

УДК 550.3823

МАГНЕТИЗМ ДНА В ОБЛАСТИ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА РОМАНШ (ЭКВАТОРИАЛЬНАЯ АТЛАНТИКА)

© 2005 г. В. И. Трухин¹, А. А. Шрейдер², В. А. Жилиева¹, А. А. Бульчев³,
В. И. Максимочкин¹

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет

²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, г. Москва

³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет

Поступила в редакцию 12.07.2004 г.

Получены первые данные о магнетизме дна в экваториальной Атлантике на основе исследования - магнитных свойств образцов драгированных пород в комплексе с трехмерным восстановлением намагниченности инверсионного магнитоактивного слоя по результатам площадной съемки на бортах зоны трансформного разлома Романш.

Геодинамические оценки в рамках концепции плитовой тектоники показали, что разрастание дна на северном борту для последних 5 млн. лет носит симметричный характер и идет со средней скоростью 1.82 см/год в каждую сторону, на южном борту (западный склон) в интервале хронов C23-C11 - со скоростью 1.92 см/год.

Распределение величин магнитных характеристик горных пород, драгированных в районе разлома, резко неоднородно. Породы, непосредственно примыкающие с юга к трансформному разлому, и их намагниченность сформировались при воздействии тектонических напряжений. Исходя из особенностей магнитных свойств пород, отобранных внутри разлома Романш, сделано заключение, что развитие разломной зоны идет по схеме смещения соседних блоков ортогонально их простиранию и образованию "виртуальной оси" спрединга.

Сопоставление измеренных и расчетных значений естественной намагниченности драгированных пород указывает на то, что магнитоактивный слой в области разлома Романш имеет различную мощность и представляет собой разрывное образование.

ВВЕДЕНИЕ

Зона трансформного разлома Романш относится к крупнейшим тектоническим нарушениям в экваториальной части Атлантического океана. Она протягивается примерно вдоль экватора от берегов Африки до Южной Америки и имеет раздвиговую составляющую [Bonatti, 1973]. Активный участок трансформной зоны сейсмически активен. Данные исследований механизмов в очагах землетрясений свидетельствуют о сдвиговом движении краев литосферных плит, контактирующих по разлому [Sykes, 1970].

В то же время аномальное магнитное поле не отражает структуру современного рифта. Нет не только видимого совпадения границ магнитных аномалий со структурами рифта, но и в большей части рифта наблюдается отрицательная аномалия магнитного поля [Перфильев и др., 1994]. Это очень необычно для современных срединно-океанических рифтовых систем, для которых чаще всего наиболее ярко выражена осевая положительная линейная аномалия. Причина этого парадокса неясна [Перфильев и др., 1994].

Ответу на эти и другие вопросы магнетизма разлома Романш посвящено содержание настоящей работы.

АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ РАЙОНА РАЗЛОМА РОМАНШ

С целью детального изучения района трансформного разлома Романш 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. Одним из главных разделов исследований явилось изучение геоморфологии дна, распределения мощностей осадков и аномального магнитного поля.

Для магнитных наблюдений в рейсах использовался канадский магнитометр GSM-19MD (НИС "Академик Николай Страхов") и отечественный магнитометр ММП-2 (НИС "Геленджик").

Данные об аномальном геомагнитном поле с дискретностью 50 нТл были получены после вычитания из наблюдаемых величин поля с учетом

дивационной поправки [Шрейдер, 1977] величин стандартного поля относимости DGRF.

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

Непрерывное сейсмическое профилирование на нис. "Геленджик" проводилось с помощью аппаратурного комплекса, изготовленного в Геологическом институте РАН.

РЕЛЬЕФ ДНА

Рельеф дна исследуемого участка неоднороден (рис. 1а). Севернее зоны трансформного нарушения Романш на меридиане $24^{\circ}50' \text{ЗД}$ отмечаются впадины с глубинами 4 км и вытянутые на юго-восток. С обеих сторон к ним примыкают возвышенности с глубинами вершин до 2 км. Вместе эти структуры соответствуют северному сегменту осевой части Срединно-Атлантического хребта. На запад и восток рельеф дна постепенно выполаживается. Как в области американской, так и в области африканской литосферных плит, севернее трансформной зоны Романш на изучаемой площади глубины дна близки к 3.5–4 км.

При этом, по мере движения на восток простираание индивидуальных трогов с глубинами до 5 км и поднятий с вершинами на глубине около 3 км в пределах собственно трансформного нарушения Романш начинают отклоняться от широтного направления и приобретают простираание 80° – 75° . Южным пределом северного сегмента Срединно-Атлантического хребта служит субширотный эскарп с резким понижением дна до глубин 5.5 км. Структуры разлома южнее эскарпа генерально вытянуты субширотно, хотя отдельные возвышенности демонстрируют ортогональную к ним ориентировку.

Сам трансформный разлом представляет собою сложно построенную структуру дна, многократно описанную в литературе [Дубинин, 1987; Бонатти, 1996; Bonatti et al., 1973; Ligi et al., 2001]. Южнее разлома западный склон Срединно-Атлантического хребта имеет выположенную поверхность, лежащую на глубинах 4–5 км.

АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ

Аномальное магнитное поле неоднородно по своей структуре (рис. 1б). Положительные и отрицательные аномалии в среднем изменяются по величине от +100 до –200 нТл. По форме многие из аномалий имеют изометрическую форму и объединяются в широтно-ориентированные зо-

ны распространения аномальных полей того или иного знака. Практически никакого соответствия локальных форм рельефа и аномального магнитного поля не наблюдается да его и не должно быть. Анализируемый район находится в экваториальной области, где угол магнитного наклона намагничивающего вектора земного магнитного поля T близок к нулю.

В условиях экваториального намагничивания для магнитовозмущающих тел субмеридиональной ориентировки это положение приводит к тому, что южные и северные окончания тел ассоциируются с положительными аномалиями, а внутренние части тел будут ассоциироваться с отрицательными значениями аномалий магнитного поля ΔT . С этой точки зрения представляется совершенно бесперспективным изучать магнитную неоднородность коры путем двумерного моделирования аномалий магнитного поля.

Изучение магнитной неоднородности дна в таких условиях возможно только на основе трехмерного восстановления параметров инверсионного магнитоактивного слоя по данным площадных магнитных исследований. Методика такого исследования была разработана авторами настоящей работы [Булычев и др., 1997]. Она прошла всестороннее тестирование в рамках международного проекта комплексного геолого-геофизического исследования точки тройственного сочленения литосферных плит Буве [Бонатти и др., 1997; Булычев и др., 1998 и др.].

ВОССТАНОВЛЕНИЕ НАМАГНИЧЕННОСТИ ИНВЕРСИОННОГО МАГНИТОАКТИВНОГО СЛОЯ

Наличие данных об аномальном магнитном поле и рельефе акустического фундамента позволяет получить сведения о магнитной неоднородности дна изучаемого полигона в рамках концепции тектоники литосферных 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 были взяты по полю DGRF эпохи съемки, а наклонение вектора намагниченности вычислялось в рамках аппроксимации Главного магнитного поля Земли полем осесимметричного диполя.

Описание распределения намагниченности мы приводим в соответствии с работой (Булычев и др., 2004). В соответствии с ней в пределах центральной части Срединно-Атлантического хребта выделяется область прямонамагниченных пород

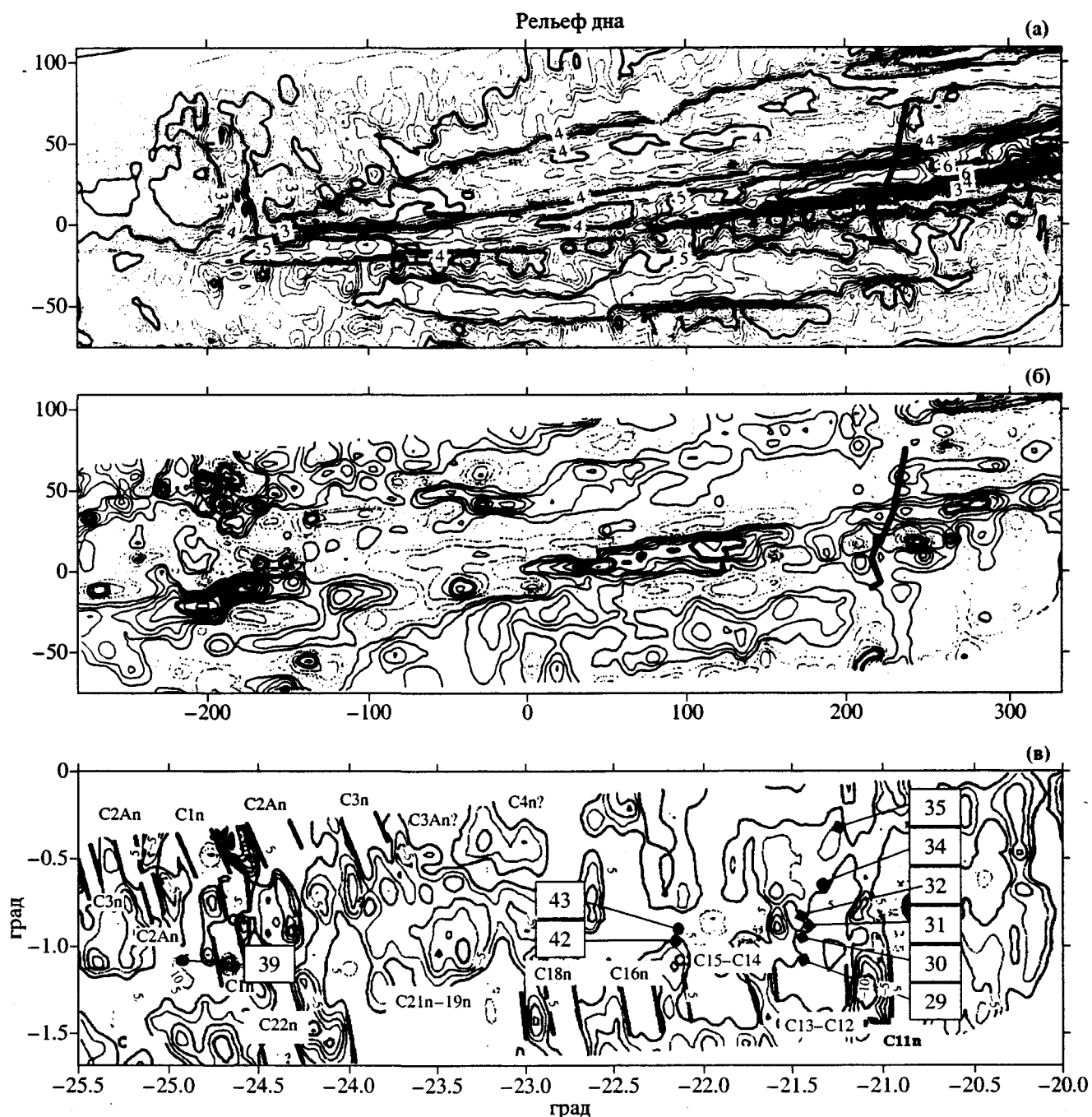


Рис. 1. (а) – Рельеф дна (изобаты в км) района разлома Романш; (б) – карта аномального магнитного поля ΔT (изодинамы в нТл); (в) – распределение намагниченности (I_d расч., А/м) инверсионного магнитоактивного слоя. Жирные отрезки прямых линий – границы хронов и их номера. Точками обозначены места отбора образцов, цифры в квадратах – номера драг.

интенсивностью свыше 10 А/м (рис. 1в). Ширина зоны составляет около 20 км. По мере движения на юг зона испытывает смещение на юго-восток, суммарная амплитуда смещения близка к 5 км. Согласно проведенному моделированию палеомагнитных аномалий она сформировалась (рис. 1в) в эпоху прямой полярности Брюнес (хрон C1n; 0–0.78 млн. лет). Здесь и далее хронология дна и но-

менклатура хронов соответствует работе [Шрейдер, 2001].

В пределах области прямо намагниченных пород распределение намагниченности неравномерно. На севере области выделяются две неширокие (2–5 км) зоны высокой до 15–25 А/м намагниченности. В рельефе дна им отвечают наиболее глубокие (до 4 км) часть рифтовой долины.

Еще один изометрический максимум 20–25 А/м 3–5 км в диаметре приурочен к изометрической впадине южнее эскарпа. Согласно моделированию, районы распространения высокомагнитных пород рассматриваются нами как соответствующие неовулканической зоне распространения наиболее молодых пород океанической коры. Средний горизонтальный размер неовулканической зоны скорее всего соответствует поперечным размерам мгновенной оси спрединга, на которой идет формирование новообразованной коры.

С запада и востока к области распространения пород прямой полярности примыкают обратно намагниченные породы. Намагниченность пород в целом на 5–10 А/м, меньше, чем для пород вышеописанной области прямой полярности, и составляет 4–10 А/м.

В целом, на северном борту разлома восточнее срединно-океанического хребта были выделены следующие хроны:

C2An с интенсивностью намагничивания $I_n = 5-8$ А/м, C2Ag с $I_n = -2.5$ А/м, C3n с $I_n = 3-8$ А/м, C3г с $I_n = -(1-5)$ А/м, C3An с $I_n = (1-10)$ А/м, C3Ag с $I_n \leq -5$ А/м.

Эта полоса соответствует хрону C3Ag (включая и C3В, который слабо выражен при малых скоростях спрединга). Наиболее восточная из выделенных полос прямо намагниченной коры соответствует хрону C4n.

На южном борту разлома на меридиане осевой зоны северного борта выделяется область прямо намагниченных пород с интенсивностью свыше 5 А/м. Ширина зоны составляет около 20 км, восточнее ее выделяется еще ряд прямо и обратно намагниченных пород. Согласно проведенному моделированию палеомагнитных аномалий они сформировались во время хронов C23n–C11n. Наиболее западный хрон может быть предположительно идентифицирован как C24n.

СПРЕДИНГ ДНА

В работе [Булычев и др., 2004] приводятся данные определения скоростей разрастания, опирающиеся на восстановленную по аномальному магнитному полю геохронологию дна. Они показали, что последние 5 млн. лет раскрытие дна на северном борту трансформного разлома Романш шло со скоростью 3.64 см/год и было практически симметричным (1.82 см/год в каждую сторону от оси спрединга).

Расчеты мгновенных скоростей спрединга свидетельствуют, что наращивание материала новой океанической коры не было монотонным. В Брюнесе наращивание шло со скоростью 1.2 см/год в сторону от оси спрединга. В интервале хронов C1–C2A спрединг увеличился до 1.6 см/год к востоку и до 1.4 см/год к западу от оси спрединга. В интерва-

ле хронов C2A–C3 наращивание коры на восточном фланге шло со скоростью 3.4 см/год, в то время как на западном – 2.5 см/год.

Восстановленная впервые в экваториальной Атлантике детальная хронология дна позволила определить скорости спрединга на южном борту разлома Романш для западного фланга Срединно-Атлантического хребта. Они оказались больше (1.92 см/год), чем это следовало из теоретических построений, [Cande et al., 1988; Bonatti et al., 2001; Ligi et al., 2002] на основе модели NUVEL-1 и NUVEL-2 (1.75 см/год).

МАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД РАЗЛОМА РОМАНШ

На магнитные свойства горной породы влияют различные природные факторы при ее формировании и последующем изменении на протяжении геологической истории. Природные ферромагнетики, находящиеся в породе, как правило, представлены рассеянными в ней мелкими зернами. Например, в океанских базальтах ферромагнитные зерна представлены титаномagnetитами, размер которых определяется скоростью охлаждения лавы. Далее, на магнитоминералогическое фазовое состояние большое влияние оказывает степень окисления зерен титаномagnetита, особенно на стадии гетерофазного окисления, когда зерна титаномagnetита рассекаются ламеллами ильменита. Важна также геологическая обстановка в местах нахождения горной породы и особенно в сложных тектонических областях, когда существенно влияние повышенных напряжений в породах *in situ*.

С целью установления эволюции термодинамических (РТ) условий в изучаемом районе и решения вопроса о сохранности палеомагнитной информации в горных породах, слагающих дно океана района разлома Романш, нами были исследованы магнитные свойства образцов пород, драгированных НИС “Геленджик” в 1996 году. Места отбора изученных нами образцов отмечены на карте (рис. 1), координаты представлены в табл. 1.

Измерение начальной магнитной восприимчивости (κ_0), естественной остаточной намагниченности (I_n) проводилось на высокочувствительной стандартной аппаратуре (KLY-2 и JR-4 производство Чехословакии). Параметры коэрцитивности определялись по кривым намагниченности от поля $I(H)$ ($H_{\text{макс}} = 2.3$ Тл). Коэрцитивная сила измерялась на автоматизированном вибрационном магнитометре [Максимочкин и др., 2003]. С помощью этого же магнитометра проводился термомагнитный анализ по кривым температурной зависимости остаточной намагниченности насыщения $I_n(T)$, $T_{\text{макс}} = 700^\circ\text{C}$. Зависимости намагниченности

от температуры в поле 0.42 Тл измерялись на вибрационном термоманометре с ручным управлением. Во всех случаях для измерений использовались образцы в форме кубика с размером ребра 10 мм.

Величины магнитных характеристик, полученные в результате измерений, представлены в табл. 2. Из нее видно, что у образцов горных пород разлома Романш наблюдается довольно большой разброс величин большинства магнитных характеристик не только среди образцов из одной драги, но даже в пределах одного образца. Так, например, в образце горной породы из драги 46 величина естественной остаточной намагниченности I_n меняется от 1.8 до 35.9 А/м. Примерно такое же колебание величины I_n и в образцах из драг 31 и 34 (табл. 2).

Средние величины естественной остаточной намагниченности $\langle I_n \rangle$, исследованных образцов каждой отдельной драги, в основном довольно низкие (0.06–4.0 А/м), только образцы из драг 34, 42, 46 имеют более высокие средние значения I_n (от 9.0 до 13.5 А/м). Наибольшей величиной I_n обладают образцы из драги 34 – $\langle I_n \rangle = (13.5 \pm 1.6)$ А/м, причем распределение величины I_n в куске породы этой драги также довольно неоднородное (от 4.3 до 27 А/м). Начальная магнитная восприимчивость (κ_0) образцов колеблется также в широких пределах. ($\kappa_0 = 0.8 \times 10^{-3}$ – 59.8×10^{-3} ед. Си, табл. 2). Самой высокой средней величиной начальной магнитной восприимчивости обладают образцы из драг 31 и 46. На рис. 2 представлено соотношение между I_n и κ_0 по всем образцам изученной нами коллекции. Из него также виден большой разброс значений этих характеристик среди образцов из каждой драги. Какую-либо закономерность в соотношении между I_n и κ_0 выделить достаточно сложно.

Средние величины фактора Кенигсбергера $\langle Q_n \rangle = \langle I_n \rangle / \kappa_0 H_T$ ($H_T = 0.035$ мТл) изученной коллекции образцов из разлома Романш, находятся в пределах от 3.0 до 197. В тоже время некоторые образцы из драг 34 и 35 имели очень высокие значения Q_n равные 228 и 445, соответственно.

Размеры магнитных зерен оценивались по параметру $R_s = I_{rs}/I_s$ и отношению H_c/H_{cr} , характеризующим тип доменной структуры. Величины R_s у базальтов разлома Романш колеблются в широких пределах от 0.06 до 0.39, отношение H_c/H_{cr} изменяется от 0.22 до 0.87. Это свидетельствует о широком спектре размеров зерен от одно- до многодоменных. [Трухин, 1973; Трухин и др., 1983]

Низкие значения $R_s = 0.06$ у образцов драг 39 и 43 при высоких значениях H_{cr} равных, соответственно, 40 мТл и 32 мТл, свидетельствуют о наличии в ферромагнитной фракции образцов этих драг очень мелких, суперпарамагнитных, зерен. Как будет показано ниже, на это также указывает вогнутый вид зависимости спонтанной намагничен-

Таблица 1. Координаты и глубины отбора образцов НИС "Геленджик" 1996 г.

№ драги	Координаты отбора		Глубина отбора, м	
	широта	долгота	максимальная	минимальная
G96-29	–01°06.0' –01°04.0'	–21°02.8' –21°00.7'	5600	4500
G96-30	–00°56.5' –00°56.1'	–21°02.8' –21°02.5'	3350	2900
G96-31	–00°52.0' –00°52.5'	–21°01.5' –21°01.5'	3250	2970
G96-32	–00°48.9' –00°51.2'	–21°01.4' –21°00.2'	5500	3900
G96-34	–00°38.8' –00°38.2'	–20°55.1' –20°55.4'	5600	5200
G96-35	–00°20.0' –00°19.7'	–20°51.8' –20°51.7'	4100	3800
G96-42	–00°57.8' –00°58.3'	–21°43.0' –21°42.3'	3670	3700
G96-43	–00°55.9' –00°56.1'	–21°41.4' –21°41.4'	5120	5060
G96-39	–01°04.9' –01°03.8'	–24°31.4' –24°30.4'	4100	3100

ности от температуры $I_s(T)$, характерный для суперпарамагнитного состояния [Тикадзуми, 1987].

Магнитная жесткость изученных образцов пород из разлома Романш довольно высока. Однако разброс в величинах остаточно-коэрцитивной силы H_{cr} значительно меньше, чем в величинах I_n и κ_0 . Средние величины $\langle H_{cr} \rangle$ находятся в пределах от 11 мТл до 54.8 мТл (табл. 2). Наибольшую величину $\langle H_{cr} \rangle$ имеют образцы из драги 29, а наи-

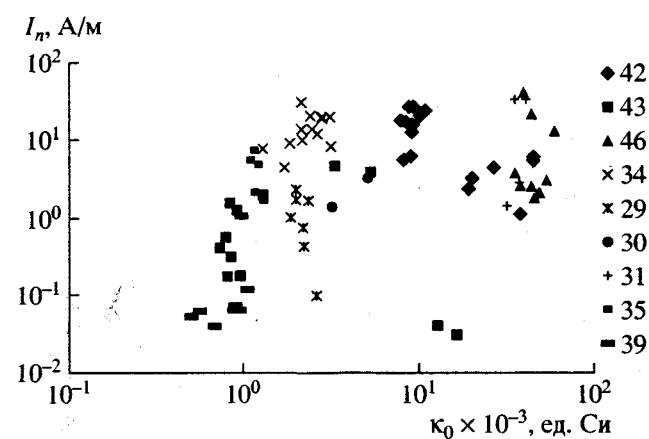


Рис. 2. Соотношение между начальной магнитной восприимчивостью κ_0 и естественной остаточной намагниченностью I_n образцов горных пород разлома Романш.

Таблица 2. Магнитные параметры драгированных пород разлома Романш в исходном состоянии и после нагревов до 600°C

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
№ драги	I_n , А/м	$\kappa_0 \times 10^{-3}$, ед. СИ	Q_n	H_c , мТл	H_{cr} , мТл	$R_{ср}$	$\frac{H_c}{H_{cr}}$	T_c , °C	T_B , °C	R_{sT}/R_{s0}	$H_{сT}/H_{с0}$	$H_{сrT}/H_{сr0}$	$I_{n\text{ расч.}}$, А/м
29(3)-7	$\frac{1.4 \pm 0.3}{0.1-2.2}$	$\frac{2.2 \pm 0.1}{2.0-2.6}$	$\frac{22.5}{1.4-38}$	$\frac{34.6}{30-38.5}$	$\frac{55.8}{30-69}$	0.39	0.57	250	250-480, 520	1.8	0.2-0.7	0.4	$\frac{-2.13}{-0.50}$
30(1)-2	$\frac{2.3 \pm 1.0}{1.4-3.3}$	$\frac{4.2 \pm 0.9}{3.3-5.2}$	$\frac{19.0}{10-16}$	14.6-16	$\frac{43}{25-56}$	0.15	0.32		550			-	$\frac{-1.27}{-1.09}$
31(1)-4	$\frac{17.2}{1.3-33}$	$\frac{36.4}{32.4-41}$	$\frac{14.2}{1.4-31.5}$		$\frac{38}{36-40}$	0.21			195, 380, 560	0.4		0.6	$\frac{+0.39}{+0.71}$
32(1)-1	1.0	1.7	21.4		11	0.12			250	-		1.7	$\frac{-0.18}{-0.85}$
34(5)-14	$\frac{13.5 \pm 1.6}{4.3-27.6}$	$\frac{2.4 \pm 0.2}{1.3-3.3}$	$\frac{197}{88.7-445}$	$\frac{22.0}{20-27}$	$\frac{30}{28-35}$	0.36	0.73	260	240-500	2.0	1.3-2.4	1.8	$\frac{+3.13}{+3.73}$
35(1)-5	$\frac{4.0 \pm 1.0}{1.6-7.2}$	$\frac{1.2 \pm 0.04}{1.1-1.3}$	$\frac{130}{44.3-228}$		$\frac{40}{37-41}$	0.3			240-450	1.4		0.4	$\frac{+0.29}{+0.41}$
39(1)-8	$\frac{0.06 \pm 0.01}{0.04-0.11}$	$\frac{0.8 \pm 0.08}{0.5-1.1}$	$\frac{3.0}{2.1-3.9}$	3.7-12.5	$\frac{40}{20-56}$	0.06	0.21		550	1.0		1.1	$\frac{+8.6}{+9.9}$
42(5)-5	$\frac{11.0 \pm 2.0}{1.1-26.0}$	$\frac{18.0 \pm 3.0}{8.0-45.3}$	$\frac{38.6}{1.0-104}$	$\frac{11.6}{10-14}$	$\frac{14}{11-20}$	0.19	0.87	380	230, 360, 430	1.2	1.3-1.9	1.7	$\frac{-2.1}{-2.3}$
43(4)-12	$\frac{1.2 \pm 0.4}{0.03-4.5}$	$\frac{3.8 \pm 1.5}{0.8-16.2}$	$\frac{23.6}{0.05-61}$	8.6-9.7	$\frac{32}{18-53}$	0.06	0.22		150, 380, 685	0.9		1.0	$\frac{+0.09}{+0.40}$
46(2)-8	$\frac{9.0 \pm 4.0}{1.8-35.9}$	$\frac{45.5 \pm 2.5}{36-59.8}$	$\frac{7.2}{1.4-31.5}$		$\frac{27}{24-30}$	0.12			380, 600	0.3		1.6	-

Примечание: 1) в скобках в 1-ом столбце указано количество образцов в драге, после дефиса – общее количество кубиков объемом 1 см³, по которым проводились измерения I_n и κ_0 ; 2) в столбцах 2–6 в числителе – средняя величина, в знаменателе – пределы изменения величин.

меньшую (14 мТл и 11 мТл) – образцы из драг 42 и 32, соответственно.

Для большинства образцов коллекции проводилось также определение коэрцитивной силы H_c . Средние величины $\langle H_c \rangle$ находятся в пределах от 3.7 мТл до 34.6 мТл.

Кроме того, по кривым нормального намагничивания $I_r(H)$ были рассчитаны коэрцитивные спектры. По ним можно получить более полное представление о распределении магнитных зерен по коэрцитивным силам в пределах одного образца. Коэрцитивные спектры некоторых образцов коллекции представлены на рис. 3. Из этого рисунка видно, что в основном максимумы спектров размыты, за исключением обр. 32/16, который характеризуется самой низкой величиной H_{cr} , однако, и в его составе присутствуют высококоэрцитивные зерна. Наиболее размыты спектральные кривые образцов из драг 29, 35, 43, что свидетельствует о наличии в них широкого спектра размеров зерен.

С целью определения минералогической стабильности магнитных зерен и оценки степени окисления *in situ* исходной ферримагнитной фракции проводились нагревы образцов в лаборатории. В процессе нагрева и охлаждения в поле 0.4 Тл измерялось изменение намагниченности насыщения $I_s(T)$, в отсутствие поля – разрушение в процессе нагревов остаточной намагниченности насыщения $I_{rs}(T)$. После нагревов до 600°C образцы снова намагничивались в поле 0.4 Тл и измерялись величины I_{rs} , H_c и H_{cr} .

На основе термомангнитного анализа, проведенного по зависимостям $I_s(T)$ и $I_{rs}(T)$, (рис. 4 и рис. 5) было установлено, что за магнитные свойства образцов драгированных пород ответственны магнетит и титаномагнетиты, находящиеся на различных стадиях окисления. Наименьшей точкой Кюри обладали образцы драги 29. В образцах из драг 29, 31, 34, 35, 42 и 43 встречены ферримагнитные фазы с температурами блокирования T_B ниже 400°C (рис. 4, табл. 2). Только образцы из драг 30, 39 и 43 имеют высокие значения $T_B = 550\text{--}600^\circ\text{C}$. Если предположить, что исходным магнитным минералом этих пород является титаномагнетит, то значит он полностью гетерофазно окислен (табл. 1). Кривые $I_s(T)$ образцов драг 29, 34, 42 при охлаждении располагаются значительно выше аналогичных кривых нагрева (рис. 5). Наибольшие изменения I_s после прогрева образцов до 600°C наблюдались на образцах драги 29 (табл. 2). Как видно из рис. 5 на этих образцах интенсивные изменения намагниченности ферримагнитных зерен наблюдались уже в процессе нагрева их до температуры 350°C и выше.

Величины H_{cr} после нагревов образцов до 600°C у большинства образцов увеличивались. Однако у некоторых образцов (драги 29, 31 и 35) по-

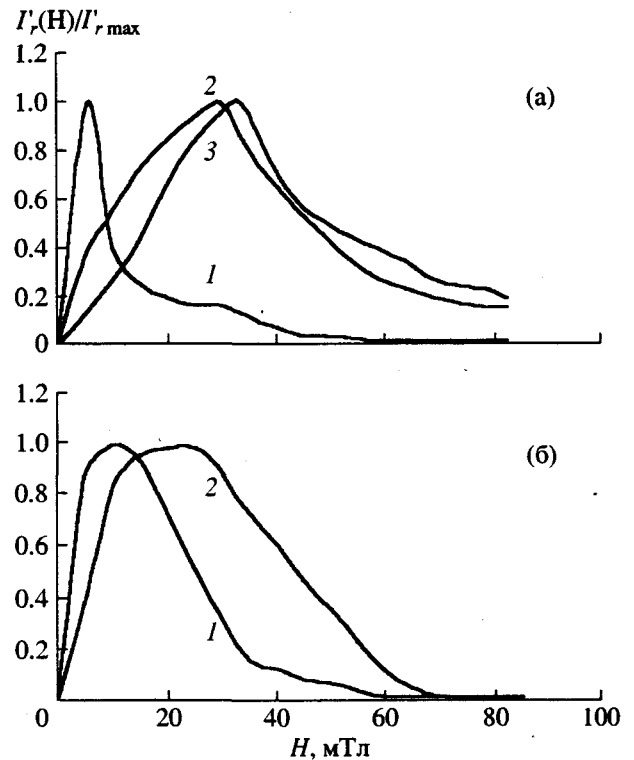


Рис. 3. Коэрцитивные спектры: (а) – 1 – обр. 32/16; 2 – 35/11, 3 – 29/1, (б) – 1 – обр. 42/12, 2 – 43/121.

сле их прогрева до 600°C величина H_{cr} уменьшалась (табл. 2). Коэрцитивность магнитных зерен базальтов при нагреве в лаборатории до $T_{\max} = 600^\circ\text{C}$ на воздухе может изменяться за счет двух процессов: во-первых, в результате гетерофазного окисления титаномагнетита, при котором образуется магнетит, рассеянный ламеллями ильменита [Гаранин и др., 1980; Трухин, Максимочкин, 1982] размер зерна существенно уменьшается, что приводит к росту I_{rs} и H_{cr} ; во-вторых, в результате нагрева может происходить отжиг напряжений, приводящий в противоположность первому процессу к уменьшению коэрцитивности зерен.

По-видимому, в горных породах, где уменьшается H_{cr} , происходит отжиг напряжений, созданных *in situ*. Эти выводы были подтверждены результатами специальных экспериментов с наложением квазигидростатических давлений P в лаборатории, а также теоретическими расчетами [Трухин и др., 2001; Трухин, Максимочкин, 2004]. Эксперименты показали, что коэрцитивность образцов из драг 43, 30, 39, 29 после лабораторного воздействия квазивсестороннего сжатия $P = 400$ МПа практически не меняется. В то же время на образцах из драги 34 после воздействия $P = 400$ МПа наблюдался рост H_c в 1.3–1.8 раза и H_{cr} в 1.3–1.5 раза. На образцах из драги 42 наблюдалось увеличение только остаточной коэрцитивной силы H_{cr} в 1.1–1.2 раза.

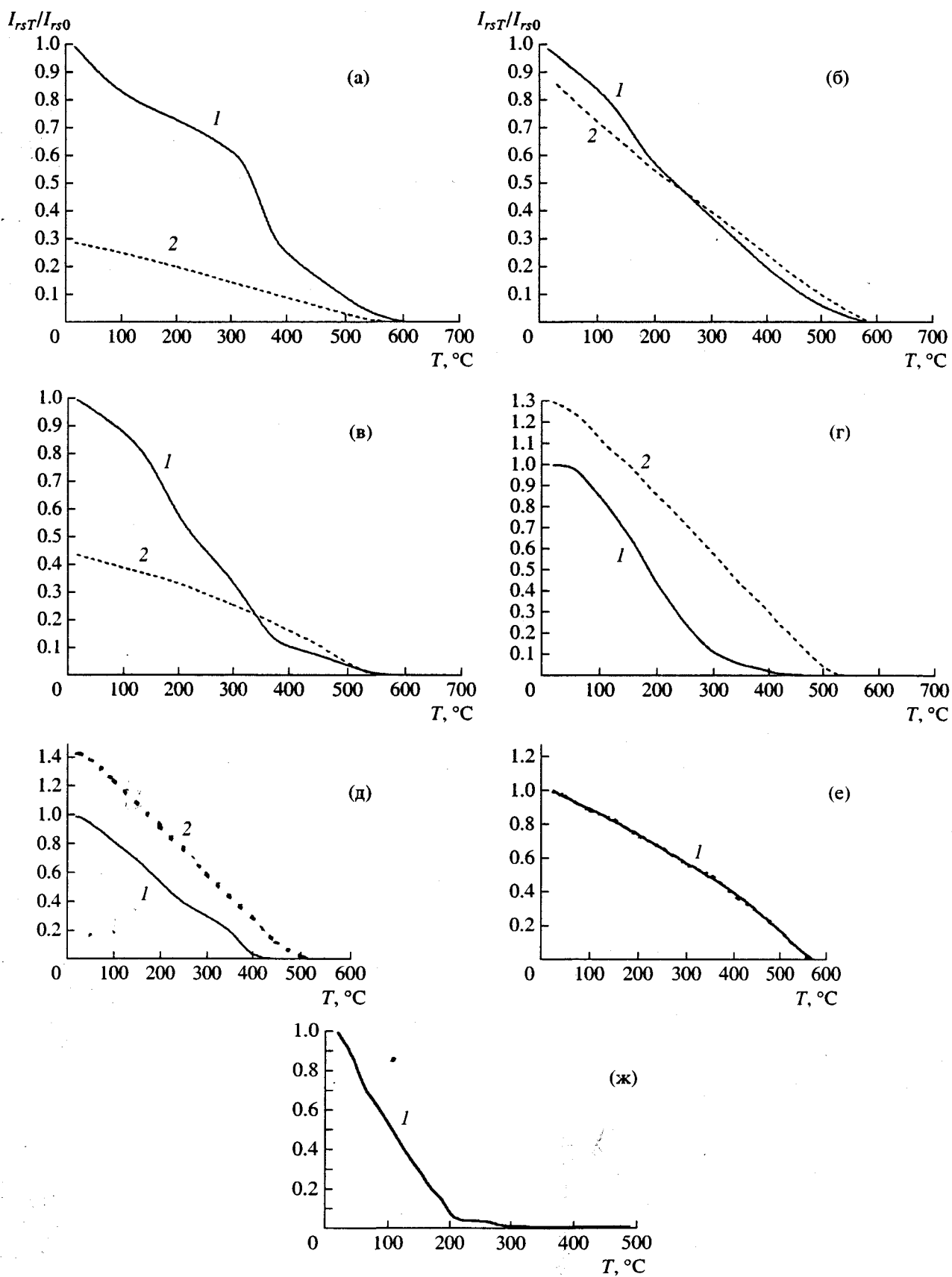


Рис. 4. Термомагнитный анализ горных пород разлома Романаш. Кривые $I_{rs}(T)$: 1 – первый нагрев, 2 – второй нагрев; (а) – обр. 46./27, (б) – обр. 43/1, (в) – обр. 31/1, (г) – обр. 34/7, (д) – обр. 42/1, (е) – обр. 39/1, (ж) – обр. 29/2.

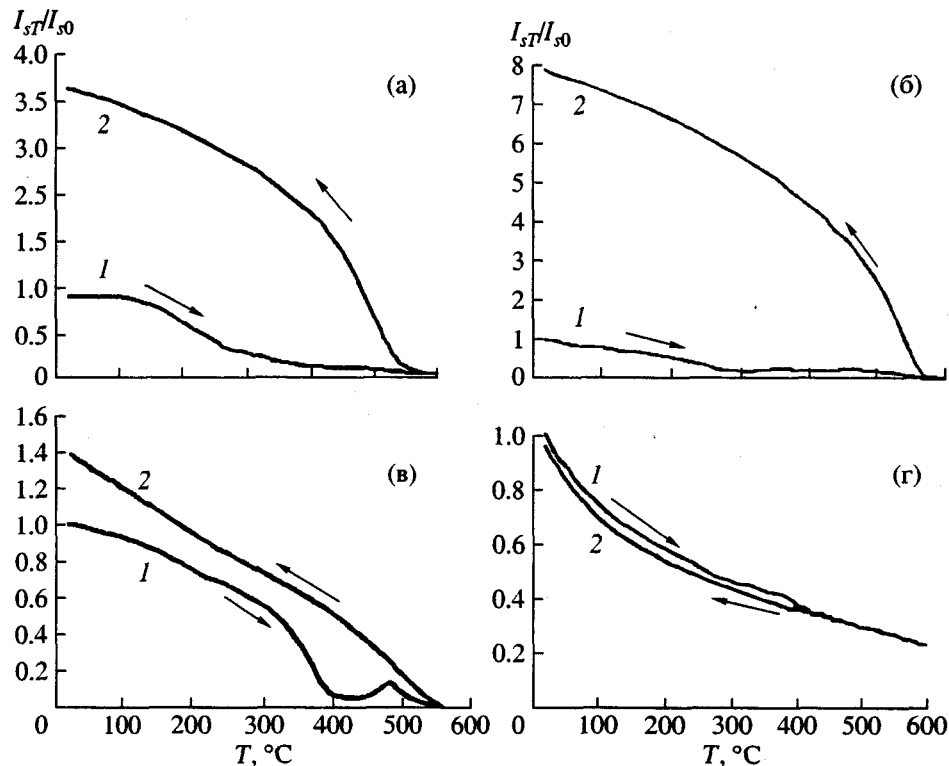


Рис. 5. Термомагнитный анализ горных пород разлома Романш. Кривые $I_s(T)$: 1 – нагрев, 2 – охлаждение; (а) – обр. 34/7, (б) – обр. 29/2, (в) – обр. 42/1, (г) – обр. 39/1.

При сравнении результатов воздействия давления на образцы с примерно одинаковыми T_B и R_s , но различными H_{cr} , оказалось, что образец с меньшей коэрцитивностью (из драги 34) показал рост H_c и H_{cr} с ростом давления P ($P_{\max} = 400$ МПа), а образец с большей коэрцитивностью (драга 29) не обнаружил роста H_{cr} . Можно предположить, что образец из драги 29 испытал в природе повышенные напряжения *in situ*.

Анализ гистерезисных и термомагнитных характеристик позволяет сделать выводы о доменной структуре и внутренних напряжениях в магнитных зернах исследованных образцов. Как известно [Трухин и др., 1983], коэрцитивность ферромагнитной фракции зависит от доменной структуры, которая в свою очередь зависит от размера зерна. Причем, при уменьшении размера зерна количество доменов уменьшается, а начиная с некоторого критического размера, зерно переходит в однодоменное состояние. В целом наблюдается увеличение коэрцитивности и параметра R_s магнитной фракции с уменьшением размера зерна. Например, образцы драги 29 имеют высокие значения $\langle H_{cr} \rangle = 60.4$ мТл и $R_s = 0.39$. Это дает основание утверждать, что зерна в них преимущественно однодоменны. С другой стороны, зерна титаномагнетита в образцах этой драги имеют невысокую степень однофазного окисления ($T_B \approx 250^\circ\text{C}$), а остаточная коэрцитивная сила

H_{cr} после прогрева их до 600°C уменьшается. Такое поведение H_{cr} , как было отмечено выше, можно объяснить как отжигом напряжений, так и изменением магнитных характеристик в процессе гетерофазного окисления. Последнее, по-видимому, влияет на коэрцитивность только многодоменных в исходном состоянии зерен титаномагнетита. Если в исходном состоянии зерна титаномагнетита однодоменны, то магнетит, полученный в процессе гетерофазного окисления и рассеянный ламеллами ильменита, также может находиться в однодоменном состоянии, поскольку критический размер однодоменности магнетита меньше, чем у титаномагнетита [Трухин и др., 1983]. При этом перемагничивание и в том и другом случаях будет происходить путем вращения спонтанной намагниченности, следовательно, коэрцитивную силу

можно рассчитать по формуле $H_c = \frac{4K_1}{3I_s}$ [Тикадзуми, 1987]. Отношение расчетных значений коэрцитивной силы титаномагнетита с $T_c = 200\text{--}250^\circ\text{C}$ и магнетита в модели однодоменного зерна оказалось равно 0.54–0.58. Величины K_1 и I_s были взяты из работы [Kawai, 1957]. Однако отношение $H_{crT}/H_{cr0} = (0.08\text{--}0.6)$, определенное по экспериментальным данным в основном меньше этих теоретических оценок. Как было показано в работе [Трухин, Максимочкин, 2004], если учесть еще и

магнитоупругую энергию и отжиг внутренних напряжений в магнитных зернах при нагреве образцов в лаборатории, то сходимость расчетных и экспериментальных данных оказывается удовлетворительной.

Наименьшей величиной $H_{cr} = 11$ мТл обладают образцы из драги 32. Это, по-видимому, обусловлено тем, что зерна титаномагнетита в них многодоменны ($R_s = 0.12$), а в области расположения драги 32 напряжения *in situ*, видимо, были незначительными ($H_{crT}/H_{cr0} > 1$), причем титаномагнетит в породах этой драги также находится в основном на стадии однофазного окисления ($T_B = 250^\circ\text{C}$).

У базальтов драги 46, которые существенно окислены ($T_B = 380^\circ\text{C}$, $\sim 600^\circ\text{C}$), зерна ферритмагнетиков также многодоменны ($R_s = 0.12$), а величины H_{cr} оказались гораздо выше ($H_{cr} = 27$ мТл), чем у образцов драги 32. Вероятно, это можно объяснить тем, что в зернах такого титаномагнетита дефектов в кристаллической решетке больше, чем у титаномагнетитов на более ранней стадии однофазного окисления.

Магнитные свойства образцов горных пород из драг 43 и 39, по-видимому, определяются однодоменными и суперпарамагнитными зернами, близкими по фазовому составу к магнетиту. Об этом свидетельствует совпадение кривых $I_{rs}(T)$ при первичном и повторном нагревах, единственная $T_B = 550^\circ\text{C}$, высокие значения $H_{cr} = 31\text{--}40$ мТл при низком значении $R_s = 0.06$. Причем кривые $I_{rs}(T)$ таких образцов при повторных нагревах практически совпадают и имеют вогнутую форму (рис. 5г).

Таким образом, соотношение магнитных параметров, представленных выше (табл. 2, рис. 4, рис. 5), дает возможность оценить особенности условий образования базальтов и их дальнейшую эволюцию по состоянию зерен ферритмагнитной фракции.

МАГНЕТИЗМ ДНА И ЕГО ТЕКТОНИКА

Попытаемся проанализировать связь магнитных свойств изученных образцов с возможной тектонической ситуацией в зонах их отбора.

На рис. 6а представлена тектоническая схема района исследований (разлом Романш) по данным Бонатти [Bonatti, 2001]. Координаты отбора изученных нами образцов большинства драг (табл. 1, рис. 1в), близки к профилям "А" (драги 42 и 43) и "В" (драги 29, 30, 31, 32, 34, 35). Из этой схемы видно, что только образцы драги 35 были отобраны севернее современной зоны разлома Романш, остальные драги находились южнее этой зоны. Образцы драги 29 были отобраны у подошвы южного склона с глубины 4.5–5.6 км (табл. 1) в зоне, находящейся примерно на расстоянии 50 км от современной линии разлома по данным Бонатти (рис. 6б). Образцы драги 34 отобраны из подошвы

северного склона в непосредственной близости от зоны разлома с глубины 5.2–5.6 км.

Возраст коры в областях выхода на борта трансформного разлома профилей, вдоль которых проводилось драгирование, оценивается в работе [Bonatti, 2001] для профиля В как 30 (южный борт) и 23.7 млн. лет (северный борт), а для профиля А как 35 млн. лет (южный борт) и 19 млн. лет (северный борт) (рис. 6а).

Наши данные показывают, что образцы из драги 34 имеют высокие значения естественной остаточной намагниченности $\langle I_n \rangle = 13.5 \pm 1.6$ А/м, параметра Кенигсбергера $Q = 138 \pm 16$ и коэрцитивности $H_{cr} = 29$ мТл, их ферритмагнитные зерна находятся на довольно низкой стадии однофазного окисления, что характерно для свежих океанских базальтов небольшого возраста [Harrison, 1976]. Можно предположить, что они образовались позже в результате раскрытия зоны трансформного разлома по модели [Lonsdale, 1993], (см. далее). В процессе такого раскрытия формируются порции новой океанской коры значительно более молодые, чем материал участков северного и южного бортов трансформного разлома.

Как показали наши исследования, вероятно, породы в районе расположения драги 34, находящейся практически на современной оси разлома, не подвергались сильному воздействию давления. Следовательно, можно предположить, что они оказались в зоне растяжения, а не сжатия и их первичная остаточная намагниченность могла сохраниться. То же самое относится к образцам драги 35, координаты отбора которой находятся в районе зоны палео-Романш (рис. 1в, рис. 6б), так как магнитные характеристики образцов драг 35 и 34 близки.

В то же время образцы драги 29 имеют довольно низкие величины естественной остаточной намагниченности $\langle I_n \rangle = 1.4$ А/м при малой степени однофазного окисления. Выше было показано, что за магнитные свойства этих образцов отвечают однодоменные зерна титаномагнетита с признаками тектонического воздействия *in situ*, которое, вероятно, и привело к разрушению первичной I_n термоостаточной природы и формированию состояния с низкой остаточной намагниченностью [Максимочкин, 1995; Трухин, Максимочкин, 1999]. Это могло произойти либо в результате тектонических напряжений в зоне разлома, о чем свидетельствует расположение эпицентров землетрясений в этом районе (рис. 6б), либо в результате тектонического давления, обусловленного образованием в этой зоне серпентинитов и перидотитов. Действительно, согласно [Перфильев, 1994; Bonatti, 2001], возвышенные участки океанского дна к югу от современной линии разлома Романш сложены серпентинитами и перидотитами, а еще южнее (в зоне драги 29) к ним примыкают базаль-

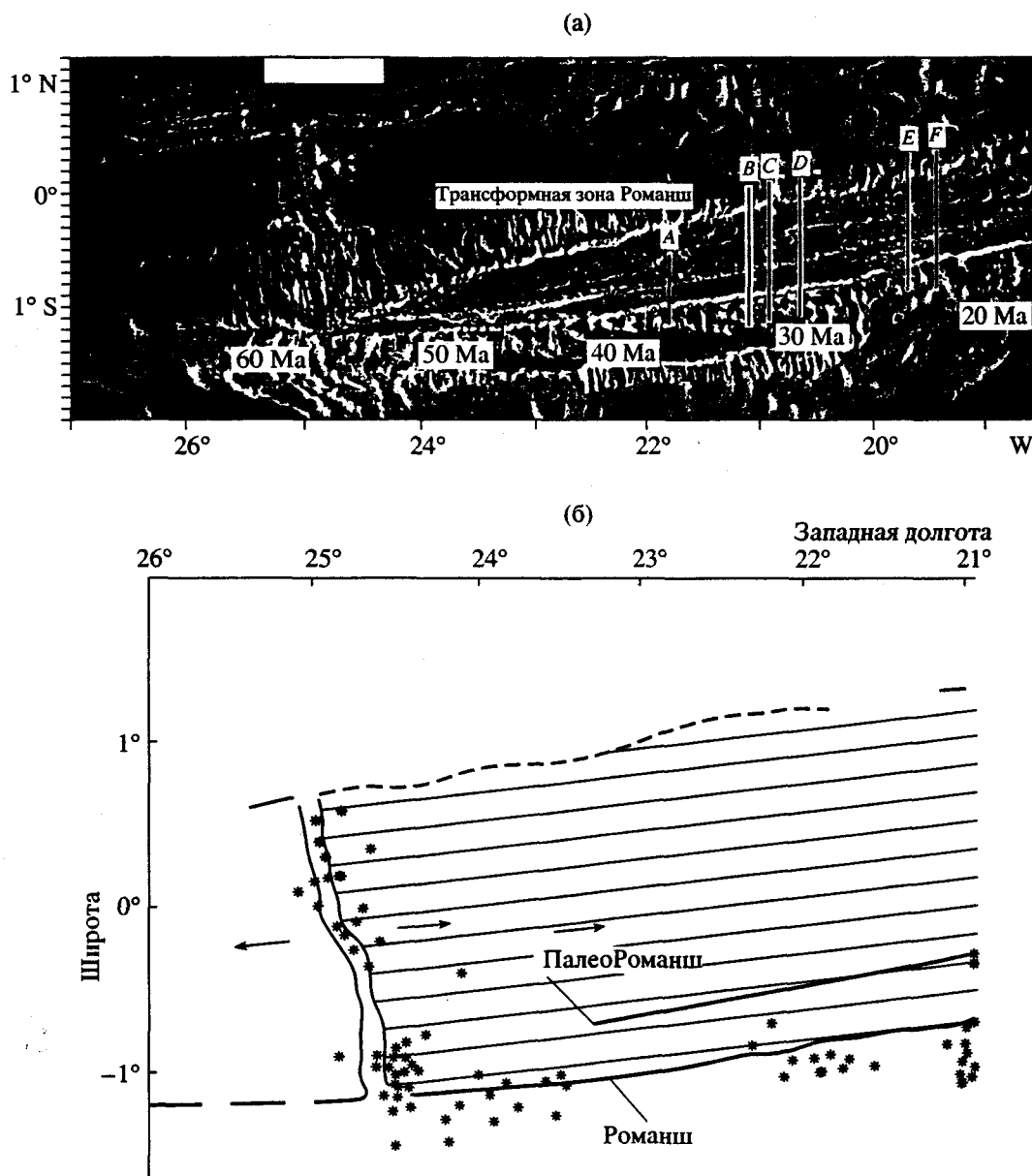


Рис. 6. Тектоническая карта района разлома Романш по данным Бонатти [Bonatti, et al., 2001]. (а) – рельеф дна, (б) – схема трансформной зоны Романш и ПалеоРоманш (точки – эпицентры зарегистрированных землетрясений, крестиками обозначены места отбора образцов изученных нами пород).

ты. Низкое значение естественной остаточной намагниченности этих пород может быть связано и с явлением самообращения термоостаточной намагниченности, обнаруженным на образцах драги 29. Ранее [Трухин и др., 2001] было показано, что явление самообращения TRM наблюдается у базальтов из зоны с повышенными напряжениями *in situ* (это базальты из тройственной точки Буве, Южная Атлантика). Для проверки этой гипотезы на образцах драги 29 в работе [Трухин, Жилыева, Курочкина, 2004] проводилось моделирование термонамагниченности TRM. На рис. 7 представлены результаты этого эксперимента. Из него видно,

что при охлаждении от $T = 280^\circ\text{C}$ до комнатной температуры T_0 вместо роста I_{pT} наблюдается спад (рис. 7а, кривая 2), что свидетельствует о возможности самообращения TRM. Результат изучения поведения парциальных термонамагниченностей этого образца показан на рис. 7б. Ответственной за аномальное поведение TRM является фаза с T_B в интервале от 250°C до 290°C (рис. 7а, 7б), поскольку охлаждение образца от 240°C до T_0 привело к росту I_{pT} вместо спада (рис. 7а, кривая 4).

В целом, на основе вышеизложенного можно утверждать, что палеомагнитная информация пород в местах отбора драг 32, 34, 35, а также, воз-

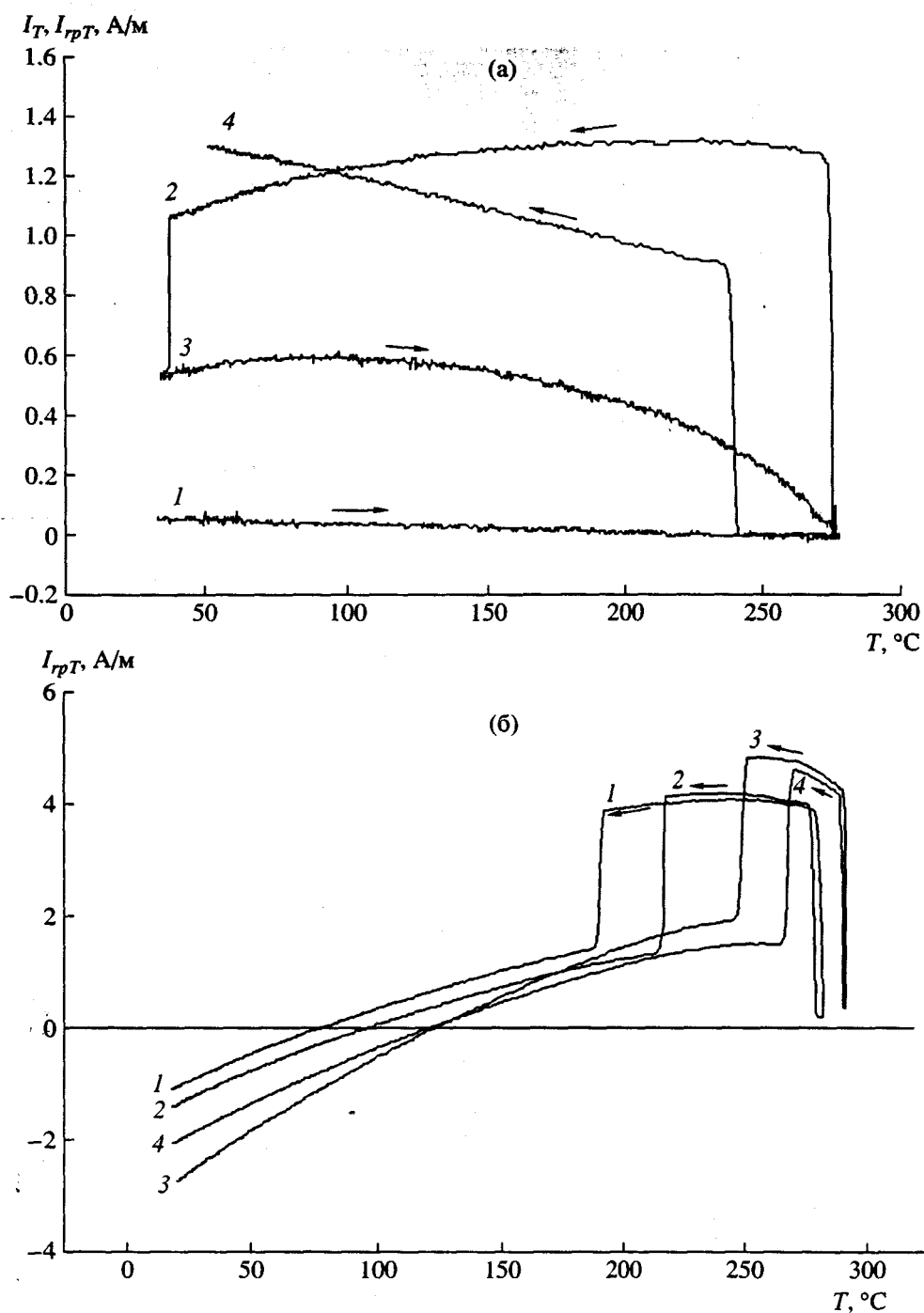


Рис. 7. Результаты моделирования термонамагниченности образцов из драги 29 разлома Романш: (а) – кривые $I(T)$ и I_{rpT} образца 29/1(1), 1 – нагрев в отсутствие внешнего поля до температуры T_B (280 °C); 2 – охлаждение в поле 0.15 мТл; 3 – нагрев в отсутствие внешнего поля до T_B ; 4 – охлаждение от T_B до 240 °C без поля, далее в поле 0.15 мТл до комнатной температуры; (б) – кривые получения частичной термоостаточной намагниченности I_{rpT} (образец 29/1(1)). 1 – охлаждение в поле 0.5 мТл от 280 °C до 200 °C, далее без поля; 2 – охлаждение в поле 0.5 мТл от 280 °C до 235 °C, далее без поля; 3 – охлаждение в поле 0.5 мТл от 290 °C до 250 °C, далее без поля; 4 – охлаждение в поле 0.5 мТл от 290 °C до 270 °C, далее без поля.

можно, драги 29 может быть сохранена, однако надо иметь в виду, что первичная остаточная намагниченность образцов из района отбора драги 29 может быть обратной полярности по отношению к современной.

Согласно [Bonatti, 2001] в местах отбора драг 30, 32, и 43 (профили А и В рис. 6а) океанское дно сложено серпентинитами и перидотитами, т.е. породами характерными для верхов мантии [Dunlop 1982; Гордин и др., 1993]. Ферромагнитная фрак-

ция образцов этих драг, как показали наши исследования, представлена в основном магнетитом. Для них характерно низкое значение $I_n = 1.0\text{--}2.3$ А/м. Учитывая высокую коэрцитивность и то, что лабораторное воздействие давления 400 МПа практически не оказывают влияние на H_{cr} этих образцов [Трухин, Максимочкин, 2004], можно сделать предположение, что ферритмагнитная фракция и ее намагниченность действительно сформировались под воздействием повышенного давления. Давление может быть обусловлено либо выдавливанием пород из глубины, либо в результате увеличения объема этих пород при серпентинизации. Эти рассуждения не противоречат тектонической ситуации, сформировавшейся в зоне разлома. В этом отношении магнитные характеристики находятся в хорошем согласии с геологическими данными.

Образцы драги 42 были отобраны почти с вершины поднятия с отметки 3.67–3.7 км, а образцы драги 43 с северного склона этого поднятия. В то же время, как показали лабораторные исследования, магнитные свойства образцов драги 42 определяются зернами титаномагнетита, находящимися на довольно высокой стадии однофазного окисления (T_B до 430°C). Степень окисления титаномагнетита в породах драг 42 и 49 коррелирует с возрастом. Можно предположить, что в районе драги 42 находится реликтовая часть базальтового слоя, поднятого из-за серпентинизации нижезалегающих пород в результате проникновения воды вглубь по разлому. В целом можно утверждать, что палеомагнитная информация в этих породах, вероятно, может быть частично сохранена.

СРАВНЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АНОМАЛЬНОГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В РАЙОНЕ РАЗЛОМА РОМАНШ И МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ДРАГИРОВАННЫХ ПОРОД

Сравнение измеренных (I_n) и расчетных ($I_{n \text{ расч}}$) величин естественной остаточной намагниченности коллекции образцов пород по результатам трехмерного восстановления источника АГП (табл. 2, рис. 8) показывает, что в районе отбора образцов (драги 30 и 32) I_n наиболее близки к расчетным. Среднее значение $\langle I_{n \text{ изм}} \rangle$ у образцов драги 29 находится в пределах расчетных данных, для образцов драг 31, 35, 43 $\langle I_{n \text{ изм}} \rangle$ в основном выше расчетных. Для образцов драги 42 среднее значение $I_{n \text{ изм}}$ примерно в 5 раз больше $I_{n \text{ расч}}$, однако $I_{n \text{ расч}}$ находится в интервале разброса данных $I_{n \text{ изм}}$. Если в модели инверсионного слоя уменьшить его мощность, то, вероятно, сходимости измеренных и расчетных результатов была бы намного лучше. Исходя из степени несовпадения измеренных и расчетных данных естественной остаточной намагниченности можно заключить, что мощность МАС в зоне

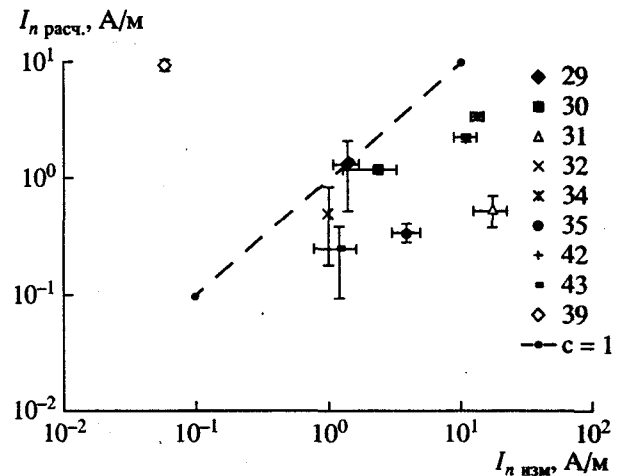


Рис. 8. Соотношение между измеренными ($I_{n \text{ изм}}$) и расчетными $I_{n \text{ расч}}$ значениями естественной остаточной намагниченности образцов драгированных пород разлома Романш (линия $c = 1$ показывает условие их равенства, цифры около точек – номера драг).

разлома Романш достаточно неоднородна. Вероятно, наименьшую мощность магнитоактивный слой имеет в районе драг 31, 34, 35, 42. Учитывая наличие сильной степени однофазного окисления титаномагнетита в породах драги 42, можно полагать, что они представлены остатками базальтового слоя, образовавшегося в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта, а палеомагнитная информация здесь может быть частично сохранена.

Что касается района отбора образцов драгами 34 и 35, то, очевидно, здесь магнитоактивный слой имеет относительно небольшую мощность (<500 м) и образован молодыми по сравнению с окружающими породами базальтами с малоизменной первичной намагниченностью. Об этом свидетельствуют как их термомагнитные свойства, так и довольно высокие значения параметра Кенигсбергера $Q_n = 228\text{--}445$, хотя возраст этих частей океанской коры, вытекающий из модели спрединга, составляет по данным [Bonatti, 2001] 30 и 23.7 млн. лет, соответственно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На основе изучения аномалий магнитного поля на северном и южном бортах трансформного разлома Романш в экваториальной Атлантике получено распределение намагниченности инверсионного магнитоактивного слоя океана в этом районе.

2. Проведена идентификация хронов полярности в рамках модели разрастания дна океана: спрединг на северном борту разлома в последние 5 млн. лет носит симметричный характер и идет со скоростью 1.82 см/год в каждую сторону.

На южном борту разлома спрединг в интервале хронов C23-C11 (52–29 млн. лет) шел со скоростью 1.92 см/год, что примерно на 5% превышает значения, следовавшие из теоретических построений.

3. Коллекция образцов драгированных пород из разлома Романш характеризуется высокой степенью неоднородности магнитных характеристик (I_n , K_0 , H_{cr} и др), которые отражают особенности формирования этих пород

4. Полученные результаты дают возможность предположить следующее:

а) породы, непосредственно примыкающие с юга к трансформному разлому Романш и их намагниченность сформировались при воздействии тектонических напряжений, связанных с серпентинизацией глубинных пород и, как следствие, выдавливанием их на поверхность;

б) намагниченность пород, слагающих океанскую кору, к югу от современного трансформного разлома Романш отражает в большей (драги 29,30) или меньшей (драга 42) степени инверсионную палеоструктуру магнитоактивного слоя;

в) породы, находящиеся внутри разломов Романш и палео-Романш (драги 34 и 35, соответственно) и их магнитные свойства, скорее всего, соответствуют молодым базальтам океанской коры, образовавшимся в результате смещения соседних блоков трансформного разлома ортогонально их простиранию и образованию "виртуальной оси" спрединга.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 02-05-64274 и № 02-05-64250.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бонатти Э. Происхождение крупных разломных зон смещающих срединно-Атлантический хребет // Геотектоника. 1996. № 6. С. 5-16.
- Бонатти Э., Булычев А.Л., Гилод Д.А., Зителлини Н., Куликов Е.Ю., Лиджи М., Лодоло Э., Шрейдер А.А. Детальные геомагнитные исследования точки тройственного сочленения литосферных плит в регионе острова Буве // Океанология. 1997. № 6. С. 897-909.
- Булычев А.А., Гасперини Л., Гилод Д.А., Зителлини Н., Куликов Е.Ю., Лиджи М., Лодоло Э., Мааарович А.О., Соколов С.Ю., Шрейдер А.Л. Спрединг 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., Шрейдер А.Л. Методика определения намагниченности в слое // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 5. С. 59-67.
- Булычев А.Л., Гилод Д.А., Куликов Е.Ю., Шрейдер А.Л. Первые данные о хронологии дна в области трансформного разлома Романш (Экваториальная Атлантика) // Океанология. 2004. Т. 44. № 4. С. 611-615.
- Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Трухин В.И., Максимочкин В.И. Магнитоминералогические исследования подводных базальтов Тихого океана. Решение геофизических задач магнитными методами. М.: Изд-во Восточная лит.-ра. 1980. С. 29-40.
- Гордин В.М., Назарова Е.А., Попов К.В. Обобщенная петромагнитная модель океанской литосферы // Морская геология. 1993. Т. 33. № 1. С. 139-143.
- Дубинин Е.П. Трансформные разломы океанической литосферы. Изд-во МГУ. 1987. 181 с.
- Максимочкин В.И. Термонамагничивание горных пород в условиях высоких давлений // Физика Земли. 1995. № 9. С. 49-56.
- Перфильев А.С., Пейве А.Л., Пушаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Турка Н.Н. Разломная зона Романш: строение, особенности развития, геодинамика // Геотектоника. 1994. № 4. С. 3-14.
- Тикадзуми С. Физика ферромагнетизма. Т. 2. Магнитные характеристики и их практическое применение. М.: Мир. 1987. 419 с.
- Трухин В.И. Введение в магнетизм горных пород М.: МГУ. 1973. 275 с.
- Трухин В.И., Вагин В.И., Булычев А.Л. и др. Магнетизм срединно-океанического хребта Шписс (Южная Атлантика) // Физика Земли. 2000. № 2. С. 68-82.
- Трухин В.И., Гаранин В.К., Жияева В.А., Кудрявцева Г.П. Ферримангнетизм минералов. М.: МГУ. 1983. 96 с.
- Трухин В.И., Жияева В.А., Курочкина Е.С. Самообращение намагниченности природных титаномангнетитов // Физика Земли. 2004. № 6. С. 3-28.
- Трухин В.И., Максимочкин В.И. Исследование кинетики процессов окисления ферримангнитной фракции подводных базальтов // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1982. № П. С. 39-51.
- Трухин В.И., Максимочкин В.И. Изменения намагниченности пород в земной коре, обусловленные ростом давления и температуры // Физика Земли. № 11. 1999. С. 3-14.
- Трухин В.И., Максимочкин В.И., Жияева В.А. Особенности магнитных свойств базальтов разлома Романш. Развернутые тез. 4-ой Всероссийской конференции "Физические проблемы экологии (экологическая физика)". М. 2004. С. 100-102.
- Трухин В.И., Шрейдер А.А., Вагин В.И. и др. Магнетизм дна в области трансформного разлома Буве (Южная Атлантика) // Физика Земли. 2001. № 6. С. 86-94.
- Шрейдер А.Л. Оценка оптимальных условий буксировки магнитометра // Океанология. 1977. № 3. С. 549-551.
- Шрейдер А.А. Геомагнитные исследования Индийского океана. М.: Наука. 2001. 319 с.
- Bonatti E. Origin of offsets of the mid-Atlantic ridge in structure zones // J. Geology. 1973. V. 81. P. 144-156.
- Bonatti E., Brunelli D., Ligi M., Portaro R., Seyler M. Steady state creation of crust free lithosphere at cold spots in mid ocean ridges // Geology. 2001. V. 29. № 11. P. 979-982.
- Dunlop D.J., Prevot M. Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1982. V. 69. P. 763-802.

- Harrison C.* Magnetization of the oceanic crust // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1976. V. 47. P. 257–283. over oceanic ridges // *Mag. Geophys. Res.* 1971. V. 1. P. 111–144.
- Kawai N.* Magnetism of the earth crust // *J. Geomagn. and Geoelec.* 1957. V. 9. № 3. P. 140–156.
- Condie K.C.* *Condie Plate tectonics and crustal evolution.* Pergamon Press inc. 1976. 288 p.
- Cande S., Labreque J., Haxby W.* Plate kinematics of the South Atlantic: chron C34 to present // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. P. 13479–13492.
- Ligi M., Bonatti E., Gasperini L., Poliakov A.* Oceanic broad multifault transform plate boundaries // *Geology.* 2002. V. 30. № 1. P. 11–14.
- Lonsdale P.* Structural Geomorfology of the Eltanin fault system and Adjacent transform faults of the Pacific-Antarcic plate boundary // *Marine Geophysical Researches.* 1994. 16: P.105–143.
- Merrill R.T., McElkinny M.W., McFadden P.L.* The magnetic field of the Earth. 1998. Ac. Press. 530 p.
- Sclater L., Bowin C., Hey R., Tapscott C.* The Bouvet Triple Junction // *J. Geoph. Res.* 1976. V. 81. № 11. P. 1857–1869.
- Smith G.M., Banerjee S.K.* Magnetic structure of the upper kilometr of the marine crust at Deep Sea Drilling Projekt nole 504B eastern Pacific Ocean // *J. Geoph. Res.* 1986. V. 91. P. 10337–10354.
- Sykes L.* Focal mechanism solutions for earthquakes along the world rift system // *Bull. Seismologic. Soc. Am.* 1970. V. 60. № 5. P. 1749–1752.