

УЛЬТРАНИЗКАЯ НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ДЕВОНЕ ПО ПОРОДАМ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2021 г. В. В. Щербакова^{1,*}, Г. В. Жидков¹, В. П. Щербаков¹, И. В. Голованова²,
К. Н. Данукалов², Р. Ю. Сальманова²

¹ГО “Борок” ИФЗ РАН им О.Ю. Шмидта РАН, п. Борок, Ярославская обл., Россия

²Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа, Россия

*E-mail: valia@borok.yar.ru

Поступила в редакцию 05.02.2021 г.

После доработки 18.04.2021 г.

Принята к публикации 18.04.2021 г.

С целью определения интенсивности магнитного поля Земли в девоне изучена коллекция пород баймак-бурибаевской свиты бурибайского вулканического комплекса в Западно-Магнитогорской зоне – Южный Урал, разрез Хворостянка. Возраст комплекса датируется по конодонтовой фауне поздним эмсом раннего девона (D_1e_2 , 408–393 млн лет). Выполнен полный комплекс экспериментов по изучению магнитных и термомагнитных свойств пород и оценке доменной структуры магнитных зерен, проведены микромагнитные и рентгеновские исследования. Показано, что носителями характеристической компоненты природной намагниченности являются одно- и малые псевдооднородные зерна. Палеонапряженность (B_{anc}) определялась методом Телье–Козэ и экспресс-методом Вилсона. На 8 образцах (24 дублях) из двух сайтов получены ультранизкие значения $B_{anc} = (2.01–7.07)$ мкТл. Среднее значение виртуального дипольного момента (VDM) для обоих сайтов близко друг к другу и составляет $\approx 1 \times 10^{22}$ Ам², что почти на порядок величины меньше его современного значения 8×10^{22} Ам². Новые определения B_{anc} подтверждают гипотезу о существовании периода очень слабого поля в девоне, что вновь поднимает вопросы о времени образования твердого ядра Земли и геометрии геомагнитного поля в периоды очень слабой его интенсивности. Новые определения B_{anc} находятся в согласии с уже имеющимися данными по палеонапряженности в девоне, указывая на большую вероятность существования в это время длительного периода слабого поля, интенсивность которого близка к интенсивности недипольных компонент современного поля. Это обстоятельство ставит вопрос о реальной геометрии поля в то время – носило ли оно дипольный или мультипольный характер?

Ключевые слова: палеонапряженность, метод Телье, девон, ультранизкое поле, Южный Урал, время образования твердого ядра.

DOI: 10.31857/S0002333721060077

ВВЕДЕНИЕ

Физические процессы, происходящие в глубинных оболочках Земли, влияют на работу геодинамо и смену его режимов, и это находит свое отражение в поведении базовых характеристик геомагнитного поля, наблюдаемых на поверхности Земли: его интенсивности и пространственной конфигурации. Очевидно, что реконструкция поведения этих параметров на протяжении геологического времени является критически важной для понимания эволюции ядра Земли. К тому же вопрос о соответствии магнитного поля Земли на протяжении, как минимум, фанерозоя, полю центрального осевого диполя, является принципиальным для оценки надежности палеотектонических реконструкций.

К сожалению, из-за дефицита экспериментальных данных и очень неравномерного распределения их во времени, определение ключевых характеристик геомагнитного поля для различных геологических эпох остается актуальной, но далеко не решенной задачей. Имеются периоды, в частности, девонский (419–359 млн лет назад), для которых сведений о палеонапряженности магнитного поля крайне мало, а те данные, которые имеются, указывают на очень необычное, аномальное его поведение.

Первые палеомагнитные исследования на нижнедевонских породах “Old Red Sandstone” (ORS) Шотландии [Creer, Embleton, 1967] показали наличие в их палеомагнитной записи двух палеомагнитных направлений – DI и DII. Для их объяснения была предложена гипотеза, согласно

которой направление D1 соответствует пермско-каменноугольному перемагничиванию, а направление DII рассматривается как первичное девонское и находится в согласии с палеоклиматическими зонами Восточно-Европейской платформы. Но, помимо D1 и DII, в рассматриваемых породах были обнаружены и другие стабильные направления естественной остаточной намагниченности прямой и обратной полярности, которые интерпретировались как переходные к DII [Creag 1968; Храмов и др., 1974]. Из последующих исследований девонских пород Северной Америки и Евразии следовало, что проблема получения истинного девонского полюса является глобальной [Kono, 1979; Latham, Briden, 1975; Jackson et al., 1988; Храмов и др., 1974; Smethurst, Khramov, 1992; Орлова, 1992; Torsvik, 1985; и др.]. “Практически во всех регионах мира в девонских породах фиксируется сложный характер палеомагнитной записи и, как следствие, многовариантность ее интерпретации” [Шацилло, Павлов, 2019].

О поведении в девоне другой важнейшей характеристики поля — напряженности — известно немного. В базах данных по палеонапряженности [Мировая..., 2019; Absolute..., 2015] представлено немногим больше 10 статей, в которых имеются оценки палеонапряженности для соответствующего времени. Исследования выполнены на разных типах горных пород (габбро, обожженные туфы, аргиллиты, порфириды) Азии, Северной Америки и Европы и с использованием разных процедур (Шоу, Ван—Зийла, Вилсона, Телье—Телье, микроволновой). Большая часть результатов указывает на низкие и крайне низкие значения величины геомагнитного поля в девонское время. К сожалению, имеющихся данных по палеонапряженности крайне мало, половина из них получена устаревшими методами, и они, как правило, не удовлетворяют современным критериям надежности. Поэтому получение новых достоверных определений величины палеонапряженности для девона является актуальной задачей.

В данной работе мы представляем результаты определения B_{anc} на коллекции нижнедевонских пород, отобранных на Южном Урале.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Представления разных авторов о развитии Урала по большинству основных проблем, например, о взаимных перемещениях островных дуг и Восточно-Европейской платформы, времени и характере их коллизии и т. п., сильно различаются. Решение многих проблем возможно с помощью палеомагнитных данных, но немногочисленные данные для толщ девонского возраста Магнитогорской зоны и западного склона Южного Урала [Данукалов и др., 1983; Буртман и др., 2000; Петров, Свяжина, 2006] или получены до

1990 г. и не отвечают современным методическим требованиям, или противоречивы. Чтобы иметь палеомагнитные определения, удовлетворяющие современным требованиям, сотрудниками Института геологии УФИЦ РАН был предпринят отбор представительной коллекции образцов девонского возраста в западной части Магнитогорской зоны и западной части Южного Урала (рис. 1).

Основные результаты палеомагнитных исследований этой коллекции уже опубликованы [Голованова и др., 2018а; 2018б]. При дальнейшей работе коллекция была дополнена, и все данные обработаны заново. По их результатам была отобрана небольшая группа образцов, перспективных для определения палеонапряженности (конкретно — из разреза Хворостянка, сайты P3385, P4798 и P4815, рис. 1), и с этой целью передана в ГО “Борок” ИФЗ РАН. Здесь мы приведем краткое изложение палеомагнитных результатов, необходимых для последовательного изложения экспериментов по определению B_{anc} .

Объект

В разрезе Хворостянка обнажены вулканиты нижней подсвиты баймак-бурибаевской свиты (D_{1e_2}) бурибайского вулканического комплекса Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ). Бурибайский вулканический комплекс датирован по конodontовой фауне поздним эмсом раннего девона (408–393 млн лет) [Косарев и др., 2014] и состоит из трех толщ: нижней долерит-базальтовой умеренно-щелочной натриевой серии, средней пиллоу-базальтовой бонинитовой серии, верхней существенно кислой пирокластической. Суммарная мощность комплекса составляет более 1000 м, мощность средней толщи, из которой были отобраны большинство проб, составляет около 700 м. Из разных разрезов всего было отобрано и изучено около 800 образцов.

Образцы, по одному из всех штUFFов, были подвергнуты ступенчатому (до 20 шагов) температурному размагничиванию вплоть до 700°C. Примеры температурной чистки образцов из разреза Хворостянка, сайты P4798, 34802 и P4815, приведены на рис. 2.

Высокотемпературная характеристическая (ChRM) компонента намагниченности, иногда биполярная, выделена в образцах основных эффузивов большинства изученных разрезов, в том числе на участке Хворостянка (рис. 2).

Результаты

Общее среднее направление по всем изученным 27 сайтам девонского возраста [Голованова и др., 2018а] в древней системе координат составляет $D = 253.5^\circ$, $I = 0.3^\circ$, $k = 19.4$, $\alpha_{95} = 6.5^\circ$, что не-

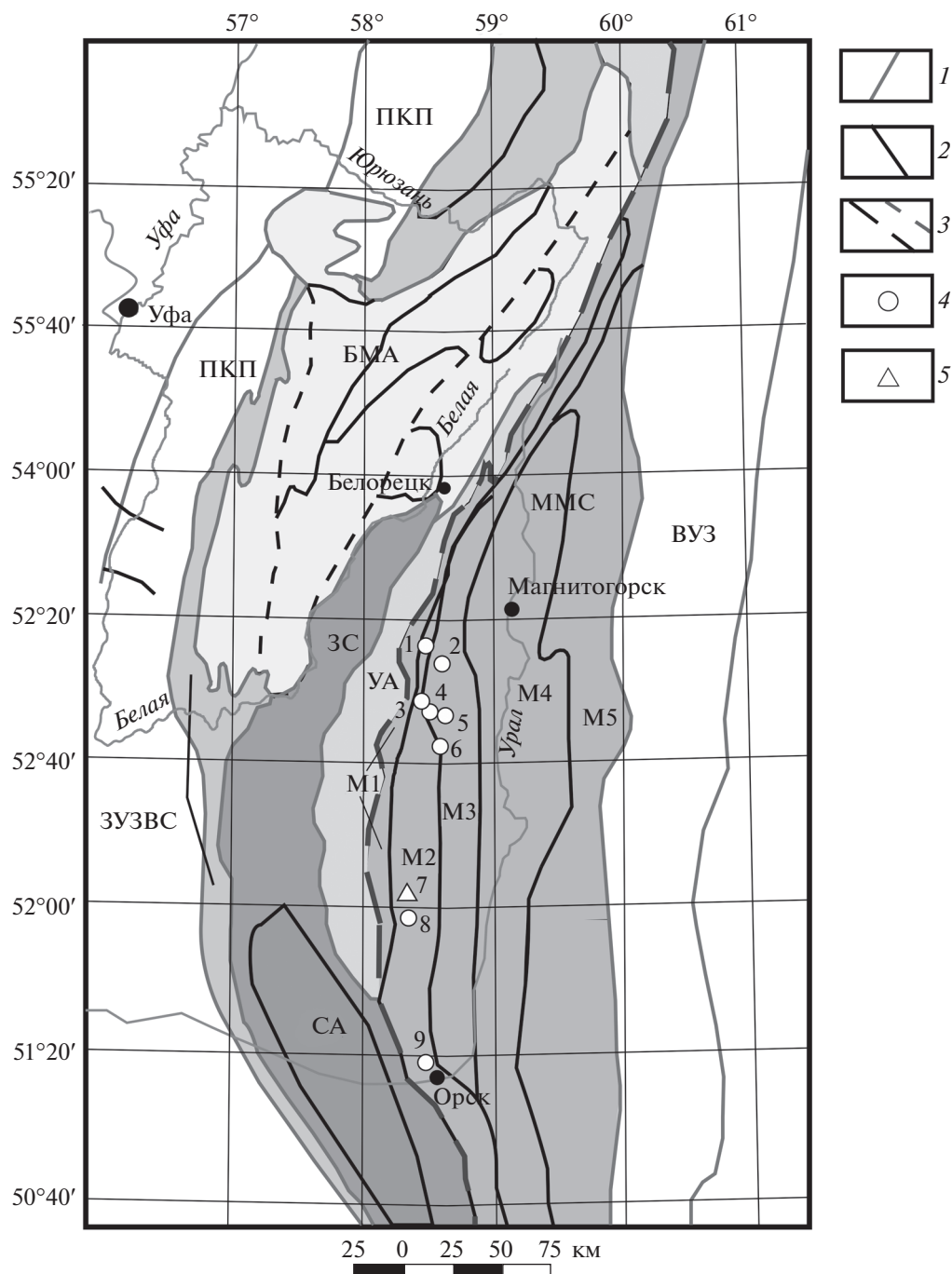


Рис. 1. Упрощенная структурно-тектоническая карта Южного Урала с указанием точек отбора образцов. Условные обозначения и сокращения: 1 – граница между структурами 1 порядка; 2 – граница между структурами 2 порядка; 3 – крупнейшие тектонические разломы; толстым пунктиром показан Главный Уральский разлом; 4 – положение всех опробованных разрезов девонского возраста, пронумерованных по работе [Голованова и др., 2018a]; 5 – положение разреза Хворостянка. Обозначения на карте: ПКП – Предуральский краевой прогиб; ЗУЗВС – Западно-Уральская зона внешней складчатости; БМА – Башкирский мегантиклинорий; ЗС – Зилаирский синклиний; УА – Уралтауский антиклинорий; ГУР – Главный Уральский разлом; ММС – Магнитогорский мегасинклиний; М1 – Вознесенско-Присакмарская зона; М2, М3 – Западно-Магнитогорская зона; М2 – Ирендыкская подзона; М3 – Кизило-Уртымская подзона; М4 – Центрально-Магнитогорская зона; М5 – Восточно-Магнитогорская зона; ВУЗ – Восточно-Уральская зона.

плохо согласуется с опубликованными результатами палеомагнитного изучения девонских пород Магнитогорской зоны на участке Сибай [Буртман

и др., 2000]. Тест обращения [McFadden, McElhinny, 1990] для высокотемпературной компоненты положительный, класс С, $\gamma/\gamma_{кр} = 9.2^\circ/18.4^\circ$. Средние

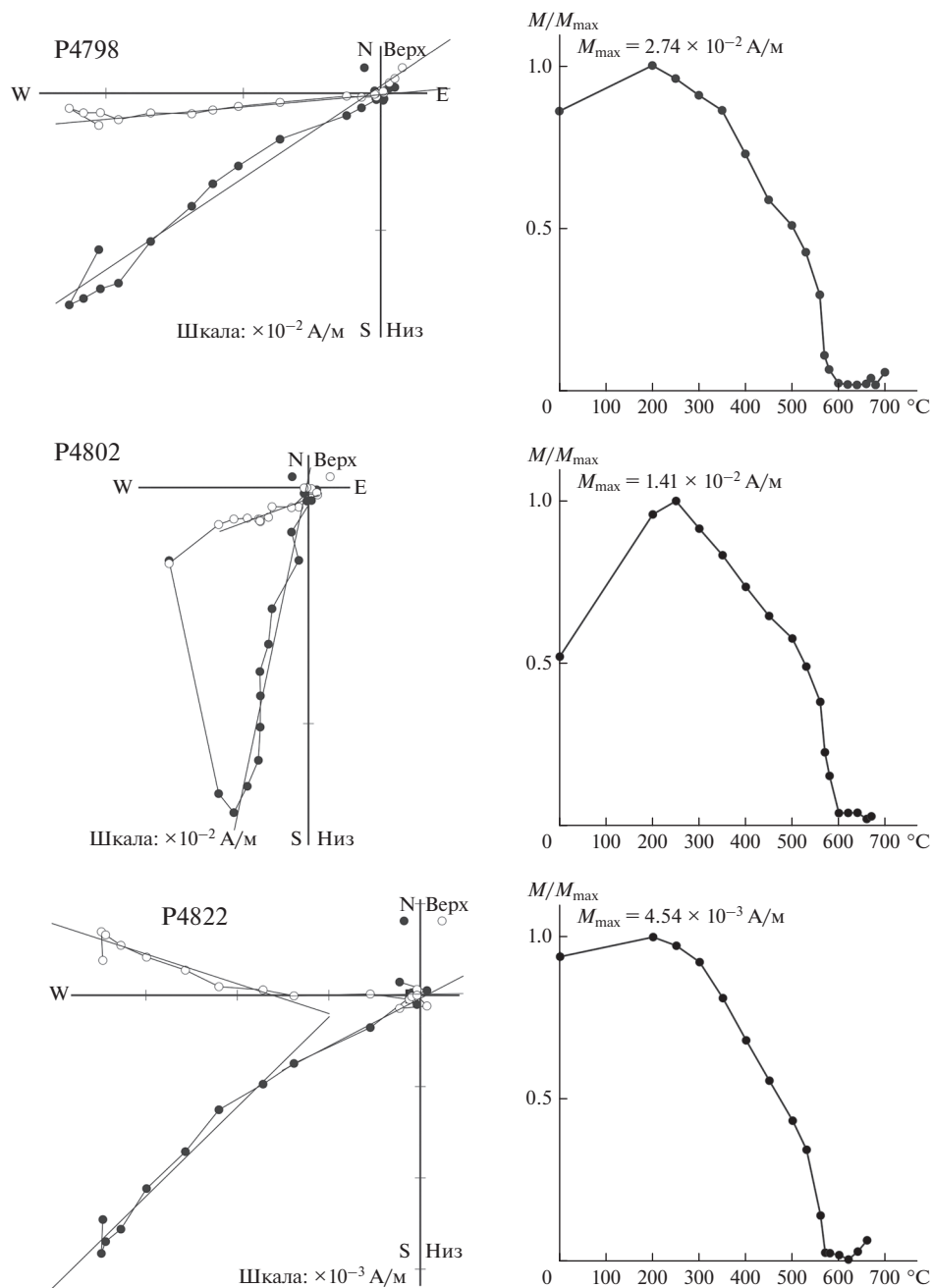


Рис. 2. Примеры температурной чистки образцов из разреза Хворостянка, левый ряд – диаграммы Зийдервелда, правый ряд – нормализованные кривые разрушения природной намагниченности. Образцы P4798, P4802 – сайт P4797, P4822 – сайт P4815. Стратиграфическая система координат.

по всем сайтам направления значительно лучше группируются в древней системе координат ($k_g = 10.2$, $\alpha_{95g} = 9.2^\circ$, $k_s = 19.4$, $\alpha_{95s} = 6.5^\circ$). Тест складки, выполненный в модификации direction-coagestion Р. Энкина [Enkin, 2003], дает положительный результат (DC slope: 0.839 ± 0.220), т.е. высокотемпературная компонента намагниченности доскладчатая. Все это позволяет считать выделенную высокотемпературную компоненту намагниченности первичной.

По 14 сайтам из разреза Хворостянка среднее направление в древней системе координат составляет $D = 242.2^\circ$, $I = 3.9^\circ$, $k = 32.9$, $\alpha_{95} = 7.0^\circ$ (рис. 3) [Голованова и др., 2018а; 2018б].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ

Коллекция образцов, переданных в ГО “Борок” для определения палеонапряженности, содержала 18 (5 + 7 + 6 шт.) неориентированных обрезков

штуфов, представляющих три сайта разреза Хворостянка ($52^{\circ}06'$ с. ш., $58^{\circ}08'$ в. д.). Из них для дальнейших экспериментов выпиливались кубические образцы с ребром 1 см. Успешными для определения B_{anc} оказались породы двух сайтов разреза Хворостянка: P4798 и P4815. Они будут обсуждаться ниже.

Методы

Экспериментальный процесс по определению B_{anc} включал в себя обширный комплекс исследований магнитных и термомагнитных свойств пород. Чтобы оценить температурную стабильность образцов и определить их температуру Кюри T_C , во внешнем магнитном поле 0.45 Тл снимались серии кривых $M_{si}(T)$ при последовательных нагревах образцов до T_i : (100, 200, 300, 400, 500, 600)°C с использованием магнитных весов конструкции Ю. К. Виноградова (ГО “Борок”). На дублях образцов снимались петли гистерезиса, по ним определялись намагниченность насыщения M_s , остаточная намагниченность насыщения M_{rs} , коэрцитивная сила B_c и остаточная коэрцитивная сила B_{cr} . По этим данным рассчитывались отношения M_{rs}/M_s и B_{cr}/B_c и строилась диаграмма Дэй [Day et al., 1977], по которой оценивалась доменная структура (ДС) магнитных зерен – носителей остаточной намагниченности. Измерения магнитных параметров выполнялись на приборе VFTB (Petersen Instruments). Для оценки ДС использовался также термомагнитный критерий [Большаков, Щербакова, 1979; Shcherbakova et al., 2000], по которому оцениваются хвосты $pTRM$. Выполнялись также необходимые микроструктурные и рентгеноструктурные исследования. Описанный комплекс экспериментальных исследований направлен на получение определений B_{anc} , удовлетворяющих современным критериям их надежности.

Определения B_{anc} делались по наиболее надежному методу Телье в версии Коэ [Thellier, Thellier, 1959; Сое, 1967] (первый шаг – нагрев до T_i , охлаждение до комнатной температуры T_0 – в нулевом поле, второй шаг – нагрев до T_i в нулевом поле, охлаждение в лабораторном поле B_{lab} , весь цикл – в воздушной атмосфере). Для контроля изменений ферромагнитного состава через каждые два температурных шага делались повторные нагревы до более низких температур (процедура “чек-точек $pTRM$ ”) [Prévoit et al., 1985]. Полный цикл Телье включал 8–14 двукратных нагревов до последовательно возрастающих температур T_i , в зависимости от поведения природной остаточной намагниченности (NRM) образцов, и 4–7 чек-точек $pTRM$. Чтобы улучшить статистику и повысить надежность получаемых результатов, в экс-

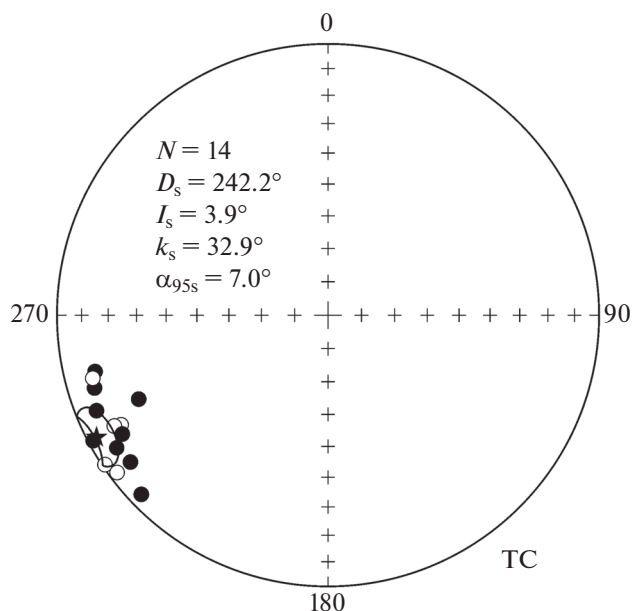


Рис. 3. Стереодиаграмма направлений по 14 сайтам разреза Хворостянка в древней системе координат.

периментах использовались несколько дублей образцов из одного штуфа. Лабораторная намагниченность (TRM) создавалась в лабораторном поле B_{lab} , равном 10 или 5 мкТл.

Эксперименты выполнялись в экранированной печи с остаточным полем внутри нее ~100 нТл и, частично, в вибрационном двухкомпонентном термомагнитометре 2D-VSM. Магнитометр 2D-VSM (ГО “Борок”) позволяет выполнять процедуру Телье по заданной программе при измерении двух горизонтальных компонент остаточной намагниченности образца. Чувствительность прибора 2×10^{-9} Ам², максимальное доступное внешнее поле – 0.2 мТл, остаточное поле <100 нТл. Чтобы свести к минимуму возможные ошибки из-за потери при измерении одной компоненты намагниченности, вначале на кубике выполнялись измерения NRM в 3-х плоскостях, после чего он укреплялся в держателе термомагнитометра так, чтобы в горизонтальной плоскости были 2 самые сильные компоненты. По оценкам, ошибка измерения полной NRM при этом не превышает 10%. Измерения остаточной намагниченности в процессе экспериментов, проводимых в малой печи, выполнялись на спин-магнитометре JR-6 (AGICO) (чувствительностью 2×10^{-10} Ам²). Отметим, что результаты определения B_{anc} на дублях образцов, которые прошли процедуру Телье–Коэ в малой печи и на 2-х-компонентном магнитометре, практически не различаются. На дублях всех образцов выполнялся также экспресс-метод Вилсона, в котором сравниваются на предмет подобия кривые разрушения температурой двух на-

магнитностей: $NRM(T)$ и лабораторной $TRM(T)$. Этот метод, в случае подобия обозначенных кривых, служит сильным доводом в пользу термоостаточной природы остаточной намагниченности исследуемых образцов и позволяет сделать экспресс-оценку B_{anc} . Как правило, оценки поля B_{anc} , полученные на дублях одного образца двумя методами – Телье–Коэ и Вилсона – были близки друг к другу.

Магнитные и термомагнитные свойства пород

Определенные трудности в исследовании данной коллекции представляет то обстоятельство, что все образцы сайтов P4798 и P4815 оказались слабомагнитными. На сериях кривых $M_{si}(T)$ хорошо видно присутствие заметной парамагнитной составляющей, которая сильно уплощает кривые $M_{si}(T)$ (рис. 4, а1) и даже делает их вогнутыми (рис. 4, б1). Соответственно, при нагреве до $T = 700^\circ\text{C}$ на этих кривых виден заметный парамагнитный “хвост”. Вместе с тем, на приведенных рисунках (рис. 4, а1–б1) видно, что кривые $M_{si}(T)$ мало изменяются в процессе нагревов, что указывает на устойчивость к нагревам ферромагнитной составляющей изучаемых пород. Температура Юри определялась по максимуму первой производной [Fabian et al., 2013], на всех образцах она оказалась близкой к магнетитовой $T_C \cong 580^\circ\text{C}$.

На петлях гистерезиса также доминирует парамагнитная составляющая (рис. 4, а2–б2). Измерения гистерезисных параметров показали, что репрезентативные точки параметров M_{rs}/M_s и B_{cr}/B_c образцов обоих сайтов (P4797 и P4815) на диаграмме Дзя (рис. 4в) находятся в области малых псевдооднородных (ПОД) и однодоменных (ОД) размеров зерен. Оценка доменной структуры по термомагнитному критерию представлена на рис. 4 (а3–б3, а4–б4), где для двух образцов (по одному из каждого сайта) приведены кривые размагничивания двух $pTRM$, созданных в интервалах: низкотемпературном ($450-T_0$) $^\circ\text{C}$ (рис. 4, а3–б3) и высокотемпературном ($540-450$) $^\circ\text{C}$, по которому оценивалась величина B_{anc} (рис. 4, а4–б4). Легко видеть, что у образца P4798 (сайт P4797, рис. 4, а3–а4) обе $pTRM$ вообще не обнаруживают “хвостов”, т.е. фиксируется чисто однодоменное поведение. У образца P4822 (сайт P4815) (рис. 4, б3–б4) у обеих $pTRM$ видны минимальные по значению “хвосты” (<5–3%), что указывает на поведение, близкое к ОД. Таким образом, оба метода оценки ДС (диаграмма Дзя и термомагнитный) указывают на ОД- и/или малый ПОД- размер магнитных зерен, которые, как известно, являются наиболее надежными носителями остаточной намагниченности.

Сделанные выше выводы подтверждаются электронномикроскопическими и рентгеногра-

фическими исследованиями. На рис. 5 представлены микрофотографии образца P4808, на которой видны очень мелкие зерна магнитной фракции размером от 0.1 до 5 микрон, запечатанные в силикатной матрице. Микрозондовый анализ показал, что зерна представляют из себя магнетит с небольшими примесями. Анализ дифрактограмм также указал на присутствие в образцах магнетита (значение параметра элементарной ячейки магнетита близко к стехиометрическому $a_0 \approx 0.839$ нм). В совокупности это позволяет утверждать, что магнетит в образце представлен очень мелкими зернами, рассеянными в силикатной матрице. Согласно работе [Tarduno et al., 2006], выпадение магнетита из силикатной матрицы происходит при температурах, превышающих T_C этого минерала. Отсюда следует, что NRM с большой вероятностью имеет термоостаточную природу, при этом зерна, запечатанные в силикатной матрице, надежно защищены от последующих химических и структурных изменений, что обеспечивает хорошую сохранность палеомагнитной записи.

Анализ и селекция результатов

В палеомагнитной литературе на сегодняшний день разработан и рекомендуется к использованию целый ряд количественных и качественных критериев оценки результатов определения величины палеонапряженности, наиболее важные из которых перечислены далее. Для оценки результата B_{anc} по диаграмме Арай–Нагата, построенной по измерениям процедуры Телье, вводятся следующие параметры: T_1-T_2 ($T_1 < T_2$) – температурный интервал, в котором проводилась оценка древнего поля (далее “*fit*-интервал”); N_p – число точек в этом интервале; g – “*gap*-фактор”, показатель равномерности уменьшения NRM , стремится от 0 к 1 при росте числа N_p и равномерности; q – показатель “качества” определения, объединяет в себе показатели b, f, g и σ_b ($q = fg|b|/\sigma_b$) [Coe et al., 1978]; f – рассматриваемая доля (фракция, сегмент) NRM в пределах T_1-T_2 , которая берется по отношению к значению NRM в точке пересечения аппроксимирующей прямой линии (далее – “*fit*-линии”) и оси ординат; b – тангенс угла наклона *fit*-линии; σ_b – стандартная ошибка тангенса угла наклона; $\sigma(B_{anc})$ – стандартная ошибка определения палеонапряженности; β – мера разброса точек относительно *fit*-линии, равна отношению $\sigma(B_{anc})$ к абсолютному значению B_{anc} ; $FRAC$ – доля (фракция) векторной суммы изменений NRM в пределах T_1-T_2 относительно векторной суммы изменений NRM в пределах всего температурного интервала размагничивания [Shaag, Tauxe, 2013]; $\delta(CK)$ – отношение максимального абсолютного значения отклонений чек-точек в пределах $T < T_2$ к значению TRM при пересечении *fit*-линии и оси

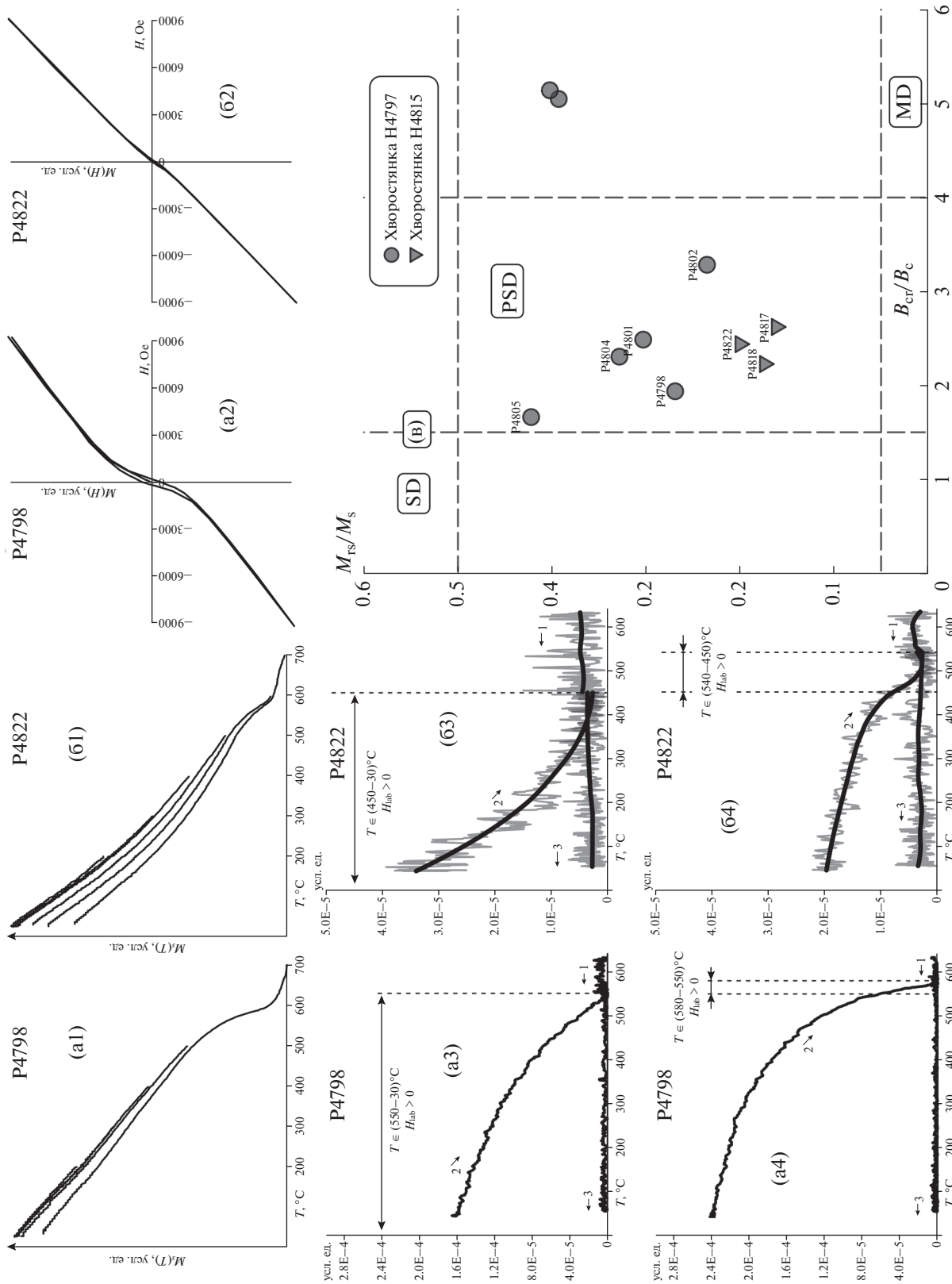


Рис. 4. Иллюстрация магнитных и терромагнитных свойств образцов: (a1)–(b1) – кривые намагниченностей насыщения $M_{si}(T) = f(T)$ при нагревах до последовательно возрастающих температур T_i ; (a2)–(b2) – петли гистерезиса. Оценка доменной структуры по терромагнитному (ТМ) критерию (a3), (a4), (b3), (b4): нагрев до T_2 и охлаждение до T_1 , rIRM(T_2, T_1, B_{lab}). Пунктирные линии обозначают интервал создания rIRM(T_2, T_1), где $B_{lab} \neq 0$: (a1)–(a4) – образец P4798 (сайт P4797); (b1)–(b4) – образец P4822 (сайт P4815); (b5) – диаграмма Дзю.

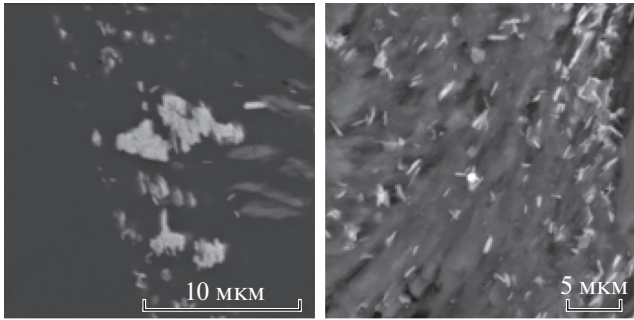


Рис. 5. Микрофотографии (в обратно рассеянных электронах) предварительно протравленного соляной кислотой (в течение 30 с) образца P4808 (сайт 4797) в исходном состоянии. На обеих фотографиях видны очень мелкие зерна магнетита субмикронных и микронных размеров, рассеянные в силикатной матрице.

абсцисс [Leonhardt et al., 2004]; $DRAT$ – отношение максимального абсолютного значения отклонений чек-точек $pTRM$ в пределах $T < T_2$ к длине fit -линии в интервале T_1-T_2 [Selkin, Tauxe, 2000]; $CDRAT$ – кумулятивный показатель отклонений чек-точек $pTRM$, равен отношению абсолютного значения суммы всех отклонений с учетом знака в пределах $T < T_2$ к длине fit -линии в интервале T_1-T_2 [Kissel, Laj, 2004]; $mDRAT$ – среднее относительное отклонение чек-точек $pTRM$, равно отношению $CDRAT$ к числу чек-точек $pTRM$ в пределах $T < T_2$ [Paterson et al., 2014]; Для оценки качества определения B_{anc} предлагаются следующие граничные значения этих параметров: [Paterson et al., 2014] $N_p \geq 4$; $q \geq (1-5)$; $f \geq 0.35$ (35%); $\beta \leq 0.1$ (10%); $\delta(CK) \leq 7\%$; $DRAT \leq 10\%$; $CDRAT \leq 11\%$; $FRAC \geq 0.45$ (45%) [Paterson et al., 2015]; $mDRAT \leq 10\%$ (категория “А”) [Blanco et al., 2012].

При анализе полученных нами данных и их селекции выполнялись все современные требования к результатам по определению B_{anc} : отбирались те диаграммы Арай–Нагата, у которых точки (не менее 4-х) располагались вдоль прямой линии в максимально большом температурном интервале, близком к T -интервалу, где в процессе термочистки выделялась характеристическая компонента остаточной намагниченности ($ChRM$); изменение NRM при этом составляло не менее 30%, смещение чек-точек $pTRM < 10\%$ полной TRM и т.д. (численные значения использованных параметров отражены в табл. 1).

Результаты

После анализа данных, полученных по методу Телье–Коэ, и их селекции оказались успешными определения B_{anc} на 5 образцах (16 дублях) сайта P4797 и 3 образцах (8 дублях) сайта P4815. Примеры таких определений показаны на рис. 6, где

приведены (слева направо) диаграммы Арай–Нагата, Зийдервелда и графики к методу Вилсона. Сводка полученных результатов, прошедших селекцию, представлена в табл. 1. Маркировка номеров образцов “jг6” и “2d” в первой колонке табл. 1 указывает, что образец проходил процедуру Телье–Коэ в малой печи или на 2-х-компонентном магнитометре, соответственно. В последнем случае на диаграмме Зийдервелда видна проекция вектора NRM только на плоскость XY . В крайней справа колонке табл. 1 показаны оценки B_{anc} по методу Вилсона.

Оценка поля проводилась в высокотемпературном интервале (далее “ fit -интервале”), который для разных образцов различался в пределах (400–450)–(550–600)°С. На диаграммах Арай–Нагата (рис. 6, а1–а3) в fit -интервале позиции чек-точек $pTRM$ и первичных точек очень близки, что указывает на отсутствие химических и/или структурных изменений в образце в процессе эксперимента. На этих диаграммах прослеживаются также низкотемпературные компоненты NRM , которые разрушаются при (250–300)°С, и в интервале (300–450)°С – слабые среднетемпературные компоненты.

На графиках к методу Вилсона (рис. 6, а3–в3) видно хорошее подобие кривых $NRM(T)$ и $TRM(T)$.

Оба метода (Телье–Коэ и Вилсона) на всех образцах дают близкие крайне низкие значения величины палеополя B_{anc} , которые меняются в пределах (2–7) мкТл (при современном значении ≈ 50 мкТл). Средние значения B_{anc} по изученным двум сайтам и соответствующие им значения VDM , посчитанные с использованием палеонаклонений I_{anc} , полученных ранее при термочистке, показаны в табл. 2. Оба значения VDM (0.95 и 1.05) $\times 10^{22}$ Ам² крайне малы в сравнении с современным $VDM \approx 8 \times 10^{22}$ Ам².

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Новые определения палеонапряженности B_{anc} получены на породах двух сайтов (P4798 и P4815) разреза Хворостянка. Из результатов электронно-микроскопических и рентгенографических исследований следует, что магнитная фракция в образцах этих сайтов представлена очень мелкими зёрнами магнетита размером от 0.1 до 5 микрон, запечатанными в силикатной матрице, что обеспечивает их сохранность во времени от химических изменений. Оценки доменной структуры двумя методами (по диаграмме Дэй и термомагнитному критерию) также указывают на то, что носителями $ChRM$ являются одно- или малые псевдооднодоменные зёрна, которые являются наиболее надежными носителями остаточной намагниченности. Оценки B_{anc} , приведенные в табл. 1, удо-

Таблица 1. Сводка полученных определений палеонапряженности

Сайт/Образец	B_{lab}	T_1-T_2	N_p	g	q	f	B_{anc}	σ_B	β	$FRAC$	$\delta(CK)$	$DRAT$	CDR	mDR	B_W
Сайт P4797 (4798-4804)															
P4798(3)_jr6.sr2	10	450–630	10	0.812	24.3	0.97	3.9	0.1	0.032	0.826	10.30	9.92	–6.67	2.73	4.70
P4798(4)_2d.sr2	10	450–600	13	0.848	35.9	0.97	3.9	0.1	0.023	0.850	4.06	3.89	7.04	1.16	
P4798_jr6.sr2	10	450–580	6	0.451	6.9	0.87	3.9	0.2	0.057	0.614	1.72	1.84	–3.33	1.25	
P4798_2d.sr2	10	450–590	11	0.577	14.6	0.88	3.3	0.1	0.035	0.714	1.61	1.74	–1.48	0.84	
P4798-2_jr6.sr2	10	450–580	9	0.812	9.2	0.82	3.4	0.2	0.072	0.618	3.88	4.51	0.94	2.01	
P4800_jr6.sr2	10	300–540	6	0.773	2.6	0.64	6.3	1.2	0.190	0.345	5.57	7.38	11.51	3.84	
P4800-2_jr6.sr2	10	400–540	5	0.736	2.9	0.57	7.0	1.0	0.147	0.325	4.12	5.87	5.73	3.00	
P4801_jr6.sr2	10	500–600	6	0.689	16.0	0.78	2.9	0.1	0.034	0.465	2.68	3.29	4.18	1.13	
P4801-2_jr6.sr2	10	450–580	9	0.812	16.9	0.82	4.9	0.2	0.039	0.702	3.21	3.52	–5.66	1.52	
P4801(2)_jr6.sr2	10	500–600	8	0.79	12.7	0.75	3.8	0.2	0.047	0.537	3.70	4.62	1.99	1.72	
Сайт P4815 (4815-4822)															
P4817_jr6.sr2	10	400–540	6	0.612	5.9	0.59	3.9	0.2	0.062	0.384	1.69	2.66	3.71	1.58	3.68
P4818_jr6.sr2	10	400–550	7	0.738	2.1	0.45	4.4	0.7	0.161	0.219	2.72	5.59	6.94	2.82	
P4818(2)_jr6.sr2	5	400–550	6	0.498	3.8	0.83	3.5	0.4	0.108	0.464	3.36	3.33	3.03	1.56	
P4822_jr6.sr2	10	400–530	4	0.624	2.3	0.38	4.1	0.4	0.104	0.204	0.54	1.29	1.44	0.72	
P4822(2)_jr6.sr2	10	400–550	6	0.785	3.6	0.67	3.3	0.5	0.146	0.333	3.23	4.55	9.90	3.30	
P4822-2_jr6.sr2	10	400–520	4	0.579	1.5	0.49	4.7	0.9	0.182	0.218	6.24	11.66	10.46	6.44	
P4822(3)_jr6.sr2	10	400–550	6	0.744	2.8	0.65	3.3	0.6	0.176	0.288	4.79	6.98	8.36	3.27	
P4822(4)_jr6.sr2	5	400–540	5	0.724	4.4	0.65	5.4	0.6	0.108	0.333	4.62	4.81	2.01	2.54	

Примечания: B_{lab} – лабораторное поле; $\sigma_B = \sigma(B_{anc})$, CDR – $CDRAT$; mDR – $mDRAT$; B_W – определение палеонапряженности методом Вилсона. Остальные параметры пояснены в тексте.

Таблица 2. Средние по сайтам значения D_{anc} , I_{anc} , B_{anc} и VDM

Сайт	Палеомагнитные данные			Определение палеонапряженности				
	N/n	$D_{anc}, ^\circ$	$I_{anc}, ^\circ$	N/n_{pi}	$B_{anc}, \text{мкТл}$	$\sigma(B_{anc}), \text{мкТл}$	$VDM, \times 10^{22} \text{ Ам}^2$	$\sigma(VDM), \times 10^{22} \text{ Ам}^2$
P4797	9/6	247.9	9.8	5/16	3.73	0.36	0.954	0.09
P4815	9/6	266.2	–8.5	3/8	4.08	0.26	1.040	0.07

Примечания: N – количество образцов (штурфов); n – количество образцов с успешными (принятыми) определениями; D_{anc} , I_{anc} – палеосклонение и паленаклонение в древней системе координат; n_{pi} – количество успешных (принятых) определений; B_{anc} – палеонапряженность, определенная методом Телье; $\sigma(B_{anc})$ – стандартная ошибка B_{anc} ; VDM – виртуальный дипольный магнитный момент Земли; $\sigma(VDM)$ – стандартная ошибка VDM .

влетворяют современным критериям отбора и имеют высокие численные параметры качества. Все это в совокупности позволяет говорить о достоверности полученных нами результатов.

Оценки B_{anc} по образцам двух сайтов меняются в пределах (2.01–7.07) мкТл, средние по сайтам значения B_{anc} составляют (3.73 и 4.08) мкТл и

$VDM \approx 1 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ (при современном $VDM \approx 8 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$).

Наши новые определения палеонапряженности в девоне, ультранизкие по своей величине, согласуются с уже имеющимися аналогичными результатами по этому периоду. Это легко видеть на рис. 7, где показаны величины VDM для интер-

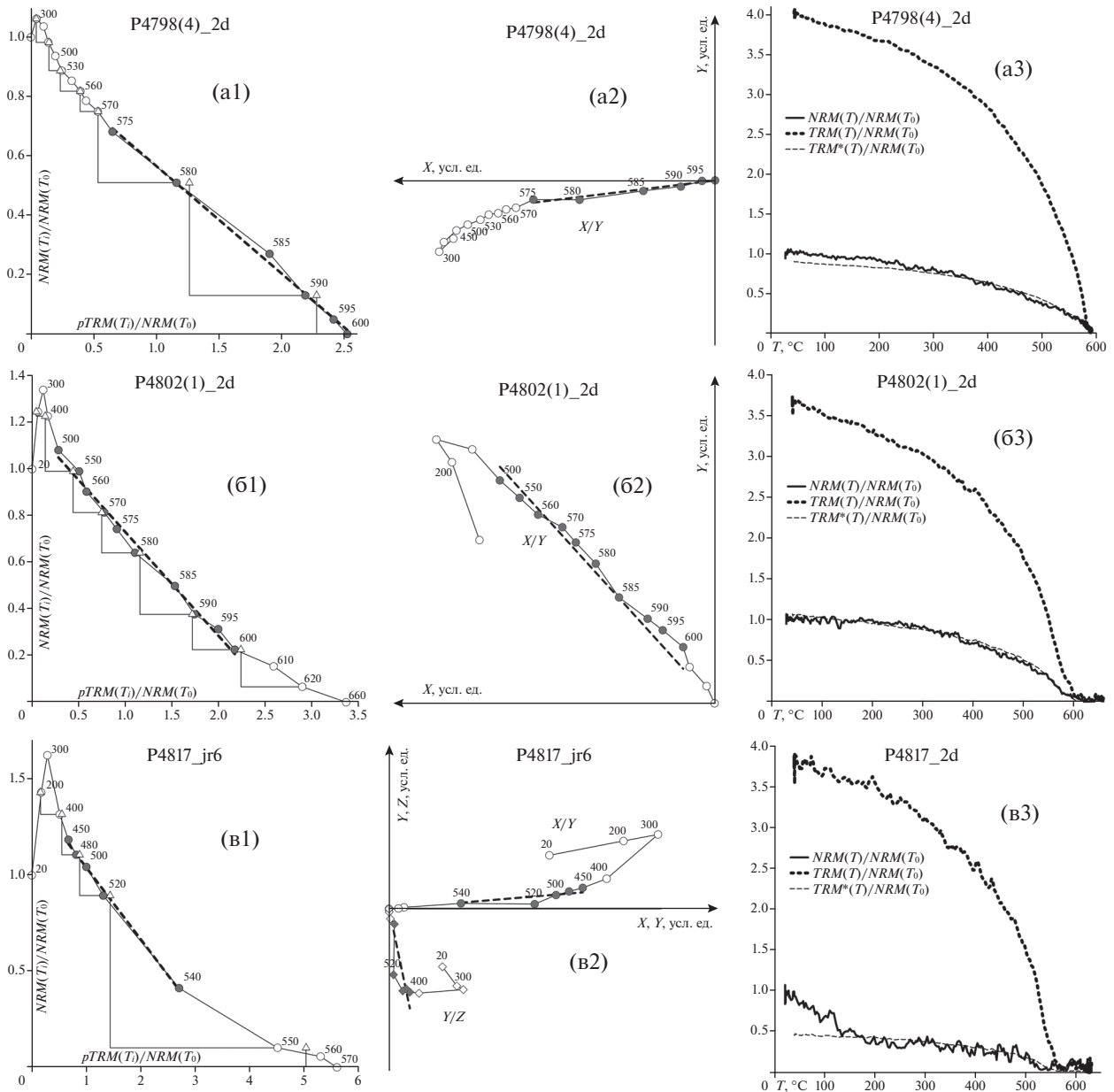


Рис. 6. Иллюстрации к процедурам Телье–Коэ и Вилсона, сверху вниз: образцы P4798, P4804 (сайт P4797) и P4817 (сайт P4815): (a1)–(v1) диаграммы Арай–Нагата, треугольники – чек-точки $pTRM$, пунктиром отмечен fit -интервал, по которому оценивается B_{anc} ; (b1)–(b3) – диаграммы Зийдервелда [Zijderveld J., 1967] (в координатах образца), построенные по данным процедуры Телье–Коэ; (v1)–(v3) к процедуре Вилсона: $NRM(T, B_{anc}) = f(T)$ и $TRM(T, B_{lab}) = f(T)$.

вала 600–300 млн лет, взятые из мировой базы данных (МБД) [Мировая..., 2019], и наши новые определения. Ввиду малочисленности, из МБД для анализа взяты все данные, полученные методом Телье (включая результаты Г. М. Солодовникова [1996], без процедуры чек-точек $pTRM$). Обращает на себя внимание экстремальный разброс результатов: от единичных очень высоких значений $VDM \approx 10.5 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ до многочисленных очень низких величин $\approx 1 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$. Отметим, что временной интервал на графике 600–300 млн лет

включает эдиакарий, поскольку по породам этого возраста также недавно были получены крайне низкие величины VDM [Vono et al., 2019; Shcherbakova et al., 2020].

К этому следует добавить, что, как отмечалось во ВВЕДЕНИИ, в девоне палеомагнитные данные также обнаруживают существенные особенности. Конкретно, речь идет о многочисленных свидетельствах [Evans, Noe 2007; Шацлло, Павлов, 2019; ссылки во ВВЕДЕНИИ] о значимо различающихся палеомагнитных полюсах, суще-

ствование которых трудно объяснить перемагничиванием или влиянием локальной тектоники. Сочетание этих двух факторов поля в девоне — низкая (крайне низкая) величина и возможная хаотичность палеомагнитных направлений — заставляет предположить, что геомагнитное поле в девоне имело слабую дипольную составляющую и в некоторые периоды могло носить даже мультиполярный характер. Напомним, что модель геометрии поля с доминирующей дипольной компонентой служит исходным постулатом для палеомагнитных реконструкций, так что обнаружение периодов очень слабой напряженности геомагнитного поля в геологическом прошлом может привести к серьезным трудностям в интерпретации палеомагнитных данных по соответствующему временному интервалу.

Фундаментальной и нерешенной проблемой естествознания является вопрос о времени образования внутреннего твердого ядра Земли. Поскольку кристаллизация твердого вещества из расплава определяется, в значительной мере, скоростью остывания молодой Земли, то и время образования внутреннего ядра критически зависит от теплопроводности жидкого ядра и параметров, контролирующих конвекцию. Но реальные значения этих физических параметров внутри Земли неизвестны, при теоретических расчетах их величины у разных авторов различаются на порядки, в результате оценки времени образования твердого ядра при теоретических расчетах их величины у разных авторов заметно различаются. Так, авторы работы [Aubert et al., 2009] предсказывают, что время возникновения твердого ядра лежит в пределах — от 0.8 до 1.8 млрд лет назад, авторы работ [Driscoll, Bercovici, 2014; Driscoll, 2016] допускают в качестве нижней границы величину в 600 млн лет тому назад. Авторы работ [Pozzo et al., 2012; Zhang et al., 2015] говорят о возрасте твердого ядра в 1 млрд лет и т. д.

Ввиду такой неопределенности, в литературе возлагаются большие надежды на то, что большую помощь в ответе на вопрос о времени возникновения внутреннего твердого ядра могут дать исследования палеонапряженности. Это связано с тем, что, согласно численным магнитогидродинамическим моделям ядра Земли [Buffett et al., 1992; Glatzmaier, Roberts, 1997; Labrosse, Macouin, 2003; Aubert et al., 2009], процесс формирования твердого ядра должен сопровождаться резким изменением режима работы магнитного геодинамо и, в частности, резким ростом напряженности магнитного поля [Biggin et al., 2015].

Имея в виду вышесказанное, понятно, как важно иметь намного больше надежных определений B_{anc} в отмеченном интервале 600–300 млн лет, где уже есть данные о крайне низком поле. К сожалению, в девоне определений B_{anc} мало, а

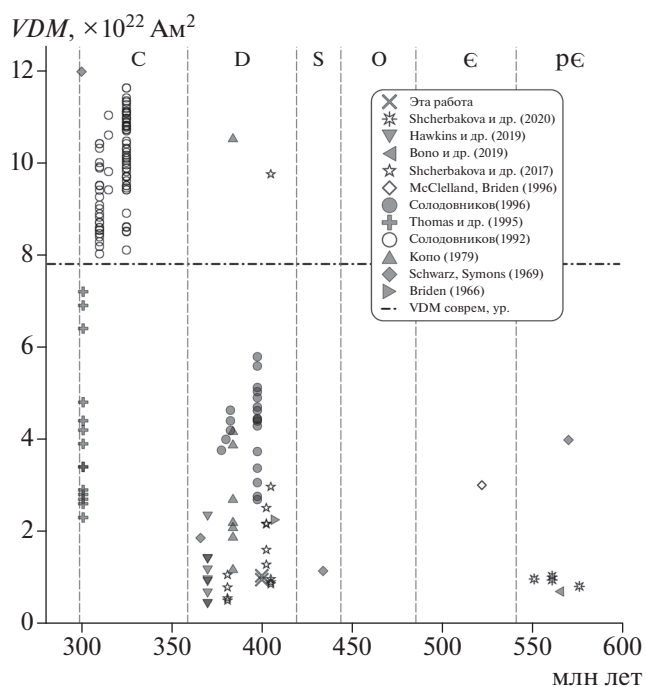


Рис. 7. Значения виртуального дипольного момента геомагнитного поля (VDM) в интервале 600–300 млн лет, представленные в мировых базах данных, и полученные в этой работе.

весь интервал между девоном и эдиакарием вообще пустой с точки зрения данных по палеонапряженности, что не позволяет делать какие-либо обоснованные заключения о поведении поля на всем представленном временном промежутке и о времени формирования твердого ядра.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Методом Телье получены новые, отвечающие современным критериям надежности определения напряженности магнитного поля Земли B_{anc} для конца раннего девона, соответствующие значению $VDM \approx 1 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$.

2. Полученные результаты подтверждают гипотезу о существовании периода очень низкой интенсивности геомагнитного поля в девоне, что свидетельствует об актуальности решения вопроса о времени образования твердого ядра и геометрии магнитного поля Земли в периоды его ультранизкой интенсивности.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19 05 00443 и государственного задания ИФЗ РАН им. О.Ю. Шмидта. Палеомагнитная часть работы выполнена в ИГ УФИЦ РАН в рамках темы государственного задания № 0246-2019-0087.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность В.А. Цельмовичу и Н.А. Афиногеновой за помощь в проведении микроскопических и рентгеновских исследований, которые проводились в рамках темы государственного задания ИФЗ РАН. Авторы выражают также искреннюю признательность рецензентам за внимательное прочтение статьи и сделанные полезные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большаков А.С., Щербакова В.В.* Терромагнитный критерий определения доменной структуры ферромагнетиков // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1979. № 2. С. 38–47.
- Буртман В.С., Гурарий Г.З., Дворова А.В., Кузнецов Н.Б., Шипунов С.В.* Уральский палеоокеан в девонское время (по палеомагнитным данным) // Геотектоника. 2000. № 5. С. 61–70.
- Веселовский Р.В.* Палеомагнетизм крупных магматических провинций Северной Евразии: геодинамические следствия. Автореферат дисс... на соискание степени докт. геол.-мин. наук: М.: Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. 2016. С. 42.
- Голованова И.В., Данукалов К.Н., Пучков В.Н., Косарев А.М., Сальманова Р.Ю.* Положение Магнитогорской дуги в девоне по палеомагнитным данным // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. 2018а. № 12. С. 85–93.
- Голованова И.В., Данукалов К.Н., Пучков В.Н., Косарев А.М., Сальманова Р.Ю.* Палеомагнитные исследования в девонских и каменноугольных породах Южного Урала: независимый тест представлений о коллизии Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины континента Лавруссия // Докл. РАН. 2018б. Т. 482. № 1. С. 64–67.
- Данукалов Н.Ф., Кондручина Л.С., Черников А.П.* Палеомагнетизм палеозоя Южного и Среднего Урала. Уфа: БФ АН СССР. 1983. 119 с.
- Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В.* Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. 2014. № 2. С. 3–25.
- Мировая база данных по палеонапряженности [Электронный ресурс] // сайт ГО “Борок” ИФЗ РАН. 2019. URL: <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/database.html> (дата обращения: 29.01.2021).
- Орлова М.И.* Палеомагнетизм девона зоны сочленения Донбасса с Приазовьем. Дис. ... на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. Киев: Национальная академия наук Украины. Институт геофизики им. С.И. Субботина. 1992.
- Петров Г.А., Свяжина И.А.* Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера. 2006. № 4. С. 23–39.
- Солодовников Г.М.* Напряженность геомагнитного поля в среднем карбоне (Узбекистан) // Физика Земли. 1992. № 4. С. 71–76.
- Солодовников Г.М.* Палеонапряженность геомагнитного поля в раннем и среднем девоне // Физика Земли. 1996. № 7. С. 64–71.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Осипова Э.П., Погарская И.А., Родионов В.П., Слауцитайс И.П., Смирнов Л.С., Форш Н.Н.* Палеомагнетизм палеозоя // Труды ВНИГРИ. 1974. № 335. С. 3–238.
- Шацлло А.В., Павлов В.Э.* Систематика палеомагнитных направлений раннего-среднего девона Минусинских впадин: новые данные и старые проблемы // Физика Земли. 2019. № 3. С. 97–116.
- Aubert J., Labrosse S., Poitou C.* Modelling the palaeo-evolution of the geodynamo // Geophys. J. Int. 2009. V. 179. № 3. P. 1414–1428.
- Absolute palaeointensity (PINT) database [Электронный ресурс] // домен сайта Ливерпульского Университета. Великобритания. 2015. URL: <http://earth.liv.ac.uk/pint/> (дата обращения: 29.01.2021).
- Biggin A.J., Piispa E.J., Pesonen L.J., Holme R., Paterson G.A., Veikkolainen T., Tauxe L.* Palaeomagnetic field intensity variations suggest Mesoproterozoic inner-core nucleation // Nature. 2015. V. 526. № 7572. С. 245–248.
- 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. 204–205. P. 11–21.
- Bono R.K., Tarduno J.A., Nimmo F., Cottrell R.D.* Young inner core inferred from Ediacaran ultra-low geomagnetic field intensity // Nat. Geosci. 2019. V. 12. № 2. P. 143–147.
- Briden J.C.* Estimates of direction and intensity of the palaeomagnetic field from the Mugga Mugga Porphyry, Australia // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1966. V. 11. № 3. P. 267–278.
- Buffett B.A., Huppert H.E., Lister J.R., Woods A.W.* Analytical model for solidification of the Earth's core // Nature. 1992. V. 356. № 6367. P. 329–331.
- Coe R.S.* The determination of paleo-intensities of the Earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non-ideal behavior in Thellier's method // J. Geomagn. Geoelectr. 1967. V. 19. № 3. P. 157–179.
- 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. Solid Earth. 1978. V. 83. № B4. P. 1740–1756.
- Cogne J.P.* PaleoMac: A Macintosh™ application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. V. 4. № 1. P. 1007.
- Creer K.M., Embleton B.J.J.* Devonian palaeomagnetic pole for Europe and N. America // Nature. 1967. V. 214. № 5083. P. 42–43.
- Creer K.M.* Palaeozoic palaeomagnetism // Nature. 1968. V. 219. № 5151. P. 246–250.
- Davies C.J.* Cooling history of Earth's core with high thermal conductivity // Phys. Earth Planet. Inter. 2015. V. 247. P. 65–79.

- 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.
- Driscoll P.E. Simulating 2 Ga of geodynamo history // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43. № 11. P. 5680–5687.
- Driscoll P., Bercovici D. On the thermal and magnetic histories of Earth and Venus: Influences of melting, radioactivity, and conductivity // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2014. V. 236. P. 36–51.
- Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada. 1994. V. 16. P. 16.
- Enkin R.J. The direction–correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies // *Earth and Planetary Science Letters.* 2003. V. 212. № 1–2. P. 151–166.
- Evans M.E., Hoyer G.S. Testing the GAD throughout geological time // *Earth, Planets Sp.* 2007. V. 59. № 7. P. 697–701.
- Fabian K., Shcherbakov V.P., McEnroe S.A. Measuring the Curie temperature // *Geochemistry, Geophys. Geosystems.* 2013. V. 14. № 4. P. 947–961.
- Glatzmaier G.A., Roberts P.H. Simulating the geodynamo // *Contemp. Phys.* 1997. V. 38. № 4. P. 269–288.
- Gubbins D., Alfè D., Masters G., Price G.D., Gillan M. Gross thermodynamics of two-component core convection // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 157. № 3. P. 1407–1414.
- Hawkins L.M.A., Anwar T., Shcherbakova V.V., Biggin A.J., Kravchinsky V.A., Shatsillo A.V., Pavlov V.E. An exceptionally weak Devonian geomagnetic field recorded by the Viluy Traps, Siberia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 506. P. 134–145.
- Jackson M., McCabe C., Ballard M.M., Voo R. Van der. Magnetite authigenesis and diagenetic paleotemperatures across the northern Appalachian basin // *Geology.* 1988. V. 16. № 7. P. 592.
- Kissel C., Laj C. Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations: Application to Hawaiian basaltic long cores // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2004. V. 147. № 2–3 SPEC.ISS. P. 155–169.
- Koker N. de, Steinle-Neumann G., Vlček V. Electrical resistivity and thermal conductivity of liquid Fe alloys at high P and T, and heat flux in Earth's core // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2012. V. 109. № 11. P. 4070 LP – 4073.
- Kono M. Palaeomagnetism and palaeointensity studies of Scottish Devonian volcanic rocks // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1979. V. 56. № 2. P. 385–396.
- Labrosse S., Macouin M. The inner core and the geodynamo // *Comptes Rendus Geosci.* 2003. V. 335. № 1. P. 37–50.
- Latham A.G., Briden J.C. Palaeomagnetic field directions in Siluro-Devonian lavas of the Lorne plateau, Scotland, and their regional significance // *Geophys. J. Int.* 1975. V. 43. № 1. P. 243–252.
- Leonhardt R., Heunemann C., Krása D. Analyzing absolute paleointensity determinations: Acceptance criteria and the software ThellierTool4.0 // *Geochemistry, Geophys. Geosystems.* 2004. V. 5. № 12. P. Q12016.
- McClelland E., Briden J.C. An improved methodology for Thellier-type paleointensity determination in igneous rocks and its usefulness for verifying primary thermoremanence // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 1996. V. 101. № B10. P. 21995–22013.
- McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical J. International.* 1990. V. 103. № 3. P. 725–729.
- Nimmo F., Schubert G. Thermal and compositional evolution of the core // *Treatise on Geophysics.* 2nd ed. / G. Schubert. Elsevier. 2015. P. 217–241.
- Paterson G.A., Tauxe L., Biggin A.J., Shaar R., Jonestrask L.C. On improving the selection of Thellier-type paleointensity data // *Geochemistry, Geophys. Geosystems.* 2014. V. 15. № 4. P. 1180–1192.
- Paterson G.A., Biggin A.J., Hodgson E., Hill M.J. Thellier-type paleointensity data from multidomain specimens // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2015. V. 245. P. 117–133.
- Pozzo M., Davies C., Gubbins D., Alfè D. Thermal and electrical conductivity of iron at Earth's core conditions // *Nature.* 2012. V. 485. № 7398. P. 355–358.
- 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.* 1985. V. 90. № B12. P. 10417–10448.
- Selkin P.A., Tauxe L. Long-term variations in palaeointensity // *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 2000. V. 358. № 1768. P. 1065–1088.
- Shaar R., Tauxe L. Thellier GUI: An integrated tool for analyzing paleointensity data from Thellier-type experiments // *Geochemistry, Geophys. Geosystems.* 2013. V. 14. № 3. P. 677–692.
- Shcherbakova V.V., Bakmutov 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 // *Geophys. J. Int.* 2020. V. 220. № 3. P. 1928–1946.
- Shcherbakova V.V., Biggin A.J., Veselovskiy R.V., Shatsillo A.V., Hawkins L.M.A., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V. Was the Devonian geomagnetic field dipolar or multipolar? Palaeointensity studies of Devonian igneous rocks from the Minusa Basin (Siberia) and the Kola Peninsula dykes, Russia // *Geophys. J. Int.* 2017. V. 209. № 2. P. 1265–1286.
- Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Heider F. Properties of partial thermoremanent magnetization in pseudosingle domain and multidomain magnetite grains // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2000. V. 105. № B1. P. 767–781.
- Schwarz E.J., Symons D.T.A. Geomagnetic intensity between 100 million and 2500 million years ago // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1969. V. 2. № 1. P. 11–18.
- Smethurst M.A., Khramov A.N. A new Devonian palaeomagnetic pole for the Russian platform and Baltica, and related apparent polar wander // *Geophys. J. Int.* 1992. V. 108. № 1. P. 179–192.
- 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. P. RG1002.

Theillier E., Theillier O. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Ann. Géophysique.* 1959. V. 15. P. 285–376.

Thomas D.N., Rolph T.C., Shaw J. Palaeointensity results from the Permo-Carboniferous (Kiaman) reversed superchron: the Great Whin and Midland Valley sills of the northern United Kingdom // *Geophys. J. Int.* 1995. V. 123. № 3. P. 798–816.

Torsvik T.H. Magnetic properties of the Lower Old Red Sandstone lavas in the Midland Valley, Scotland; palaeomagnetic and tectonic considerations // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1985. V. 39. № 3. P. 194–207.

Zhang P., Cohen R.E., Haule K. Effects of electron correlations on transport properties of iron at Earth's core conditions // *Nature.* 2015. V. 517. № 7536. P. 605–607.

Zijderveld J.D.A. A. C. demagnetization of rocks: analysis of results. *Methods in palaeomagnetism* / D.W. Collinson, K.M. Creer, S.K. Runcorn. Amsterdam, Ne.Y.: Elsevier, 1967. P. 254–286.

Ultra-Low Geomagnetic Field Intensity in the Devonian Obtained from the Southern Ural Rock Studies

V. V. Shcherbakova^{a,*}, G. V. Zhidkov^a, V. P. Shcherbakov^a, I. V. Golovanova^b,
K. N. Danukalov^b, and R. Yu. Salmanova^b

^a*Geophysical Observatory "Borok", Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl oblast, 152742 Russia*

^b*Institute of Geology, Ufa Federal Research Centre, Russian Academy of Sciences, Ufa, 450077 Russia*

*e-mail: valia@borok.yar.ru

In order to determine the Earth's magnetic field intensity in the Devonian, a collection of rocks of the Baymak-Buribay formation of the Buribay volcanic complex in the West Magnitogorsk Zone—Southern Urals, Khvorostyanka section, has been studied. The complex dates back to the Late Emsian of the Early Devonian (D_{1e2}, 408–393 Ma), based on the conodont fauna. A full set of experiments to study the magnetic and thermomagnetic properties of rocks and to assess the domain structure of magnetic grains have been performed; micromagnetic and X-ray studies have been carried out. It is shown that the carriers of the characteristic component of natural magnetization are single-domain and small pseudo-single-domain grains. The (B_{anc}) paleointensity has been determined by the Thellier–Coe method and the Wilson express method. Ultra-low B_{anc} values = (2.01–7.07) μT have been obtained in 8 samples (24 duplicates) from two sites. The average values of the virtual dipole moment (VDM) for both sites are close to each other and equal to $\approx 1 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, which is almost an order of magnitude less than its current value of $8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. The new B_{anc} determinations confirm the hypothesis that there was a period of very weak field in the Devonian, which again raises questions about the time of the Earth's solid core formation and the geometry of the geomagnetic field during periods of a very weak field intensity. The new B_{anc} determinations are consistent with the already obtained data on paleointensity in the Devonian, indicating a high probability that there was a long period of a weak field at this time, the intensity of which is close to the intensity of the nondipole components of the current field. This fact raises the question about the actual geometry of the field at that time—was it dipole or multipole?

Keywords: paleointensity, Thellier method, Devonian, ultra-low field, Southern Urals, time of solid core formation