Геология и геофизика, 2022, т. 63, № 2, с. 230—246

УДК 550.384.7

НИЗКАЯ НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА РУБЕЖЕ ПЕРМИ И ТРИАСА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЯ ТРАППОВ КУЗНЕЦКОГО ПРОГИБА (*Южная Сибирь*)

А.А. Елисеев[1,2], В.В. Щербакова[3], Д.В. Метелкин[1,2], Н.Э. Михальцов[1,2], Г.В. Жидков[3], В.В. Абашев[1,2], А.М. Рогов[4]

[1]Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

[2]Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

[3]Геофизическая обсерватория «Борок», Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 152742, Ярославская обл., пос. Борок, 142, Россия

[4]Институт геологии и нефтегазовых технологий КФУ, 420111, Казань, ул. Кремлевская, 4/5, Россия

Получены первые сведения об абсолютной величине напряженности магнитного поля Земли на рубеже перми и триаса по базальтам Кузнецкого прогиба, которые рассматриваются в качестве одного из проявлений инициальной стадии траппового магматизма при формировании Сибирской крупной изверженной провинции. Хорошая сохранность информации о древнем магнитном поле Земли в изученных базальтах мальцевской свиты обусловлена наличием мелких одно- и псевдооднодоменных зерен первично-магматического титаномагнетита, «запечатанных» внутри силикатной основной массы. Полученные определения палеонапряженности по методу Телье—Коэ удовлетворяют общепринятым критериям достоверности и свидетельствуют, что интенсивность магнитного поля Земли на рубеже перми и триаса в момент формирования траппов в Кузнецком прогибе была ниже почти на порядок по сравнению с современной. При этом средние значения виртуального дипольного момента для нижней кожухтинской $(1.9 \pm 0.6) \times 10^{22}$ А·м^2 и средней власовской $(1.1 \pm 0.7) \times 10^{22}$ А·м^2 частей мальцевской свиты хорошо сопоставляются с определениями палеонапряженности геомагнитного поля во время формирования ивакинской свиты Норильского района Сибирской провинции, что подтверждает точность традиционных региональных корреляций.

Палеонапряженность, метод Телье—Коэ, низкое мезозойское поле, Кузнецкий прогиб, мальцевская свита, Сибирская трапповая провинция

LOW GEOMAGNETIC FIELD PALEOINTENSITY ON THE PERMIAN–TRIASSIC BOUNDARY FROM STUDY OF THE KUZNETSK BASIN TRAPS (*Southern Siberia*)

A.A. Eliseev, V.V. Shcherbakova, D.V. Metelkin, N.E. Mikhal'tsov, G.V. Zhidkov, V.V. Abashev, A.M. Rogov

Here we report the first data on the absolute intensity value of the geomagnetic field on the Permian–Triassic boundary from basalts of the Kuznetsk basin. The latter are considered as one of the manifestations of the initial stage of trap magmatism during the formation of the Siberian large igneous province. The good preservation of information on the ancient geomagnetic field in the Mal'tsevskaya Formation basalts is due to the presence of small single domain and pseudo-single domain grains of primary magmatic titanomagnetite in the groundmass. The paleointensity values obtained following the Thellier-Coe method correspond to the generally accepted criteria of reliability and indicate that the geomagnetic field intensity during the formation of the Kuznetsk basin traps on the Permian–Triassic boundary was almost an order of magnitude lower than the present-day one. Moreover, the mean values of the virtual dipole moment for the Kozhukhta and the Vlasov units in the lower and middle Mal'tsevskaya Formation ($(1.9 \pm 0.6) \cdot 10^{22}$ A · m^2 and $(1.1 \pm 0.7) \cdot 10^{22}$ A · m^2, respectively) are in good alignment with determinations of the paleointensity during the accumulation of the Ivakinsky Formation of the Norilsk Region in the Siberian province, which confirms the accuracy of traditional regional correlations.

Paleointensity, Thellier-Coe method, Mesozoic Dipole Low, Kuznetsk basin, Mal'tsevskaya Formation, Siberian trap province

ВВЕДЕНИЕ

Абсолютная величина магнитного поля Земли (напряженность) контролируется, прежде всего, процессами во внешнем жидком ядре и на его границе с мантией. Возникающий здесь тепловой поток отвечает не только за смену режимов работы геодинамо, генерирующего магнитное поле Земли, но и за параметры мантийной конвекции, зарождение и отрыв плюмов [Добрецов, 2010, 2020; Добрецов и др.,

© А.А. Елисеев✉, В.В. Щербакова, Д.В. Метелкин, Н.Э. Михальцов, Г.В. Жидков, В.В. Абашев, А.М. Рогов, 2022

✉e-mail: Eliseevaa@ipgg.sbras.ru

DOI: 10.15372/GiG2021133

2021]. Анализ современной мировой базы данных по палеонапряженности (B_{anc}), размещенной на сайте http://earth.liv.ac.uk/pint/, свидетельствует о значительных вариациях этой характеристики геомагнитного поля в геологической истории. Причем просматривается возможная корреляция периодов снижения напряженности, а также частоты инверсий магнитного поля Земли с интенсивностью мантийных плюмов — очевидного проявления глобальных изменений на границе ядра и перестройки в работе геодинамо [Larson, Olson, 1991; Добрецов, 1994; Щербаков, Сычева, 2006; Диденко, 2011; Olson, Amit, 2015; Добрецов и др., 2021]. В частности, предполагается, что рубеж перми и триаса, отвечающий формированию крупнейшей изверженной провинции (LIP) на территории Сибири, соответствует эпизоду резкого снижения напряженности, которая, по мнению ряда авторов, ознаменовала начало эпохи низкого мезозойского поля (Mesozoic Dipole Low — MDL), длившегося вплоть до мелового периода [Prevot et al., 1990]. Главный минимум приходится на инициальную стадию формирования Сибирской LIP [Солодовников, 1994; Heunemann et al., 2004; Щербакова и др., 2005, 2013, 2015; Anwar et al., 2016], по времени совпадающую с инверсией, записанной в базальтах ивакинской свиты Норильского, хардакской свиты Маймеча-Котуйского, сырадасайской свиты Таймырского районов, где получено максимально большое количество палеомагнитных определений [Lind et al., 1994; Gurevitch et al., 1995, 2004; Kravchinsky et al., 2002; Pavlov et al., 2007; Павлов и др., 2011; Веселовский и др., 2012; Михальцов и др., 2012; Фетисова и др., 2014; Latyshev et al., 2018; Латышев и др., 2019].

Однако значительная часть существующих мировых данных о палеонапряженности не поддерживают гипотезу MDL [Selkin, Tauxe, 2000; Tarduno et al., 2001, 2006; Goguitchaichvili et al., 2002]. В частности, значения палеонапряженности по результатам изучения пермотриасовых силлов на востоке Сибирской LIP соответствуют величине виртуального дипольного магнитного момента (VDM) $\sim 6 \times 10^{22}$ А·м^2, лишь немного ниже современного $\sim 8 \times 10^{22}$ А·м^2 [Blanco et al., 2012].

Ярким проявлением плюмового магматизма, соответствующего инициальной стадии формирования Сибирской LIP и способного пролить свет на проблему MDL, являются траппы Кузнецкого прогиба на юге Сибири. Полученные петрохимические данные, геохронологические оценки [Федосеев и др., 2005; Reichow et al., 2009; Буслов и др., 2010; Наставко и др., 2012] и первые палеомагнитные данные [Казанский и др., 2005] позволили обосновать корреляцию траппов Кузбасса в составе мальцевской свиты с ивакинским событием Норильского района Сибирской LIP на рубеже перми и триаса, около 250 млн л. н. Таким образом, главной целью настоящего исследования было обоснование абсолютной величины геомагнитного поля, записанной в базальтах Кузнецкого магматического ареала.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Кузнецкий прогиб расположен в юго-западном обрамлении Сибирского кратона между горных поднятий Салаирского кряжа и Кузнецкого Алатау (рис. 1). Трапповый комплекс слагает несколько небольших ареалов, главный из которых на северо-востоке прогиба выполняет Бунгарапскую синклиналь. В составе комплекса, кроме характерных для LIP вулканических и субвулканических тел основного состава, широко представлены туфогенно-осадочные и терригенные породы континентального генезиса [Кутолин, 1963; Буслов и др., 2010]. Наиболее представительные для изучения палеонапряженности разрезы слагают северное крыло Бунгарапской синклинали (рис. 2). Здесь в пределах Салтымаковского хребта, преимущественно в береговых обнажениях р. Томь, распространены базальтовые, андезибазальтовые покровы, объединяемые вместе с туфогенно-осадочными пачками в составе мальцевской свиты. Среди других районов Кузнецкого прогиба этот ареал распространения мальцевской свиты отличается исключительным преобладанием вулканических пород и максимальной мощностью пластовых тел (более 100 м) [Кутолин, 1963; Буслов и др., 2010]. Комплекс геолого-геофизических данных позволяет реконструировать здесь крупную палеовулканическую постройку, центр которой отражен положительной гравитационной аномалией [Лавренов и др., 2008а, б]. По данным бурения, разрез включает не менее семи покровов [Наставко и др., 2012], границы которых в естественных обнажениях чаще всего не вскрыты. Нижние покровы представлены преимущественно базальтами и трахибазальтами, а верхние — андезибазальтами и трахиандезибазальтами. Вулканиты имеют выдержанный минералого-петрографический состав, темно-серый до черного цвет, чаще всего порфировую, реже афировую или пойкилоофитовую структуру, миндалекаменную или массивную текстуру.

Базальты сложены оливином (10—15 %), плагиоклазом (60 %), клинопироксеном (0—5 %), стеклом (20 %). Минералогический состав андезибазальтов включает оливин (1—5 %), плагиоклаз (25—50 %), клинопироксен (5—20 %), стекло (30—60 %). Среди акцессорных минералов всегда преобладает титаномагнетит (1—3 %), также встречается ильменит и апатит, единичные зерна ильменита, пирита, пирротина, халькопирита [Наставко и др., 2012].

Значительное петрохимическое сходство вулканитов мальцевской свиты с нижним стратиграфическим уровнем Сибирской LIP, главным образом Норильского района, отражено во многих работах [Крук и др., 1999; Буслов и др., 2010; Наставко и др., 2012]. Они имеют сходное изотопное отношение

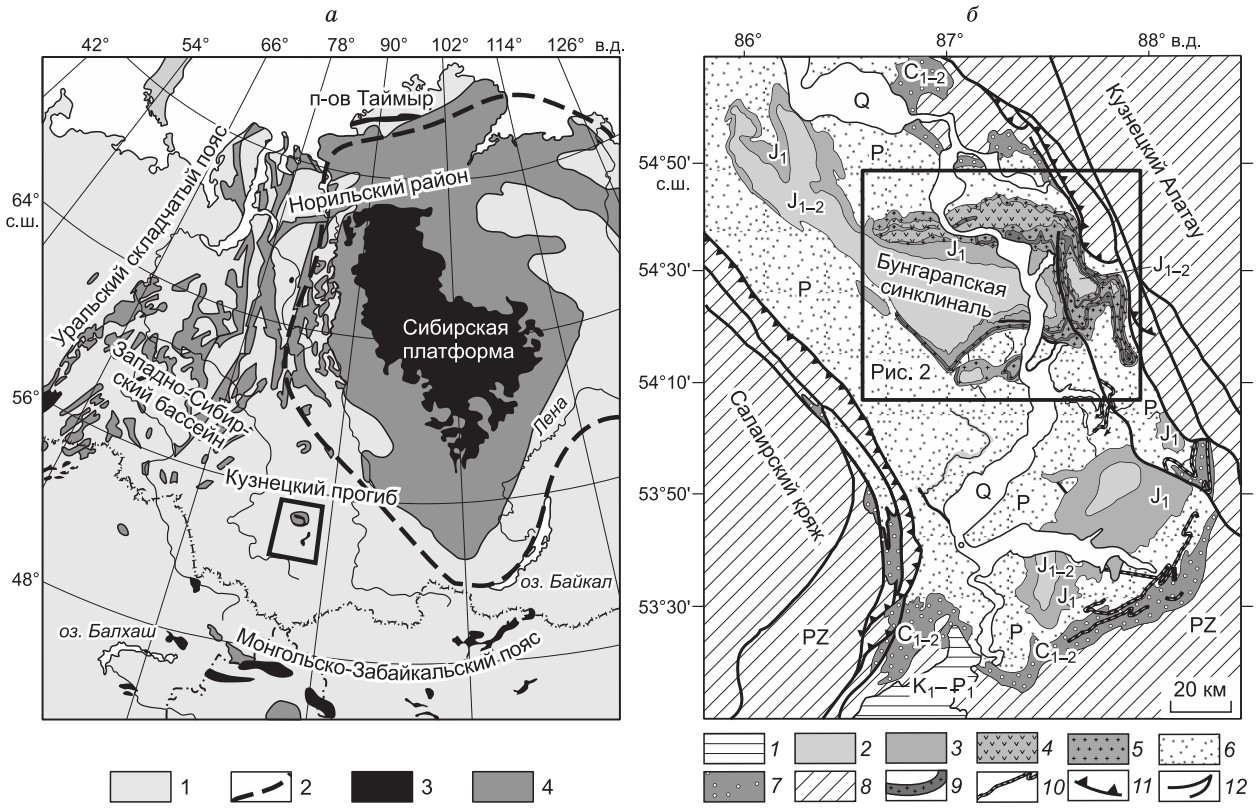


Рис. 1. Схема распространения продуктов пермотриасового базальтоидного магматизма Сибирской крупной изверженной провинции (*а*) и геологическая схема территории Кузнецкого ареала (*б*), по [Буслов и др., 2010] с дополнениями.

а: *1* — комплекс континентальных структур; *2* — контуры Сибирской платформы; *3*, *4* — базиты: *3* — выходящие на поверхность, *4* — погребенные; *б*: *1* — нижнемеловые—палеогеновые отложения; *2*, *3* — юрская угленосная моласса: *2* — нижнесреднеюрская, *3* — нижнеюрская; *4*, *5* — позднепермско?-среднетриасовые комплексы: *4* — нерасчлененные туфогенно-осадочные и магматические, *5* — туфогенно-осадочные; *6* — пермская угленосная моласса; *7* — нижневерхнекарбоновые угленосные отложения; *8* — палеозойские осадочно-метаморфогенные и магматические образования (кембрий—ранний карбон); *9* — силлы салтымаковского комплекса; *10* — силлы и дайки сыркашевского комплекса; *11* — надвиги; *12* — другие разломы, преимущественно сдвиги.

$^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0.7043 до 0.7056 [Reichow et al., 2010] и образованы из обедненного мантийного источника, на что указывает положительное значение ε_{Nd} от +2.3 до +3.1 [Крук и др., 1999]. Наиболее значительными доводами в пользу корреляции траппов Кузбасса с инициальной (ивакинской) стадией магматизма Норильского района на рубеже перми и триаса являются $^{40}Ar/^{39}Ar$ данные [Федосеев и др., 2005; Reichow et al., 2009; Буслов и др., 2010; Наставко и др., 2012] и палеомагнитные сопоставления [Казанский и др., 2005]. Согласно последним, намагниченность всего разреза мальцевской свиты обладает исключительно обратной полярностью и соответствует магнитозоне R_3P гиперзоны Иллавара по шкале [Молостовский, Храмов, 1984; Молостовский и др., 2007]. К концу этого ортохрона традиционно привязывалась граница пермь—триас [Hongfu et al., 2001], которая в разрезе траппов Норильского района помещалась между ивакинской и вышележащей сыверминской свитами [Lind et al., 1994]. Согласно данным изотопной геохронологии, возраст этой границы соответствует 250 млн лет [Reichow et al., 2009]. В международной магнитостратиграфической шкале [Steiner, 2006] граница пермь—триас проводится ниже этой магнитозоны и ее возраст отвечает 251.99 млн лет [Gradstein et al., 2020]. Далее, не вдаваясь в проблемы стратиграфии, мы принимаем возраст формирования вулканитов мальцевской свиты и фиксации намагниченности в них 250 млн лет. Первичный генезис намагниченности обоснован тестами складки и отжига, а также результатами магнитоминералогических исследований [Казанский и др., 2005]. В том числе показано, что главным носителем намагниченности является титаномагнетит. При этом основная часть естественной остаточной намагниченности (NRM) приходится на магнитную фазу с деблокирующими температурами ($T_{дб}$) 300—350 °С, что приблизительно соответствует содержанию 40 % ульво-

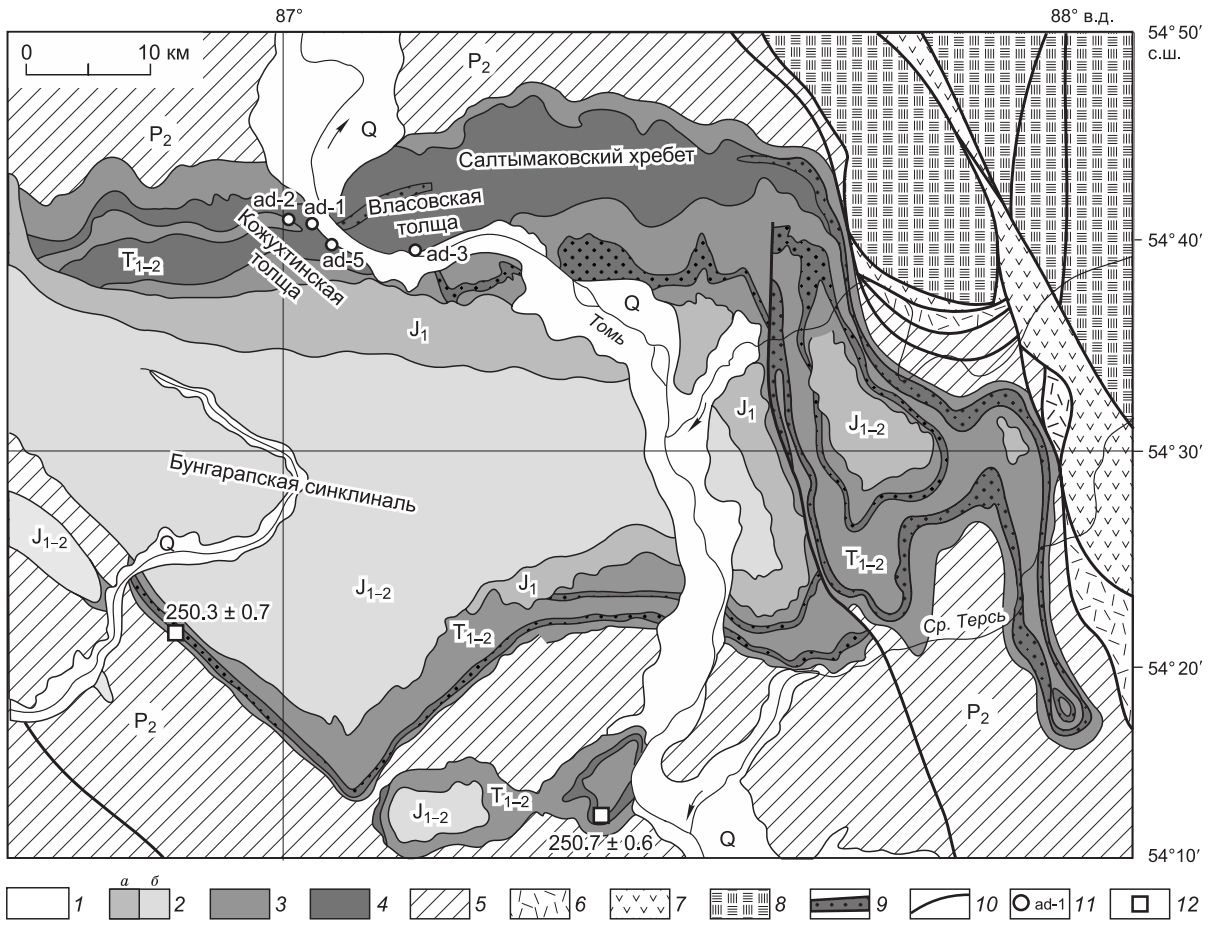


Рис. 2. Схема геологического строения района исследований, по [Буслов и др., 2010] с дополнениями.

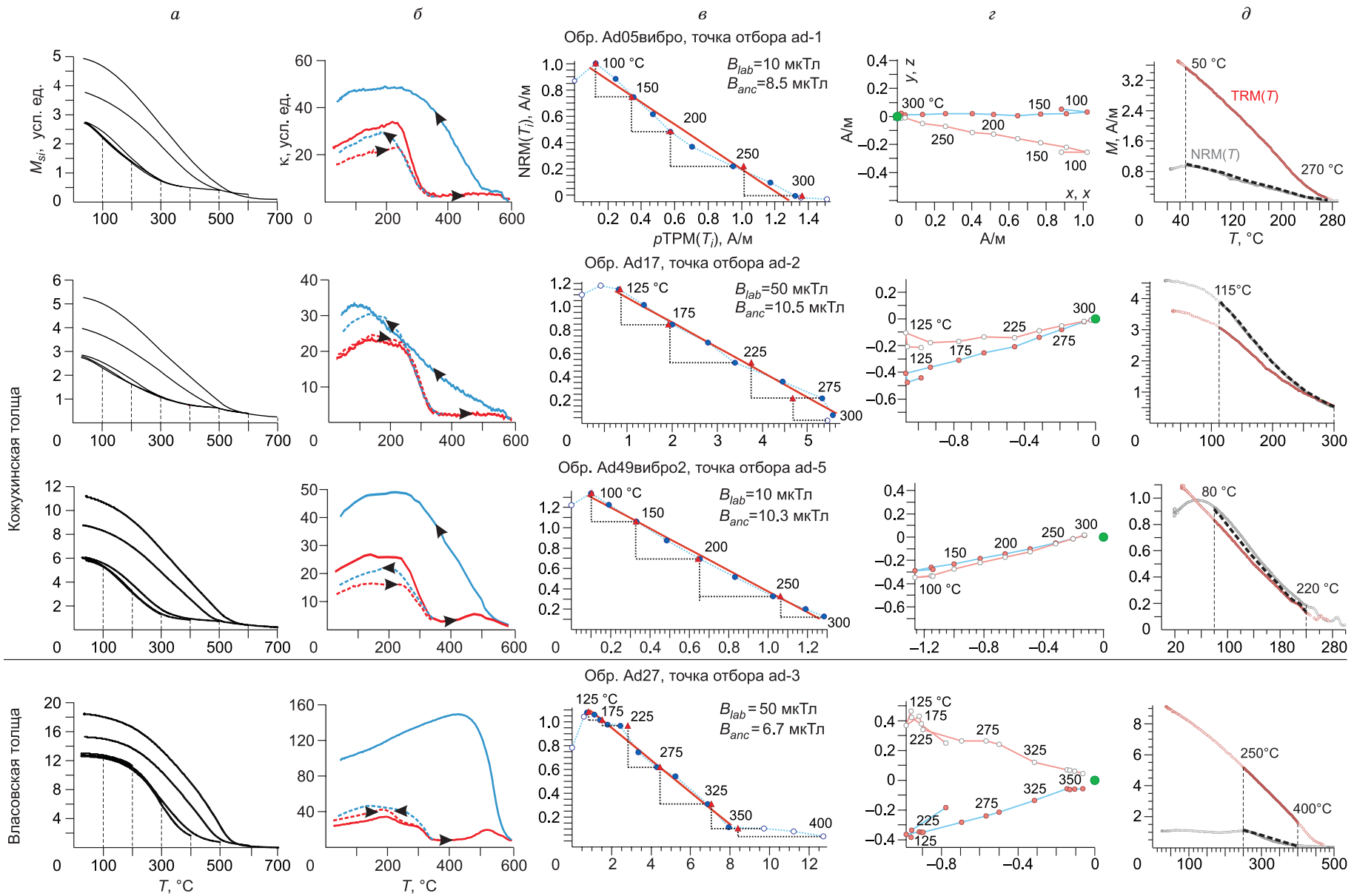
1 — четвертичные аллювиальные отложения; *2* — юрская угленосная моласса: *а* — нижнеюрская, *б* — нижнесреднеюрская; *3* — верхнепермско-среднетриасовые туфогенно-осадочные образования; *4* — нерасчлененные раннесреднетриасовые магматические и туфогенно-осадочные образования; *5* — пермская угленосная моласса; *6* — раннедевонские вулканогенно-осадочные образования; *7* — раннеордовикские вулканогенно-осадочные образования; *8* — раннепалеозойский аккреционный комплекс; *9* — позднепермско?-раннетриасовые силлы; *10* — преимущественно сдвиги; *11* — точки отбора образцов; *12* — имеющиеся значения абсолютного возраста (млн лет), по [Reichow et al., 2009].

шпинелевого минала [Nishitani, Kono, 1983]. Вторая наиболее часто встречаемая фаза с $T_{дб}$ = 500—580°C является продуктом его гетерофазного окисления. Однако сам процесс распада твердых растворов происходил практически сразу после остывания магматических тел, и фиксируемая характеристическая компонента намагниченности исходного и обогащенного железом титаномагнетита не различается [Казанский и др., 2005]. В пользу этого говорят результаты численного моделирования динамики остывания субвулканических интрузий (силлов) Норильского района [Метелкин и др., 2019].

Непосредственным объектом настоящего исследования, ориентированного на оценку палеонапряженности вблизи границы пермь—триас, стали базальты, опробованные на участке от устья руч. Бугас до руч. Дулепова (участок IV в статье [Казанский и др., 2005]) (см. рис. 2). Вслед за В.А. Кутолиным, мы рассматриваем разрез мальцевской свиты этого участка в составе нижней — кожухтинской толщи (см. рис. 2, точки отбора ad-1, ad-2 и ad-5), представленной преимущественно базальтами, и средней — власовской толщи (точки отбора ad-3), где преобладают андезибазальтовые покровы [Кутолин, 1963]. Обнажения самой верхней — коврижкинской толщи расположены выше по течению р. Томь и в этой работе не рассматриваются.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ, АППАРАТУРА, МЕТОДИКИ

Работа выполнена с использованием аппаратуры лаборатории геодинамики и палеомагнетизма Центральной и Восточной Арктики НГУ, лаборатории геодинамики и палеомагнетизма ИНГГ СО РАН,


а
б
в
г
д
Обр. Ad05вибро, точка отбора ad-1
Обр. Ad17, точка отбора ad-2
Обр. Ad49вибро2, точка отбора ad-5
Обр. Ad27, точка отбора ad-3
Кожухинская толща
Власовская толща
M_{si}, усл. ед.
к, усл. ед.
NRM(T_i), А/м
pTPM(T_i), А/м
B_{lab}=10 мкТл
B_{anc}=8.5 мкТл
B_{lab}=50 мкТл
B_{anc}=10.5 мкТл
B_{lab}=10 мкТл
B_{anc}=10.3 мкТл
B_{lab}=50 мкТл
B_{anc}=6.7 мкТл
y, z
x, x
А/м
M, А/м
TRM(T)
NRM(T)
T, °C

палеомагнитной лаборатории Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН и Междисциплинарного центра «Аналитическая микроскопия» КФУ.

Наиболее надежным методом оценки палеонапряженности является процедура, основанная на выполнении законов Телье независимости и аддитивности парциальных термоостаточных намагниченностей (*p*TRM) [Thellier, Thellier, 1959]. Эти законы выполняются для однодоменных (ОД) и мелких псевдооднодоменных (ПОД) магнитных зерен и нарушаются для крупных многодоменных (МД) частиц [Shcherbakova et al., 2000]. Наличие в породе МД зерен как носителей *p*TRM вносит заметную ошибку в оценку B_{anc} [Shcherbakova et al., 2000]. Поэтому в экспериментах по определению B_{anc}, помимо доказательств первичности, термоостаточной природы и термостабильности естественной остаточной намагниченности (NRM), необходимы оценки доменной структуры (ДС) носителей ее характеристической компоненты (ChRM). В этой связи при изучении коллекции, кроме экспериментов по определению B_{anc}, нами выполнен комплекс измерений различных магнитных и термомагнитных параметров, описанных ниже.

Термостабильность магнитных минералов оценивалась по серии кривых намагниченности насыщения $M_{si}(T)$ (рис. 3, *а*), записанных при последовательных нагревах от 100 до 700 °С с шагом 100 °С, и по кривым магнитной восприимчивости к(T) (см. рис. 3, *б*), снятых при двух последовательных нагревах: до ~ 360 °С, что соответствует температуре Кюри (T_C) основного носителя намагниченности, и до 600 °С — немного выше T_C второго по встречаемости в исследуемых породах магнитного минерала [Казанский и др., 2005]. T_C определялась по экстремуму первой производной $M_s(T)$ [Fabian et al., 2013]. Термокривые $M_{si}(T)$ снимались на магнитных весах конструкции Ю.К. Виноградова во внешнем магнитном поле 450 мТл, измерения к(T) выполнялись на приборе AGICO MFK-1A (Чехия).

ДС ферримагнитных зерен оценивалась по диаграмме Дэя в модификации Д. Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002] и термомагнитному критерию [Большаков, Щербакова, 1979; Shcherbakova et al., 2000]. На коэрцитиметре конструкции П.Г. Ясонова при комнатной температуре T_0 в полях до 0.7 Тл определялись гистерезисные параметры: намагниченность насыщения M_s, коэрцитивная сила B_c и их аналоги остаточной намагниченности — M_{rs} и B_{cr}. Для построения диаграммы рассчитывались отношения M_{rs}/M_s, B_{cr}/B_c. Используемые параметры отражают магнитные характеристики всего присутствующего в породе ферримагнитного материала, в том числе и крупных многодоменных зерен, но не дают информацию о вкладе МД зерен в TRM, что существенно для определения B_{anc} по методу Телье—Коэ. Для ответа на этот вопрос используется термомагнитный критерий оценки ДС магнитных зерен по поведению их *p*TRM. Созданная в температурном интервале (T_1, T_2, где T_1>T_2) *p*TRM, при последующем нагреве до T_1 и охлаждения до T_0 полностью разрушается у ОД зерен (остаток при T_0 — «хвост» < 5 %), у ПОД зерен 5 % < «хвост» < 15 % и у МД зерен «хвост» > 15 % [Shcherbakova et al., 2000]. В наших экспериментах дубли образцов прогревались до точки Кюри, и при охлаждении в нулевом поле при 250 °С включалось лабораторное поле, т. е. создавалась *p*TRM(250, T_0). Далее образец в нулевом поле нагревали до 250 °С, охлаждали до T_0 и делали замер.

Рентгенодифрактометрические исследования отсепарированной магнитной фракции осуществлялись на порошковом дифрактометре STOE STADI–MP (Германия) с монохроматизированным CoK_{α_1}-излучением. С целью детального изучения структуры и состава магнитной фракции также были выполнены исследования на сканирующем электронном микроскопе Carl Zeiss MERLIN (Германия).

Для определения B_{anc} в качестве базовой процедуры использовался метод Телье в модификации Р.С. Коэ [Thellier, Thellier, 1959; Coe, 1967]. Парные нагревы с шагом 25, 30 °С в немагнитной печи MMTDSC (Великобритания) выполнялись в бескислородной среде (азот), первый шаг (нагрев — охлаждение) — в нулевом поле, второй — в лабораторном поле B_{lab} = 50 мкТл. Для контроля возможных минералогических изменений через каждые два температурных шага выполнялись дополнительные «возвратные» нагревы до более низких температур с созданием *p*TRM (процедура «check-point» [Prevot et al., 1985]). Измерения остаточной намагниченности проводились с помощью 2G Enterprises SQUID Magnetometer (США). В экспериментах использованы 43 образца-кубика с гранью 2 см. Нагревы проводились для партий в 12—17 образцов. Чтобы контролировать идентичность условий проведения экспери-

Рис. 3. Иллюстрация магнитных свойств и результатов экспериментов Е. Телье и Р.Л. Вилсона для каждой изучаемой точки отбора:

а — линии намагниченности насыщения $M_{si}(T)$ при постепенном нагреве с шагом 50 °С; *б* — кривые магнитной восприимчивости к(T) (красная и синяя линии штриховые: нагрев и охлаждение до 360 °С, сплошные — то же, до 600 °С; *в* — диаграммы Араи—Нагата (заполненные и полые точки — экспериментальные значения, вошедшие и не вошедшие в интервал аппроксимации, красная прямая — линия тренда, треугольники — check-points); *г* — соответствующие диаграммы Зийдервельда в координатах образца (зеленая точка — начало координат; белые и красные точки — измерения для конкретных температур; красная и синия линии – проекции на плоскости *xy* и *xz*); *д* — термомагнитные кривые NRM, TRM и TRM* (штриховая линия) (к методу Вилсона).

мента, дубли нескольких образцов включались в разные партии. Всего выполнялось от 11 до 17 двойных нагревов и от 5 до 8 возвратных нагревов (check-points). Для сравнения и контроля полученных значений B_{anc} на группе из 17 образцов-дублей выполнено определение палеонапряженности трехкомпонентным вибромагнитометром конструкции Ю.К. Виноградова «Орион» (Россия). Измерения выполнялись в автоматическом режиме при фиксированном положении в держателе прибора неориентированного кубика с гранью 1 см. Использовалось лабораторное поле B_{lab} = 10 или 20 мкТл.

Для оценки величины B_{anc} по результатам измерений для каждого образца строились диаграммы Араи—Нагата (АН) (см. рис. 3, *в*) и Зийдервельда в координатах образца (см. рис. 3, *г*). При анализе оценивалось качество каждого определения B_{anc} и отбраковывались те измерения, которые не согласовывались со списком современных критериев достоверности, предъявляемым к данным по B_{anc} [Shcherbakova et al., 2020]. К дальнейшим расчетам VDM принимались только те определения B_{anc}, которые удовлетворяли следующим позициям: 1) линейный отрезок (fit) АН-диаграммы в температурном fit-интервале (T_1—T_2) должен содержать не меньше четырех репрезентативных точек, 2) доля NRM, теряемой в fit-интервале (T_1—T_2) (параметр F), составляет не менее 20 % от полного значения NRM, 3) смещение точек «*p*TRM check» по отношению к первоначальным позициям *p*TRM, нормализованное на полную величину NRM, не превышает 5 %, 4) параметры DRAT и CDRAT должны быть в пределах ±15 % (DRAT — максимальное отклонение контрольных точек, разделенное на TRM(T_1—T_2) в процентах [Selkin, 2000]; CDRAT — сумма отклонений контрольных точек разделенная на TRM(T_1, T_2) в процентах [Laj et al., 2004]); 5) на диаграммах Зийдервельда в интервале (T_1—T_2) вектор NRM не меняет своего направления и в пределах ошибки определения соответствует известному направлению пермотриасовой компоненты (D_s = 227.10°, I_s = –64.3°, α_{95} = 2.8°), по данным [Казанский и др., 2005]; 6) для fit-интервала (T_1—T_2) АН-диаграммы рассчитываются также факторы: GAP (g) — равномерность распределения точек на диаграмме по оси ординат, b — средневзвешенный тангенс угла наклона кривой, f — доля NRM, которая приходится на интервал (T_1, T_2), σ_b — среднеквадратичная погрешность среднего арифметического b. По формуле $Q = gbf/\sigma_b$ рассчитывается интегральная оценка качества результата; заслуживающими доверия признаются те, для которых $Q \geq 5$ [Coe et al., 1978]. Дополнительными параметрами качества служат стандартная ошибка наклона линии аппроксимации $\beta \leq 0.1$; FRAC — аналог F, позволяющий более корректно учитывать вогнутые участки АН-диаграмм [Shaar, Tauxe, 2013]; d(CK) — максимальное отклонение контрольных точек (*p*TRM-checks), разделенное на максимальное TRM в процентах [Leonhardt et al., 2000].

Для верификации значений B_{anc}, полученных методом Телье—Коэ, на дублях 11 образцов выполнено определение B_{anc} методом Вилсона [Wilson, 1961]. Этот способ заключается в оценке подобия кривых непрерывного терморазмагничивания двух намагниченностей — природной NRM(T, B_{anc}) и лабораторной TRM(T, B_{lab}), созданной при охлаждении образца в лабораторном поле B_{lab}. Для этого полученный непрерывный ряд значений TRM(T) умножается на подобранный коэффициент k^* так, чтобы новая кривая TRM*(T) была максимально близка к NRM(T). После чего выделяется температурный интервал (T_1^*, T_2^*), ($T_1^* > T_2^*$), где обе кривые совпадают, и по нему делается экспресс-оценка величины поля: $B^*_{\text{anc}} = k^* B_{lab}$ (см. рис. 3, *д*). Близость значений B_{anc} и B^*_{anc}, полученных для одного образца двумя разными методами — Телье и Вилсона, повышает достоверность оценки величины палеонапряженности. А сам факт подобия кривых NRM(T) и TRM*(T) служит существенным доводом в пользу того, что NRM является термоостаточной по своей природе. Дополнительный плюс этого метода состоит в том, что он не зависит от доменной структуры исследуемых образцов [Muxworthy, 2010]. Тем не менее метод Вилсона здесь применен только в качестве контрольного, а для расчета VDM использовались определения B_{anc} по методу Телье—Коэ.

ТЕРМОСТАБИЛЬНОСТЬ ОБРАЗЦОВ, ИХ ТЕМПЕРАТУРЫ КЮРИ И ДОМЕННАЯ СТРУКТУРА

Из анализа кривых $M_{si}(T)$ и к(T) (см. рис. 3, *а* и *б* соответственно) следует, что исследованные образцы стабильны при нагревах вплоть до 350—400 °С. Кривые к(T), записанные в процессе первого цикла (нагрев до 360 °С — охлаждение до T_0), мало различаются, что свидетельствует об отсутствии значимых минералогических преобразований во время эксперимента. Рост магнитной восприимчивости при первом нагреве с максимумом на кривой к(T) вблизи 250 °С может быть связан с эффектом Гопкинсона, возникающим за счет резкого снижения магнитной анизотропии МД частиц или перехода ОД зерен в суперпарамагнитное состояние при температурах, близких к T_C [Нагата, 1965]. Нагревы до более высоких температур вызывают значительные минералогические изменения состава ферримагнитных зерен, что проявляется в несовпадении термомагнитных кривых, записанных при нагреве и охлаждении, а также при последующем нагреве образцов. У некоторых образцов при нагреве выше 450—500 °С на кривой к(T) виден явно выраженный второй максимум (см. рис. 3, *б*). В том же температурном интервале

на кривых $M_{si}(T)$ наблюдается рост значений M_s (см. рис. 3, *а*). Этот факт свидетельствует о присутствии новообразованной магнитной фазы, предположительно высокожелезистого титаномагнетита.

Температуры Кюри исходного титаномагнетита, определенные по кривым $M_{si}(T)$ и к(T), для изученных базальтов кожухтинской толщи составляют ~ 320 °С, а власовской толщи варьируют от 320 до 400 °С (см. рис. 3, *а*, *б*).

Обратим внимание на особенности вычисления гистерезисных параметров изучаемых образцов путем аппроксимации их петель гистерезиса. Стандартный расчет предполагает, что в достаточно высоких полях B происходит насыщение ферримагнитной составляющей, и далее индуктивная намагниченность $M_i(B)$ растет пропорционально полю за счет парамагнитной компоненты, так что кривая намагничивания поднимается вверх четко по прямой линии. Исходя из этого, обычная процедура выделения парамагнитной составляющей для нахождения M_s заключается в том, что график индуктивной намагниченности $M_i(B)$ при высоких полях представляется уравнением прямой линии $M_i(B) = aB + M_s$, где aB — линейный член, соответствующий парамагнитной части, а M_s есть намагниченность насыщения ферримагнитной составляющей. Пересечение этой прямой линии с осью ординат и дает значение M_s. Известно, что для одноосных зерен, оси которых равномерно распределены по сфере, отношение M_{rs}/M_s не превышает 0.5 [Нагата, 1965]. В нашем случае расчет по этой методике привел к отношениям $M_{rs}/M_s \approx$ $\approx$ 0.6—0.8. Вообще говоря, столь высокие значения M_{rs}/M_s могут наблюдаться при сильной анизотропии либо в ансамбле изометричных магнитных зерен, характеризующихся многоосной анизотропией. Ни то, ни другое не соответствует изучаемым образцам; они обладают слабой анизотропией: средняя восприимчивость $K_m = (2.4 \pm 1.9) \times 10^{-3}$, степень анизотропии $P = 1.02 \pm 0.02$, форма анизотропии $T = 0.2 \pm 0.4$. С другой стороны, такие высокие значения M_{rs}/M_s могут быть артефактом, связанным с тем, что магнитожесткая компонента не насыщается в приложенных полях [Fabian, 2006], что выражается в наличии определенной выпуклости на графике $M_i(B)$ в высоких приложенных полях B (рис. 4, *а*, *б*). В этой ситуации пересечение аппроксимирующей прямой линии с осью ординат дает заниженные значения M_s и, соответственно, завышенные значения M_{rs}/M_s. В этом случае для учета кривизны формы восходящей петли гистерезиса при высоких B и корректного расчета гистерезисных параметров в правую часть уравнения $M_i(B) = aB + M_s$ следует ввести дополнительный член $-b/B$, моделирующий приближение к насыщению [Fabian, 2006]. Конкретные величины параметров a, b и M_s рассчитываются методом наименьших квадратов путем уменьшения невязки теоретических и эмпирических кривых (см. рис. 4, *б*). Для наглядного представления различия квадратичного и линейного приближений рассчитан квадрат разницы экспериментальной и аппроксимационных кривых на примере одного образца (см. рис. 4, *в*). Применение такой процедуры к исследуемым образцам привело к корректировке величин M_s (их увеличению) и, соответственно, к уменьшению отношений M_{rs}/M_s до приемлемых значений < 0.5.

Точки на диаграмме Дэя—Данлопа (см. рис. 4, *д*) расположены вблизи участка расчетной кривой, соответствующего псевдооднодоменным зернам субмикронного размера либо смеси магнитных частиц различного размера, содержащей 30—40 % многодоменных зерен среди преобладающих однодоменных [Dunlop, Özdemir, 1997; Dunlop, 2002]. При этом точки смещены влево от расчетных кривых, что также может быть результатом недонасыщения магнитожестких зерен, приводящего к искажению получаемых величин B_{cr} и B_c и их отношения.

Оценка ДС по термомагнитному критерию была выполнена на породах кожухтинской толщи, у которых при нагреве до T_C полное разрушение NRM происходит без видимых минералогических изменений. В качестве примера на рис. 4, *г* показан график pTRM(250, T_0) = $f(T)$ образца кожухтинской толщи. Видно, что при нагреве до 250 °С созданная pTRM(250, T_0) полностью разрушилась, и после охлаждении до T_0 остаточная намагниченность близка к нулю. Согласно термомагнитному критерию, отсутствие «хвоста» означает, что носителями pTRM являются ОД зерна.

Таким образом, оба метода оценки ДС указывают на то, что носителями намагниченности исследуемых образцов являются ОД и/или малые ПОД зерна, что определяет возможность их использования для измерения палеонапряженности.

ЭЛЕКТРОННАЯ МИКРОСКОПИЯ И РЕНТГЕНОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ

На снимке при увеличении 100 мкм отчетливо видны только породообразующие минералы, в том числе крупные зерна плагиоклаза и клинопироксена (рис. 5, *а*). На увеличенном в 10 раз снимке зерна титаномагнетита идентифицируются как небольшие светлые точки размером около 0.2—0.7 мкм (см. рис. 5, *б*), что подтверждает наши выводы о их преобладающем ОД и ПОД состоянии. Также отмечаются характерные структуры скелетной формы (см. рис. 5, *в*), что указывает на экстремально быстрое охлаждение и кристаллизацию, способствующие хорошей сохранности палеомагнитной записи, отвечающей моменту извержений. Содержание массовой доли титана в этих зернах определить не удается, поскольку размер зонда заметно больше (~ 1—2 мкм) и захватывает область вмещающей массы (см. рис. 5, *г*).

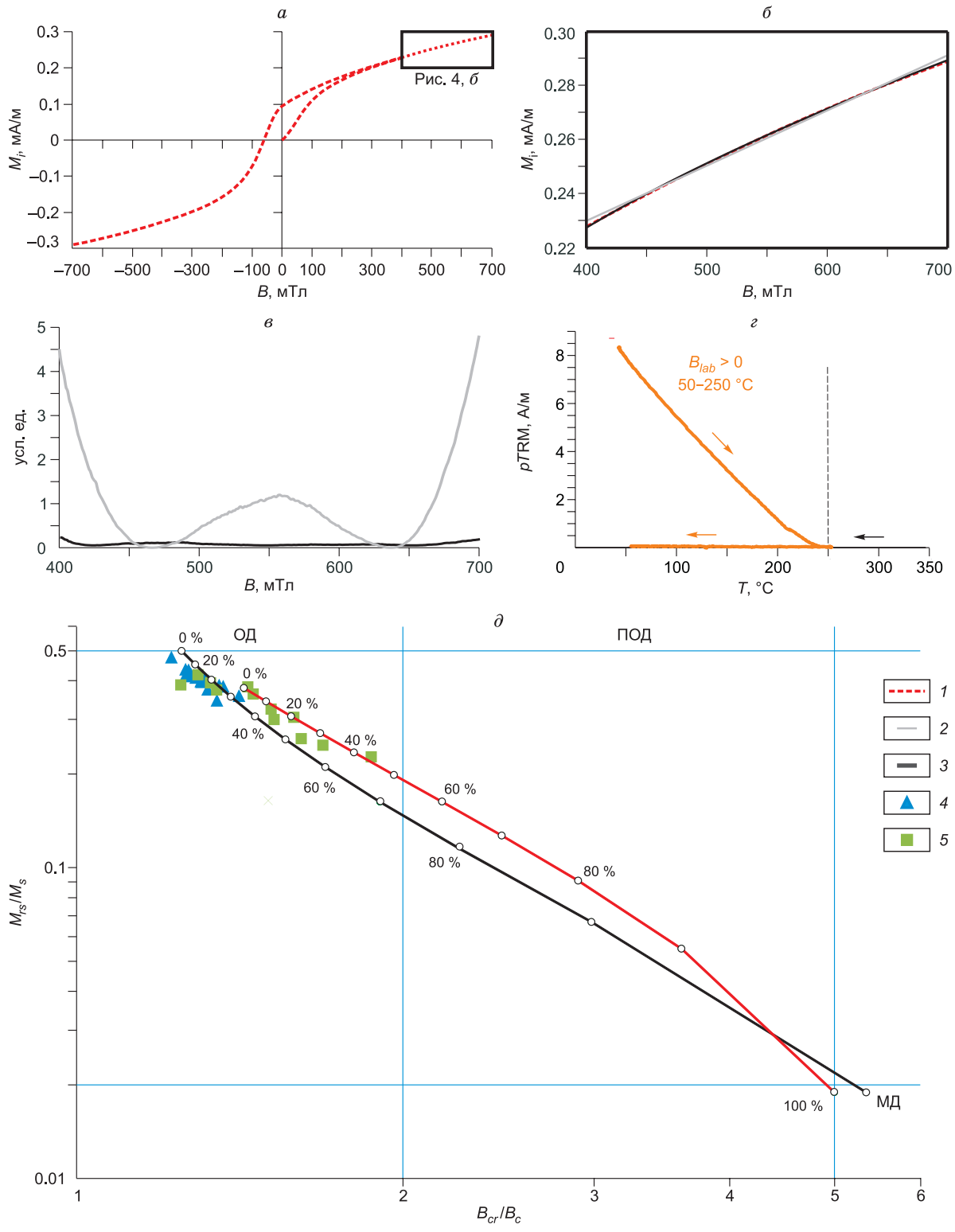


Рис. 4. Иллюстрация оценки доменного состояния образцов:

а — петля гистерезиса образца кожухтинской толщи (штриховая линия — индуктивная намагниченность M_i); *б* — увеличенный участок с измеренной индуктивной намагниченностью (штриховая линия) в области 400—700 мТл, аппроксимированный двумя функциями: линейной $M_i(B) = aB + M_s$ (светло-серая линия) и с учетом недонасыщения $M_i(B) = aB + M_s - b/B$ (темно-серая); *в* — разница квадратов линий аппроксимации от измеренной кривой; *г* — эксперимент по выявлению «хвоста» *p*TRM в температурном интервале (250, T_0) для образца кожухтинской толщи; *д* — диаграмма Дэя—Данлопа, красная и черная линии — экспериментальная и теоретическая кривые перехода от ОД к МД состоянию для магнетита с условным содержанием МД компоненты в процентах [Dunlop, 2002], синими линиями отделены области доменного состояния. *1* —измеренная кривая; *2* — линейная аппроксимация; *3* — линейная аппроксимация с учетом недонасыщения; *4* — кожухтинская толща; *5* — власовская толща.

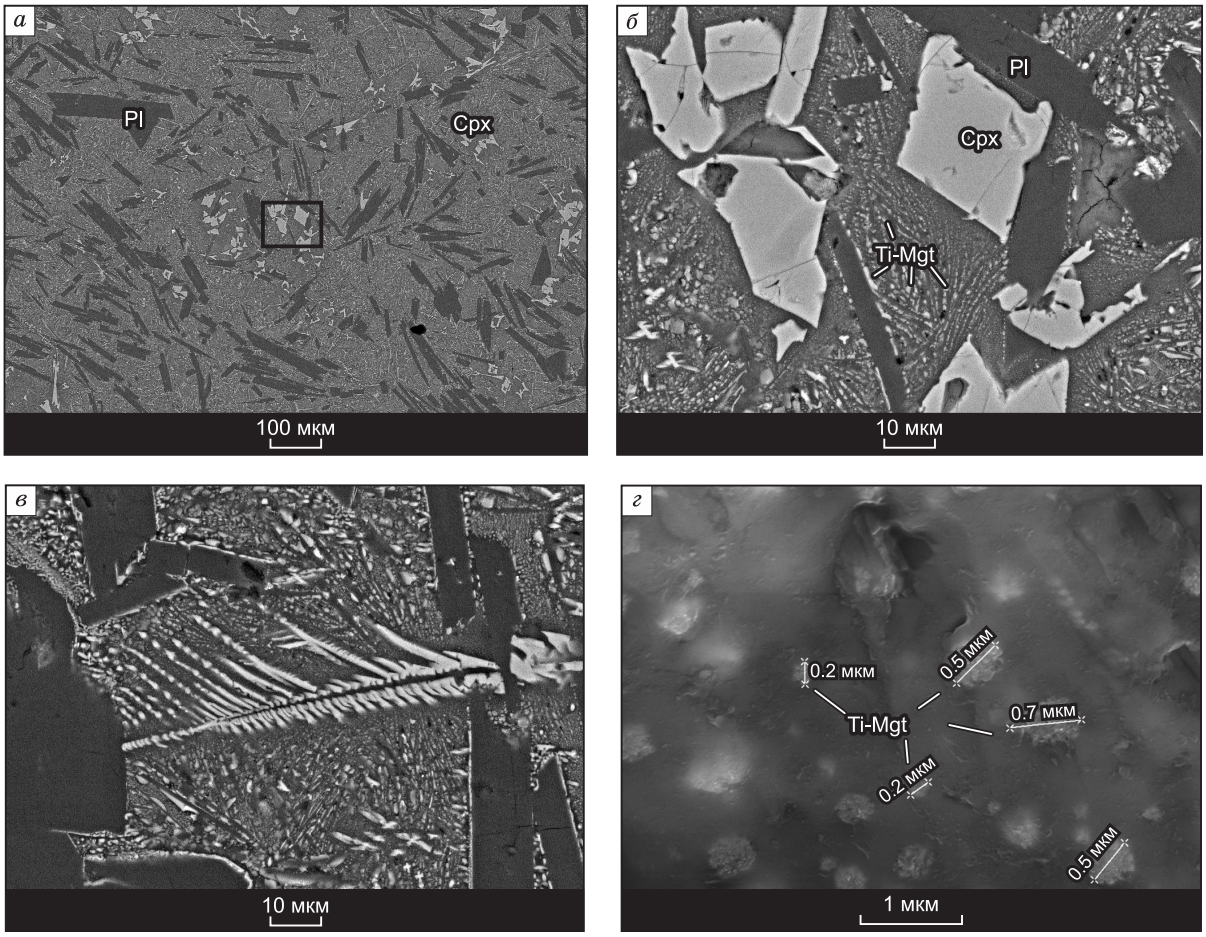


Рис. 5. Микроснимки образцов кожухтинской толщи:

а — шлиф представительного обр. Ad52 в крупном масштабе; *б*, *в* — увеличенные в 10 раз детальные фрагменты того же шлифа; *г* — фотография магнитной вытяжки для обр. Ad49 с подписанными размерами зерен титаномагнетита. Pl — плагиоклаз, Cpl — клинопироксен, Ti-Mgt — титаномагнетит.

Согласно результатам рентгеноструктурного анализа, шпинельная фракция представлена минералом с величиной постоянной решетки a_0 = 0.845—0.846 нм, что соответствует титаномагнетиту с ульвошпинеливым миналом 40—50 % и, соответственно, теоретической T_C ~ 300 °C [Nishitani, Kono, 1983]. Наблюдаемые T_C в базальтах кожухтинской толщи лишь незначительно превышают это значение, а иногда встречаемые по кривым $M_{si}(T)$ и κ(T) высокие T_C до 450 °C в андезибазальтах власовской толщи следует связать с незначительным окислением исходных титаномагнетитов во время остывания, практически сразу после излияний [Казанский и др., 2005]. Мы полагаем, что непосредственно во время остывания лавовых потоков зерна титаномагнетита выпали в силикатную основную массу и оказались запечатанными в ней. Именно поэтому магнитную фракцию в чистом виде, как правило, выделить не удается, и соответствующие линии на дифрактограммах заметно искажены интенсивными рефлексами силикатов.

Подобные структуры распада титаномагнетита внутри силикатной основной массы неоднократно наблюдались [Tarduno et al., 2001, 2006; Щербакова и др., 2017]. Показано, что кристаллизация титаномагнетита при этом происходит при температурах, превышающих его T_C, соответственно, фиксируемая намагниченность гарантированно имеет термоостаточную природу, а магнитные зерна оказываются надежно запечатаны и защищены от последующих химических и структурных изменений, обеспечивая идеальную сохранность палеомагнитной записи [Tarduno et al., 2006].

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ

Всего в экспериментах по определению палеонапряженности методом Телье—Коэ было задействовано 60 образцов, из них 43 образца изучено с использованием отдельно стоящей большой немагнитной печи и криогенного магнитометра и 17 образцов с помощью трехкомпонентного вибромагнито-

метра. Для большинства исследованных образцов диаграммы Араи—Нагата и Зийдервельда имеют общие характерные черты (см. рис. 3, *в*). Как правило, на них прослеживаются две компоненты. Первая — вязкая компонента, обусловленная действием современного магнитного поля, разрушается при нагреве до температур 100—125 °С. Вторая — характеристическая (ChRM) компонента, разрушается в интервале 125—300 °С. На АН-диаграммах позиции контрольных точек (check-points) совпадают или близки к первичным точкам, что указывает на отсутствие химических изменений в процессе нагревов, и также наблюдается четкий прямолинейный участок (fit-интервал), по которому делалась оценка B_{anc} и рассчитывались соответствующие параметры качества (см. выше). Подавляющее большинство определений B_{anc} (34 из 41), полученные по базальтам кожухтинской толщи, отвечают необходимым критериям (табл. 1). Андезибазальты власовской толщи несколько менее стабильны к нагревам, что отражается в заметных сдвигах контрольных точек от линии аппроксимации. Тем не менее 11 из 19 определений B_{anc} также удовлетворяют критериям (см. табл. 1).

Определения, выполненные криогенным магнитометром и вибромагнитометром, как правило, дают близкие значения B_{anc}. При этом параметры качества несколько выше для данных, полученных на вибромагнитометре. Этот факт довольно просто объясняется условиями проведения эксперимента, поскольку в первом случае необходимо перемещение образцов от печи к магнитометру. Тем не менее общее сходство значений B_{anc}, полученных с использованием различной аппаратуры, может быть косвенным доводом в пользу их достоверности. Об этом же свидетельствуют результаты экспериментов по методу Вилсона. Соответствующие графики демонстрируют подобие кривых NRM и TRM* (см. рис. 3, *д*), а полученные значения B^*_{anc} не отличаются от B_{anc} (см. табл. 1).

Таким образом, всего удалось получить 45 валидных определений B_{anc}. В расчете среднего в точке отбора участвует не менее 7 определений (табл. 2). Для расчета VDM использована стандартная формула:

$$\mathrm{VDM} = 0.5 \times B_{anc} r^3 \sqrt{1 + 3\sin^2 I} \times 10^7 ,$$

где B_{anc} — среднее в точке отбора значение палеонапряженности, r — радиус Земли, I — значение магнитного наклонения, здесь мы в каждом случае использовали значение 64.2°, которое получено в результате осреднения заметно большего массива палеомагнитных данных по территории Кузнецкого прогиба [Казанский и др., 2005].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

По нашим данным, на рубеже пермь—триас величина геомагнитного поля была как минимум в 3 раза ниже современной. Рассчитанные средние в точках отбора значения VDM с учетом стандартного отклонения (см. табл. 2) изменяются в пределах $(0.5—2.5) \times 10^{22}$ А·м^2 Такая оценка подтверждает и хорошо согласуется с имеющимися определениями B_{anc} по одновозрастным траппам Норильского и Маймеча-Котуйского ареалов Сибирской LIP [Большаков, Солодовников, 1976; Солодовников, 1994; Heunemann et al., 2004; Щербакова и др., 2005, 2013, 2015; Anwar et al., 2016].

Полученные B_{anc} мы сравнили с данными по ивакинской свите, которая, по имеющимся представлениям, является аналогом вулканитов мальцевской свиты. В разрезе ивакинской свиты сегодня предлагается выделять два кратковременных этапа (пульса) магматической активности [Павлов и др., 2011]. Среднее значение VDM для нижней кожухтинской толщи мальцевской свиты $(1.9 \pm 0.6) \times 10^{22}$ А·м^2 хорошо согласуется с данными о напряженности магнитного поля во время первого P_1 пульса формирования ивакинской свиты $(1.8 \pm 1) \times 10^{22}$ А·м^2 [Щербакова и др., 2015]. Значение VDM по вулканитам власовской толщи, находящихся выше по разрезу, в средней части мальцевской свиты почти вдвое меньше $(1.1 \pm 0.7) \times 10^{22}$ А·м^2. Такой тренд ослабления величины магнитного поля также соответствует наблюдаемым данным по разрезам ивакинской свиты Норильского района, где для времени второго P_2 пульса получены значения VDM $(0.5 \pm 0.2) \times 10^{22}$ А·м^2 [Щербакова и др., 2015]. Таким образом, полученные в настоящей работе низкие значения магнитного поля подтверждают не только уже довольно значимый по объему массив данных о низкой напряженности геомагнитного поля на рубеже палеозоя—мезозоя, но и прямую корреляцию мальцевской и ивакинской свит.

Значительно более высокие значения VDM в диапазоне $(5.7—6.2) \times 10^{22}$ А·м^2 для этого времени представлены в работе [Blanco et al., 2012]. Эти определения выполнены по пермотриасовым силлам на юго-востоке Восточно-Сибирской магматической провинции в пределах Ангаро-Вилюйской седловины, вблизи трубок Айхал, Юбилейная, Сытиканская. Изотопное датирование опробованных объектов не проводилось, но, исходя из геологических данных, их возраст близок к интересующему нас рубежу в 250 млн лет. Единичные высокие значения VDM среди основного массива полученных низких VDM встречаются также в работах [Солодовников, 1994; Heunemann et al., 2004].

Д. Бланко с соавторами [Blanco et al., 2012] на основании своих результатов делают вывод, что величина поля на границе пермь—триас была близкой к его современному значению, а оценки величины

Таблица 1. **Результаты экспериментов по определению палеонапряженности**

Образец	B_{lab}, мк, Тл	T_1—T_2	N_p	GAP	Q	F	B_{anc}, мк, Тл	β	FRAC	d(CK)	DRAT	CDRAT	B^*_{anc}, мк, Тл	T_1—T_2
Кожухтинская толща, исток руч. Бугас точка отбора ad-1														
Ad05	50	100—275	7	0.820	9.3	0.750	15.0	0.066	0.692	0.96	1.22	–0.62	—	—
Ad05вибро	10	100—300	9	0.870	12.8	0.923	8.5	0.063	0.836	4.95	4.09	3.26	8.2	50—277
Ad08	50	100—275	7	0.809	8.5	0.750	13.1	0.071	0.706	0.93	1.20	–0.07	—	—
Ad09	50	100—275	7	0.816	8.6	0.769	15.2	0.073	0.734	0.61	0.75	0.77	—	—
Ad10вибро	20	200—300	5	0.643	5.2	0.319	11.9	0.039	0.458	4.34	11.71	7.03	8.8	200—350
Ad11	50	100—275	7	0.817	10.3	0.779	15.9	0.062	0.768	0.78	0.96	1.45	—	—
Ad12	50	100—275	7	0.822	9.3	0.766	14.0	0.068	0.718	2.00	2.52	–1.91	—	—
Ad13_дубль	50	100—275	6	0.783	8.2	0.769	16.5	0.074	0.698	4.07	5.03	6.94	—	—
Ad13	50	100—275	7	0.814	11.5	0.738	13.8	0.052	0.700	2.90	3.79	5.97	9.8	75—292
Ad14	50	100—275	7	0.817	5.3	0.780	11.1	0.120	0.632	2.34	2.93	2.23	—	—
Устье руч. Бугас, точка отбора ad-2														
Ad15	50	125—275	7	0.833	12.6	0.751	11.4	0.050	0.717	3.24	4.21	7.20	—	—
Ad16	50	125—275	7	0.831	19.2	0.711	11.5	0.031	0.657	0.60	0.83	0.99	—	—
Ad17_дубль	55	125—300	8	0.852	18.7	0.807	11.9	0.037	0.800	6.00	7.27	6.23	40.5	115—299
Ad17	50	125—300	8	0.847	11.4	0.791	10.5	0.059	0.748	2.37	2.94	5.37	—	—
Ad19	50	100—275	8	0.842	10.3	0.760	10.5	0.062	0.642	3.51	4.52	9.02	—	—
Ad19_дубль	50	100—275	8	0.850	64.7	0.817	10.4	0.011	0.405	2.96	3.55	5.42	—	—
Ad20	50	125—300	8	0.834	9.5	0.737	10.5	0.065	0.662	5.18	6.88	9.04	—	—
Ad21	50	100—300	8	0.826	13.2	0.816	13.6	0.051	0.807	4.07	4.81	5.70	—	—
Устье руч. Кожухта, точка отбора ad-5														
Ad43	50	125—300	8	0.842	7.7	0.755	9.7	0.082	0.595	2.72	3.54	–0.19	—	—
Ad44	50	125—300	8	0.852	11.6	0.825	14.5	0.060	0.823	1.78	2.07	–1.35	—	—
Ad45вибро	10	300—500	9	0.773	9.7	0.885	15.1	0.070	0.805	7.2	4.50	–12.85	13.7	100—450
Ad46	50	175—275	5	0.731	8.3	0.741	12.9	0.065	0.667	8.02	10.48	12.55	—	—
Ad47	50	175—300	6	0.759	10.9	0.762	16.3	0.053	0.730	4.75	5.93	4.64	—	—
Ad48	50	125—300	8	0.846	11.9	0.736	10.3	0.052	0.608	4.56	6.06	–3.40	—	—
Ad49	50	125—300	8	0.846	13.9	0.752	12.3	0.046	0.792	1.99	2.57	–1.55	—	—
Ad49вибро	10	100—280	10	0.879	32.0	0.752	9.0	0.021	0.701	1.83	1.81	1.06	—	—
Ad49вибро2	10	100—300	9	0.870	27.0	0.865	10.3	0.028	0.831	2.89	2.33	1.82	11.4	80—220
Ad50	50	125—300	8	0.848	14.2	0.792	9.8	0.047	0.730	2.60	3.22	2.60	—	—
Ad51	50	125—300	8	0.846	11.7	0.722	13.3	0.052	0.725	3.21	4.29	–3.03	—	—
Ad52вибро	10	100—280	10	0.882	46.4	0.750	9.4	0.014	0.690	1.97	1.91	4.33	—	—
Ad52	50	100—300	9	0.866	17.2	0.822	14.2	0.041	0.780	4.13	4.83	2.30	—	—
Ad53	50	125—275	7	0.799	9.2	0.950	14.0	0.083	0.778	5.77	5.85	3.73	—	—
Ad54вибро	10	100—375	12	0.723	22.2	0.900	19.2	0.029	0.893	2.59	1.33	–0.49	16.4	100—350
Ad55вибро	10	100—275	8	0.848	9.8	0.896	7.2	0.077	0.528	2.14	1.94	–2.71	5.2	100—275
Власовская толща, устье руч. Дулепова, точка отбора ad-3														
Ad23	50	150—325	8	0.814	3.9	0.362	12.7	0.077	0.393	4.65	12.45	–13.97	—	—
Ad23вибро	10	100—250	8	0.779	6.3	0.712	5.0	0.089	0.592	2.35	2.95	2.94	—	—
Ad25	50	225—360	9	0.823	6.2	0.628	3.1	0.083	0.183	7.78	12.36	–4.2	—	—
Ad26	50	225—350	7	0.832	10.3	0.577	3.1	0.047	0.168	6.51	11.27	1.65	—	—
Ad26вибро	10	100—265	10	0.806	9.2	0.789	4.2	0.069	0.401	2.52	2.94	0.92	—	—
Ad27	50	125—350	10	0.847	17.2	0.759	6.7	0.037	0.681	3.90	5.10	9.64	6.1	250—400
Ad28вибро	10	235—315	7	0.712	8.2	0.605	7.2	0.053	0.637	3.12	4.19	4.26	—	—
Ad29вибро	10	100—210	6	0.689	4.0	0.672	3.9	0.117	0.439	3.67	5.08	6.06	—	—
Ad31	50	150—250	5	0.711	5.5	0.764	2.3	0.099	0.296	6.06	7.92	11.14	—	—
Ad32	50	150—275	6	0.660	4.2	0.528	11.9	0.083	0.241	3.37	6.22	11.53	—	—
Ad32вибро	15	150—325	10	0.783	18.7	0.877	11.7	0.037	0.747	11.01	9.92	11.75	14.1	150—275

Примечание. Образцы с подписью «вибро» были измерены на вибромагнитометре, остальные — на криогенном магнитометре. B_{lab} – прикладываемое к образцам лабораторное поле; T_1—T_2 — температурный интервал линейной аппроксимации; N_p — количество точек, входящих в интервал T_1—T_2; GAP, Q, F — факторы качества Коэ, описание к которым дано в тексте; β — стандартная ошибка наклона линии аппроксимации; B_{anc} и B^*_{anc} – оценки палеонапряженности по методам Телье—Коэ и Вилсона.

Таблица 2. **Средние значения палеонаправлений и палеонапряженности исследуемой коллекции**

Сайт	Палеонаправления					Палеоинтенсивность					VDM (среднее для точки отбора) × 10^{22}А·м^2		
	N_d	Dec	Inc	k	α95, град	n/N	B_{anc},	SE (B_{anc})	SE (B_{anc}), %	σ(B_{anc}), мкТл	VDM	SE (VDM)	σ (VDM)
		град.					мкТл						
Кожухтинская толща, исток руч. Бугас													
ad-1	13	212.7	-67	354.5	2.2	10/14	13.5	0.73	5.4	2.3	2.19	0.12	0.37
Устье руч. Бугас													
ad-2	7	213.2	-68.4	620.9	2.4	8/8	11.3	0.36	3.2	1.0	1.83	0.06	0.16
Устье руч. Кожухта													
ad-5	12	233.5	-65.3	163	3.4	16/19	12.4	0.8	6.3	3.1	2.01	0.11	0.51
Власовская толща, устье руч. Дулепова													
ad-3	11	248	-63.5	173.4	3.6	11/19	6.5	1.2	17.9	3.9	1.05	0.20	0.65

Примечание. N_d — количество образцов; Dec — склонение; Inc — наклонение; k — кучность; α_{95} — 95%-й овал доверия; n/N — количество использованных в статистике к общему количеству изученных образцов; SE — стандартная ошибка; σ — стандартное отклонение.

древнего поля, полученные другими исследователями, считают заниженными и объясняют это искажение результатов тем, что носителями NRM в изучавшихся породах были многодоменные магнитные зерна.

Действительно, в ранних работах А.С. Большакова и Г.М. Солодовникова нет отдельного обсуждения доменной структуры магнитных зерен изучаемых пород просто в силу того, что в те годы проблема влияния ДС частиц на результаты определения B_{anc} еще не была поставлена [Большаков, Солодовников, 1976; Солодовников, 1994]. Сильной стороной этих исследований является то, что результаты основаны на изучении внутренней и экзоконтактовой частей магматических тел (метод обожженных контактов), т. е. показано, что и обжигающие базальты, и обожженные ими в зоне контакта породы несут намагниченность одного и того же направления, и одной и той же величины. В более поздних работах [Heunemann et al., 2004; Щербакова и др., 2005, 2013, 2015; Anwar et al., 2016] описываются эксперименты по оценке ДС магнитных частиц по диаграмме Дэя, термомагнитному критерию, микроэлектронным и рентгеновским исследованиям. Эти результаты показали, что в изученных породах часто присутствует смесь магнитных частиц всех размеров, но в том высокотемпературном интервале, по

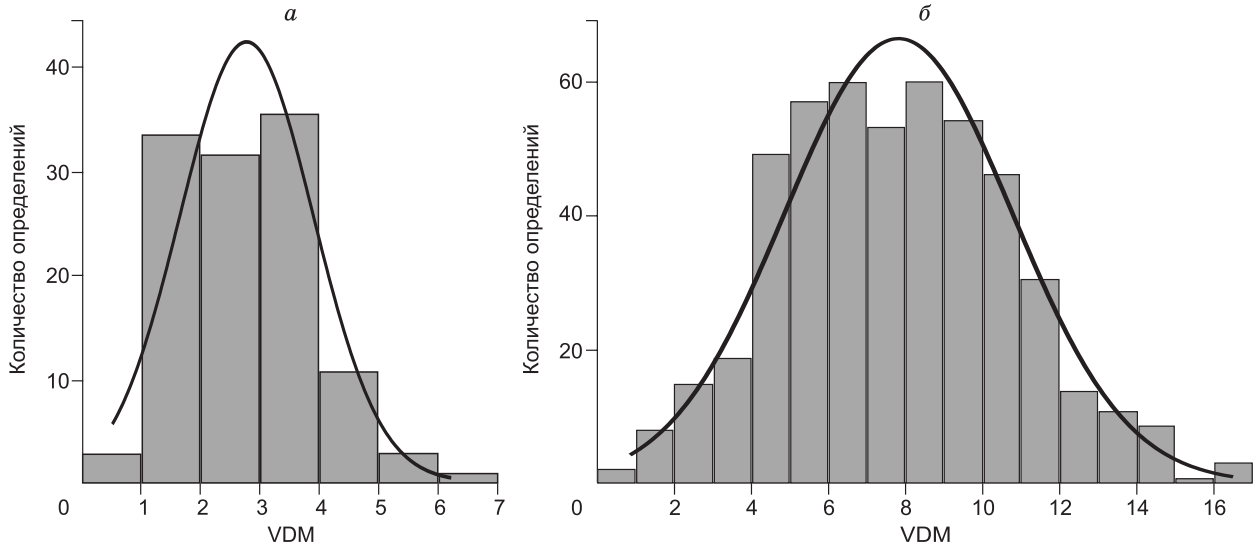


Рис. 6. Гистограммы VDM для интервала времени 250—252 млн лет (*а*) и хрона Брюнес (*б*), построенные по мировой базе данных.

а — гистограмма построена по данным работ [Солодовников, 1994; Heunemann, 2004; Щербакова и др., 2005, 2013, 2015; Blanco, 2012] с включением результата, полученного в настоящей статье. Сплошная кривая линия представляет нормальное распределение, аппроксимирующее диаграммы.

которому делается оценка B_{anc}, носителями ChRM являются ОД частицы или смесь ОД и малых ПОД. Именно такие зерна являются наиболее надежными носителями информации о палеонапряженности. Этот фактор является сильным аргументом в пользу надежности получаемых определений B_{anc}. Результаты настоящего исследования также однозначно показывают, что в изученных базальтоидах может присутствовать смесь магнитных частиц различного размера, но в температурном fit-интервале, по которому делается оценка B_{anc}, носителями являются ОД частицы или смесь ОД и малых ПОД зерен.

Т. Анвар с соавторами [Anwar et al., 2016] предположили, что полученные высокие значения VDM в работе [Blanco et al., 2012] являются следствием вековых вариаций. На рис. 6, *а* показано распределение величин VDM на границе пермь—триас для интервала времени 250—252 млн лет, полученное на основании данных, представленных в базе данных по палеонапряженности, размещенной на сайте http://wwwbrk.adm.yar.ru/palmag/database.html. Параллельно на рис. 6, *б* показано распределение величин VDM для хрона Брюнес, где заведомо мы имеем дело с сильным дипольным полем, подверженным значительным вековым вариациям. Сравнение гистограмм для этих двух эпох показывает их неплохое подобие, но вместе с тем обращает на себя внимание существенная разница в интенсивности VDM. Если для границы пермь—триас максимум распределения лежит около 3×10^{22} А·м^2, то для хрона Брюнес он расположен в районе 8×10^{22} А·м^2. Существенно, что обе гистограммы не обнаруживают вторичных максимумов (небольшой провал в середине гистограмм не выходит за рамки статистических погрешностей). При этом экстремальные значения VDM, в частности, их высокие величины, обнаруженные в работе [Blanco et al., 2012], хорошо укладываются на крылья распределений, как это имеет место на гистограмме, построенной для хрона Брюнес. Это говорит о том, что данные по палеонапряженности по границе пермь—триас, полученные на сегодня и представленные в мировой базе данных, не выходят за рамки вековых вариаций, но при этом геомагнитное поле по своей интенсивности в этом интервале оказывается в среднем приблизительно в два раза меньше современного.

ВЫВОДЫ

В продолжение палеомагнитных и палеотектонических исследований разрезов мальцевской свиты Кузнецкого прогиба как части Сибирской трапповой провинции впервые выполнены эксперименты по определению абсолютной величины магнитного поля Земли на рубеже перми и триаса. Основным методом является процедура Телье—Коэ и дополнительным — метод Вилсона.

Полученные определения палеонапряженности методом Телье—Коэ удовлетворяют современным критериям достоверности. Наблюдается согласие значений B_{anc}, полученных двумя разными методами, что также повышает их надежность. Средние значения B_{anc} в точках отбора лежат в пределах 11.0 ± 3.9 мкТл. Выполненные оценки VDM $(1.8 \pm 0.6) \times 10^{22}$ А·м^2 свидетельствуют о значительно заниженной по сравнению с современной величине виртуального дипольного момента на границе пермь—триас, что согласуется с массивом других данных по этому периоду и свидетельствует в пользу справедливости гипотезы о периоде низкого мезозойского диполя уже с этого времени. Полученные определения B_{anc} позволяют уточнить корреляцию мальцевской свиты Кузнецкого ареала и ивакинской свиты Норильского района Сибирской крупной изверженной провинции. Показано, что нижняя — кожухтинская — часть мальцевской свиты отвечает раннему пульсу магматизма P_1 ивакинской свиты, а средняя власовская часть разреза формировалась одновременно со следующим P_2 пульсом.

Авторы выражают признательность коллегам В.П. Щербакову, Е.В. Кулакову, В.Ю. Брагину, Е.В. Виноградову, Е.А. Васюковой, С.К. Грибову, В.А. Цельмовичу и Л.В. Кунгурцеву за помощь в проведении полевых и экспериментальных работ и обсуждение полученных данных.

Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 19-17-00091), РФФИ (проекты № 18-05-70035, 18-05-00234), Министерства науки и высшего образования (проект № FSUS-2020-0039), госзадания ИФЗ РАН и средств субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания № 671-2020-0049 в сфере научной деятельности.

ЛИТЕРАТУРА

Большаков А.С., Солодовников Г.М. Инверсия геомагнитного поля в раннем триасе // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 6, с. 388—391.

Большаков А.С., Щербакова В.В. Термомагнитный критерий определения доменной структуры ферромагнетиков // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 2, с. 38—47.

Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Федосеев Г.С., Рейков М., Дэвис К., Бабин Г.А. Пермотриасовый плюмовый магматизм Кузнецкого бассейна (Центральная Азия): геология, геохронология и геохимия // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1310—1328.

Веселовский Р.В., Константинов К.М., Латышев А.В., Фетисова А.М. Палеомагнетизм субвулканических траппов севера Сибирской платформы: некоторые геологические и методические следствия // Физика Земли, 2012, № 9—10, с. 74—87.

Диденко А.Н. О возможной причине квазипериодических колебаний частоты геомагнитных инверсий и величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ в морских карбонатных породах в фанерозое // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1945—1956.

Добрецов Н.Л. Периодичность геологических процессов и глубинная геодинамика // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (5), с. 5—19.

Добрецов Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6) с. 761—784.

Добрецов Н.Л. Взаимодействие тектоники плит и тектоники плюмов: вероятные модели и типичные примеры // Геология и геофизика, 2020, т. 61 (5—6), с. 617—647.

Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Василевский А.Н. Характерные свойства магнитного и гравитационного полей Земли, взаимосвязанные с глобальной и региональной тектоникой // Геология и геофизика, 2021, т. 62 (1) с. 10—30.

Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В. Палеомагнетизм пермотриасового траппового комплекса Кузнецкого прогиба (Южная Сибирь) // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (11), с. 1107—1120.

Крук Н.Н., Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Журавлев Д.З. Sm-Nd-изотопная систематика гранитоидов западной части Алтае-Саянской складчатой области // ДАН, 1999, т. 366, № 3, с. 395—397.

Кутолин В.А. Трапповая формация Кузбасса. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1963, 117 с.

Лавренов П.Ф., Снежко Б.А., Щигрев А.Ф., Дмитриева Н.В., Филиппова Н.Е., Носков Ю.С., Зейферт Л.Л. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Лист N-45-XVI (Осиновое Плесо). Объяснительная записка. СПб, ВСЕГЕИ, 2008а, 151 с.

Лавренов П.Ф., Снежко Б.А., Щигрев А.Ф., Шелеметева Н.В., Филиппова Н.Е. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1:200 000. Лист N-45-XV (Ленинск-Кузнецкий). Объяснительная записка. СПб, ВСЕГЕИ, 2008б, 115 с.

Латышев А.В., Ульяхина П.С., Веселовский Р.В. Реконструкция движения магмы в пермотриасовых интрузиях Ангаро-Тасеевской синеклизы (Сибирская платформа) по данным анизотропии магнитной восприимчивости // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (4) с. 472—488.

Метелкин Д.В., Лавренчук А.В., Михальцов Н.Э. О возможности записи инверсии геомагнитного поля в долеритовых силлах Норильского района: результаты математического моделирования // Физика Земли, 2019, № 6, с. 24—33.

Михальцов Н.Э., Казанский А.Ю., Рябов В.В., Шевко А.Я., Куприш О.В., Брагин В.Ю. Палеомагнетизм траппов северо-западной части Сибирской платформы по результатам исследований керна // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (11). с. 1595—1613.

Молостовский А.Э., Храмов А.Н. Палеомагнитная шкала фанерозоя и проблемы магнитостратиграфии // 27 МГК Стратиграфия, секция С01. Т. 1. М., Наука, 1984, с. 16—23.

Молостовский А.Э., Печерский Д.М., Фролов И.Ю. Магнитохроностратиграфическая шкала фанерозоя и ее описание с помощью кумулятивной функции распределения // Физика Земли, 2007, № 10, с. 15—23.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., Мир, 1965, 247 с.

Наставко А.В., Бородина Е.В., Изох А.Э. Петролого-минералогические особенности вулканитов центральной части Кузбасса (Южная Сибирь) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (4), с. 435—449.

Павлов В.Э., Флуто Ф., Веселовский Р.В., Фетисова А.М., Латышев А.В. Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермотриасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций // Физика Земли, 2011, № 5, с. 35—50.

Солодовников Г.М. Палеонапряженность геомагнитного поля в раннем триасе // Физика Земли, 1994, № 9, с. 72—79.

Федосеев Г.С., Сотников В.И., Рихванов Л.П. Геохимия и геохронология пермотриасовых базитов северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области // Петрология, геохимия и минералогия, 2005, т. 46, № 3, с. 289—302.

Фетисова А.М., Веселовский Р.В., Латышев А.В., Радько В.А., Павлов В.Э. Магнитная стратиграфия пермотриасовых траппов долины реки Котуй (Сибирская платформа) в свете новых палеомагнитных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2014, т. 22, № 4, с. 36—51.

Щербаков В.П., Сычева Н.К. Об изменении величины геомагнитного диполя за геологическую историю Земли // Физика земли, 2006, № 3, с. 25—30.

Щербакова В.В., Щербаков В.П., Водовозов В.Ю., Сычева Н.К. Палеонапряженность на границе пермь—триас и в поздней перми // Физика Земли, 2005, № 11, с. 79—94.

Щербакова В.В., Жидков Г.В., Латышев А.В., Щербаков В.П. Оценка вариаций палеонапряженности по сибирским траппам Маймеча-Котуйского и Норильского районов // Физика Земли, 2013, № 4, с. 43—60.

Щербакова В.В., Жидков Г.В., Щербаков В.П., Латышев А.В., Фетисова А.М. О проверке гипотезы низкого мезозойского поля на трапповых породах Сибири // Физика Земли, 2015, № 3, с. 47—67.

Щербакова В.В., Лубнина Н.В., Щербаков В.П., Жидков Г.В., Цельмович В.А. Определение палеонапряженности на неоархейских дайках Водлозерского террейна Карельского кратона // Физика Земли, 2017, № 5, с. 101—120. doi: 10.7868/S0002333717050118.

Anwar T., Hawkins L., Kravchinsky V.A., Biggin A.J., Pavlov V.E. Microwave paleointensities indicate a low paleomagnetic dipole moment at the Permo-Triassic boundary // Phys. Earth Planet. Inter., 2016, v. 260, p. 62—73.

Blanco D., Kravchinsky V.A., Valet J.P., Ali A., Potter D.K. Does the Permo-Triassic geomagnetic dipole low exist? // Phys. Earth Planet. Inter., 2012, v. 204, p. 11—21.

Coe R.S. The determination of paleointensities of the Earth's magnetic field with special emphasize on mechanisms which could cause nonideal behavior in Thellier's method // J. Geomagn. Geoelec., 1967, v. 19 (3), p. 157—178.

Coe R.S., Grommé S., Mankinen E.A. Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // J. Geophys. Res. B: Solid Earth, 1978, v. 83, p. 1740—1756.

Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Inter., 1977, v. 13 (4), p. 260—267.

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (M_{rs}/M_s versus H_{cr}/H_c) // 1.Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // J. Geophys. Res. B: Solid Earth, 2002, v. 107, EPM 4–1—EPM 4–22.

Dunlop D.J., Özdemir Ö. Rock magnetism: Fundamentals and frontiers. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1997, 573 p.

Fabian K. Approach to saturation analysis of hysteresis measurements in rock magnetism and evidence for stress dominated magnetic anisotropy in young mid-ocean ridge basalt // Phys. Earth Planet. Inter., 2006, v. 154, p. 299—307.

Fabian K., Shcherbakov V.P., McEnroe S.A. Measuring the Curie temperature // Geochem., Geophys. Geosyst., 2013, v. 14 (4), p. 947—961, doi:10.1029/2012gc004440.

Goguitchaichvili A., Urrutia-Fucugauchi J., Alva-Valdivia L. Mesozoic dipole low: Myth or reality? // Eos, Trans. AGU, 2002, v 83 (41), p. 457—461.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Geological Time Scale. Elsevier. 2020. 1390 p.

Gurevitch E.L., Westphal M., Daragan-Suchov J., Feinberg H., Pozzi J.P., Khramov A.N. Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the traps from Western Taimyr (Northern Siberia) and the Permo-Triassic crisis // Earth Planet. Sci. Lett., 1995, v. 136, p. 461—473.

Gurevitch E.L., Heunemann C., Rad'ko V., Westphal M., Bachtadse V., Pozzi J.P., Feinberg H. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian–Triassic northwest central Siberian Trap Basalts // Tectonophysics, 2004, v. 379, p. 211—226.

Heunemann C., Krasa D., Soffel H., Gurevitch E., Bachtadse V. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // Earth Planet. Sci. Lett., 2004, v. 218, p. 197—213.

Hongfu Y., Kexin Z., Jinnan T., Zunyi Y., Shunbao W. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic boundary // Episodes, 2001, № 2, p. 102—114.

Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J.P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka S. Palaeomagnetism of the east Siberian traps and kimberlites: two new poles and palaeogeographic reconstruction at about 360 and 250 Ma // Geophys. J. Int., 2002, v. 148, p. 1—33.

Laj C., Kissel C., Beer J. High Resolution Global Paleointensity Stack since 75 kyr (GLOPIS-75) calibrated to absolute values // Timescales of the Internal Geomagnetic Field, 2004, v. 145, p. 255—265.

Larson R.L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency // Earth Planet. Sci. Lett., 1991, v. 107, p. 437—447.

Latyshev A.V., Veselovskiy R.V., Ivanov A.V. Paleomagnetism of the Permian–Triassic intrusions from the Tunguska syncline and the Angara–Taseeva depression, Siberian Traps Large Igneous Province: evidence of contrasting styles of magmatism // Tectonophysics, 2018, v. 723, p. 41—55, doi:10.1016/j.tecto.2017.11.035.

Leonhardt R., Hufenbecher F., Heider F., Soffel H.C. High absolute paleointensity during a mid Miocene excursion of the Earth's magnetic field // Earth Planet. Sci. Lett., 2000, v. 184 (1), p. 141—154.

Lind E.N., Kropotov S.V., Czamanske G.K., Gromme S.C., Fedorenko V.A. Paleomagnetism of the Siberian flood basalts of the Noril'sk area: a constraint on eruption duration // Int. Geol. Rev., 1994, v. 36 (12), p. 1139—1150.

Muxworthy A.R. Revisiting a domain-state independent method of palaeointensity determination // Phys. Earth Planet. Inter., 2010, v. 179, p. 21—31.

Nishitani T., Kono M. Curie temperature and lattice constant of oxidized titanomagnetite // Geophys. J. R. Astron. Soc., 1983, v. 74, p. 585—600.

Olson P., Amit H. Mantle superplumes induce geomagnetic superchrons // Front. Earth Sci., 2015, v. 3, doi: 10.3389/feart.2015.00038.

Pavlov V.E., Courtillot V., Bazhenov M.L., Veselovsky R.V. Paleomagnetism of the Siberian traps: New data and a new overall 250 Ma pole for Siberia // Tectonophysics, 2007, v. 443, p. 72—92.

Prévot M., Mankinen E.A., Coe R.S., Grommé C.S. The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition: 2. Field intensity variations and discussion of reversal models // J. Geophys. Res. B: Solid Earth, 1985, v. 90 (B12), p. 10417—10448.

Prévot M., Derder M.E.-M., McWilliams M., Thompson J. Intensity of the Earth's magnetic field: Evidence for a Mesozoic dipole low // Earth Planet. Sci. Lett., 1990, v. 97 (1—2), p. 129—139, doi: 10.1016/0012-821x(90)90104-6.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth Planet. Sci. Lett., 2009, v. 277, p. 9—20.

Reichow M.K., Saunders A.D., Millar I.L., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Buslov M.M., Scott R.A., Medvedev A.Ya., Al'Mukhamedov A.I. Characterising the world's most catastrophic volcanism: constraints from trace elements and radiogenic isotopes of the Siberian Traps large igneous province // Geophys. Res. Abstr., 2010, v. 12, EGU2010-12475-1.

Selkin P., Tauxe L. Long-term variations in paleointensity // Philos. Trans. R. Soc. London, 2000, v. 358, p. 1065—1088.

Shaar R., Tauxe L. Thellier GUI: An integrated tool for analyzing paleointensity data from Thellier-type experiments // Geochem. Geophys. Geosyst., 2013, v. 14 (3), p. 677—692.

Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Heider F. Properties of partial thermoremanent magnetization in pseudosingle domain and multidomain magnetite grains // J. Geophys. Res., 2000, v. 105 (B1), p. 767—781.

Shcherbakova V.V., Bakhmutov V.G., Thallner D., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Biggin A.J. Ultra-low palaeointensities from East European Craton, Ukraine support a globally anomalous palaeomagnetic field in the Ediacaran // J. Geophys. Res., 2020, v. 220, p. 1928—1946.

Steiner M.B. The magnetic polarity time scale across the Permian-Triassic boundary // Geol. Soc. London Spec. Publ., 2006, v. 265, p. 15—38.

Tarduno J.A., Cottrell R.D., Smirnov A.V. High geomagnetic intensity during the mid-Cretaceous from Thellier analyses of single plagioclase crystals // Science, 2001, v. 291 (5509), p. 1779—1783, doi: 10.1126/science.1057519.

Tarduno J.A., Cottrell R.D., Smirnov A.V. The paleomagnetism of single silicate crystals: Recording geomagnetic field strength during mixed polarity intervals, superchrons, and inner core growth // Rev. Geophys., 2006, v. 44 (1), RG1002, doi: 10.1029/2005RG000189.

Thellier E., Thellier O. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // Ann. De Geophys., 1959, v. 15, p. 285—376.

Wilson R.L. The thermal demagnetization of natural magnetic moments in rocks // Geophys. J. Int., 1961, v. 5, p. 45—58.

Поступила 30 декабря 2020 г.,
принята в печать 7 апреля 2021 г.