{4.9 \pm 0.2}{4.3-5.5}$	10.0	$\frac{13.0 \pm 0.5}{9.2-18.0}$	1.3	95	0.39	32	54
S18-57 (4)	1.8	$\frac{18.6 \pm 2.5}{3.1-38.5}$	5.0	$\frac{3.4 \pm 1.7}{1.7-5.1}$	0.7	7	0.10	118	21
Среднее		15.6	6.9	16.6	2.3	45	0.28	47	55
Срединно-океанический хребт Буве									
S18-30 <sup>x</sup> (5)	0.1	$\frac{16.8 \pm 4.4}{8.6-32.9}$	17.5	$\frac{15.2 \pm 2.5}{3.6-21.8}$	0.9	32	0.40	22	28
S18-16* (9)	0.2	$\frac{8.8 \pm 0.9}{5.3-12.7}$	5.5	$\frac{28.1 \pm 1.3}{19.4-58.4}$	5.1	114	0.38	78	47
S18-25 (2)	0.2	$\frac{2.7 \pm 0.2}{2.5-2.9}$	12.0	$\frac{10.4 \pm 1.3}{9.1-11.8}$	0.9	138	—	—	—
S18-31 (6)	0.3	$\frac{8.8 \pm 2.3}{4.8-20.1}$	15.0	$\frac{16.4 \pm 2.5}{3.2-29.0}$	1.1	67	0.27	27	62
S18-37* (3)	0.7	$\frac{5.4 \pm 0.2}{5.1-5.6}$	4.0	$\frac{29.9 \pm 4.1}{20.0-46.0}$	7.5	198	0.43	52	48
S18-21 (6)	0.78	$\frac{4.6 \pm 0.4}{3.2-6.2}$	10.0	$\frac{10.2 \pm 1.3}{5.0-28.0}$	1.0	79	0.48	38	14
S18-29 (5)	0.8	$\frac{13.4 \pm 3.4}{2.8-24.4}$	10.0	$\frac{10.5 \pm 2.6}{5.3-37.0}$	1.1	28	0.22	—	13
S18-24 (3)	0.9	$\frac{16.0 \pm 13.4}{0.4-42.6}$	10.0	$\frac{10.2 \pm 0.5}{3.3-22.0}$	1.0	23	$\frac{0.37}{0.18}$	27	9
S18-35 <sup>o</sup> (13)	1.3	$\frac{4.6 \pm 3.8}{0.5-46.1}$	1.0	$\frac{1.5 \pm 0.3}{0.5-3.8}$	1.5	12	0.05	—	750
S18-32 (5)	1.4	$\frac{14.8 \pm 11.6}{0.7-61.1}$	2.0	$\frac{2.6 \pm 1.4}{0.5-5.2}$	1.3	6	0.39	121	4
S18-19* (2)	1.8	$\frac{6.7 \pm 0.6}{6.1-7.3}$	2.0	$\frac{22.0 \pm 1.3}{19.0-37.8}$	11	117	0.39	52	35
S18-14 <sup>x</sup> (2)	1.9	$\frac{17.3 \pm 15.0}{2.3-32.2}$	1.0	$\frac{1.9 \pm 0.5}{1.8-12.8}$	1.9	4	0.13	—	12
S18-41* <sup>x</sup> (2)	>1.9	$\frac{1.8 \pm 0.3}{1.5-2.1}$	1.0	$\frac{4.4 \pm 0.9}{1.7-6.0}$	4.4	87	0.45	70	16
Среднее		9.4	7.0	12.6	3.0	70	0.32	54	26

Таблица 1. Окончание

№ драги (кол-во образцов)	Возраст $t$ , млн. лет	$\kappa_0 \times 10^3$ СИ	$I_{np}$ , А/м	$I_n$ , А/м	$\langle I_n \rangle / \langle I_{np} \rangle$	$\langle Q_n \rangle$	$R_s$	$H_{cr}$ , мТл	$V_r \times 10^3$
Срединно-океанический хребет Шписс									
G96-14 <sup>x</sup> (13)	<0.8	$\frac{4.2 \pm 0.4}{1.4-6.0}$	2.5	$\frac{5.7 \pm 1.0}{1.0-14.0}$	2.3	49	0.36	25	23
G96-12 (6)	<0.8	$\frac{6.0 \pm 0.4}{5.4-7.6}$	2.0	$\frac{43.5 \pm 2.0}{44.0-55.0}$	21.8	259	0.52	54	99
G96-13 (5)	<0.8	$\frac{6.3 \pm 0.6}{4.4-7.6}$	6.0	$\frac{27.9 \pm 5.0}{15.0-44.0}$	4.7	158	0.44	29	100
G96-15 (15)	0.8	$\frac{7.0 \pm 0.3}{4.8-9.1}$	20.0	$\frac{55.0 \pm 3.0}{32.0-74.0}$	2.8	281	0.48	27	96
G96-11 (3)	0.8	$\frac{15.0 \pm 2.0}{12.0-19.0}$	2.0	$\frac{25.6 \pm 5.0}{15.0-31.0}$	12.8	61	0.41	17	50
G96-20 <sup>x</sup> (6)	2.4-2.9	$\frac{3.6 \pm 0.02}{2.1-6.7}$	5.5	$\frac{5.3 \pm 0.3}{3.0-9.0}$	1.0	53	0.42	30	15
G96-21 (2)	2.4-2.9	$1.9 \pm 0.01$	2.0	$6.7 \pm 0.1$	3.3	126	—	60	31
G96-17 (2)	2.5-6.7	$2.4 \pm 0.2$	7.0	$8.7 \pm 0.1$	1.2	130	0.19	30	7
Среднее		5.8	5.9	22.3	6.2	140	0.40	34	53
Восточное звено срединного Американско-Антарктического хребта (ААХ)									
S18-56 (16)	1.2-1.8	$\frac{0.6 \pm 0.03}{0.4-0.7}$	1.5	$\frac{1.5 \pm 0.2}{1.0-2.3}$	1.0	89	0.41	82	26
G96-04 (2)	1.8	$\frac{2.5 \pm 1.9}{0.7-4.4}$	1.0	$\frac{3.9 \pm 0.5}{3.4-4.3}$	3.8	54	—	68	—
G96-19 (1)	4.3	2.0	2.5	5.6	2.2	100	—	45	15
Среднее		1.7	1.7	3.6	2.3	81	0.41	65	21
Область трансформного разлома Буве									
S18-7 (4)		$\frac{21.8 \pm 12.9}{0.02-51.6}$	2.0	$\frac{7.8 \pm 6.4}{0.7-26.6}$	3.9	13	0.07	55	18
S18-10 (4)		$\frac{15.9 \pm 14.6}{0.4-59.6}$	0.5	$\frac{2.7 \pm 2.1}{0.5-9.0}$	5.4	6	0.12	50	6
G96-22 (2)		$\frac{5.0 \pm 2.5}{2.5-7.6}$	—	$\frac{11.9 \pm 3.9}{8.0-15.8}$	—	76	0.29	57	25
Среднее		14.2	1.3	7.0	4.6	32	0.16	54	16

Примечание. \* – ферробазальты; ⊗ – вулканическое стекло; × – содержат сульфиды железа. В колонках  $\kappa_0$ ,  $I_n$  и  $Q_n$  в числителе даны средние значения величин для всех измеренных образцов из каждой драги, в знаменателе – наименьшие и наибольшие значения. Драга S18-35 при осреднении величин  $V_r$  образцов хребта Буве исключена.

сти трансформного разлома Буве имеют более низкие средние величины  $I_n$  (3.6–7.0 А/м).

Все исследованные нами горные породы характеризуются большими величинами фактора  $Q_n$ , от 8 до 281, и, в этом случае, как отмечалось выше, практически все аномальное поле изученного региона является палеомагнитным. Исключение может составлять только небольшая часть поля, обусловленная современной вязкой намагниченностью.

Результат сопоставления величин  $I_n$ , измеренных по образцам, и  $I_{np}$ , рассчитанных по аномальному полю, по отдельным частям области тройственной точки Буве, представлен на рис. 5а, 5б. По всей области отношение  $I_n/I_{np}$  для большинства драг существенно больше единицы (табл. 1, рис. 5а). Наибольшая средняя величина этого отношения наблюдается для базальтов хребта Шписс (рис. 5б). Одной из причин превышения величин  $I_n$  над  $I_{np}$  может быть то, что реальная тол-

Таблица 2. Термомагнитные характеристики образцов

№ драги	Возраст $t$ , млн. лет	$T_C$ , °C	$I_{sT}/I_{s0}$	$I_{rsT}/I_{rs0}$	$H_{crT}/H_{cr0}$
Южная часть Срединно-Атлантического хребта (САХ)					
S18-63	0.1	120	1.26	1.57	–
S18-51	0.2	120	1.40	2.50	2.5
S18-48	0.35	170	1.53	2.57	3.6
S18-54*	1.0	210	2.51	2.56	1.5
S18-57	1.8	380	1.55	2.70	3.1
Среднее		200	1.65	2.40	2.7
Срединно-океанический хребет Буве					
S18-30*	0.1	150	2.30	3.14	
S18-16*	0.2	185–225	1.61	1.82	
S18-25	0.2	230	1.44	–	
S18-31	0.3	70	1.90	3.00	
S18-37*	0.7	310	1.67	1.67	
S18-21	0.78	290	2.47	2.48	
S18-29	0.8	70	1.79	2.59	
S18-24	0.9	115	1.43	1.41	
		550	0.97	1.05	
S18-35 <sup>⊗</sup>	1.3	–	1.25	15.5	1.4
S18-32	1.4	–	0.79	0.52	
S18-19*	1.8	225	2.29	2.31	
S18-14*	1.9	550	3.34	7.73	
S18-41** <sup>x</sup>	>1.9	280	2.85	3.05	
Среднее		250	1.86	3.56	1.4
Срединно-океанический хребет Шписс					
G96-14*	<0.8	130	2.6	3.7	2.5
G96-12	<0.8	120	1.2	1.2	1.3
G96-13	<0.8	100	1.9	3.9	2.8
G96-15	0.8	120	1.7	2.1	2.4
G96-11	0.8	160	1.4	1.7	
G96-20*	2.4–2.9	265	2.9	10.0	2.1
G96-21	2.4–2.9	–		3.6	0.4
G96-17	2.5–6.7	580	0.7	1.0	1.2
Среднее		211	1.8	3.4	1.8
Восточное звено срединного Американско-Антарктического хребта (ААХ)					
S18-56	1.2–1.8	565	1.3	4.2	1.3
G96-04	1.8	575	–	–	–
G96-19	4.3	–	–	12.2	1.5
Среднее		570	1.3	8.2	1.4
Область трансформного разлома Буве					
S18-7		500	1.8	1.15	0.8
S18-10		520	2.7	1.14	0.7
G96-22		320	1.7	2.19	1.1
Среднее		447	2.1	1.49	0.9

Примечание. \* – ферробазальты; <sup>⊗</sup> – вулканическое стекло; <sup>x</sup> – содержат сульфиды железа.  $I_{s0}$ ,  $I_{rs0}$ ,  $H_{cr0}$  – параметры насыщения до нагрева образцов;  $I_{sT}$ ,  $I_{rsT}$ ,  $H_{crT}$  – параметры насыщения после нагрева образцов до  $T > T_{C\max}$ .

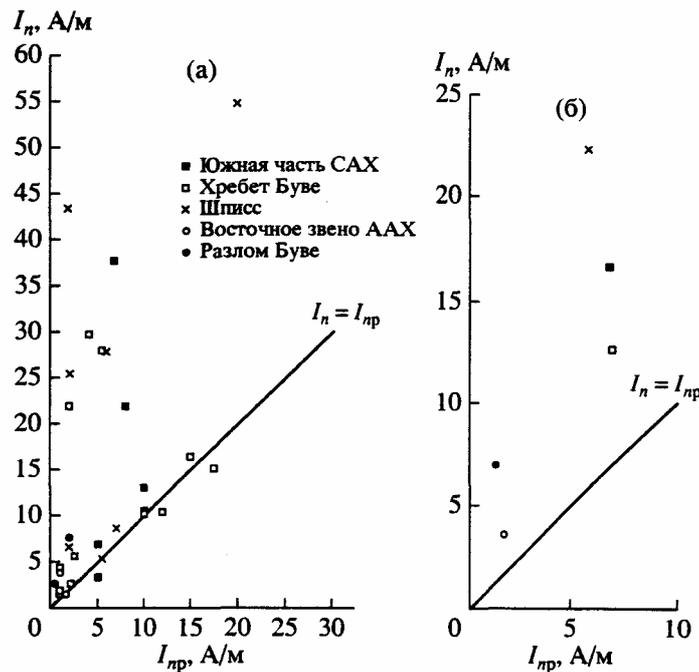


Рис. 5. Соотношение между измеренной величиной естественной остаточной намагниченности  $I_n$  и вычисленной по аномалиям магнитного поля  $I_{пр}$ : (а) – нанесены данные по всем драгам, (б) – нанесены средние по регионам величины  $I_n$  и  $I_{пр}$ .

щина магнитоактивного слоя в районе хребта Шписс меньше, чем та, которая была заложена в модели расчета  $I_{пр}$  по аномальному полю (0.5 км).

Однако, как показали измерения образцов (рис. 6), величина среднего по полигонам отношения  $I_n/I_{пр}$  почти линейно зависит от фактора  $Q_n$ . Из основной закономерности выпадает только одна точка, где величина  $I_n/I_{пр}$  для области трансформного разлома Буве рассчитана всего по трем драгам, причем одна из них (драга G96-22) находится не на разломе, а в прилегающей области.

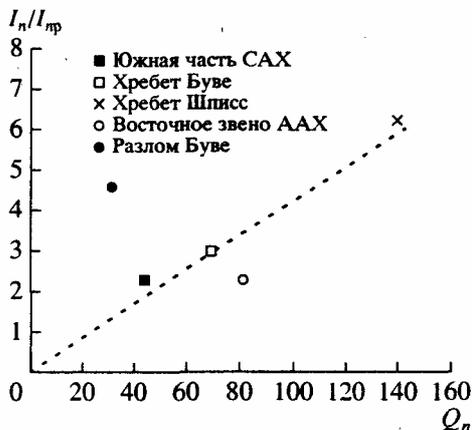


Рис. 6. Соотношение между средними по регионам величинами  $I_n/I_{пр}$  и  $Q_n$ .

Почти линейная зависимость  $I_n/I_{пр}$  от  $Q_n$  означает, что  $I_n/I_{пр} \approx AI_n/\kappa_0 H_r$  ( $A$  – некоторая константа) или  $I_{пр} \approx \frac{1}{A} \kappa_0 H_r$ , т.е. что  $I_{пр}$  практически пропорциональна  $\kappa_0$  ( $H_r = \text{const}$ ) и, соответственно, той части аномального геомагнитного поля, которая обусловлена  $\kappa_0 H_r$ . А это, в свою очередь, указывает на возможность неточного разделения главного и аномального полей при расчетах  $I_{пр}$ .

Были проведены измерения структурно-чувствительных магнитных характеристик ( $I_{rs}$ ,  $H_c$ ,

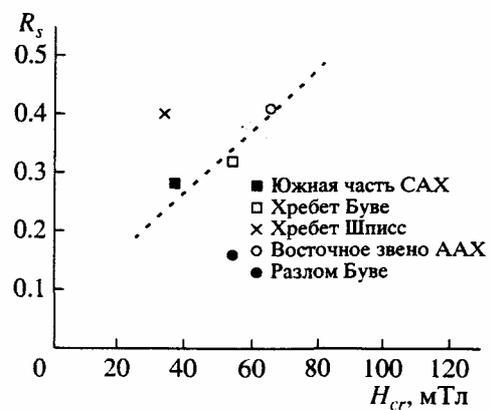


Рис. 7. Соотношение между средними по регионам величинами  $R_s$  и  $H_{cr}$ .

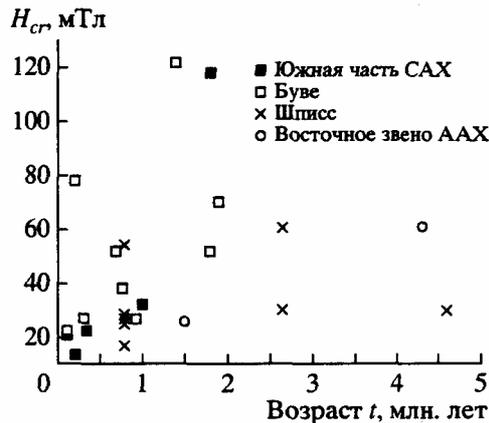


Рис. 8. Возрастная зависимость остаточнокэрцитивной силы  $H_{cr}$ .

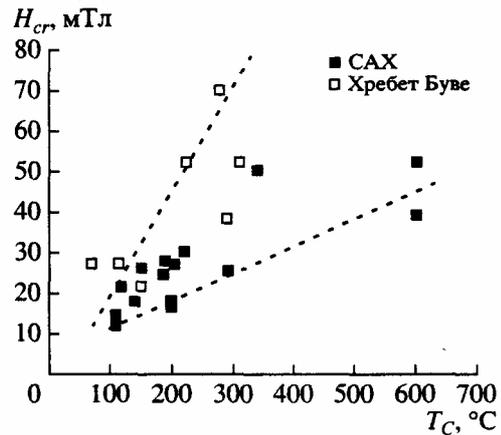


Рис. 9. Соотношение между  $H_{cr}$  и  $T_C$ .

$H_{cr}$ ). Получено, что величина отношения остаточной намагниченности насыщения  $I_{rs}$  к спонтанной намагниченности  $I_s$  ( $R_s = I_{rs}/I_s$ ), характеризующая тип доменной структуры ферритмагнетика и, в какой-то мере, размер его зерен, относительно высокая, более 0.3 (табл. 1). Это указывает на то, что зерна ферритмагнитных минералов преимущественно мелкие и близкие по их магнитной структуре к однодоменным и псевдооднодоменным. Только образцы горных пород из области трансформного разлома Буве имеют низкие величины  $R_s$ , что, по-видимому, связано с тем, что ферритмагнитная фракция пород представлена относительно крупными многодоменными зернами.

Кэрцитивная ( $H_c$ ) и остаточнокэрцитивная ( $H_{cr}$ ) силы в значительной степени зависят от напряжений, как внутренних, так и внешних, и возникающих при этом деформаций. Средние по полигонам значения  $\langle H_{cr} \rangle$ , как видно из табл. 1, преимущественно достаточно высокие (более 30 мТл), самая большая величина  $\langle H_{cr} \rangle = 65$  мТл наблюдается у образцов, отобранных на восточном звене срединного ААХ, несколько меньшие величины получены для срединно-океанического хребта Буве и трансформного разлома Буве (54 мТл). Наименьшие значения  $\langle H_{cr} \rangle$  наблюдаются на южной части САХ (47 мТл) и на срединно-океаническом хребте Шписс (34 мТл). Данные об  $H_{cr}$  не только отражают доменную структуру ферритмагнитных минералов, зацементированных в подводных базальтах, но и указывают на различие внешних напряжений и соответствующих остаточных деформаций, которые возникали в породах в процессе тектонической эволюции изученного региона.

Между параметром  $R_s$  и остаточнокэрцитивной силой  $H_{cr}$  должна наблюдаться определенная зависимость: образцы, обладающие большими  $R_s$ , должны иметь и большие  $H_{cr}$ . Однако, такой зависимости обнаружено не было. Можно только от-

метить, что образцы из драг разлома Буве (S18-7 и S18-10), имеющие малые  $R_s$  (~0.1), обладают достаточно высокими  $H_{cr}$ , т. е. показывают зависимость, противоположную ожидаемой. Мы предполагаем, что причиной повышения  $H_{cr}$  при низких значениях  $R_s$  являются повышенные напряжения *in situ* в соответствующей области океанского дна. Низкие величины  $R_s$  образцов из драги S18-35 хребта Буве (табл. 1), по-видимому, могут быть обусловлены присутствием частиц, имеющих размеры, меньшие однодоменных и обладающих низкой  $H_{cr}$ . Особенно малые размеры наблюдаются у частиц, рассеянных в вулканическом стекле. Таким образом, возможны разные причины, приводящие к увеличению  $H_{cr}$  и снижению  $R_s$ . Если же рассмотреть зависимость между средними по регионам величинами  $R_s$  и  $H_{cr}$ , то можно заметить тенденцию увеличения  $R_s$  с ростом  $H_{cr}$ . Этой зависимости не подчиняются образцы с хребта Шписс и области разлома Буве (рис. 7).

Как видно из рис. 8,  $H_{cr}$  обнаруживает некоторую тенденцию к возрастанию с увеличением возраста пород (до ~2 млн. лет) и с ростом точки Кюри (рис. 9), увеличение которой обусловлено прохождением с течением времени магнито-минералогических процессов превращения титаномагнетита в титаномаггемит.

На рис. 10 представлена зависимость естественной остаточной намагниченности  $I_n$  от возраста базальтов. Можно видеть, что существует тенденция спада  $I_n$  с ростом возраста (рис. 10). У почти одновозрастных (~0,8 млн. лет) базальтов хребта Шписс наблюдается очень большой разброс величин  $I_n$  (5.7–55 А/м).

Параметр  $V_r = I_n/I_{rs}$ , который характеризует сохранность естественной остаточной намагниченности во времени, для данной коллекции образцов изменяется в очень широких пределах от  $4 \times 10^{-3}$  (сильно измененные образцы из драги S18-32 хребта Буве) до  $750 \times 10^{-3}$  (образцы вулка-

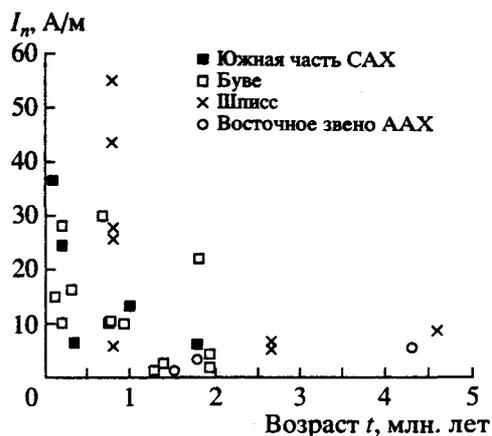


Рис. 10. Возрастная зависимость  $I_n$ .

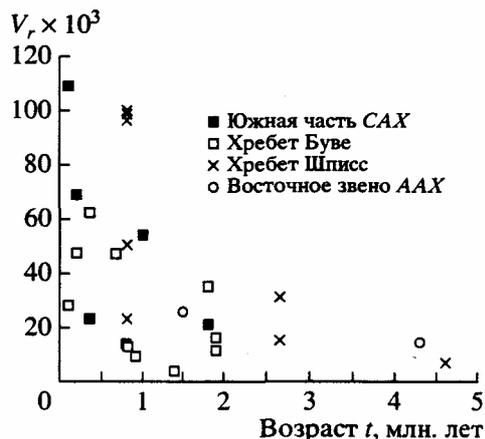


Рис. 11. Возрастная зависимость  $V_r = I_n/I_{rs}$  фактора сохранности  $I_n$ .

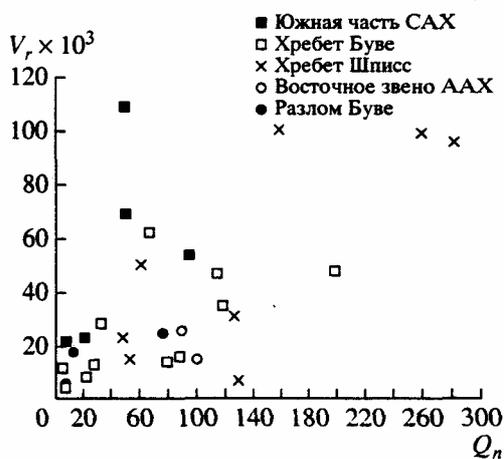


Рис. 12. Соотношение между  $V_r$  и  $Q_n$ .

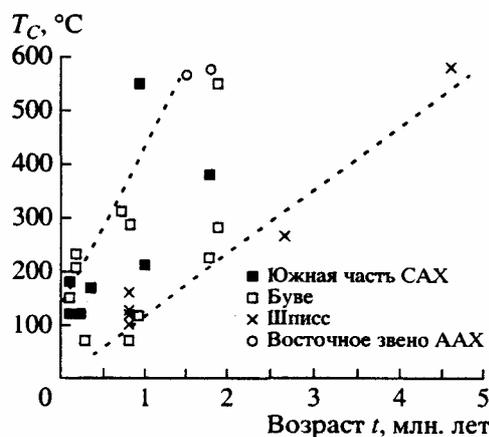


Рис. 13. Возрастная зависимость температуры Кюри  $T_c$ .

нического стекла из хребта Буве). Те и другие образцы близки по возрасту (1.3–1.4 млн. лет). По-видимому, столь различные величины фактора  $V_r$  у этих близких по возрасту образцов отражают различное воздействие среды на ферромагнитные зерна в них. Судя по величине  $R_s = 0.39$  (табл. 1), псевдооднодоменные зерна образцов из драги S18-32 интенсивно окислялись в природных условиях, а доступ окислительной среды в вулканическом стекле был минимальным (драга S18-35), что и привело к большей сохранности  $I_n$ . На рис. 11 представлена зависимость величины  $V_r$  от возраста образцов. Можно говорить лишь об очень слабой тенденции убывания  $V_r$  с возрастом. Ранее была получена достаточно четкая зависимость  $V_r(t)$  для толеитовых базальтов Красного моря [Трухин и др., 1996]. Однако, для образцов настоящей коллекции такая зависимость может быть затуманена, в связи с тем, что ферромагнитные зерна в породах находятся в различных условиях при их окислении на дне океана. Сопоставление

величин параметров  $V_r$  и  $Q_n$  показало, что чем выше фактор Кенигсбергера  $Q_n$ , тем сохраннее естественная остаточная намагниченность  $I_n$  (рис. 12). Зависимости остаточной намагниченности насыщения  $I_n$  от возраста не обнаружено.

Терромагнитные исследования выявили разнообразие особенностей ферромагнитной фракции изученных горных пород. Полученные зависимости  $I_s(T)$ , в основном, соответствуют известным зависимостям для океанских подводных пород [Петрова, 1975; Трухин, Максимочкин, 1982; Трухин и др., 1996]. Терромагнитные характеристики образцов приведены в табл. 2.

Определенные по терромагнитным кривым  $I_s(T)$  точки Кюри  $T_c$  показывают тенденцию к увеличению с ростом возраста пород во всех областях тройственной точки Буве (рис. 13). Это связано с повышением степени однофазного окисления носителей намагниченности – титаномагнетитов с течением времени. На рис. 14а–14и представлены характерные терромагнитные кривые  $I_s(T)$  для

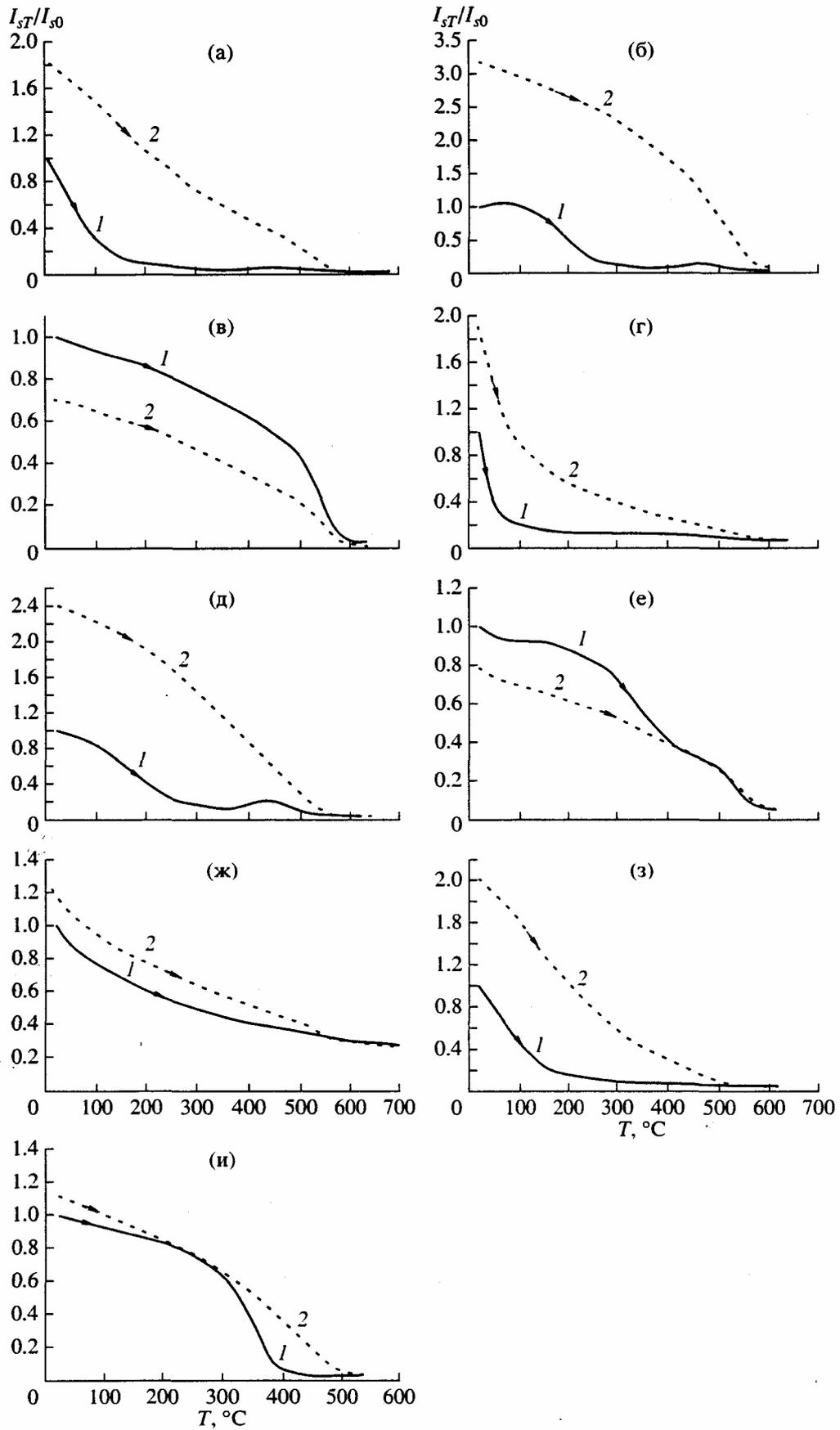


Рис. 14. Термомагнитные кривые  $I_s(T)$ ; 1 – первый нагрев, 2 – второй нагрев; (а)–(в) – образцы из хребта Шписс; (г)–(ж) – образцы из хребта Буве; (е) – образец из хребта Буве, драга S18-32; в области  $T < 150^\circ\text{C}$  наблюдается присутствие маггемита; (ж) – образец из драги S18-35; наблюдается большая парамагнитная часть в области  $T > 500^\circ\text{C}$ ; (з), (и) – образцы из южной части Срединно-Атлантического хребта.

изученных регионов. На рис. 14а–14в показаны кривые  $I_s(T)$  образцов из хребта Шписс, на рис. 14г–14ж – образцов из хребта Буве, а на рис. 14з, 14и – образцов из южной части САХ, подтверждающие эту тенденцию. Однако, она проявляется не на всех образцах. Так, на приблизительно одновозрастных (~0.8 млн. лет) образцах базальтов (рис. 14а, 14д) наблюдаются разные величины точек Кюри: образец из драги S18-21 на хребте Буве имеет точку Кюри около  $300^\circ\text{C}$ , а образец из драги G96-15 на хребте Шписс – ниже  $200^\circ\text{C}$ . Имеются примеры, когда более древний образец (2.4–2.9 млн. лет) с хребта Шписс (рис. 14б) имеет близкую по величине точку Кюри с образцом с хребта Буве более молодого возраста (0.78 млн. лет) (рис. 14д). По-видимому, процесс окисления в области хребта Буве был более интенсивным, чем в области хребта Шписс. Некоторые кривые  $I_s(T)$  базальтов из хребта Буве указывают на ход химических превращений в ферримагнитной фракции базальтов. Так, на рис. 14е представлена термомагнитная кривая  $I_s(T)$ , отражающая превращение низкотемпературной фазы маггемита в высокотемпературную (рост величины  $I_s$  в области  $T > 100^\circ\text{C}$ ). На рис. 14ж представлены термомагнитные кривые  $I_s(T)$  образца вулканического стекла. По таким кривым  $I_s(T)$  трудно определить точку Кюри, так как на этих кривых в высокотемпературной области виден большой парамагнитный “хвост”. Этот “хвост” может быть обусловлен как парамагнитными минералами, так и суперпарамагнитными зернами титаномагнетитов.

При температуре  $T > 350^\circ\text{C}$  однофазное окисление титаномагнетитов переходит в гетерофазное окисление [Трухин, Максимочкин, 1982].

На рис. 15 представлено соотношение между параметром  $R_s$  и температурой Кюри  $T_C$  изученных образцов. Можно видеть, что однофазноокисленные образцы ( $T_C < 350^\circ\text{C}$ ) обладают повышенными значениями  $R_s$ , что указывает на то, что они преимущественно однодоменны и псевдооднодоменны ( $R_s > 0.35$ ), а гетерофазноокисленные образцы, имеющие менее высокие величины  $R_s$ , являются более крупнозернистыми и многодоменными ( $R_s < 0.2$ ).

Из рис. 16 видно, что однофазноокисленные базальты ( $T_C < 350^\circ\text{C}$ ) имеют широкий спектр величин  $I_n$ . Однако, средняя величина  $I_n$  таких образцов выше, чем средняя величина  $I_n$  образцов гетерофазноокисленных базальтов ( $T_C > 350^\circ\text{C}$ ). Поскольку гетерофазноокисленные базальты имеют возраст более 1.8 млн. лет, по-видимому, произошло частичное разрушение их первичной естественной остаточной намагниченности  $I_n$ , а химическая намагниченность, возникшая на вновь образовавшейся дочерней фазе (обогащенный железом титаномагнетит) еще мала.

У большинства образцов после первого нагрева наблюдается возрастание спонтанной намагниченности  $I_s$  (табл. 2). Можно заметить, что наибольший прирост  $I_s$  после первого нагрева ( $I_{sT}/I_{s0} > 2$ ) наблюдается у образцов, содержащих сульфиды железа [Симонов, Лопухов, 1997], которые при нагреве окисляются до магнетита (драги S18-14, 30, 54; G96-14, 20). Следует отметить также, что

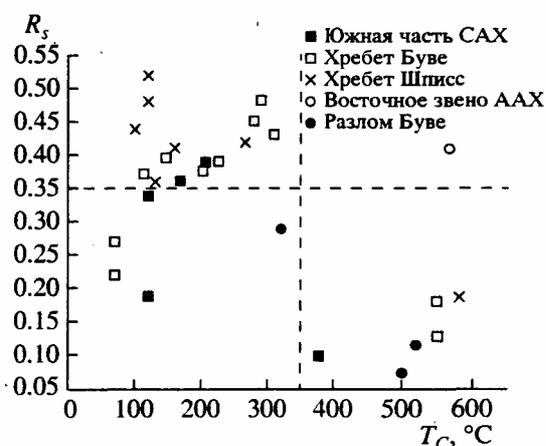


Рис. 15. Соотношение между фактором  $R_s = I_{rs}/I_s$  и  $T_C$ .

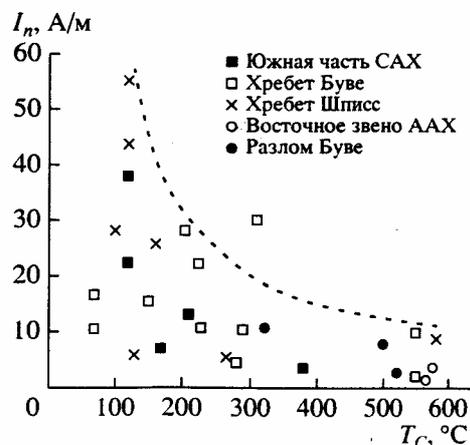


Рис. 16. Соотношение между  $I_n$  и  $T_C$ .

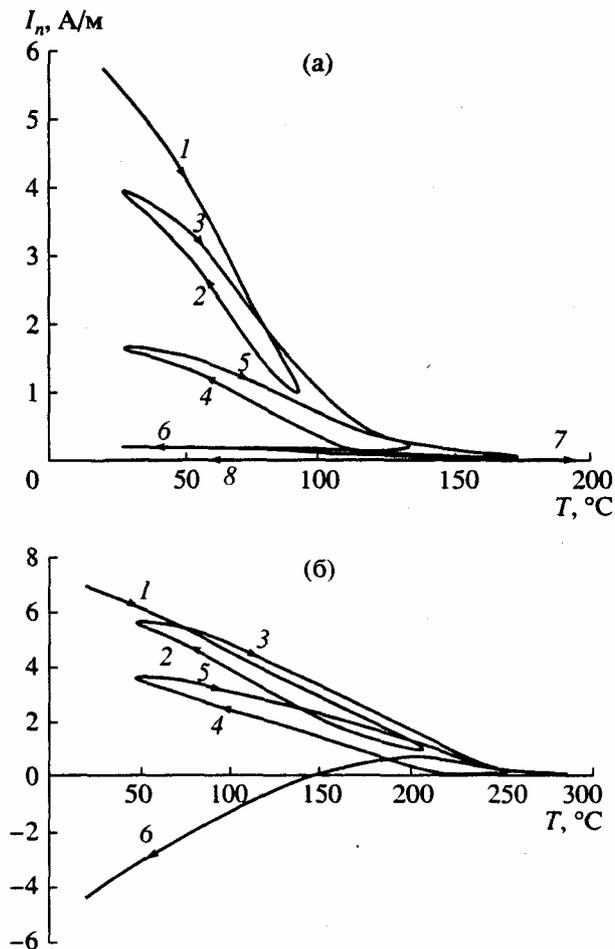


Рис. 17. Циклическое терморазмагничивание образцов с естественной остаточной намагниченностью  $I_n$  ( $H=0$ ); (а) – обр. 12/2;  $T_B = 150^\circ\text{C}$ : 1 – нагрев до  $100^\circ\text{C}$ ; 2 – охлаждение до  $T_0$ , 3 – нагрев до  $150^\circ\text{C}$ , 4 – охлаждение до  $T_0$ , 5 – нагрев до  $180^\circ\text{C}$ , 6 – охлаждение до  $T_0$ , 7 – нагрев до  $275^\circ\text{C}$ , 8 – охлаждение до  $T_0$ ; (б) – обр. 21/16,  $T_B = 195^\circ\text{C}$ : 1 – нагрев до  $210^\circ\text{C}$ , 2 – охлаждение до  $T_0$ , 3 – нагрев до  $260^\circ\text{C}$ , 4 – охлаждение до  $T_0$ , 5 – нагрев до  $300^\circ\text{C}$ , 6 – охлаждение до  $T_0$ .

чем большую  $T_C$  имеет образец, тем в меньшей степени растет его  $I_s$  при нагревании. Это свидетельствует о том, что частично окисление уже прошло в природных условиях.

Следует обратить также внимание на очень сильное возрастание остаточной намагниченности насыщения  $I_{rs}$  после нагрева для некоторых образцов коллекции. Весьма интересно, что такие образцы встречены в разных частях тройственной точки Буве (хребет Буве – драги S18-35 и S18-14; хребет Шписс – драга G96-20; ААХ – драга G96-19; разлом Буве – драги S18-7 и S18-10) (табл. 2). Причина такого большого роста  $I_{rs}$  пока не ясна. Однако, можно предположить, что это связано с увеличением размеров зерен суперпарамагнитных частиц и их переходом в однодоменное состо-

яние. На первичных кривых  $I_s(T)$  таких образцов есть “хвосты”, обусловленные наличием частиц в суперпарамагнитном состоянии (рис. 14ж). Измерения образцов из области разлома Буве (драги S18-7 и S18-10) показали резкое различие в величинах всех магнитных параметров в пределах каждой из драг. В связи с этим отклонение магнитных параметров от среднего по драге у них особенно велико (табл. 1). Среди образцов драги S18-10 встречаются образцы с различными типами термомагнитных кривых  $I_s(T)$ . У одного из них кривая  $I_s(T)$  типична для многодоменного магнетита, а у другого имеет “хвост” в высокотемпературной области ( $T > 500^\circ\text{C}$ ). Это свидетельствует о присутствии в его ферримагнитной фракции суперпарамагнитных частиц, переходящих в ОД-состояние, что подтверждается резким ростом  $I_{rs}$  этого образца после нагрева ( $I_{rsT}/I_{rs0} = 97.3$ ) и увеличением параметра  $R_s$  ( $R_{s0} = 0.009$ ;  $R_{sT} = 0.25$ ).

Заслуживают особого внимания данные по изменению остаточнокэрцитивной силы  $H_{cr}$  после первого нагрева, которое можно оценить по отношению  $H_{crT}/H_{cr0}$ . В основном отношение  $H_{crT}/H_{cr0}$  было больше 1, изменяясь от 1.1 до 3.6 (табл. 2). Это, по-видимому, обусловлено развитием процесса гетерофазного окисления, при котором происходит дробление зерен титаномагнетита ламеллами ильменита. Однако, встречались образцы, у которых происходил спад  $H_{cr}$  после нагрева. По-видимому,  $H_{cr}$  в таких образцах была в значительной мере обусловлена повышенными напряжениями. При нагреве происходил отжиг повышенных напряжений, возникших *in situ*, что и вело к снижению  $H_{cr}$ . Это предположение подтверждается, в какой-то мере, тем фактом, что образцы, у которых отмечалось такое понижение  $H_{cr}$  после их нагрева в лаборатории, были отобраны из мест с повышенными напряжениями *in situ* (разлом Буве – драги S18-7 и S18-10 и хребет Шписс – драга G96-21).

Помимо термомагнитного анализа, направленного на изучение эволюции ферримагнитной фракции базальтов, проводилось циклическое терморазмагничивание образцов [Трухин и др., 1997] с целью более детального изучения особенностей намагничивания океанских базальтов. При циклическом изменении  $T$  изучалось поведение естественной остаточной намагниченности  $I_n$  и термоостаточной намагниченности  $I_{rT}$ , созданной в лаборатории в поле  $H = 0.05$  мТл. У образцов, отобранных из областей с повышенными напряжениями *in situ* (хребет Шписс – драга G96-21), наблюдались аномалии в ходе циклических кривых. По-видимому, повышенные внешние напряжения изменяют магнитную структуру образцов, что приводит к аномальному ходу циклических кривых  $I_n(T)$ ,  $I_{rT}(T)$  и даже к частичному самообращению  $I_n$  и  $I_{rT}$ .

На рис. 17а (обр 12/2) и на рис. 17б (обр. 21/16) в качестве примера приведены результаты циклического терморазмагничивания  $I_n$  образцов хребта Шписс. По мере нагревания у обр. 12/2 с каждым циклом величина  $I_n$  постепенно убывает до нуля. У обр. 21/16 (рис. 17б) на третьем цикле при охлаждении от 300°C выявилась компонента  $I_n$  обратного знака. Базальт, из которого получен образец 21/16 на 2 млн. лет старше базальта, из которого получен образец 12/2. За это время в более древних базальтах могли произойти значительные изменения титаномагнетитов, которые могли привести к частичному самообращению намагниченности  $I_n$ . Обратная компонента  $I_n$  могла также возникнуть в результате химического подмагничивания после инверсии геомагнитного поля, происшедшей во время протекания процессов окисления в титаномагнетитах.

При циклическом терморазмагничивании  $I_{rT}$ , созданной в лаборатории ( $H = 0.05$  мТл), у обр. 21/16 было обнаружено самообращение  $I_{rT}$  (рис. 18). Видно, что термонамагниченность  $I_T$  вместо непрерывного роста при охлаждении образца в магнитном поле при достижении определенной температуры обнаруживает спад (кривая 6, рис. 18). При терморазмагничивании образца наблюдается аномальное поведение кривой  $I_{rT}(T)$  (кривая 7, рис. 18).

Этот результат показывает, что в зернах ферромагнитной фракции образца из драги 21 имеет место отрицательное магнитное взаимодействие, которое приводит к самообращению термонамагниченности. Это означает, что в природных условиях обратная компонента  $I_n$  может возникать за счет отрицательного магнитного взаимодействия. Подобные случаи наличия обратной компоненты  $I_n$  были выявлены ранее для ферробазальтов хребта Буве (образцы из драги 37) [Трухин и др., 1999].

Внутри образца намагниченные ферромагнитные зерна могут создавать поля рассеяния  $H_p$ . Их наличие и направление можно оценить путем сопоставления величин  $H_{cr}$  и  $H'_{cr}$  остаточнокерцтивной силы, определенной различными способами. Первый, экспериментальный, способ определения  $H_{cr}$  состоит в том, что на образец, намагниченный до  $I_r = I_{rs}$ , воздействует постепенно увеличивающееся постоянное поле  $H$ , направленное антипараллельно  $I_{rs}$ , до тех пор, пока остаточная намагниченность образца не станет равной нулю ( $I_r = 0$ ). Состояние  $I_r = 0$  означает, что в некотором поле  $H = H_{cr}$  вновь возникающая остаточная намагниченность  $I_{r1}$  компенсирует оставшуюся  $I_{r2}$  ( $I_{r1} = I_{r2} = 0.5I_{rs}$ , а  $I_{r2} - I_{r1} = 0$ ).

При наличии полей рассеяния определяемая таким образом  $H_{cr}$  будет меньше истинной  $H_{cr ист}$  ( $H_{cr} < H_{cr ист}$ ), так как поля рассеяния направлены так же, как и внешнее поле  $H$ , антипараллельно

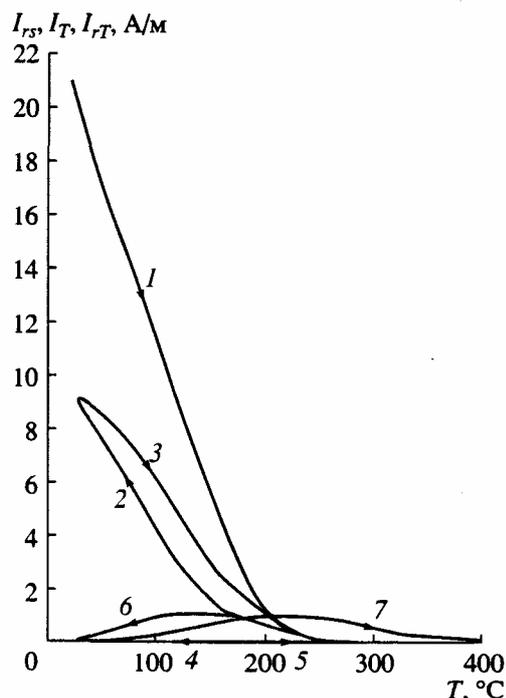


Рис. 18. Циклическое терморазмагничивание обр. 21/16, намагниченного до насыщения, и моделирование термонамагниченности: 1 – нагрев до 210°C,  $I_{rs}(T)$ ; 2 – охлаждение при  $H = 0$  до  $T_0$ ,  $I_{rs}(T)$ ; 3 – нагрев до 300°C,  $I_{rs}(T)$ ; 4 – охлаждение до  $T_0$  при  $H = 0$ ; 5 – нагрев до 300°C; 6 – охлаждение при  $H = 0.05$  мТл,  $I_T(T)$ ; 7 – нагрев при  $H = 0$  до 400°C (чувствительность прибора увеличена в 3 раза),  $I_{rT}(T)$ .

$I_{rs}$ , и внешнее поле  $H$ , дающее информацию об  $H_{cr}$ , будет меньше внутреннего ( $H + H_p$ ).

Второй способ определения остаточнокерцтивной силы заключается в расчете  $H_{cr}$  по кривой зависимости  $I_r(H)$ . В этом случае  $H_{cr}$  равна полю  $H$ , при котором  $I_r = 0.5I_{rs}$ , независимо от наличия полей рассеяния, так как информация об  $H_{cr}$  поступает от намагниченности, а не от поля  $H$ , и поэтому  $H'_{cr} = H_{cr ист}$ . Таким образом,  $H_{cr} < H'_{cr}$  при наличии полей рассеяния и  $H_{cr} \approx H'_{cr}$  при практическом отсутствии этих полей.

Наши измерения соотношения  $H_{cr}$  и  $H'_{cr}$  для образцов хребта Шписс показали (рис. 19), что только у образца из драги G96-21  $H'_{cr}$  существенно выше  $H_{cr}$ . У остальных  $H_{cr} > H'_{cr}$ . Такое соотношение может быть связано с наличием в ферромагнетиках отрицательного магнитного взаимодействия.

На некоторых образцах коллекции (хребет Буве – драги S18-14, 16, 19, 29, 30, 31, 35; ААХ – драга S18-56; разлом Буве – драги S18-7, 10) проводилось подробное изучение магнитной вязкости при комнатной температуре с целью оценки

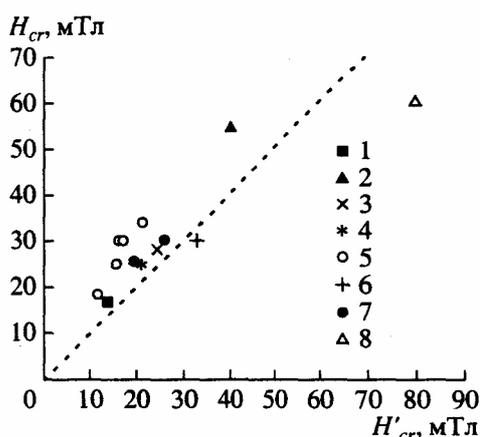


Рис. 19. Соотношение между величинами остаточной коэрцитивной силы  $H_{cr}$  и  $H'_{cr}$ , оцененными разными способами: 1 – драга 11, 2 – драга 12, 3 – драга 13, 4 – драга 14, 5 – драга 15, 6 – драга 17, 7 – драга 20, 8 – драга 21.

вклада вязкой остаточной намагниченности  $I_{rv}$  в естественную остаточную намагниченность  $I_n$ . Было установлено, что при моделировании  $I_{rv}$  в лаборатории (намагничивание в  $H = 0.5$  мТл в течение  $t = 3600$  с) большую скорость роста  $I_{rv}$ , которая характеризовалась относительным приростом  $I_r$  ( $I_{rv}/I_{rv0}$ ) за  $t = 3600$  с, имеют образцы с наиболее высокой степенью однофазного окисления титаномагнетита и, соответственно, высокой точкой Кюри  $T_C$ . Так, за 3600 с у обр. 29/71, у которого  $T_C = 70^\circ\text{C}$ , отношение  $I_{rv}/I_{rv0}$  составило 1,3; у обр. 16/30 ( $T_C = 185^\circ\text{C}$ ) отношение  $I_{rv}/I_{rv0} = 3,8$ ; у обр. 19/23 ( $T_C = 225^\circ\text{C}$ ) отношение  $I_{rv}/I_{rv0} = 5,6$ . Величины параметров магнитной вязкости  $S_v = \frac{[I_{rv}(t_2) - I_{rv}(t_1)]H}{(\lg t_2 - \lg t_1)I_{rv}(t_0)}$  для этих образцов после их намагничивания в переменном магнитном поле  $h = 100$  мТл (состояние НМС) следующие: у образца 29/71  $S_v = 0.14$  мТл; у образца 16/30  $S_v = 0.88$  мТл; у образца 19/23  $S_v = 0.99$  мТл. Такой же вывод о большей величине вязкой намагниченности у более окисленных базальтов был получен ранее при исследовании очень тонкодисперсных подводных базальтов, подвергнутых низкотемпературному окислению [S. J. Beske-Diehl, 1990].

Образцы, обладающие большой вязкостью и устойчивой во времени  $I_{rv}$ , имеют также высокие значения параметра  $R_s$  ( $\sim 0.4$ ), то есть их ферримагнитная фракция состоит, в основном, из мелких однодоменных зерен. За  $t = 3600$  с величина спада намагниченности  $I_{rv}$  у этих образцов после отключения поля  $H$  не превышала 30% от исходной величины, в то время, как образцы, содержащие суперпарамагнитные частицы, имели менее устойчивую  $I_{rv}$  со спадом более 50%.

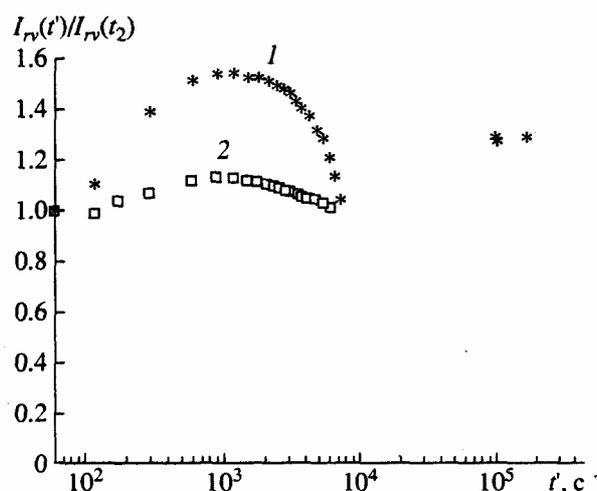


Рис. 20. Самопроизвольный спад вязкой остаточной намагниченности  $I_{rv}$  ( $H = 0$ ) (образцы из драги S18-31): 1 –  $I_{rv}(t_2)$  из НМС, 2 –  $I_{rv}(t_2)$  из НМС, повторно.

Зависимость магнитовязких процессов от диффузионных процессов однофазного окисления, указывает на то, что магнитовязкие явления в изученных образцах обусловлены диффузионным магнитным последствием.

При изучении магнитной вязкости был обнаружен аномальный характер поведения  $I_{rv}(t')$  при самопроизвольном спаде при отключении поля ( $H = 0$ ). Сразу после отключения поля наблюдался некоторое время не спад, а рост намагниченности  $I_{rv}$  (образцы из драг S18-30 и 31 хребта Буве) (рис. 20). Это, по-видимому, связано с наличием в ферримагнитных зернах образцов внутреннего магнитного взаимодействия [Трухин и др., 2001], которое приводит к образованию двух компонент  $I_{rv}$ , направленных антипараллельно друг другу.

В связи с тем, что состав неокисленных титаномагнетитов (ТМ) толеитовых базальтов отражает термодинамические условия в первичных очагах и, в какой-то степени, глубину зарождения магмы [Петрова, 1975], появляется возможность оценки глубины магматических очагов. Как показали результаты проведенных нами экспериментов, неокисленные ТМ, которые нужны для расчетов глубин очагов, в изученных толеитовых базальтах встречались сравнительно редко. Поэтому для определения их первичного состава и тем самым исходной  $T_C$  были использованы расчетные точки Кюри  $T_{Cr}$ , которые вычислены на основе химических анализов вулканических стекол, данные о которых опубликованы в работах [Симонов и др., 1996; Трухин и др., 1998].

По диаграмме  $T_C - T_{Cr}$  может быть оценена степень низкотемпературного окисления ТМ толеитовых базальтов [Горшков, 1991]. Совпадение значений  $T_C$  и  $T_{Cr}$  означает, что низкотемператур-

ное окисление ТМ в данном образце развито слабо или отсутствует вообще. Все значения  $T_C$ , располагающиеся на диаграмме выше линии совпадения  $T_C$  и  $T_{Cr}$ , соответствуют в различной степени окисленным ТМ.

На рис. 21 в качестве примера на диаграмме  $T_C$ – $T_{Cr}$  приведены данные по базальтам юга САХ. Видно, что три значения  $T_C$  расположены выше линии совпадения  $T_C$  и  $T_{Cr}$ , следовательно ТМ данных толеитовых базальтов прошли различные стадии низкотемпературного окисления. Пять значений  $T_C$  расположены ниже линии совпадения  $T_C$  и  $T_{Cr}$ . По-видимому, последний результат обусловлен наличием в базальтах значительного количества слабо раскристаллизованного вулканического стекла, которое затрудняет определение экспериментальных  $T_C$  [Трухин и др., 1998].

На основе расчетных величин температур Кюри  $T_{Cr}$  были оценены глубины магматических очагов, в которых могли зарождаться титаномагнетиты соответствующих составов. Оказалось, что очаги в области южной части САХ и ААХ находились на глубинах 65 и 50 км; в области хребтов Буве и Шписс глубина очагов несколько выше и составляет около 70 км.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Кинематически стабильным и не меняющим свою геометрию считается такое тройственное сочленение литосферных плит, у которого ориентация каждой границы остается постоянной относительно двух других границ тройственного сочленения на протяжении конечного или мгновенного интервала времени [McKenzie, Morgan, 1969]. Такое определение допускает вращение тройного сочленения в системе координат, внешней по отношению к сочленению. Сумма векторов скоростей спрединга тройного сочленения должна быть равна нулю и, тем самым, треугольник относительных скоростей спрединга должен быть замкнут.

Согласно работам [Johnson, Hey, Lowrie, 1973; Sclater et al., 1976; Patriot, Courtillot, 1984; Apotria, Gray, 1988; Klein, Rode, Morgan, 1988] тройственное сочленение Буве является стабильным и имеет тип разлом (Американо-Антарктический хребет сочленяется со Срединно-Атлантическим хребтом разломом с простираем  $85^\circ$ , полускорость спрединга 0.9 см/год) – разлом (хребет Шписс сочленяется с Срединно Атлантическим хребтом разломом с простираем  $45^\circ$ , 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.

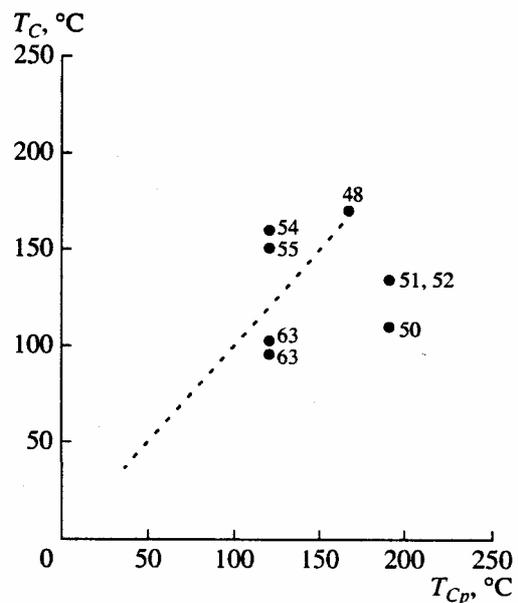


Рис. 21. Соотношение между величинами измеренных точек Кюри  $T_C$  и вычисленных на основании данных о составе титаномагнетита  $T_{Cr}$ .

Представленные в работах [Булычев и др., 1997; Бонатти и др., 1997] 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.

Расчет треугольника скоростей для интервала хрона С2Ап (2.581–3.580 млн. лет) показывает, что для измеренной скорости спрединга на Срединно-Атлантическом хребте 1.55 см/год расчетная скорость на Американо-Антарктическом хребте должна быть 0.88 см/год (расчитанная ее величина довольно близка к теоретической и составляет 1 см/год). Теоретическое значение скорости на хребте Шписс должно быть 0.82 см/год. Измеренное значение не так сильно как в предыдущем случае отличается от теоретического и равно 1 см/год. В рамках указанных выше погрешностей расчетов можно сказать, что во время хрона С2Ап (2.581–3.580 млн. лет) наблюдалась стабильность тройственного сочленения. Тем самым, кинематическая нестабильность тройственного сочленения литосферных плит наблюдается в последние 2.5 млн. лет (или даже 1.5 млн. лет) в области, очерчиваемой тремя-пятью десятками километров.

Вместе с тем представляется, что стабильность тройственного сочленения Буве существует в региональном масштабе, как это показано в работе Слейтера и его коллег [Sclater et al., 1976].

При переходе же на крупномасштабные (настоящая работа) исследования удается изучить детальные подробности конкретного взаимоотношения трех рифтовых структур. Мгновенная геодинамика их взаимодействия обусловлена как особенностями глобальных геодинамических процессов, так и конкретными реологическими свойствами рвущейся литосферы и др.

Мгновенная геодинамика тройственного сочленения отражает повседневную (в геологическом летоисчислении) жизнь этой особой тектонической точки, находящейся в постоянном развитии. Именно это может приводить к определенной нестабильности в области, очерчиваемой тремя-пятью десятками километров, которые вероятно и обозначают физический диаметр "точки" тройственного сочленения. Продвижение точки на юго-восток последние 8.5 млн. лет идет со средней скоростью 0.4 см/год.

Предположение о превышении остаточного аномального магнитного поля над индуктивным при проведенных нами расчетах  $I_{np}$  по аномалиям магнитного поля получило подтверждение в результате измерения естественной остаточной намагниченности  $I_n$  и магнитной восприимчивости  $k_0$  по образцам из областей тройственной точки Буве. Оказалось, что их фактор Кенигсберга  $Q_n = I_n/k_0 H_r$  достаточно высок, т. е. остаточная намагниченность существенно выше индуктивной.

Измерения показали, что средние по отдельным районам сочленения величины  $I_n$  на большинстве образцов существенно (в 2–6 раз) превышают расчетные  $I_{np}$ . О сопоставимости величин  $I_n$  и  $I_{np}$  можно говорить лишь по измерениям образцов из южной части САХ и хребта Буве. Это означает, что выбранные параметры модели инверсионного магнитоактивного слоя океана только для этих районов оказались близки к реальным, в то время, как в остальных областях такого соответствия не наблюдается. Если измеренные величины  $I_n$  отражают реальную ситуацию, то возникает необходимость коррекции параметров расчетной модели магнитоактивного слоя. Так, наибольшее расхождение между  $I_n$  и  $I_{np}$  ( $I_n/I_{np}$  до 21.8) имеет место для некоторых базальтов хребта Шписс (рис. 5, табл. 1). Из этого следует, что, по-видимому, толщина магнитоактивного слоя в области хребта Шписс менее 0.5 км. Ферробазальты в области хребта Буве также залегают на меньшей глубине, чем базальты этой области, поскольку для них также  $I_n$  существенно больше, чем  $I_{np}$  (рис. 5).

В связи с тем, что объектом исследования были драгированные горные породы дна океана, особое внимание было уделено процессам преобразования ферромагнитной фракции горных пород с течением времени в окислительной среде. При термомагнитном анализе пород нагревы

проводились на воздухе с регистрацией изменения намагниченности пород при их преобразовании. Они показали очень интересные тенденции изменения намагниченности, а значит, преобразования пород. Во-первых, даже среди молодых базальтов, взятых с самой поверхности дна, встречены образцы с высокими температурами Кюри  $T_C$ , а стало быть, сильно измененные. Во-вторых, наблюдалось сильное изменение намагниченности при нагреве в лаборатории у пород, содержащих сульфиды железа, обусловленное их окислением до магнетита в процессе нагрева. В-третьих, чем в меньшей степени изменены титаномагнетиты в природных условиях, тем выше их степень изменения при нагревах образцов в лаборатории. В-четвертых, чем выше степень однофазного окисления в мелкозернистом титаномагнетите, тем выше и устойчивее вязкая остаточная намагниченность  $I_{rv}$ , которая является вторичной компонентой в составе естественной остаточной намагниченности  $I_n$ . В-пятых, в базальтах из участков с повышенными напряжениями *in situ* обнаружено понижение остаточно-эрцитивной силы  $H_{cr}$  образцов в результате их термообработки, что указывало на отжиг внутренних напряжений, обусловленных напряжениями *in situ*. У таких образцов зафиксировано явление самообращения  $I_n$  и лабораторной термоостаточной намагниченности  $I_{rT}$  при циклическом терморазмагничивании. Это указывает на возможность возникновения обратной компоненты остаточной намагниченности в составе  $I_n$  или  $I_{rT}$ . Как известно, самообращение намагниченности определяется внутренним магнитным взаимодействием при определенных особенностях ферромагнитной фракции горных пород. Таким образом, чтобы выявить причины несопоставимости  $I_n$  и  $I_{np}$ , необходимо знать особенности преобразования ферромагнитной фракции горных пород, что тщательно и проводилось в данной работе.

Учитывая вышесказанное, следует заключить, что наиболее благоприятными объектами в этом отношении являются базальты южной части САХ и хребта Буве. По образцам этих областей можно проследить возрастную зависимость  $I_n$  и других магнитных характеристик. Наиболее сложностроенными являются хребет Шписс, ААХ и трансформный разлом Буве. В основном, образцы из этих участков имеют высокие  $T_C$ , т. е. содержат более окисленные титаномагнетиты.

Как известно [Горшков и др., 1991], степень однофазного окисления титаномагнетитов может быть оценена по разнице между величиной температуры Кюри  $T_C$ , измеренной по образцам, и вычисленной на основе химических анализов титаномагнетитов  $T_{Cp}$ , причем, чем выше эта разница, тем выше степень окисления. Вместе с тем, величины  $T_{Cp}$  отражают первичный состав титаномагнетитов, и по ним могут быть оценены глу-

бины магмовых очагов, где зарождались титаномагнетиты. Эти расчеты показали, что глубины таких очагов в области хребтов Буве и Шписс выше, чем в области южной части САХ.

### ВЫВОДЫ

Ось прото хребта Шписс заложила во время С4R на северном борту разлома Буве, а во время хрона С2AR она совершила прыжок на запад на расстояние более 70 км, заняв положение, близкое к современному. Во время хрона С1R произошло быстрое проникновение этой оси на север в литосферу Срединно-Атлантического хребта.

Периферические окончания хребтов Срединно-Атлантического и Шписс зашли 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.

С учетом погрешностей расчетов можно сказать, что во время хрона С2Ап (2.581–3.580 млн. лет) тройственное сочленение литосферных плит Буве было кинематически стабильным. Впоследствии его стабильность оказалась нарушенной прорывом оси спрединга хребта Шписс в литосферу Срединно-Атлантического хребта. В эпоху Брюнеса отмечается "отступление" оси хребта Шписс на юг из литосферы Срединно-Атлантического хребта. Не исключена вероятность того, что положение обнаруженного на Шписсе эруптивного аппарата центрального типа отражает новейшее положение крайнего северного конца активной оси спрединга. Продвижение тройственной точки на юго-восток последние 8.5 млн. лет идет со средней скоростью 0.4 см/год.

Эксперименты, направленные на изучение особенностей намагничивания базальтов тройственного сочленения Буве, показали сложность зерен их ферритмагнитной фракции, обусловленную окружающей их средой. Обнаружено существенное изменение величин  $I_n$  в зависимости от возраста и условия залегания пород. В процессе химических превращений в титаномагнетитах могут возникать вторичные компоненты химической и диффузионной вязкой намагниченности, направление которых может отражать направление изменяющегося с течением времени геомагнитного поля в месте залегания пород. Обнаружен аномальный рост лабораторной вязкой остаточной намагниченности после отключения намагничивающего поля ( $H = 0$ ). Возможно возникновение направленных антипараллельно  $I_n$  компонент намагниченности в результате инверсий геомагнитного поля и процессов самообращения.

Существенное воздействие на структурно-чувствительные характеристики пород оказывает испытываемое ими повышенное напряжение

*in situ*, результаты которых можно зафиксировать при лабораторных исследованиях. Каждый из воздействующих на породу факторов может приводить к аномальному поведению намагниченности пород и искажению первичной  $I_n$ .

Без учета различных особенностей намагничивания пород невозможно контролировать выбор модели магнитоактивного слоя океана.

Сложная картина магнитоактивного слоя предполагается в областях трансформных разломов. Однако, к сожалению, из разлома Буве в области тройственной точки Буве авторы располагали малым количеством образцов, поэтому настоящая работа может рассматриваться лишь как начало интересного исследования подобных областей с подробным изучением особенностей магнитных свойств горных пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: гранты № 99-05-64024 и № 00-05-64769.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бонатти Э., Бульчев А.А., Гилод Д.А. и др. Детальные геомагнитные исследования точки тройственного сочленения литосферных плит Буве // *Океанология*. 1997. № 6. С. 897–909.
- Бульчев А.А., Гасперини Л., Гилод Д.А. 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. и др. Хронология дна района Тройственного сочленения литосферных плит Буве // *Океанология*. 2000. Т. 40. № 2. С. 257–266.
- Горшков А.Г. Состав и содержание первичномагнитического титаномагнетита толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов как функция химического состава // *Докл. АН СССР*. 1991. Т. 316. № 4. С. 871–875.
- Магнетизм и условия образования изверженных горных пород / Под ред. Г.Н. Петровой. М.: Наука. 1975. 288 с.
- Мазарович А.О., Пейве А.А., Зителлини Н. и др. Морфоструктура района острова Буве // *Докл. РАН*. 1995. Т. 342. № 3. С. 354–357.
- Пейве А.А., Зителлини Н., Перфильев А.С. и др. Строеие Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // *Докл. РАН*. 1994. Т. 338. № 5. С. 645–648.
- Пейве А.А., Перфильев А.С., Пушаровский Ю.М. и др. Строеие района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (Тройное сочленение Буве) // *Геотектоника*. 1995. № 1. С. 40–57.
- Симонов В.А., 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.А., Лопухов А.С., Милоснов А.А., Ковязин С.В. и др. Рудообразующие процессы в магматиче-

- ских и гидротермальных системах Южной Атлантики (тройное сочленение Буве) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 12. С. 1933–1940.
- Трухин В.И., Максимочкин В.И. Исследование кинетических процессов окисления ферритмагнитной фракции подводных базальтов // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1982. № 11. С. 39–51.
- Трухин В.И., Жилева В.А., Багина 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., Жилева В.А., Томилин Е.Ф., Конюхов А.Н. Особенности и возможный механизм самообращения TRM синтезированных гематитов // Физика Земли. 1997. № 2. С. 52–59.
- Трухин В.И., Багин В.И., Багина О.Л. и др. Магнетизм дна океана на юге Срединно-Атлантического хребта // Физика Земли. 1998. № 4. С. 1–13.
- Трухин В.И., Багин В.И., Багина О.Л. и др. Магнетизм срединно-океанического хребта Буве (Южная Атлантика) // Физика Земли. 1999. № 1. С. 3–18.
- Трухин В.И., Багин В.И., Булычев А.А. и др. Магнетизм срединно-океанического хребта Шписс (Южная Атлантика) // Физика Земли. 2000. № 2. С. 68–82.
- Трухин В.И., Багин В.И., Жилева В.А. Магнетизм крайнего восточного звена срединного Америко-Атлантического звена // Физика Земли. 2000. № 6. С. 26–34.
- Трухин В.И., Жилева В.А., Жилева А.И. Вязкая намагниченность (VRM) базальтов тройственного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Физика Земли. 2001. № 10. С. 33–38.
- Трухин В.И., Шрейдер А.А., Багин В.И. и др. Магнетизм дна в области трансформного разлома Буве (Южная Атлантика) // Физика Земли. 2001. № 6. С. 86–94.
- 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. № 11. С. 61–75.
- Щербаков В.П., Щербакова В.В. Критерий идентификации доменной структуры ферритмагнитных зерен в горных породах. Решение геофизических задач геомагнитными методами. М.: Наука. 1980. С. 136–147.
- Apotria T.G. and Gray N.H. Absolute motion and evolution of the Bouvet Triple Junction // Nature. 1985. V. 316. P. 623–625.
- Apotria T.G. and Gray N.H. The evolution of the Bouvet Triple Junction: implications of its absolute motion // Tectonophysics. 1988. V. 148. P. 177–193.
- Beske-Diehl S. J. Magnetization during low-temperature oxidation of seafloor basalts: no large scale chemical remagnetization // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. № B13. P. 21413–21432.
- Bullard R., Van Andel T. Morphology and tectonics of the inner rift Valley at Latitude 30°50 N on Mid Atlantic Ridge // Geol. Soc. Amer. Bull. 1977. V. 88. P. 507–530
- 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.
- 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.
- 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.
- Kleinrock M.C., Morgan J.P. Triple Junction Reorganization // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № B4. P. 2981–2996.
- Lawer L., Sclater J., Meinke L. Mesozoic and cenozoic reconstructions of the South Atlantic // Tectonophysics. 1985. V. 114. P. 233–254.
- Ligi M., Bonatti E., Bortoluzzi G. et al. Death and transfiguration of triple junction in the south Atlantic // Science. 1997. V. 276. P. 243–246.
- Nurnberg D., Muller R.D. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present // Tectonophysics. 1991. V. 191. P. 27–53.
- Parker R.L., Huestis S.P. The inversion of magnetic anomalies in presence of topography // J. Geophys. Res. 1974. V. 79. P. 1587–1593.
- Patriot P., Courtillot V. On the stability of triple junctions and its relation to episodicity in spreading // Tectonics. 1984. № 3. P. 317–332.
- Peyve A., Efimov V., Erofeev S. et al. Cruise Report Strakhov-18, Bouvet Triple Junction February-May 1994. In: IX Italian Antarctic Expedition Roma. 1994. P. 46–53.
- Sclater L., Bowin C., Hey R., Tapscott C. The Bouvet Triple Junction // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. № 11. P. 1857–1869.
- Scotese C.R., Gahagan L.M., Larson R.L. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins // Tectonophysics. 1988. V. 155. P. 27–48.
- Vacquier V., Uyeda S. Paleomagnetism of nine seamounts in the western Pacific and of three volcanous in Japan // Bull. of the Earthquake Res. Inst. 1967. V. 45. P. 815–848.
- Weiland C., Macdonald K. Ridge segmentation and magnetic structure of the Southern Mid-Atlantic ridge 26 S and 31–35 S: implications for magmatic processes at slow spreading centres // J. Geophys. Res. 1996. № 4. P. 8055–8073.
- Weiland C., Wilson D., Macdonald K. High resolution plate reconstruction of the southern Mid-Atlantic ridge // Mar. Geophys. Res. 1995. V. 17. P. 143–166.