УДК 550.3823

# МАГНЕТИЗМ КРАЙНЕГО ВОСТОЧНОГО ЗВЕНА СРЕДИННОГО АМЕРИКАНО-АНТАРКТИЧЕСКОГО ХРЕБТА

© 2000 г. В. И. Трухин<sup>1</sup>, В. И. Багин<sup>2</sup>, В. А. Жиляева<sup>1</sup>, А. А. Булычёв, Л. А. Гилод<sup>3</sup>, А. А. Шрейдер<sup>4</sup>

'Физический факультет МГУ, г. Москва <sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва Геологический факультет МГУ, г. Москва <sup>4</sup>Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва Поступила в редакцию 28.10.99 г.

Представлены результаты комплексных исследований аномального геомагнитного поля и магнитных свойств пород дна Американо-Антарктического срединно-океанического хребта в районе тройственного сочленения Буве. Показано, что его северо-восточное окончание находится в ситуации "голодающего рифта", что выражается в превращении хребта в сложно-деформированную структуру депрессии.

Ключевые слова: аномалии, намагниченность, базальты, геодинамика.

#### ВВЕДЕНИЕ

Срединный Американо-Антарктический хребет (ААХ) имеет ширину около 100 км и возвышается над дном прилегающих котловин на высоту около 2.5 км. Его вершины лежат на глубинах 1300-1500 м. На 56° юли., 4° з.д. выделяется зона трансформного нарушения Конрада, простирающаяся под углрм 85° по отношению к ААХ. Она смещает ось хребта к востоку на 150 км и имеет глубины в центральной части трога до 6 км.

Рассматриваемая область имеет существенный геодинамический интерес, поскольку ААХ является одним из элементов тройственного сочленения южно-американской, африканской и антарктической литосферных плит Буве, где сходятся Срединно-Атлантический, Американо-Антарктический и Юго-западный Индийский срединно-океанические хребты. Сравнительный анализ аномальных геофизических полей и свойств пород дна позволит полнее восстановить историю кинематической нестабильности тройственной точки в последний миллион лет, выявленной работами 18 рейса НИС "Академик Николай Страхов" и "Геленджик" [Булычёв и др., 1997; 1998; Бонатти и др., 1997; Трухин и др., 1998; 1999 и др.].

До этих работ для ААХ были известны несколько профилей батиметрии и аномального магнитного поля, которые позволили наметить положение осевой магнитной аномалии и палеомагнитных аномалий 2 и 2А, простирающихся под азимутом 13.5°  $\pm$  (2°-5°) [Sclater et al., 1976; Hayes, 1991]. В 18 рейсе НИС "Академик Николай Страхов" и рейсе НИС "Геленджик" [Реуve et al., 1994; Булычёв и др., 1997; 1998] были проведены многолучевое эхолотирование, магнитометрические исследования и непрерывное сейсмическое профилирование.

Эти данные послужили основой для трехмерных расчетов распределения намагниченности инверсионного магнитоактивного слоя, восстановления геохронологииднаокеана, изучения режима спрединга и составления тектонической схемы ААХ [Булычёв и др., 1998]. При этом использовалась шкала линейных магнитных аномалий океана из работы [Шрейдер, 1998].

Нарядус магнитометрическими исследованиями были проведены немногочисленные драгировки коренных пород дна океана (рис. 1), и настоящая статья посвящена результатам исследований аномального магнитного поля ДГ и инверсионного магнитоактивного слоя, создающего ДГ, на основе модельных расчетов намагниченности и магнито-минералогического изучения образцов пород океанского дна в районе срединно-океанического Американо-Антарктического хребта.

Структура палеомагнитных аномалий позволяет построить детальную картину геохронологии дна, без чего невозможно восстановление палеогеодинамики изучаемого района. Особенности наблюдаемых палеомагнитных аномалий обусловлены магнито-минералогическим составом пород, формировавших дно в районе исследований. Поскольку драгированный материал был представлен в нашей работе лишь тремя станциями, нами использовались известные в литературе данные других рейсов [Сущевская и др., 1998; Le Roex, Dick, 1981; Le Roex et al., 1985].

## АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

С целью детального изучения района непосредственного контакта Срединно-Атлантического, Американо-Антарктического и Западно-Индий-ского срединно-океанических хребтов в 1994 г. на судне "Академик Николай Страхов" (18 рейс) и в 1996 г. на судне "Геленджик" были проведены совместные российско-итальянские исследования, в которых приняли участие специалисты ряда российских и итальянских научно-исследовательских организаций.

Целью исследований явилось изучение геоморфологии дна, распределение мощностей осадков и аномального магнитного поля [Бонатти и др., 1997; Булычёв и др., 1997; 1998; Трухин и др., 1998 и др.].

Для магнитных наблюдений в обоих рейсах использовался канадский магнитометр GSM-19MD, гондола которого буксировалась на удалении 200 м. что соответствует двойной длине НИС "Академик Николай Страхов" и тройной длине судна НИС "Геленджик". Курсовая девиация судна измерялась в точке, выбранной в области слабо возмущенного магнитного поля. Девиационная кривая, построенная с шагом 45°, имеет размах в первые десятки нТл, что согласуется с имеющимися цельнометаллических данными для судов [Шрей-дер, 1977]. Результаты определения девиации были учтены при построении результатов наблюдений, что дало возможность построить карту магнитного поля с сечением 50 нТл. Аномальные значения магнитного поля были получены после вычитания из наблюденных величин значений поля относимости DGRF.

Геоморфологические исследования, проведенные с помощью финского многолучевого эхолота ECHOS-625 (НИС "Академик Николай Страхов"), а также комплекса эхолотов ELAG и ECHOS-625 (НИС "Геленджик"), позволили построить карту рельефа дна с интервалом изолиний 100м.

# РЕЛЬЕФ ДНА

Крайнее западное звено срединного Американо-Антарктического хребта расположено между трансформным разломом Конрада на юге и структурой Срединно-Атлантического хребта на севере (рис. 1). Четкого выражения в рельефе дна в виде хребта это звено не имеет. В рельефе дна здесь наблюдается вытянутая на север депрессия с глубинами около 4 км при ширине в 30 км.



Рис. 1. Карта рельефа дна. Изобаты в км. Показано положение станций драгирования и их номера. Схематическое положение ААХ приведено на врезке.



Рис. 2. Карта аномального магнитного поля. Изодинамы в нТл. Положительные значения поля показаны тонкой сплошной линией, отрицательные - пунктирной линией, нулевые - жирной сплошной линией.

С обеих сторон она обрамлена изометрическими возвышенностями, вершины которых лежат на глубинах в полтора километра.

мере приближения области Πо к Срединно-Атлантического хребта эта депрессия расширяется и приобретает северо-восточное простирание. С запада и севера она обрамлена возвышенностями с глубиной вершин 1.5-2 км. Восточный борт депрессии переходит R абиссальную равнину, лежащую на глубинах около 3 км.

# АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

Над срединной долиной хребта наблюдается полоса положительных значений поля интенсивностью до 200-300 нТл (рис. 2). С запада к ней примыкает область отрицательных значений до -100...-200 нТл. Область положительных значений практически исчезает на широте 55°05' ю.ш. Непосредственно севернее этой широты выявлена субширотная область слабо положительных значений до 100-150 нТл, которая смыкается с простирающейся под 150° положительной магнитной аномалией запалном на фланге Срединно-Атлантического хребта. Описываемая область положительных значений поля замыкается на северо-востоке в непосредственной близости (5-8 км) от осевой положительной магнитной Срединно-Атлантического хребта. аномалии Отметим, что

сеть галсов здесь вдвое реже таковой в северной части района исследований. Восточный склон хребта ассоциируется с вытянутыми параллельно его простиранию положительными и отрицательными аномалиями величиной до 150-200 нТл, которые смыкаются с аналогичными аномалиями, идущими параллельно хребту Шписс. Область сочленения литосфер этих двух хребтов ассоциируется с отрицательными полями на севере и положительными на юге района исследований.

Трансформный разлом Конрада в магнитном поле яркого самостоятельного выражения не имеет и характеризуется слабо интенсивными (до 100 нТл) аномалиями.

Идентификации линейных магнитных аномалий в области точки тройственного сочленения Буве проводились рядом авторов. Наиболее обоснованными фактическим материалом следует признать идентификации, проведенные в статьях [Sclater et al., 1976; Булычёв и др., 1997]. В первой статье идентификации были основаны на ограниченном числе региональных профилей, а в другой - на данных детальных исследований в ограниченном районе. В настоящей работе при идентификации аномалий в районе исследований нами были учтены все доступные результаты и опыт идентификации палеомагнитных аномалий в южной Атлантике [Sclater et al., 1976; Weiland et al., 1995; Weiland, Macdonald, 1996; Бонатти и др.,

ФИЗИКА ЗЕМЛИ №6 2000

1997 и др.], накопленные к настоящему времени мировой магнитной съемкой.

# ВОССТАНОВЛЕНИЕ НАМАГНИЧЕННОСТИ ИНВЕРСИОННОГО МАГНИТОАКТИВНОГО СЛОЯ И ХРОНОЛОГИЯ ДНА

Наличие данных об аномальном магнитном поле и рельефе дна позволяет получить сведения о магнитной неоднородности дна изучаемого поконцепции пигона рамках тектоники В литосфер-ных плит. Для такого рода 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. Параметры современного магнитного поля Земли для района полигона, как и в случае описанных выше двумерных расчетов, были взяты по полю DGRF эпохи съемки (наклонение -63°, склонение -25°), наклонение вектора намагниченности (-70°) вычислялось в рамках аппроксимации главного магнитного поля Земли полем осесимметричного центрального диполя.

Вылеленная непосредственно севернее трансформного разлома Конрада область прямо намагниченных пород сформировалась в эпоху Брюнеса и имеет намагниченность 5-8 А/м (рис. 3, 4). Западная граница этой области проходит на глубинах около 2 км, а восточная граница лежит в области депрессии с глубинами более 3 км. В пределах области прямо намагниченных пород выделяются два локальных шириною 2-4 км участка более магнитных пород 16 и 26 А/м. Они приурочены к западному склону депрессии в рельефе дна и, скорее всего, фиксируют положение неовулканических центров, которые слабо выражены в рельефе дна. На широте 55°20' ю.ш. область распространения пород возраста С In претерпевает смещение на 3-5 км вдоль северного склона депрессии в рельефе дна. С запада и востока к описываемой области примыкают участки дна, сформированные во время хрона Clr, которые сменяются на удалении 27 км от оси спрединга прямо намагниченными участками коры, соот-ветствующими хрону С2А. Величины намагни-ченности достигают 6-8 А/м. На удалении в 45 км фиксируется относительный максимум намагниченности, который отвечает хрону СЗ, а на удалении более 60 км выделяется еще один максимум намагниченности до 10 А/м, фиксирующий участок инверсионного магнитоактивного слоя, соответствующий хрону СЗА. На западе удается 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 срединного

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 6 2000

Американо-Антарктического Западно-Индий-ского хребтов.

Идентифицированные хроны использовались для расчетов скорости спрединга. В пределах ААХ на широте 55°20' ю.ш. разрастание дна в эпоху Брюнес идет со скоростью 1.45 см/год в каждую сторону от оси спрединга, а на широте 55° она может быть оценена в 1.55 см/год. В интервале хронов С In (древний)-С2А (молодой) наращивание коры идет со скоростями 0.5 и 0.8 см/год соответственно. На восточном фланге в интервале хрона С2Ап (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.

Согласно схеме хрон точка драгирования 04 располагается в областях предполагаемого тектонического нарушения трансформного типа. Возраст новообразованной коры в этом районе близок к 1.8 млн. лет. а намагниченность инверсионного магнитоактивного слоя по данным моделирования может быть оценена в 1 А/м. К области прелполагаемого тектонического нарушения тяготеет и точка драгирования 56. Возраст новообразованной коры в этом районе оценивается в 1.2 млн. лет, а намагниченность инверсионного магнитоактивного слоя близка к 1 А/м. Точка драгирования 19 располагается в пределах относительно ненарушенного участка новой океанической коры с возрастом около 4.3 млн. лет и намагниченностью 2-3 А/м. Участок непосредственно относится к пограничным областям взаимодействия Американо-Антарктического и Западно-Индийского срединно-океанических хребтов, где вероятнее всего развиты повышенные горизонтальные напряжения.

Согласно работам [Johnson et al., 1973; Sclater etal., 1976; Patriot, Courtillot, 1984; Ароtria, Gray, 1988; Klein, Rode, Morgan, 1988] тройное сочленение Буве имеет тип разлом (Американо-Антарктический хребет сочленяется со Срединно-Ат-лантическим хребтом разломом с простиранием 85°)-разлом (хребет Шписс сочленяется со Сре-динно-Атлантическим хребтом разломом с простиранием 45°)-хребет (Срединно-Атлантичес-кий хребет).

Представленные в настоящей работе новые данные свидетельствуют TOM, что 0 Американо-Антарктическая срединно-океаническая структура замыкается в 10 км южнее постулируемого в выше указанных работах трансформного разлома, сочленяющего Американо-Антарктический хребет co Срединно-Атлантическим. Если депрессия к северу от района ее замыкания относится к трансформному разлому, то необычная ширина этой депрессии (более 10 км) указывает на существование в области разлома раздвиговой

И



Рис. 3. Карта распределения намагниченности (в А/м) инверсионного магнитоактивного слоя мощностью 0.5 км.



Рис. 4. Хронология и тектоника дна. Номенклатура хрон дана в соответствии [Шрейдер, 1998]. Изобаты те же, что на рис. 1: / - хроны в терминах шкалы палеомагнитных аномалий, 2 - конструктивные границы литосферных плит (хрон 0), 3 - границы литосферных плит, 4 - граница зоны смены режима спрединга, 5 - трансформные разломы, 6 -неовулканические зоны.

## МАГНЕТИЗМ КРАЙНЕГО ВОСТОЧНОГО ЗВЕНА

№ драги (количество образцов)	Возраст, млн. лет	$\langle I_n \rangle$ , A/M	⟨I <sub>пр</sub> ⟩, А/м	$\langle \chi_0 \rangle \times 10^3  \mathrm{CH}$	$\langle Q_n \rangle$	<i>Н<sub>сг</sub></i> , мТл
04(2)	. 1.8	$\frac{3.8}{3.4-4.3}$	1.0	$\frac{4.4}{2.3-6.5}$	$\frac{26.5}{17.0-36.0}$	68
56(7)	1.2	$\frac{1.5}{0.9-2.7}$	1.0	$\frac{0.58}{0.43 - 0.80}$	$\frac{70}{34-123}$	$\frac{82}{25-190}$
19(1)	4.3	5.6	2.5	2.0	70	45

Изотермические магнитные характеристики драгированных пород Американо-Антарктического хребта (ААХ)

составляющей. Еще одним (а, может быть, дополняющим предыдущее) объяснением может быть то, что отдельные сегменты Американо-Антарктической спрединговой структуры испытывают в пределах депрессии правосторонние сдвиги вдоль системы локальных трансформных разломов амплитудой 1–3 км. Создается ситуация "голодающей осевой зоны", что выражается в превращении хребта в сложно деформированную структуру депрессии.

## МАГНИТНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

С целью физического обоснования процессов зарождения, формирования и последующего изменения ферримагнитных минералов базальтов Американо-Антарктического хребта (ААХ) в данной работе выполнены магнитно-минералогические исследования. Методика исследований подробно изложена в недавней статье авторов [Трухин и др., 1998].

К сожалению, по независящим от авторов обстоятельствам, образцы для исследований представлены всего по трем драгированиям, причем, как отмечалось выше, два драгирования выполнены в зонах предполагаемых тектонических нарушений и всего одно – в пределах относительно ненарушенного участка новой океанической коры. Отсутствовал каменный материал из зон предполагаемых неовулканических центров океанической коры. Поэтому оказалось невозможным проследить динамику протекающих процессов во времени. Учитывая, однако, уникальность имеющегося в распоряжении авторов материала, исследования, хотя и не в полном объеме, были выполнены.

Рассмотрим результаты изучения изотермических магнитных характеристик, представленных в таблице. Общее количество исследованных образцов составило десять. Из них семь из драги № 56 (18 рейс НИС "Академик Николай Страхов"), два и один – из драг № 04 и 19 соответственно (НИС "Геленджик"). Возраст образцов, оцененный по магнитной хронологии дна, составил

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 6 2000

1.2–4.3 млн. лет. Средние величины естественной остаточной намагниченности  $\langle I_n \rangle$  невелики и варьируют от 1.5 до 5.6 А/м. Средняя начальная магнитная восприимчивость  $\langle \chi_0 \rangle$  также мала и меняется от 0.58 до 4.4 × 10<sup>3</sup> СИ. Существенно большими (от 26.5 до 70) оказались средние значения фактора Кенигсберга  $\langle Q_n \rangle$ , что доказывает преобладание в  $\langle I_n \rangle$  остаточной части над индуктивной и позволяет сравнивать измеренные  $\langle I_n \rangle$  и рассчитанные по аномальному магнитному полю  $\langle I_{np} \rangle$ .

Из таблицы видно, что  $\langle I_{np} \rangle$  систематически меньше  $\langle I_n \rangle$ , и это, по-видимому, свидетельствует о несколько завышенной мощности инверсионного магнитоактивного слоя (0.5 км), принятой при модельных расчетах.

Все изученные образцы оказались высоко коэрцитивными: их средняя остаточная коэрцитивная сила  $\langle H_{cr} \rangle$  меняется для разных образцов от 45 до 82, в отдельных случаях  $H_{cr}$  достигают 190 мТл.

Из рассмотрения значений изотермических магнитных характеристик (низкие значения  $I_n$ ,  $\chi_0$  и высокие  $H_{cr}$ ) следует, что ферримагнитные минералы, содержащиеся в изученных образцах, в существенной степени изменены. Об этом же, по аналогии, свидетельствуют данные исследований базальтов хребтов Срединно-Атлантического и Буве из района тройственного сочленения Буве, где изучены породы более широкого возрастного спектра [Трухин и др., 1998; 1999].

Такое же заключение может быть сделано и на основании термомагнитных исследований, результаты которых представлены на рис. 5а-5д. На рис. 5а, 5г, 5д продемонстрированы кривые термомагнитного анализа  $I_s(T)$  и  $I_{rs}(T)$ , где  $I_s$  – полная, а I<sub>rs</sub> – остаточная намагниченности насыщения, которые свидетельствуют о развитии однофазного (рис. 5а, 5д) (низкотемпературного) и гетерофазного (рис. 5г) окисления титаномагнетитов в базальтах. В случае однофазного окисления образуются титаномаггемиты, которые после прогрева до высоких температур превращаются в магнетит с низким содержанием титана. При этом вторичная I<sub>s</sub> увеличивается, что и продемонстрировано на рисунках. При гетерофазном окислении фиксируется температура Кюри Т<sub>с</sub> ти-



**Рис. 5.** Кривые термомагнитного анализа  $I_s(T)$  и  $I_{rs}(T)$ : (а)–(в) – образцы из драги 56, (г) – образец из драги 04,  $I_{rsT} \cong I_{rs0}$ , (д) – образец из драги 19,  $I_{rsT}/I_{rs0} = 12.2$ : I – первый нагрев; 2 – второй нагрев; 3 – первый нагрев ( $I_{rs}(T)$  на рис. 5в).

таномагнетита с малым содержанием титана (около 500°C и более, рис. 5г).

Особо следует выделить стекловатые и близкие к ним образцы (рис. 56, 5в), для которых по кривьм  $I_s(T)$  не удается определить  $T_c$ , а по кривым  $I_{rs}(T)$  иногда фиксируются блокирующие температуры  $T_B$ , соответствующие мельчайшим ферримагнитным частицам титаномагнетита (рис. 5в).

Подобные кривые термомагнитного анализа наблюдались нами и ранее при изучении базальтов тройственного сочленения Буве [Трухин и др., 1998; 1999], поэтому в данной работе они описаны столь кратко.

Таким образом, магнитно-минералогические исследования базальтов ААХ позволили установить существенные изменения содержащихся в них титаномагнетитов, соответствующие стадиям однофазного и гетерофазного окисления. Повидимому, развитие этих стадий определяется не только возрастом изученных пород, но и тектоническими зонами океанической коры, в которых находились изученные базальты. Так, наиболее древний базальт № 19, имеющий возраст более 4 млн. лет, содержит титаномагнетит, находящийся на первой стадии низкотемпературного окисления. В то же время, более молодые базальты (№ 56 и 04) с возрастом порядка 1.5 млн. лет, отобранные в зонах, непосредственно примыкающих к тектоническим нарушениям, в большинстве случаев содержат гетерофазно окисленные титаномагнетиты.

По геохимическим литературным данным [Симонов и др., 1996; Сущевская и др., 1998] большинство изученных базальтов ААХ относятся к типичным толеитовым базальтам, для которых расчетным путем может быть оценен состав первичномагматических титаномагнетитов [Горшков, 1991] и определена их расчетная температура Кюри  $T_{cP}$ . На основании эмпирической зависимости  $T_{cP}$  – глубина первичного магматического очага [Петрова, 1975] возможна и оценка последней. Такие расчеты проведены нами на основании девяти геохимических литературных выборок [Симонов и др., 1996; Le Roex et al., 1981, 1985; Dickey et al., 1977]. Получены два модальных значения  $T_{CP}$ : 120-130°C и 185-195°C, соответствующих глубинам первичных магматических очагов 65 и 50 км. Подобные значения  $T_{CP}$  наблюдались и для южной оконечности САХ, непосредственно контактирующей с крайне западным крылом ААХ в зоне тройственного сочленения [Трухин и др., 1998]. Возможно, полученный результат является следствием кинематической нестабильности в последний миллион лет в зоне тройственного сочленения.

#### выводы

1. Северо-восточное окончание Американо-Антарктической рифтовой структуры не облада ет морфологически хорошо выраженной струк турой хребта (она восстанавливается лишь к югу от трансформного разлома Конрада), а вместо по стулируемого в работах [Sclater et al., 1976 и др.] трансформного разлома, сочленяющего ААХ и САХ, отмечается сложно простроенная тектони ческая зона с нерегулярным рельефом дна, кото рая состоит из отдельных сегментов оси спрединга Американо-Антарктической срединно-океанической структуры.

2. Сегменты испытывают правосторонние сдвиги вдоль системы локальных трансформных разломов амплитудой 3-5 км. В условиях повы шенных стрессовых напряжений создается ситуа ция "голодающей осевой зоны", что выражается в пониженном объеме выплавления материала новой океанической коры и формировании вмес то хребта депрессии. В южных сегментах осевая зона тяготеет к западному борту депрессии, где располагаются и выявленные неовулканические зоны. Все это свидетельствует о существенном усложнения известной ранее в литературе кон фигурации тройственного сочленения литосферных плит Буве. О напряженном состоянии лито сферы ААХ свидетельствуют значительные вариации мгновенных скоростей спрединга, кото рые колеблются от 0.5 до 3.1 см/год за последние 4 млн. лет. Следствием напряженного состояния является неоднородное развитие однофазного и гетерофазного окисления титаномагнетитов, драгированных в этих зонах базальтов и отсутст вие корреляционной зависимости степени окис ления от возраста пород.

3. Получены два модальных значения *T<sub>cP</sub>*: 120-130°С и 185-195°С, соответствующих глубинам первичных магматических очагов 65 и 50 км. По добные значения *T<sub>cP</sub>* наблюдались и для южной оконечности САХ, непосредственно контактиру ющей с крайне западным крылом ААХ в зоне тройственного сочленения [Трухин и др., 1998].

3 ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 6 2000

Возможно, полученный результат является следствием кинематической нестабильности в последний миллион лет в зоне тройственного сочленения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: гранты № 99-05-64024, 97-05-64484 и 99-05-64001.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бонатти Э., Булычев А.А., Гилод Д.А. и др. Детальные геомагнитные исследования точки тройственного сочленения литосферных плит Буве // Океанология. 1997. №6. С. 897-909.

Булычев А.А., Гасперини Л., Гилод Д.А. и др. Спре-динг восточной части Африкано-Антарктического хребта по данным детальных геомагнитных исследований в районе острова Буве // Океанология. 1998. № 3. С. 445-452.

Булычев А.А., Гилод Д.А., Куликов Е.Ю., Шрей-дер А.А. Методика определения намагниченности в слое // Вестник МГУ. Геология. 1997. № 5. С. 59-67.

Горшков А.Г. Состав и содержание первичномагмати-ческого титаномагнетита толеитовых базальтов сре-динно-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. Петровой Г.Н. М.: Наука, 1975. 288с.

Пейве А.А., Зителлини П., Перфильев А.С. и др. Строение Срединно-Атлантического хребта в районе тройного сочленения Буве // Докл. РАН. 1994. Т. 338. № 5. С. 645-648.

Симонов В.А., Колобов В.Ю., Ковязин С.В. Петрохи-мические особенности базальтовых магм в районе тройственного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 2. С. 86-96. Сущевская Н.М., Цехоня Т.И., Пейве А.А. Специфика магматизма Срединно-Атлантического, Африкано-Антарктического и

Американо-Антарктического хребтов в районе их сочленения // Геохимия. 1998. № 3. С. 250-263.

*Трухин В.И., Вагин В.И., Вагина ОЛ. и др.* Магнетизм дна океана на юге Срединно-Атлантического хребта // Физика Земли. 1998. № 4. С. 33^6.

*Трухин В.И., Вагин В.И., Багина ОЛ. и др.* Магнетизм срединно-океанического хребта Буве (Южная Атлантика) // Физика Земли. 1999. № 1. С. 3-18.

*Трухин В.И., Жиляева В.А., Томилин Е.Ф., Кони-лов А.Н.* Особенности и возможный механизм самообращения, TRM синтезированных гемоильменитов // Физика Земли. 1997. № 2. С. 52-59.

Шрейдер А.А. Оценка оптимальных условий буксировки магнитометра // Океанология. 1977. № 3. С. 549-551.

Шрейдер А.А. Магнитная хронология дна океана // Физика Земли. 1998. № 11. С. 61-75. *Ароtria T.G., Gray N.H.* The evolution of the Bouvet Triple Junction:

implications of its absolute motion//Tectonophys-ics. 1988. V. 148. P. 177-193.