

Влияние химической намагниченности океанических базальтов на определение палеонапряженности геомагнитного поля методом Телье

В. И. Максимочкин^a, А. Н. Целебровский^b

Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, физический факультет, кафедра физики Земли. Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, д. 1, стр. 2.

E-mail: ^amaxvi@physics.msu.ru, ^btselebr@physics.msu.ru

Статья поступила 06.03.2015, подписана в печать 28.08.2015.

На драгированных образцах базальтов Средино-Атлантического хребта (САХ) и рифтовой зоны Красного моря возрастом от 0.2 до 1 млн лет показана возможность разделения компонент намагниченности термоостаточной и химической природы в океанических базальтах путем использования методики Телье–Кое. Установлено, что интенсивность разрушения химической намагниченности, полученной в результате отжига образцов базальтов с температурой Кюри $T_C = 145$ и 240°C при температурах $340\text{--}380^\circ\text{C}$ в атмосфере воздуха, в 4.5–5 раз ниже, чем образование парциальной термоостаточной намагниченности в экспериментах по методике Телье–Кое, в то время как для термоостаточной намагниченности эти скорости практически совпадают. Используя эту особенность, удалось оценить вклад компонент химической и термоостаточной природы в естественную намагниченность базальтов и определить палеонапряженность геомагнитного поля эпохи их формирования по термоостаточной части намагниченности. В базальтах юга САХ возрастом 1 млн лет вклад химической части в естественную намагниченность составил от 60 до 80 %, возрастом 0.35 млн лет — менее 50 %, возрастом 0.2 млн лет — менее 10 %. Значения виртуального дипольного магнитного момента Земли, рассчитанные нами, оказались близки к литературным данным.

Ключевые слова: палеомагнетизм, магнетизм горных пород, базальты, химическая намагниченность, метод Телье–Кое.

УДК: 550.384; 537.624.8. PACS: 91.25.–г, 91.60.Pn.

Введение

Носителями естественной остаточной намагниченности океанических базальтов являются титаномагнетиты, которые в течение геологической жизни породы могут изменяться в результате низкотемпературных химических процессов окисления, протекающих в условиях дна океана. При этом может образовываться вторичная намагниченность химической природы. Это затрудняет определение характеристик древнего геомагнитного поля по естественной остаточной намагниченности этих базальтов.

В базальтах верхнего слоя океанической коры наиболее распространенным первичным магнитным минералом является титаномагнетит $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, с $x \approx 0.6$, обычно содержащий примеси Al и Mg [1]. Было установлено, что при низких температурах (менее 250°C) возможно окисление титаномагнетита с образованием титаномаггемита [2–5].

Первичная термоостаточная намагниченность ($I_{\text{ГТ}}$) замещается химической остаточной намагниченностью ($I_{\text{ГС}}$). Направление химической намагниченности, полученной при распаде и окислении катион-дефицитных титаномагнетитовых однодоменных и псевдооднодоменных (OD-PSD) зерен, может не совпадать с направлением действующего во время ее образования магнитного поля [6]. Некоторые исследователи также считают, что данные палеонапряженности геомагнитного поля, полученные на

ферромагнитных минералах, склонных к преобразованию во вторичные минералы, следует рассматривать с осторожностью [7]. Из-за маггемитизации без анализа вклада химической намагниченности в естественную остаточную намагниченность ($I_{\text{ГТ}}$) подводных базальтов определение палеонапряженности геомагнитного поля методом Телье может давать заниженные значения, так как химическая намагниченность, как правило, меньше термоостаточной, полученной в том же поле [8–10]. Например, отношение химической намагниченности фазы, полученной в результате окисления титаномагнетита с $T_C = 100^\circ\text{C}$ при температуре выдержки (отжига) $T_{\text{bake}} = 400^\circ\text{C}$, к термоостаточной намагниченности оказалось равным 0.36 [7], причем это отношение растет с ростом температуры образования $I_{\text{ГС}}$. В этой же работе авторы утверждают, что базальты, содержащие слабо окисленный титаномагнетит $z \approx 0.2$, могут давать удовлетворительные результаты определения палеонапряженности.

Ранее [11, 12] считалось, что $I_{\text{ГС}}$ и $I_{\text{ГТ}}$ имеют схожую стабильность по отношению к переменному размагничивающему полю, а также при термическом размагничивании, поэтому их трудно отличить друг от друга. Однако в книге [13] отмечается, что информация о подобии $I_{\text{ГС}}$ и $I_{\text{ГТ}}$ противоречива. На основе теоретических исследований в работе [14] был сделан вывод о том, что для невзаимодействующих

однодоменных зерен $I_{Гс}$ и $I_{ГТ}$ могут быть разделены на основе экспериментов Телье. Экспериментальные исследования [15, 16] также свидетельствуют в пользу вывода о возможности разделения химической и термоостаточной намагниченностей по методике Телье. Например, эксперименты [15] по превращению лепидокрокрит–маггемит–гематит показали полное отсутствие подобия спектра блокирующих температур $I_{Гс}$ и $I_{ГТ}$.

Известно [2], что с ростом степени окисления титаномагнетита базальтов растет их точка Кюри, следовательно, спектр блокирующих температур термоостаточной намагниченности исходного титаномагнетита и химической намагниченности преобразованного титаномагнетита также будут отличаться. Следует также учесть, что величина $I_{ГТ}$, как было показано выше, больше, чем $I_{Гс}$. Все это свидетельствует в пользу того, что путем применения методики Телье возможно разделение термоостаточной намагниченности титаномагнетита базальтов и химической намагниченности, образованной в результате его низкотемпературного окисления.

В настоящей работе нами изучена возможность разделения компонент намагниченности термоостаточной и химической природы в океанических базальтах и повышения надежности определения палеонапряженности геомагнитного поля по их остаточной намагниченности методом Телье–Кое [17].

1. Образцы и методика эксперимента

Для исследования были использованы драгированные образцы базальтов (№ s18-48, s18-51, s18-54) южной части Срединно-Атлантического хребта (САХ) и образец базальта № П72-8 рифтовой зоны Красного моря. Возраст базальтов юга САХ, по данным [18], колеблется от 0.2 до 1 млн лет (таблица), возраст базальта Красного моря, согласно работам [19, 20], составляет не более 0.5 млн лет.

Для оценки исходного фазового состояния ферромагнитных зерен проводился термомагнитный

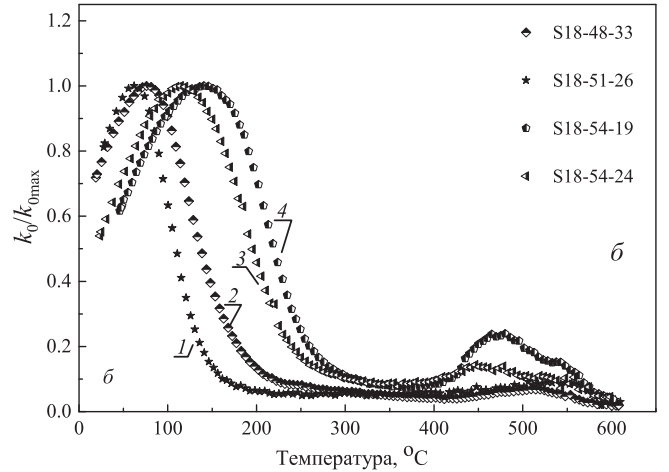
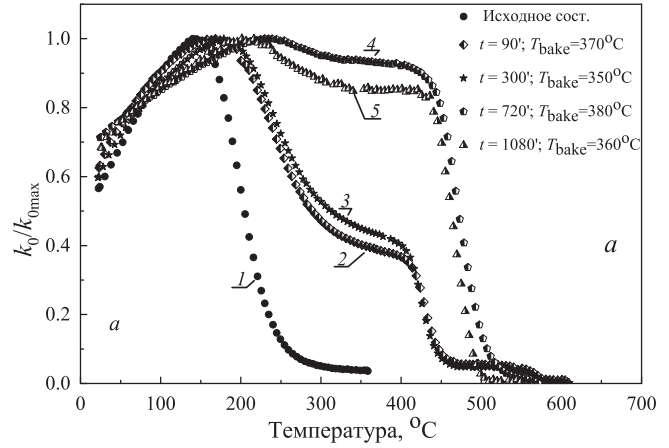


Рис. 1. Зависимость магнитной восприимчивости от температуры образцов базальтов Красного моря (а) и базальтов юга САХ (б) при нагреве в атмосфере аргона

анализ по зависимости магнитной восприимчивости от температуры $k_0(T)$ (рис. 1) на приборе MFK1-A фирмы AGICO. Чтобы избежать окисления во время лабораторных экспериментов, нагревы проводились в атмосфере аргона чистотой 99,998%. Измерение температурной зависимости магнитной восприимчивости проводилось на образцах в виде порошка.

Фазовые, структурные и палеомагнитные характеристики исследованных базальтов юга САХ и Красного моря

Образец	$I_{Гс}/I_s$	$H_{сг}/H_c$	$T_c, °C$	Возраст, млн лет	$b \pm \Delta b$	q	$H_{pl} \pm \Delta H, А/м$	$M_{pl} \cdot 10^{22}, А \cdot м^2$
S18-51/26 (САХ)	0.22	1.45	145	0.2	0.62 ± 0.03	9.76	24.7 ± 1.2	4.5
S18-48/33 (САХ)	0.22	1.48	185	0.35	1.06 ± 0.01 0.25 ± 0.02	25.9 5.99	45.4 ± 0.4	8.0
S18-52/24 (САХ)	0.35	1.39	245	1	0.44 ± 0.04 0.11 ± 0.01	2.07 6.21	17.5 ± 1.6	3.3
S18-54/19 (САХ)	0.47	1.34	265	1	0.61 ± 0.04 0.18 ± 0.01	3.81 7.51	24.5 ± 1.6	4.5
П72-8 ($H = 40 А/м$) П72-8 ($H = 120 А/м$) (Кр. море)	0.19	1.45	240	≤ 0.5	1.17 ± 0.07 0.38 ± 0.03	11.4 11.0	46.8 ± 2.8 45.9 ± 3.6	13.3

Для оценки доменной структуры ферромагнитных зерен с помощью вибрационного магнитометра ВМА-1 [21] были измерены гистерезисные магнитные характеристики: намагниченность насыщения (I_s), остаточная намагниченность насыщения (I_{rs}), коэрцитивная сила (H_C), остаточно-коэрцитивная сила (H_{cr}). Для определения намагниченности насыщения ферромагнитных зерен (I_s) измерялась зависимость намагниченности образцов от величины магнитного поля $I(H)$ в интервале $H = 0-1$ Тл с помощью вибрационного магнитометра. При расчете намагниченности насыщения ферромагнетика учитывался парамагнитный вклад в намагниченность, I_s определялась путем экстраполяции на нулевое поле линейной аппроксимации данных зависимости $I(H)$ в сильных полях выше 0.4 Тл. Из таблицы видно, что для исследованных образцов $I_{rs}/I_s > 0.19$, $H_{cr}/H_C < 1.5$. По критерию Дея [22] ферромагнитные зерна исследованных нами базальтов находятся в малодоменном или однодоменном состоянии.

Естественная остаточная намагниченность (I_{rn}) базальтов и смоделированные в лаборатории термоостаточная (I_{rT}) и химическая остаточная (I_{rc}) намагниченности исследовались с использованием методики Телье–Кое [17]. Данные представлялись в виде диаграмм Арай–Нагаты, по которым рассчитывалась величина палеонапряженности геомагнитного поля, действовавшего во время образования базальтов, по формуле $H_{pl} = b_1 H_{lab}$, где b_1 — коэффициент линейной аппроксимации зависимости $I_{rn} = f(I_{rT})$, который определялся по части намагниченности предположительно термоостаточной природы, H_{lab} — величина лабораторного поля, действовавшего при образовании I_{rT} в циклах Телье. Коэффициент качества определения палеонапряженности рассчитывался по формуле [17]

$$q = |b_1| f g / \sigma_b,$$

где g — фактор равномерности распределения точек на диаграмме Арай–Нагаты по оси ординат, т.е. по оси, на которой откладывалась величина I_{rn} в температурном интервале T_1, T_2 ; f — доля I_{rn} , которая приходится на интервал $[T_1, T_2]$; b_1 — коэффициент линейной аппроксимации на диаграмме Арай–Нагаты в интервале $[T_1, T_2]$; σ_b — средняя квадратичная погрешность b_1 .

Нагревы в экспериментах Телье проводились в безиндуктивной электрической печи, помещенной в четырехслойный экран из пермаллоя, которая питалась переменным током. Чтобы избежать окисления, нагревы проводились в атмосфере аргона.

Для контроля фазовых изменений в лабораторных экспериментах Телье, после нагрева до определенной температуры создавалась парциальная термоостаточная намагниченность при охлаждении от меньших температур (check-point), данные сравнивались с данными I_{rT} в предыдущих циклах нагревов.

Остаточная намагниченность при комнатной температуре измерялась на ротационном магнитометре

JR-6a фирмы AGICO, при повышенных температурах — с помощью вибрационного магнитометра. Определение гистерезисных характеристик, а также эксперименты по исследованию I_{rn} , I_{rT} , I_{rc} проводились на образцах кубической формы объемом 1 см^3 , которые вырезались из куска породы соответствующего номера.

2. Результаты и их обсуждение

Для оценки пригодности базальтов для палеомагнитных исследований необходимо знать состояние титаномагнетита и прежде всего степень его низкотемпературного окисления. Ранее [23, 24] нами было показано, что ферромагнитные зерна базальта П72-8 представлены титаномагнетитом с содержанием ульвошпинели около 50%. Термомагнитный анализ показал, что образец базальта П72-8 со дна Красного моря в естественном состоянии содержит ферромагнитные зерна с температурой Кюри $T_C = 240^\circ \text{C}$ (кривая I на рис. 1, а; таблица). Близость измеренной температуры Кюри к расчетной ($T_{Ccalc} = 220^\circ \text{C}$), которая определялась исходя из содержания ульвошпинели [2], свидетельствует о низкой степени однофазного окисления титаномагнетита исследованного базальта.

Температуры Кюри образцов базальтов юга САХ (рис. 1, б; таблица) варьировались от 145 до 265°C . Согласно зависимостям $k_0(T)$ в этих образцах также было выявлено небольшое количество ферромагнетика с температурой Кюри, близкой к T_C магнетита. Известно [2], что с ростом степени однофазного окисления титаномагнетита растет его температура Кюри, следовательно, можно предположить, что титаномагнетит в образце базальта S18-51/26 ($T_C = 145^\circ \text{C}$) имеет наименьшую степень окисления среди представленных в этой работе базальтов юга САХ, а в образце S18-54/19 ($T_C = 265^\circ \text{C}$) — наибольшую. Величина температуры Кюри коррелирует с возрастом пород, что также может свидетельствовать в пользу проведенной нами оценки степени окисления титаномагнетита в изученных базальтах (см. таблицу).

Исследование естественной остаточной намагниченности базальта Красного моря (П72-8) по методу Телье–Кое показало, что зависимости $I_{rn} = f(I_{rT})$ на диаграмме Арай–Нагаты, полученные на образцах-дублях при различных значениях лабораторного поля напряженностью $H_{lab} = 40$ и 120 А/м , довольно хорошо описываются линейными функциями (рис. 2). Из диаграммы Зейдервильда на рисунке видно, что менее стабильная компонента I_{rn} размагничивается при нагреве до 110°C и, вероятнее всего, имеет вязкую природу [25], вклад ее в I_{rn} невелик. Большая часть I_{rn} образца базальта П72-8 имеет термоостаточную природу. Величины палеонапряженности геомагнитного поля, определенные по формуле $H_{pl} = b H_{lab}$ при двух значениях лабораторного поля (таблица), оказались равны

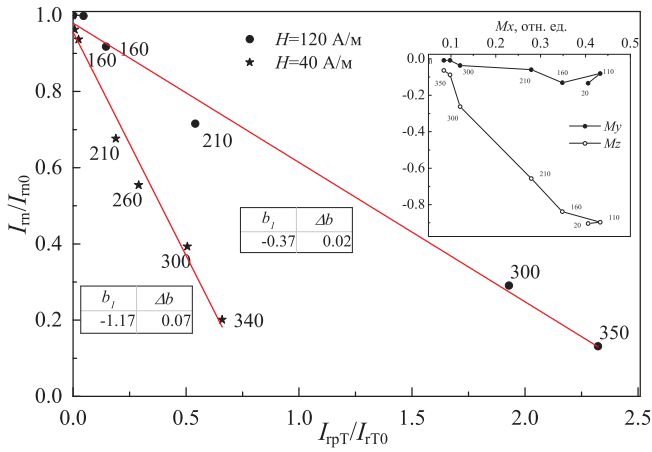


Рис. 2. Диаграммы Арай–Нагаты и Зийдервильда исследования естественной остаточной намагниченности образца базальта Красного моря П72-8 методом Телье–Кое (H — величина лабораторного поля, действовавшего при образовании парциальной термоостаточной намагниченности I_{pT}). Цифры около точек — максимальная температура нагрева образца в цикле Телье

в пределах ошибки. Коэффициент качества составил 11.4 и 11.0 соответственно. Согласно [17] результат определения палеонапряженности геомагнитного поля считается значимым, если коэффициент качества $q > 5$.

Результаты исследования I_{pT} базальтов юга САХ методом Телье–Кое представлены на рис. 3, 4. Видно, что зависимость $I_{pT} = f(I_{pT0})$ на диаграмме Арай–Нагаты невозможно аппроксимировать одной линейной функцией. Было сделано предположение, что естественная намагниченность состоит из нескольких компонент разной природы. Вероятно, компонента, размагничивающаяся после нагрева образцов примерно до 80–120°С, имеет вязкую природу (I_{TV}), как и в образце базальта П72-8 со дна Красного моря. Действительно, после нагрева образцов до этих температур практически завершался разворот вектора естественной намагниченности (см. вставки на рис. 3, 4). Вклад вязкой компоненты в величину I_{pT} варьировался от 10 до 40 %.

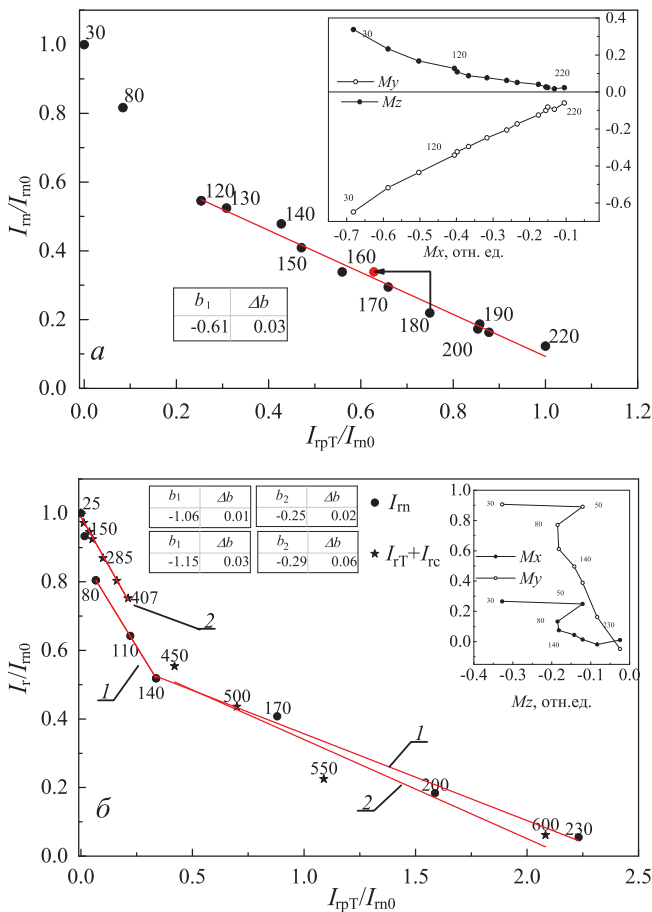


Рис. 3. Диаграммы Арай–Нагаты и Зийдервильда исследования естественной остаточной намагниченности образцов базальтов юга САХ методом Телье–Кое: а — S18-51/26; б — S18-48/33. (Величина лабораторного поля, действовавшего при образовании парциальной термоостаточной намагниченности $H = 40$ А/м, цифры около точек на диаграммах — величина максимальной температуры нагрева образцов в цикле)

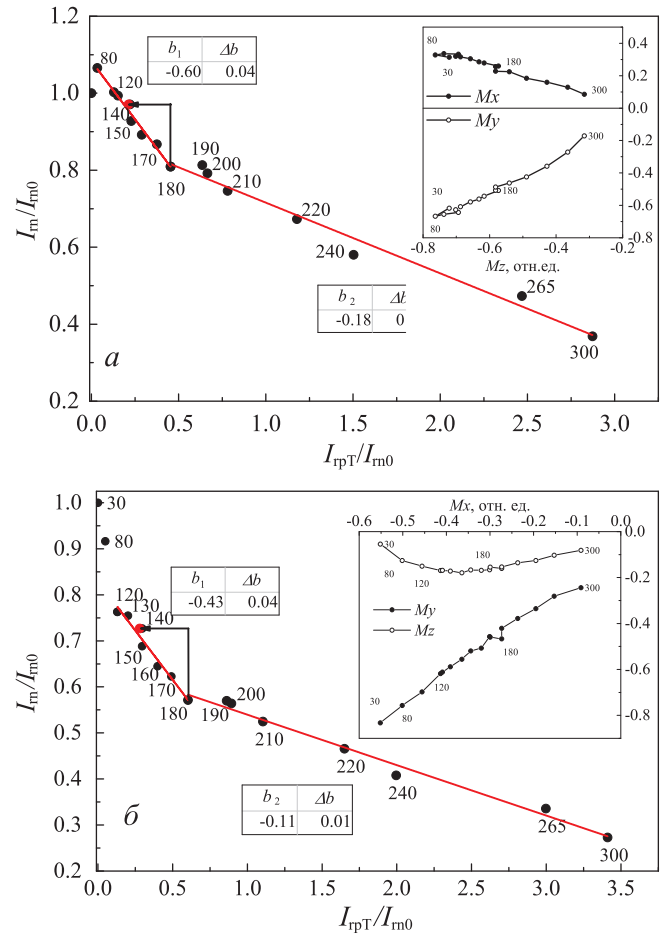


Рис. 4. Диаграммы Арай–Нагаты и Зийдервильда (вставка) исследования естественной остаточной намагниченности образцов базальтов юга САХ методом Телье–Кое: а — S18-54/19; б — S18-5 4/24. (Величина лабораторного поля, действовавшего при образовании парциальной термоостаточной намагниченности $H = 40$ А/м, цифры около точек на диаграммах — величина максимальной температуры нагрева образцов в цикле)

Вероятно, часть остаточной намагниченности образца базальта S18-51/26 с температурой блокирования $T_b > 120^\circ\text{C}$ первична и имеет термоостаточную природу, так как этот базальт имел наименьшую из измеренных температур Кюри ($T_C = 145^\circ\text{C}$), а возраст не превышал 0.2 млн лет. Зависимость $I_{\text{грТ}} = f(I_{\text{грТ}})$ при $T > 120^\circ\text{C}$ этого базальта (рис. 3, а) достаточно хорошо описывалась линейной функцией с коэффициентом аппроксимации $b_1 = 0.61 \pm 0.03$ и коэффициентом качества $q = 9.76$. Величина палеонапряженности геомагнитного поля, рассчитанная по этой части намагниченности, оказалась равна $H_{\text{pl}} = 24.7 \pm 1.2$ А/м. Из рис. 5 видно, что после нагрева образца S18-51/26 до $T = T_C = 145^\circ\text{C}$ все еще остается около 40% естественной остаточной намагниченности, т.е. блокирующие температуры части $I_{\text{грТ}}$ оказались выше T_C , определенной по зависимости $k_0(T)$. Такая же закономерность наблюдалась на всех исследованных нами в этой работе базальтах (см. рис. 5 и рис. 1, б), т.е. блокирующие температуры части $I_{\text{грТ}}$ оказались выше T_C , определенной по $k_0(T)$. Отсюда можно заключить, что ферромагнитные зерна исследованных образцов базальтов характеризуются спектром температур Кюри, а T_C , определенную по $k_0(T)$ следует считать наиболее вероятным значением.

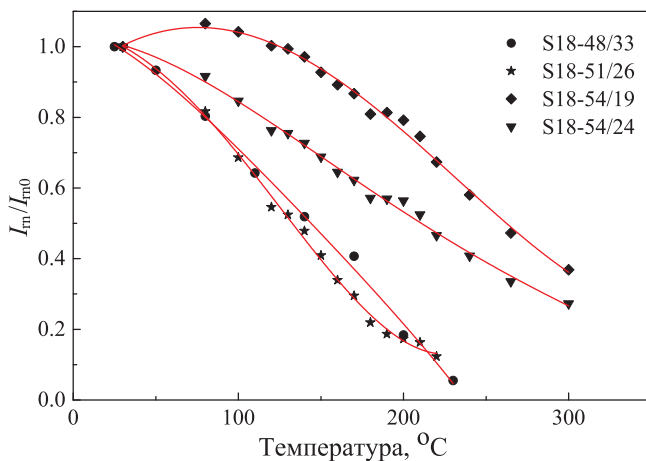


Рис. 5. Кривые разрушения естественной остаточной намагниченности образцов базальтов юга САХ при нагревах при отсутствии магнитного поля в циклах Телье

Эксперименты Телье, проведенные на образцах S18-48/33, S18-54/19 и S18-54/24 (рис. 3, б, 4), показали несколько иные результаты, чем на образцах П72-8 и S18-51/26 (рис. 2, 3, а). Из диаграмм Зейдервильда (вставки на рис. 3, б, 4) видно, что после нагрева образцов до $T = (80-100)^\circ\text{C}$ размагничивается наименее стабильная вязкая составляющая намагниченности, как и в рассмотренных ранее образцах. Однако при $T > 80-120^\circ\text{C}$ зависимость $I_{\text{грТ}} = f(I_{\text{грТ}})$ также оказалась нелинейной. Ее можно было описать двумя линейными функциями с коэффициентами аппроксимации $b_1 = 0.43-1.06$ и $b_2 = 0.11-0.25$. Часть намагниченности образцов

с температурами блокирования $T_b = (80-140)^\circ\text{C}$ обр. S18-48/33 (рис. 3, б), $T_b = (80-180)^\circ\text{C}$ обр. S18-54/19 (рис. 4, а) и $T_b = (120-180)^\circ\text{C}$ обр. S18-54/24 (рис. 4, б), которая характеризуется коэффициентом линейной аппроксимации b_1 , вероятно, имеет термоостаточную природу и несет информацию о древнем магнитном поле. Из рис. 3, б, 4 также видно, что в точке перегиба зависимости $I_{\text{грТ}} = f(I_{\text{грТ}})$ остается все еще довольно большая часть естественной остаточной намагниченности: от 50 до 80%. Можно предположить, что эта часть естественной остаточной намагниченности с высокими температурами блокирования вторична и образовалась в результате низкотемпературного окисления титаномагнетита, т.е. имеет химическую природу. Возможно, носителем этой части естественной намагниченности является однофазно окисленный титаномагнетит. Об этом, в частности, свидетельствуют более высокие температуры Кюри этих образцов, чем, например, у образца S18-51/26 (см. рис. 1; таблицу).

Характерной особенностью результатов экспериментов Телье при $T > 140^\circ\text{C}$ и $> 180^\circ\text{C}$ является значительное преобладание величины, образуемой $I_{\text{грТ}}$, над величиной терморазрушения $I_{\text{грТ}}$. Здесь коэффициент линейной аппроксимации b_2 оказался в 3-4 раза меньше, чем b_1 (см. таблицу и рис. 3, б 4). Для проверки предположения, что часть намагниченности образцов базальтов юга САХ имеет химическую природу, на образцах базальтов с низкой степенью окисления титаномагнетита (образец П72-8 со дна Красного моря и образец S18-51/26 с юга САХ) были исследованы созданные в лаборатории химическая ($I_{\text{гс}}$) и термохимическая ($I_{\text{гс}} + I_{\text{грТ}}$) намагниченности. На дублях образца базальта П72-8 $I_{\text{гс}}$ образовывалась в результате выдержки их при температурах от 340 до 380°C в течение 12-18 ч в магнитном поле напряженностью 80 А/м. Термомагнитный анализ (см. рис. 1, а) показал, что после высокотемпературных выдержек в образцах образовались магнитные фазы с температурами Кюри $T_{C2} = (450-510)^\circ\text{C}$. В первой серии экспериментов после выдержки образца в поле напряженностью $H_{\text{lab}} = 80$ А/м при повышенной температуре ($T = T_{\text{bake}}$) он охлаждался до комнатной температуры в отсутствие магнитного поля. Химическая намагниченность, полученная таким способом, была исследована методом Телье-Кое. Величина магнитного поля при создании частичной термоостаточной намагниченности в экспериментах Телье также равнялась 80 А/м. Результаты представлены на рис. 6. После нагревов до $T < T_{\text{bake}}$ в циклах Телье, как и следовало ожидать, величина остаточной намагниченности, измеренная при комнатной температуре, практически не изменяется (рис. 6, кривые 1-3). При нагреве до $T > T_{\text{bake}}$ химическая остаточная намагниченность начинает разрушаться. Зависимость $I_{\text{гс}} = f(I_{\text{грТ}})$ на диаграмме

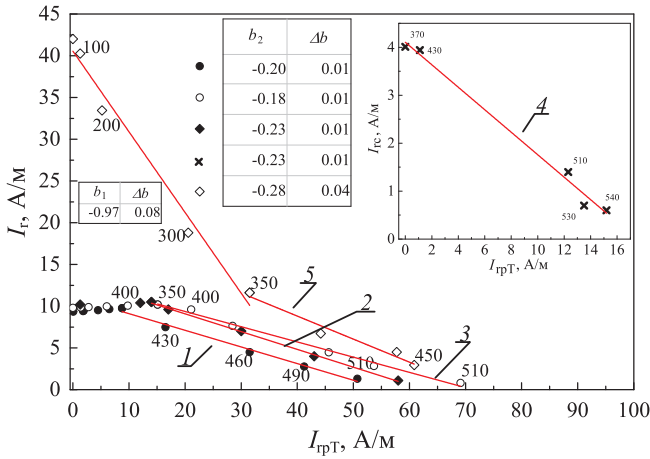


Рис. 6. Диаграмма Арай–Нагаты исследования остаточных намагниченностей, полученных в лаборатории на образцах П72-8: химической $I_{гс}$ (1–4) и химической + термоостаточной $I_{гс} + I_{гТ}$ (5) при различных температурах T_{bake} и временах отжига t : 360°C , 18 ч (1); 340°C , 17.5 ч (2); 380°C , 18 ч (3); 350°C , 5 ч (4)

Арай–Нагаты при $T > T_{bake}$ можно было описать линейной функцией. Коэффициенты линейной аппроксимации оказались намного меньше единицы — $b_2(I_{гс}) = 0.18–0.23$.

Во второй серии экспериментов после выдержки при температуре $T_{bake} = 370^\circ\text{C}$ в течение 16 ч в магнитном поле напряженностью 80 А/м образец не охлаждался до комнатной температуры, а химическая и парциальная термоостаточная намагниченности измерялись при температуре выдержки, т. е. при $T_{bake} = 370^\circ\text{C}$. Эти эксперименты проводились на вибрационном магнитометре ВМА-1 [21]. Результаты представлены на рис. 6. Зависимость $I_{гс} = f(I_{грТ})$ для химической намагниченности, измеренной при T_{bake} , также хорошо описывалась линейной функцией с коэффициентом аппроксимации $b_{2Т} = 0.23 \pm 0.01$. Коэффициенты линейной аппроксимации, определенные из диаграмм Арай–Нагаты по результатам измерения остаточной намагниченности как при комнатной температуре — b_2 , так и при температуре отжига — $b_{2Т}$, оказались близки друг к другу. Низкая величина коэффициента $b_2 = 0.18–0.23$, полученная при исследовании химической намагниченности методом Телье–Кое, свидетельствует о существенном различии величины и спектра блокирующих температур химической и термоостаточной намагниченностей. Отношение b_2/b_1 оказалось равно 0.2–0.24, т. е. величина химической намагниченности в наших экспериментах меньше термоостаточной намагниченности в 4.5–5 раз. Этот результат качественно согласуется с данными работы [7], где было получено отношение $I_{гс}/I_{гТ} = 0.36$.

Экспериментам Телье–Кое была также подвергнута намагниченность, образованная в результате отжига образцов при повышенных температурах в магнитном поле в течение определенного време-

ни и последующего охлаждения их до комнатной температуры в том же магнитном поле. Из зависимости магнитной восприимчивости от температуры образца П72-8 после выдержки его при $T_{bake} = 350^\circ\text{C}$ в течение 5 ч в атмосфере воздуха видно присутствие двух ферромагнитных фаз с температурой Кюри T_{C1} , близкой к T_C исходного состояния, и $T_{C2} = 450^\circ\text{C}$ (см. рис. 1, кривая 3). Так как минимальная блокирующая температура химической остаточной намагниченности, согласно полученным нами результатам, всегда больше или равна температуре отжига (рис. 6, кривые 1–3), то можно считать, что в данном случае полученная остаточная намагниченность является суммой двух компонент — химической и термоостаточной природы ($I_{гс} + I_{гТ}$). Так как $T_{C1} < T_{bake} < T_{C2}$, то дополнительная намагниченность термоостаточной природы в этом случае состоит из термоостаточной намагниченности остатка материнской фазы с низкой температурой Кюри, близкой к $T_{C1} = 240^\circ\text{C}$, и парциальной термоостаточной намагниченности дочерней фазы с температурой Кюри $T_{C2} = 450^\circ\text{C}$.

Как видно из диаграммы Арай–Нагаты, в температурном интервале от комнатной температуры T_0 до $T \approx T_{bake}$ зависимость $(I_{гс} + I_{гТ}) = f(I_{грТ})$ довольно хорошо описывалась линейной функцией с коэффициентом аппроксимации, близким к единице: для образца П72-8 $b_1 = 0.97 \pm 0.08$ (рис. 6, кривая 5), для образца s18-48/33 $b_1 = 1.15 \pm 0.03$ (рис. 3, б, кривая 2). Согласно принципам Телье для намагниченности термоостаточной природы коэффициент линейной аппроксимации зависимости $I_{гТ} = f(I_{грТ})$ на диаграмме Арай–Нагаты должен быть равен единице, если поле образования $I_{грТ}$ в циклах Телье равно полю образования $I_{гТ}$. Действительно, терморазмагничивание по методу Телье–Кое термоостаточной намагниченности, полученной нами в лаборатории, показало величину коэффициента b , близкую к единице (рис. 7), что свидетельствует

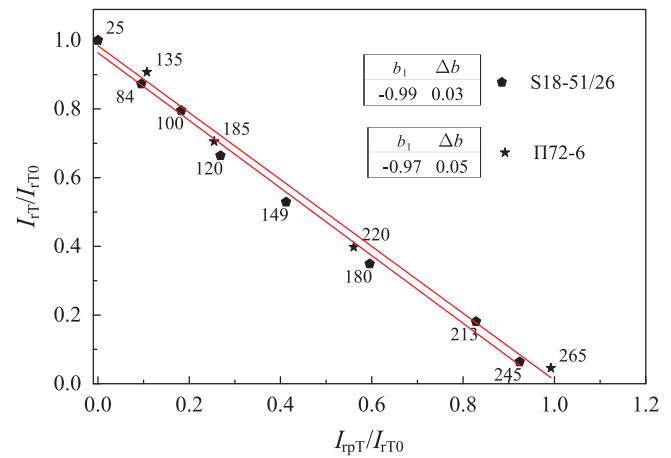


Рис. 7. Диаграмма Арай–Нагаты исследования полученных в лаборатории термоостаточных намагниченностей базальтов Красного моря (П72-6) и юга САХ (S18-51-26) (поле образования TRM было равно полю образования PTRM в экспериментах Телье–Кое)

о работоспособности определения величины поля образования намагниченности термоостаточной природы методом Телье–Кое на исследованных нами базальтах.

При температурах выше T_{bake} зависимость $(I_{\text{TC}} + I_{\text{TT}}) = f(I_{\text{гпТ}})$ менее удовлетворительно описывалась линейной функцией (рис. 6, кривая 5; рис. 3, б, кривая 2). При этом коэффициенты линейной аппроксимации $b_2 = 0.28 \pm 0.04$ оказались намного меньше единицы и несколько больше, чем коэффициенты $b_2 = 0.18-0.23$, полученные при исследовании чисто химической намагниченности методом Телье–Кое. Отношение тангенса угла наклона b_1 , рассчитанного по разрушению термоостаточной части намагниченности, к тангенсу угла наклона при разрушении химической части намагниченности b_2 для образца базальта П72-8 оказалось равно $C = b_2/b_1 \approx 0.29$, для образца s18-51/26 — $C \approx 0.25$.

Сравнение результатов исследования $I_{\text{гп}}$ океанических базальтов методов Телье с результатами исследования модельных намагниченностей показывает, что характер размагничивания $I_{\text{гп}}$ методом Телье, полученный на образцах базальтов юга САХ s18-48/33, s18-54/24 s18-54/19 (рис. 3, б, кривая 1; рис. 4), оказался очень похож на характер размагничивания смоделированной в лаборатории намагниченности, состоящей из компонент химической и термоостаточной природы (рис. 6, кривая 5; рис. 3, б, кривая 2). Это подтверждает сделанное выше предположение, что часть намагниченности базальтов юга САХ возрастом $t \geq 0.35$ млн лет (см. таблицу) имеет химическую природу. Таким образом, если зависимость $I_{\text{гп}} = f(I_{\text{гпТ}})$ на диаграмме Арай–Нагаты при исследовании $I_{\text{гп}}$ с применением методики Телье–Кое при температурах выше 100°C можно описать двумя линейными функциями, с коэффициентами аппроксимации, отличающимися примерно в 3.5 раза, можно утверждать, что более высокотемпературная часть естественной остаточной намагниченности имеет химическую природу.

Проведение экспериментов Телье дает возможность оценить вклад намагниченностей термоостаточной и химической природы в $I_{\text{гп}}$ по величине разрушения $I_{\text{гп}}$ в точке излома на диаграмме Арай–Нагаты. В базальтах юга САХ возрастом 1 млн лет (образцы S18-54/19 и S18-54/24) вклад химической намагниченности в $I_{\text{гп}}$ составляет примерно от 60 до 80%, в базальтах САХ возрастом 0.35 млн лет (образцы s18-48/33) I_{TC} — менее 50% $I_{\text{гп}}$.

Заключение

На основе результатов исследований, смоделированных в лаборатории химической и термоостаточной намагниченностей океанических базальтов, можно сделать следующие выводы. На основе экспериментов Телье возможно выделение из естественной остаточной намагниченности океанических

базальтов компоненты химической природы, которая образовалась на части ферритмагнитной фазы в результате ее окисления в условиях дна океана. Это дает возможность оценить вклад в естественную намагниченность первичной намагниченности термоостаточной природы и повысить надежность определения величины палеонапряженности геомагнитного поля по остаточной намагниченности океанических базальтов. Как показали наши эксперименты, термоостаточную составляющую можно выделить, даже если вклад ее в естественную остаточную намагниченность составляет менее 20%. Коэффициент качества определения палеонапряженности падает с ростом степени окисления и вклада химической намагниченности в естественную остаточную намагниченность. На образцах базальтов с более высокими температурами Кюри и, следовательно, наличием титаномагнетитовых зерен с высокой степенью окисления коэффициент качества определения H_{pl} оказался довольно низким ($q = 3.1-3.9$), т. е. меньшим 5, в то время как на образцах с низкой степенью окисления титаномагнетита коэффициент качества определения H_{pl} был равен 10–11.

Результаты, полученные нами на титаномагнетитах подводных базальтов, подтверждают выводы, сделанные в работах [14, 15], что химическая и термоостаточная намагниченности могут быть разделены на основе экспериментов Телье. Это повышает надежность определения H_{pl} по остаточной намагниченности океанических базальтов.

Известно, что величина геомагнитного поля изменяется со временем [26]. В случае когда первичная термоостаточная намагниченность образовалась в поле меньшей интенсивности, чем среднее значение магнитного поля при образовании химической части естественной намагниченности, величина I_{TC} может приближаться к величине $I_{\text{гпТ}}$. Если вклад первичной термоостаточной намагниченности в естественную намагниченность окажется менее 20%, то оценка природы намагниченности будет затруднена. Однако, как было отмечено выше [15], химическая и термоостаточная намагниченности различаются не только по величине, но и по спектру блокирующих температур. Это свидетельствует в пользу возможности разделения химической и термоостаточной частей намагниченности в океанических базальтах путем применения методики Телье. Однако для этого необходимо проведение дополнительных исследований, в частности определения спектра блокирующих температур химической и термоостаточной намагниченностей, созданных на одной фазе в океанических базальтах.

По определенным нами данным палеонапряженности геомагнитного поля был рассчитан виртуальный дипольный магнитный момент Земли M_{pl} (см. таблицу). Результаты расчета $M_{\text{pl}} = (3.3-8.0) \times 10^{22}$ А·м² оказались довольно близки к данным виртуального дипольного магнитного момента

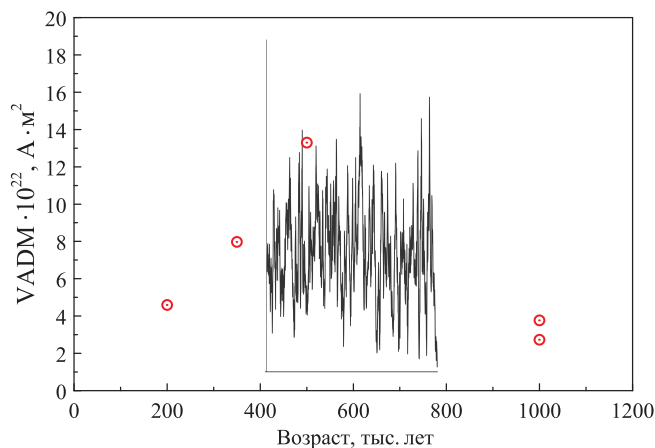


Рис. 8. Дипольный магнитный момент Земли вычисленный за последние 1.2 млн лет, модель PISO-1500 [26] (сплошная кривая) и данные, рассчитанные нами по остаточной намагниченности базальтов юга САХ и Красного моря (круги с точками)

Земли, приведенного в работе [26] (см. рис. 8). Действительно, согласно данным [26], магнитное поле Земли 0.2 млн лет и 1 млн лет назад характеризовалось пониженной интенсивностью, а 0.35 млн лет назад — повышенной или близкой к современной интенсивности, что находится в согласии с полученными нами результатами (см. рис. 8).

Это повышает значимость наших определенных палеонапряженности геомагнитного поля по остаточной намагниченности океанических базальтов. Виртуальный дипольный магнитный момент, рассчитанный по базальтам Красного моря ($M_{pl} = 13.3 \cdot 10^{22} \text{ A} \cdot \text{m}^2$), оказался выше современного значения дипольного магнитного момента почти в два раза и довольно близко к полученным нами ранее результатам определения M_{pl} [27]. Хотя возраст исследованного базальта П72-8 точно не известен и оценивается примерно в 500 тыс. лет [19, 20], этот результат также можно считать значимым, так как такое сильное магнитное поле Земля могла иметь 350–500 тыс. лет назад и около 640–660 тыс. лет назад [26] (см. рис. 8).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 13-05-00514).

Список литературы

1. Smith G., Banerjee S. // J. Geophys. Res. 1986. **91**. P. 10337.
2. Stephenson A. // Geophys. R. J. astr. Soc. 1972. **29**. P. 91.
3. Ryall P.J.C., Hall J. // Canad J. Earth. Sci. 1979. **16**, Pt. 1. P. 496.
4. Трухин В.И., Максимочкин В.И. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 11. С. 39.
5. Carvallo C., Ozden Ozdemir, Dunlop J.D. // Geophys. J. Int. 2004. **156**. P. 29.
6. Walderhaug H. // Geophys. J. Int. 1992. **111**. P. 335.
7. Draeger U., Prevot M., Poidras T., Riisager J. // Geophys. J. Int. 2006. **166**. P. 12.
8. Dunlop D., Hale C. // J. Geophys. Res. 1976. **81**. P. 4166.
9. Carmichael C. // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. **13**. P. 332.
10. Gromm'e S., Mankinen E., Marshall M., Coe R. // J. Geophys. Res. 1979. **84**. P. 3553.
11. Kobayashi K. // J. Geomag. Geoelectr. 1959. **10**. P. 99.
12. Pucher R. // Earth Planet. Sci. Lett. 1969. **6**. P. 107.
13. Dunlop D., Ozdemir O. // Rock magnetism. Fundamentals and Frontiers. Cambridge University Press, 1997.
14. McClelland E. // Geophys. J. Int. 1996. **126**. P. 271.
15. Gendler T.S., Shcherbakov V.P., Dekkers M.J. et al. // Geophys. J. Int. 2005. **160**. P. 815.
16. Смирнова Р.В., Щербаков В.П., Виноградов Ю.К. // Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород. СПб., 2010. С. 132.
17. Coe Robert S. // J. Geophys. Res. 1978. **83**, № В4. P. 1740.
18. Трухин В.И., Багин В.И., Гилод Д.А. и др. // Физика Земли 1998. № 4. С. 33.
19. Шрейдер А.А., Трухин В.И., Сычев В.А. и др. // Океанология. 1982. **22**, № 3. С. 439.
20. Трухин В.И., Максимочкин В.И., Жилыева В.А. и др. // Физика Земли. 2006. № 11. С. 70.
21. Максимочкин В.И., Трухин В.И., Гарифуллин Н.М., Хасанов Н.А. // Приборы и техника эксперимента. 2003. **46**, № 5. С. 1.
22. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. **13**. P. 260.
23. Трухин В.И., Максимочкин В.И. // Физические проблемы экологии. 2007. № 14. С. 371.
24. Трухин В.И., Максимочкин В.И., Жилыева В.А. и др. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2007. № 5, С. 46. (Trukhin V.I., Maksimochkin V.I., Zhilyaeva V.A. et al. // Moscow University Phys. Bull. 2007. **62**, N 5. P. 296.)
25. Храмов А.Н. Палеомагнитология. Недра, 1982.
26. Mazaud A., Channell J.E.T., Stoner J.S. // Earth and Planetary Science Letters. 2012. **357–358**. P. 137.
27. Максимочкин В.И., Мбеле Ж.Р., Трухин В.И., Шрейдер А.А. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2010. № 6. С. 99. (Maksimochkin V.I., Mbele J.R., Trukhin V.I., Schreider A.A. // Moscow University Phys. Bull. 2010. **65**, N 6. P. 531.)

The influence of the chemical magnetization of oceanic basalts on determining the geomagnetic field paleointensity by the Thellier method**V. I. Maximochkin^a, A. N. Tselebrovskiy^b***Department of Physics of the Earth, Faculty of Physics, Lomonosov Moscow State University, Moscow 119991, Russia.**E-mail: ^a maxvi@physics.msu.ru, ^b tselebr@physics.msu.ru.*

Dredged samples of basalts from the Mid-Atlantic Ridge (MAR) and the Red Sea Rift that are 0.2 to 1 Ma in age are used to show the possibility of separating the thermoremanent and chemical remanent magnetization components in oceanic basalts by the conventional Thellier–Coe method. It is found that the decay rate of chemical remanent magnetization during exposure of basalt samples with Curie temperatures of and 240 °C at temperatures of 340–380 °C in the air was less than the formation of partial thermoremanent magnetization during the experiments using the Thellier–Coe method by a factor of 4.5–5; in contrast, for thermoremanent magnetization these rates almost coincide. Using this fact, we estimated the contributions from chemical remanent and thermoremanent magnetization components into the natural magnetization of basalts and, based on the thermoremanent magnetization component, defined the paleointensity of the geomagnetic field for the epoch when these basalts formed. In basalts from the southern MAR that are 1 Ma in age, the contribution of chemical remanent magnetization to the natural remanent magnetization is 60% to 80%; in those of 0.35 Ma it was less than 50%; in those of 0.2 Ma it was less than 10%. The calculated values of the virtual magnetic dipole moment of the Earth were close to those that have been published in the literature.

Keywords: paleomagnetism, rock magnetism, basalts, chemical remanent magnetization, Thellier–Coe method.

PACS: 91.25.–r, 91.60.Pn.

Received 6 March 2015.

English version: *Moscow University Physics Bulletin* 6(2015).

Сведения об авторах

1. Максимочкин Валерий Иванович — доктор физ.-мат. наук, профессор; тел.: (495) 939-48-81, e-mail: maxvi@physics.msu.ru.
2. Целебровский Алексей Николаевич — мл. науч. сотрудник; тел.: (495) 939-48-81, e-mail: tselebr@physics.msu.ru.