УДК 550.384

НИЗКОЕ ПАЛЕОПОЛЕ В ПРОТЕРОЗОЕ: ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ НА ВУЛКАНИТАХ УКРАИНСКОГО ЩИТА ВОЗРАСТОМ 1.75 МЛРД ЛЕТ

© 2024 г. В. В. Щербакова^{1,} *, Г. В. Жидков¹, В. П. Щербаков¹, Н. А. Афиногенова¹

¹Геофизическая обсерватория "Борок" ИФЗ РАН, Ярославская обл., п. Борок, Россия

**E-mail: valia.borok@mail.ru* Поступила в редакцию 14.02.2024 г. После доработки 27.02.2024 г. Принята к публикации 10.03.2024 г.

Изучена коллекция магматических пород Украинского щита, отобранная из Корсунь-Новомиргородского плутона (возрастной интервал 1760–1735 млн лет, Ингульский мегаблок) и из Коростенского плутона (возраст 1760–1750 млн лет, Северо-Западный мегаблок). Для получения достоверных определений палеонапряженности ($B_{\rm дp}$) изучены магнитные и термомагнитные свойства исследуемых пород, проведены рентгеноструктурные исследования. Показано, что носителями характеристической компоненты естественной остаточной намагниченности являются одно- и малые псевдооднодоменные зерна магнетита. Для определения $B_{\rm дp}$ использовались два метода – процедура Телье–Коэ с выполнением процедуры *pTRM*-check и экспресс-метод Вилсона. По пяти сайтам получены определения палеонапряженности, которые удовлетворяют критериям качества. По всем пяти сайтам величины поля $B_{\rm дp}$ и виртуального дипольного момента VDM крайне низкие, меняются в пределах (3.6–9.76) мкТл и (0.92–2.43)×10²² Aм² соответственно. Анализ имеющихся в мировой базе данных (МБД) по палеонапряженности в протерозое показал, что режим работы геодинамо в протерозое может характеризоваться чередой сильного и слабого дипольного режимов, но реальность этого вывода целиком зависит от надежности данных, доложенных в литературе и представленных в МБД.

Ключевые слова: протерозой, низкая палеонапряженность, Украинский щит, методы Телье и Вилсона, одно- и псевдооднодоменные зерна, недипольное поле.

DOI: https://doi.org/10.31857/S0002333724040103, EDN: FWKLNK

ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших и дискуссионных проблем геомагнетизма является оценка времени формирования твердого внутреннего ядра. Этот период является критическим моментом в истории Земли, поскольку последующий рост ядра, вероятно, стал основным источником энергии для процесса генерации современного геодинамо [Landeau et al., 2017]. Его кристаллизация связана с целым рядом физических и химических процессов, происходивших в мантии и жидком ядре, и в значительной мере со скоростью остывания молодой Земли. Процесс образования внутреннего ядра критически зависит от теплопроводности жидкого ядра и параметров, контролирующих конвекцию. К сожалению, численные значения физических параметров, характеризующих ядерное вещество (теплопроводность, скорость охлаждения и др.),

полученные из экспериментов с созданием высоких термодинамических параметров, имеют недостаточную точность [Рого et al., 2012]. Поэтому в разных численных моделях эти параметры различаются на порядки величин, и, как следствие, оценки времени формирования твердого ядра в разных моделях растягиваются от 3.5 млрд лет до 345 млн лет [Gubbins et al., 2004], от 1.8 до 0.8 млрд лет [Aubert et al., 2009] и от 800 до 500 млн лет [Davies, 2015; Driscoll, 2016].

Из-за радикального изменения в энергетике внешнего ядра, вызванного образованием твердого внутреннего ядра, кажется вероятным, что этот процесс будет сопровождаться заметными изменениями в поведении геомагнитного поля. Однако выводы о возможных изменениях различаются: некоторые исследования моделирования говорят в пользу резкого увеличения напряженности магнитного поля [Driscoll, 2016], тогда как другие подчеркивают изменения, главным образом, в геометрии поля [Landeau et al., 2017]. Тем не менее, "...мы можем предположить, что определения палеонапряженности в докембрии, показывающие заметное увеличение ее интенсивности, могут выступить как "дымящееся ружье", как знак начала роста внутреннего ядра" [Biggin et al., 2009].

Другими словами, достоверная картина поведения палеонапряженности на протяженных временных интервалах может дать независимые свидетельства о фактическом времени возникновения внутреннего ядра. Но для этого необходимо иметь достаточно представительный ряд достоверных определений палеонапряженности, позволяющий проводить статистические оценки изменений в ее поведении. Однако определения палеонапряженности (Вдр) геомагнитного поля в докембрии крайне немногочисленны и имеют ограниченную надежность. Из всех представленных на сегодня в МБД [Мировая..., 2022] 5201 определений виртуального дипольного момента (VDM) подавляющее большинство сделано для кайнозоя: на протяженности в 66 млн лет имеется 3590 определений или 69%. Но если принять во внимание минимальные требования к надежности данных $B_{_{\rm дp}}$ [Perrin, Shcherbakov, 1997], то в кайнозое (возраст до 66 млн лет) остается 1112 определений В_{др}, а в протерозое, на интервале почти в 2 млрд лет (2500-538.8 млн лет) – всего 95. Становится очевидной необходимость получения новых надежных определений $B_{\rm np}$ в докембрии.

Здесь мы сообщаем о новых определениях $B_{\rm дp}$ и комплексных исследованиях магнитных свойств, проведенных на протерозойских вулканических породах Украинского щита (УЩ) возрастом ~1750 млн лет.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Украинский щит представляет собой выход кристаллического фундамента протократона Волго-Сарматия, который вместе с Фенноскандинавским сегментом коры образует Восточно-Европейский кратон (Балтика). В состав Восточно-Европейской платформы входят Фенноскандия, Волго-Уралия и Сарматия, при этом каждый фрагмент отличается своей эволюцией (рис. 1). Различные мегаблоки Украинского щита (УЩ) можно рассматривать как единое целое, начиная с 1.77 млрд лет назад.

На представительной коллекции протерозойских пород из Украинского щита были проведены палеомагнитные исследования с выполнением современных требований к достоверности данных и использованием современных программ обработки результатов [Bakhmutov et al., 2023]. Совокупность фактов: отсутствие признаков метаморфизма у пород, наблюдаемая смена полярности высокотемпературной характеристической компоненты (ChRM). согласие вычисленного значения палеополюса с аналогичными данными по УШ, полученными ранее на анортозитах [Elming et al., 2001], говорят о первичности выделенной компоненты ChRM и надежности полученных палеомагнитных результатов. В сочетании с обнаруженными физическими свойствами пород (стабильность к нагревам и пр.) коллекция представлялась перспективной для определения палеонапряженности. Следует принять во внимание, что при острой востребованности данных о величине поля в протерозое, в МБД определений B_{nn} возрастом 1.7-1.8 млрд лет было крайне мало, а на породах УЩ такие исследования ранее не проводились вообще. Протерозойские породы УЩ, перспективные для определения B_{np} , представляли безусловный интерес.

143

Для экспериментов по определению палеонапряженности в ГО "Борок" ИФЗ РАН была передана часть коллекции, а именно — неориентированные обрезки штуфов, которые оставались после проведения палеомагнитных экспериментов. Все полученные образцы были изучены, по пяти сайтам получены достоверные определения $B_{\rm np}$.

Предварительные результаты комплексного исследования описанной коллекции (палеомагнитные данные и определения $B_{\rm дp}$) были представлены на Генеральной Ассамблее Европейского Геофизического общества (EGU General Assembly 2020) в докладе-презентации [Shcherbakova et al., 2020].

К настоящему времени в полном объеме результаты палеомагнитных исследований протерозойской коллекции пород из Украинского щита (геология, описание слагающих пород, чистка образцов температурой и переменным полем, определение палеонаправлений и палеополюсов, палеотектоника, анализ результатов) опубликованы в статье [Bakhmutov et al., 2023]. Здесь мы представляем результаты исследований этой коллекции по определению палеонапряженности.

На рис. 1 дана карта-схема Украинского щита, на ней цифрами 1-5 отмечены точки отбора объектов, по которым получены определения B_{np} .



Рис. 1. Схематическая карта Украинского щита. Цифрами 1-5 помечены объекты, по которым получены новые определения $B_{\rm дp}$. Обозначения на схеме: (I–VI) – домены (мегаблоки), составляющие УЩ. КNPC – Корсунь-Новомиргородский плутонический комплекс (северо-западная часть Ингульского домена); отобранные сайты: 1 - Вязовок (VYA), 2 - Хлыстуновка (Х), 3 - Лекарево (LE). КРС – Коростенский плутонический комплекс (западная часть Волынского домена); отобранные сайты: <math>4 - Синий Камень (NB), 5 - Поромовка (PO). В скобках показана маркировка образцов соответствующих сайтов. Адаптировано из работы [Shumlyanskyy et al., 2017].

В центральной части УШ находится Ингульский домен (III), его древний фундамент составляют палеопротерозойские амфиболитовые фации супракристаллических пород Ингул-Ингулецкой серии. В северо-западной части этого домена находится Корсунь-Новомиргородский плутонический комплекс (КNPC). Не более 21% его общей площади составляют основные породы, которые образуют 4 отдельных больших массива, среди них – Новомиргородский и Городищенский, где был сделан отбор образцов. В массивах доминируют анортозиты и лейкократовые габбронориты. Городищенский массив: отобраны сайт 1 – Вязовок (VYA) и сайт 2 – Хлыстуновка (X). Новомиргородский массив: отобран сайт 3 – Лекарево (LE). Почти 72% центральной части массива составляют анортозиты и габбро-анортозиты [Bakhmutov et al., 2023].

В северо-западной части УЩ находится Волынский домен (I). Древнее основание домена составляют палеопротерозойские супракристаллические породы амфиболитовых фаций тетеревской серии. В его западной части находится Коростенский плутонический комплекс (КРС), где отобраны два сайта: сайт 4 – Синий Камень (NB) и сайт 5 – Поромовка (PO) [Bakhmutov et al., 2023].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ

Описание эксперимента

Исследованная в ГО "Борок" ИФЗ РАН коллекция пород УЩ содержала обрезки штуфов, оставшиеся после палеомагнитных исследований, всего более 300 образцов пород из более чем 10 разных сайтов. Из них выпиливались неориентированные кубики с ребром 1 см для процедур Телье и Вилсона, остатки использовались для других экспериментов. В описанных ниже экспериментах участвовали все образцы полученной коллекции. Термостабильность магнитных минералов оценивалась по серии кривых намагниченности насыщения $M_{\rm si}(T)$, записанных при последовательных нагревах от 100 до 700°С с шагом 100°С. Температура Кюри $T_{\rm C}$ определялась по экстремуму первой производной на кривой $M_{\rm s}(T)$ [Fabian et al., 2013]. Термокривые $M_{\rm si}(T)$ снимались на магнитных весах конструкции Ю.К. Виноградова во внешнем магнитном поле 450 мТл. В некоторых случаях такие же серии кривых для проверки снимались на магнитных весах VFTB (Variable Field Translation Balance, произведен Petersen Instruments) во внешнем магнитном поле ~455 мТл.

Оценка доменной структуры (ДС) магнитных зерен — носителей NRM выполнялась двумя способами – по диаграмме Дэя-Данлопа $(M_{\rm rs}/M_{\rm s} \text{ vs } B_{\rm cr}/B_{\rm c}, [\text{Day et al.}, 1977; \text{Dunlop}, 2002])$ и термомагнитному (TM) критерию [Большаков, Щербакова, 1979; Shcherbakova et al., 2000]. Для построения диаграммы Дэя–Данлопа на магнитных весах VFTB снимались петли гистерезиса, по ним определялись намагниченность насыщения М., остаточная намагниченность насыщения M_{rs} , коэрцитивная сила B_{c} , а по кривым перемагничивания M_{rs} полем противоположного знака — остаточная коэрцитивная сила B_{cr} , после чего рассчитывались отношения $M_{\rm rs}/M_{\rm s}$, $B_{\rm cr}/B_{\rm c}$. Для оценки ДС по термомагнитному критерию оценивались хвосты парциальных термоостаточных намагниченностей (*pTRM*), создававшихся в двух/трех температурных интервалах, прежде всего – в высокотемпературном интервале (T_1 , T_2 , $T_1 < T_2$), по которому на диаграмме Араи–Нагаты делалась оценка В_{лр}. Согласно ТМ-критерию, *pTRM*, созданная в температурном интервале $(T_1, T_2, T_1 < T_2)$, при последую-щем нагреве до T_2 и охлаждения до T_0 полностью разрушается у однодоменных (ОД) зерен (остаток при T_0 – "хвост" <5%), у псевдооднодоменных (ПОД) зерен 5% < "хвост" < 15% и у МД зерен "хвост" > 15% [Shcherbakova et al., 2000].

Основным методом определения палеонапряженности была процедура Телье—Коэ [Thellier, Thellier 1959; Сое, 1967] с выполнением процедуры *pTRM*-check. Парные нагревы до последовательно возрастающих температур T_i (i = 1-n) выполнялись на воздухе: первый шаг (нагревохлаждение) — в нулевом поле, второй — нагрев в нулевом поле, охлаждение — в лабораторном поле $B_{\rm лаб}$ (8, 10, 15, 20, 30 мкТл). После каждых двух температур выполнялся проверочный нагрев до температуры T_{i-2} и последующее охлаждение в поле $B_{\rm лаб}$ (процедура *pTRM*-check)

ФИЗИКА ЗЕМЛИ №4 2024

[Prévot et al., 1985]). В целом каждый эксперимент Телье включал в себя 15–20 температурных шагов и 5–8 *pTRM*-check.

Для выполнения процедуры Телье использовались в основном три прибора: два трехкомпонентных термомагнитометра конструкции Виноградова чувствительностью 6×10^{-2} А/м и маленькая печь в магнитном экране, в которой можно проводить нагревы и охлаждение без поля или в присутствии контролируемого лабораторного магнитного поля. Намагниченность образцов, прогретых в печке, измерялась на ротационном магнитометре JR-6 чувствительностью 3×10^{-4} А/м (для 1 см кубиков).

Для увеличения статистики получаемых определений $B_{\rm дp}$, в экспериментах, как правило, участвовали несколько кубиков-дублей из одного штуфа. По результатам измерений строились диаграммы Араи—Нагаты и Зийдервельда (в координатах образца). На диаграммах Араи—Нагаты температурный (T_1 , T_2) интервал, по которому оценивалась величина $B_{\rm дp}$ (далее *fit*-интервал), выбирался максимально близким тому интервалу, в котором выделялась характеристическая компонента (ChRM) при палеомагнитных исследованиях.

В дополнение к процедуре Телье, для экспресс-оценки величины $B_{\rm дp}$ использовался также метод Вилсона-Буракова [Wilson, 1961; Бураков, 1973], по которому оценивается подобие двух термокривых - NRM(T) и TRM(T), получаемых при двух последовательных нагревах образца до температуры Кюри T_C. Сам факт подобия кривых NRM(T) и $TRM^{*}(T)$ служит существенным доводом в пользу того, что NRM является термоостаточной по своей природе [Wilson, 1961; Бураков, 1973; Muxworthy, 2010]. Отметим, что метод Вилсона используется нами при определении В^{*} только как дополнительный к основному – процедуре Телье-Коэ. Для расчета виртуального дипольного момента (VDM) использовались только определения $B_{\rm mn}$, полученные методом Телье-Коэ.

Магнитные и термомагнитные свойства пород

К сожалению, остаточная намагниченность у пород многих сайтов оказалась крайне слабой, $NRM \le 10^{-8}$ А/м, что близко к порогу чувствительности наших используемых приборов. Убедительные результаты получились на породах пяти сайтов: это три сайта из Ингульского мегаблока (Вязовок, Хлыстуновка, Лекарево) и два из Коростенского плутона (Поромовка, Синий Камень). Далее будут обсуждаться только

они, образцы этих сайтов обозначаются как Вязовок – VYA, Хлыстуновка – Х, Лекарево – LE, Поромовка – РО, Синий Камень – NB.

Прежде всего следует отметить, что породы отмеченных пяти сайтов очень похожи между собой по своим магнитным и термомагнитным свойствам. Это можно проследить на рис. 2 и рис. 3, где по горизонтали для каждого сайта группами представлены графики, снятые на дублях образцов породы данного сайта. Все образцы обнаруживают стабильность в процессе нагревов: кривые $M_{\rm si}(T)$ (рис. 2, a1–a5) практически не меняются в температурном интервале вплоть до 580°С. Температуры Кюри $T_{\rm C}$ образцов близки к магнетитовой (550–580°С).

Оценка ДС по диаграмме Дэя-Данлопа показана на рис. За. Видно, что характеристические точки образцов на диаграмме располагаются в области. близкой к однодоменным/малым псевдооднодоменным размерам зерен. Для оценки ДС по термомагнитному (ТМ) критерию на образцах создавались *pTRM* в одном/двух высокотемпературных интервалах (обязательно в *fit*-интервале, по которому оценивалось B_{np}) и в одном низкотемпературном (рис. 36–3п). Обращает на себя внимание, что практически у всех образцов (кроме PO) у всех *pTRM* хвосты практически отсутствуют, что указывает на их однодоменное поведение. У образца РО две pTRM обнаруживают небольшие хвосты (<10%), в *fit*-интервале *pTRM* также не имеет хвоста. Таким образом, по TM-критерию *pTRM* исследуемых образцов практически на всем температурном интервале обнаруживают поведение, характерное для магнитных частиц одно/малых псевдооднодоменных размеров. Известно, что именно однодоменные/малые псевдооднодоменные зерна являются наиболее надежными носителями первичной ChRM.

На нескольких образцах из сайтов Поромовка, Хлыстуновка и Вязовок выполнен рентгенофазовый анализ, для чего использовался порошковый дифрактометр "STOE STADI–MP" с монохроматизированным СоК_{а1}-излучением (производство Германия). У большинства образцов *NRM* крайне слабая по величине и, чтобы получить количество магнитной фракции, достаточное для анализа, приходилось применять двойную и даже тройную ультразвуковую сепарацию. Согласно результатам рентгеноструктурного анализа, шпинельная фракция представлена минералом с величиной постоянной решетки $a_0 = 0.836-0.839$ нм, что соответствует близкому к стехиометрическому или относительно

слабоокисленному магнетиту. После нагрева образцов до 600°С параметр решетки несколько падает, что говорит об усилении степени однофазного окисления магнетита в процессе лабораторной обработки. У трех из четырех исследованных образцов на рентгенограмме видны широкие шпинельные пики, что указывает на мелкий размер зерен магнетита. У образца Вязовок не удалось отделить магнитную фракцию от силиката даже после многократной сепарации, что свидетельствует о том, что мелкие зерна магнетита заключены в силикатную матрицу (пироксена). В некоторых образцах наряду с магнетитом обнаруживается также ильменит. Такая связка, скорее всего, говорит о том, что магнетит в этих образцах является следствием распада первичного титаномагнетита. Почти везде присутствуют также следы силиката (пироксена). Это может указывать на то, что магнитная фракция находится в основном в силикатной матрице, где она надежно защищена от последующих химических и структурных изменений, обеспечивая хорошую сохранность палеомагнитной записи.

Таким образом, результаты рентгенофазового анализа состава пород, термомагнитных исследований и оценки ДС исследуемых образцов по диаграмме Дэя—Данлопа и термомагнитному критерию вполне согласуются между собой и поддерживают наш вывод, что носителями исследуемой характеристической компоненты природной намагниченности изучаемых пород являются одно- и/или малые псевдооднодоменные зерна состава, близкого к стехиометрическому магнетиту. Это служит в пользу достоверности получаемых результатов, поскольку одно- и малые ПОД-зерна являются наиболее надежными носителями палеонапряженности.

Результаты определения палеонапряженности

В виду важности данных по палеонапряженности при решении фундаментальных проблем геофизики, в современной палеомагнитной литературе разработан и рекомендуется к использованию целый ряд количественных и качественных критериев оценки достоверности новых определений $B_{\rm дp}$. Так, для оценки результата $B_{\rm дp}$ по диаграмме Араи–Нагата, построенной по измерениям процедуры Телье, в настоящее время сформировался блок рекомендуемых количественных критериев. В нашей лаборатории при анализе полученных результатов используется программа (автор Г.В. Жидков), которая рассчитывает все критерии и отражает



Рис. 2. Иллюстрации к термомагнитным свойствам пород, процедурам Телье–Коэ и Вилсона: образцы VYA, X, LE – Ингульский мегаблок, Корсунь-Новомиргородский комплекс; образцы PO, NB – Волынский домен, Корсунь-Иовомиргородский ($n_{si}(T)$, нормированные на $M_{si}(T_0)$; (61-65) – диаграммы Араи–Нагаты, треугольники— чек-точки (*check-points*); пунктиром отмечен интервал (*fit*-интервал), по которому оценивается B_{ap} ; (B1-B5) – диаграммы Зийдервельда (в координатах образца), построенные по данным процедуры Телье–Коэ; (r1-r5) – диаграммы Вилсона в представлении *NRM*–*TRM*.



Рис. 3. Оценка ДС образцов по диаграмме Дэя–Данлопа (а) и *ТМ*-критерию (б)–(п). На рисунках (б)–(п) стрелками показан ход изменения температуры в процессе выполнения экспериментов по ТМ-критерию. Вертикальные линии обозначают температурный интервал, в котором создавалась *pTRM* в лабораторном поле $B_{\rm лаб} = 100$ мкТл. Другие объяснения в тексте.

результаты определения палеонапряженности автоматически. Расшифровка этих критериев и способы расчета приведены ниже: N_p – число точек *fit*-интервала, использованных для оценки $B_{\pi p}$; GAP – "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 К, f, GAP и $\sigma_{\rm K}$ $(q = f \times \text{GAP} \times |\mathbf{K}| / \sigma_{\mathbf{K}})$ [Coe et al., 1978]; f - pacсматриваемая доля (фракция, сегмент) NRM в пределах $T_1 - T_2$, которая берется по отношению к значению NRM в точке пересечения аппроксимирующей прямой линии (fit-линии) и оси ординат; К – тангенс угла наклона *fit*-линии; σ_к – стандартная ошибка К; β – относительная стандартная ошибка, равна отношению $\sigma(B_{\rm Ap})/B_{\rm Ap}$, где $\sigma(B_{\rm Ap})$ – стандартная ошибка $B_{\rm Ap}$ (прямо пропорциональна $\sigma_{\rm K}$); FRAC – доля (фракция) векторной суммы изменений NRM в пределах $T_1 - T_2$ относительно векторной суммы изменений NRM в пределах всего температурного интервала размагничивания [Shaar, Таихе, 2013]; $\delta(CK)$ – отношение максимального абсолютного значения отклонений чек-точек pTRM в пределах $T_i < T_2$ к значению TRM при пересечении fit-линии и оси абсцисс [Leonhardt et al., 2004]; DRAT – отношение максимального абсолютного значения отклонений чек-точек pTRM в пределах $T_i < T_2$ 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 $T_i < T_2$ к длине *fit*-линии в интервале $T_1 - T_2$ [Kissel, Laj, 2004]; mDRAT – среднее относительное отклонение чек-точек *pTRM*, paвно отношению CDRAT к числу чек-точек pTRM в пределах $T_i < T_2$ [Paterson et al., 2014].

В литературе для оценки качества определения $B_{\rm дp}$ и отбора полученных результатов предлагаются следующие граничные значения параметров качества: $N_p \ge 4$; $q \ge 1$; $f \ge 0.35$; $\beta \le 0.1 (10\%)$; $\delta(CK) \le 7\%$; DRAT $\le 10\%$; CDRAT $\le 11\%$; FRAC $\ge 0.45 (45\%)$ [Paterson et al., 2014; 2015]; mDRAT $\le 10\%$ (категория "A"); [Blanco et al., 2012]. При анализе и сепарации наших данных мы использовали только четыре критерия с более мягкими ограничениями: $N_p \ge 4$; $q \ge 1.5$; DRAT $\le 20\%$; CDRAT < 20%, исходя из того, что средние значения палеонапряженности для объектов при этом меняются незначительно.

Как отмечалось выше, после селекции достаточно надежные определения B_{np} удалось получить на породах 5 сайтов: это три сайта из Ингульского мегаблока (Вязовок, Хлыстуновка, Лекарево) и два из Коростенского плутона (Поромовка – РО, Синий Камень – NВ). На рис. 2 для каждого сайта показаны примеры полученных диаграмм Араи–Нагата (261–265), Зийдервельда (в координатах образца, 2в1–2в5) и Вилсона (2г1–2г5). Сводка полученных результатов, прошедших селекцию, представлена в табл. 2.

149

При сравнении диаграмм Араи-Нагата (рис. 2, 61-65) и Зийдервельда (рис. 2, в1-в5), видно, что в низкотемпературном интервале, до температур $\sim (500-510)^{\circ}$ С, просматривается вторичная компонента, по-видимому, вязкого происхождения и по направлению близкая современному полю [Bakhmutov et al., 2023]. Характеристическая компонента (ChRM) надежно выделяется в высокотемпературных интервалах (500-570-600)°С. Анализ данных табл. 2 показывает, что внутри сайтов количество определений $B_{\rm m}$, прошедших селекцию, на разных образцах разное, меняется от 4 до 7, с учетом дублей – от 4 до 18, полученные по сайту значения B_{np} близки друг другу. Все определения указывают на низкое и очень низкое поле. Определения B_{np} двумя разными способами (Телье–Коэ и Вилсона) не противоречат друг другу, для большинства образцов они близки между собой, хотя на отдельных образцах наблюдается различие.

Далее для каждого сайта рассчитывалось среднее $B_{\rm дp}$ (учитывались $B_{\rm дp}$, полученные по методу Телье-Коэ). Используя средние по сайтам значения $B_{\rm дp}$ и наклонения $I_{\rm дp}$ характеристической компоненты, определенного при палеомагнитных исследованиях (см. табл. 1), рассчитывались средние для сайта значения виртуального дипольного момента (VDM) по стандартной формуле:

$$VDM = \frac{2\pi}{\mu_0} B_{\mu} r^3 \sqrt{1 + 3\cos^2 I}.$$
 (1)

Здесь r — радиус Земли, I — значение магнитного палеонаклонения. Средние по объекту значения палеонаклонения $I_{\rm дp}$, палеонапряженностей $B_{\rm дp}$ (метод Телье—Коэ) и рассчитанных VDM приведены в табл. 3.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Новые определения палеонапряженности в палеопротерозое, представленные нами выше, получены по пяти объектам, которые различаются географическим положением на Украинском щите (рис. 1) и составом слагающих пород (см. табл. 1). Согласно имеющимся

Породы	N/n	<i>T</i> -интервал ChRM, °C	<i>D</i> , град	<i>I</i> , град	k	α95, град	Возраст, млн лет	Ссылка				
Ингульский домен, Корсунь-Новомиргородский комплекс, Городищенский массив												
Вязовок (49°10.565′ N, 31°22.072′ E)												
монцониты	12/20	520 540 600	<i>A</i> 1 5	-6.1	31	8	1752.8±6.5	[Довбуш и др., 2009]				
(дайка)	12/29	320-340-600	41.5				1753±7	[Shumlyanskyy et al., 2017]				
Хлыстуновка (49°12.840′N, 31°26.405′ E)												
							1749±0.5 по норитам	[Шестопалова и др., 2013; Шестопалова, 2017]				
анортозиты	11/33	500-560-590	43.8	-14.8	12	13.5	1739±3 по лейконоритам	[Шестопалова и др., 2013; Шестопалова, 2017]				
							1746±9 по кварц-монцонитам	[Shumlyanskyy et al., 2017]				
							1748±7 по кварц-сиенитам	[Shumlyanskyy et al., 2017]				
Ингульский домен, Корсунь-Новомиргородский комплекс, Новомиргородский массив												
Лекарево (48°44.867′ N, 31°32.676′ E)												
анортозиты	12/13	500-540-600	217.8	19.9	6	19.1	1750.2±0.9 по анортозитам	[Довбуш и др., 2009; Shumlyanskyy et al., 2017]				
Волынский домен, Коростенский комплекс, Волынский массив												
Синий Камень (50°43.1′ N, 28°40′ E)												
анортозиты, габбро	17/20	3 500-580	217.0	14.5	110	2.4	1758.0±1.8	[Верхогляд, 1995]				
	1//28		217.9	14.5	110	3.4	1756±4	[Shumlyanskyy et al., 2017]				
			По	ромовн	ca (5	0°34′ N	I, 28°30.54′ E)					
анортозиты	26/38	500-580	43.1	-18.1	18	6.9	1757±3	[Shumlyanskyy et al., 2017]				

Таблица 1. Палеомагнитные данные

Примечания: N/n — общее количество измеренных образцов/количество образцов, по которым была выделена ChRM-компонента; *T*-интервал ChRM, °C — температурный интервал, в котором выделена ChRM; *D*, *I* — склонение и наклонение средних направлений ChRM; *k* — кучность векторов; α 95 — радиус круга доверия при вероятности 0.95 для среднего направления вектора. Приведены координаты мест отбора образцов, геохронологические определения возраста пород и ссылки на соответствующие статьи (по данным работы [Bakhmutov et al., 2023]).

определениям возраста пород этих объектов (табл. 1 и 3), они покрывают временной интервал 1757—1746 млн лет назад. Новые определения $B_{\rm дp}$ удовлетворяют критериям достоверности [Perrin, Shcherbakov, 1997; Paterson еt al., 2014; 2015]. По всем пяти сайтам получены низкие значения величины поля $B_{\rm дp}$ и VDM, которые меняются в пределах (3.6–9.76) мкТл и (0.92–2.43)×10²² Ам² соответственно. Это почти на порядок ниже средней величины VDM

НИЗКОЕ ПАЛЕОПОЛЕ В ПРОТЕРОЗОЕ: ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ...

151

Сайт/ образец	$B_{ m na6}, m MKT_{ m II}$	$T_1 - T_2, ^\circ \mathrm{C}$	N _P	GAP	q	f	K, \times (-1)	$B_{ m up},$ мкТл	$\sigma(B_{ m ap}),$ MKTJI	β	FRAC	δ(CK), %	DRAT, %	CDRAT, %	mDRAT, %	$B^*_{ m up}$, мкТл
Вязовок																
VYA-09(2)_2d	10	500-580	4	0.571	1.7	0.613	0.328	3.29	0.70	0.212	0.494	3.9	6.0	6.2	4.9	
VYA-09_2d	30	500-600	6	0.305	4.6	0.970	0.154	4.61	0.30	0.065	0.800	2.3	2.3	1.5	0.9	6.30
VYA-09_jr6	10	500-575	10	0.772	4.4	0.632	0.720	7.20	0.80	0.111	0.602	4.4	5.6	7.7	2.9	
VYA-11_2d	10	500-585	9	0.686	4.4	0.781	0.449	4.49	0.55	0.123	0.663	6.3	7.4	5.2	3.4	3.20
VYA-11_jr6	10	500-565	8	0.731	4.4	0.561	0.428	4.28	0.40	0.094	0.497	4.3	7.1	17.9	3.6	
VYA-12_2d	20	560-590	7	0.667	3.0	0.715	0.196	3.92	0.62	0.157	0.345	4.0	5.5	9.4	3.4	2.80
VYA-21(1)	20	500-580	8	0.753	11.4	0.597	0.151	3.02	0.12	0.039	0.600	4.3	7.2	19.8	5.1	
VYA-21(1)_jr6	20	480-550	4	0.593	5.1	0.537	0.181	3.61	0.22	0.062	0.511	8.3	15.1	16.8	5.6	
VYA-21	20	500-570	4	0.647	2.9	0.363	0.347	6.94	0.56	0.082	0.342	6.4	16.7	16.9	8.4	6.80
VYA-21_2d	30	500-600	6	0.640	13.4	0.975	0.157	4.70	0.21	0.047	0.843	8.1	8.2	9.6	2.9	
VYA-21_jr6	10	400-550	7	0.722	17.3	0.805	0.407	4.07	0.14	0.034	0.781	7.6	8.7	16.7	4.2	
VYA-29	20	560-595	8	0.685	12.4	0.679	0.160	3.19	0.12	0.038	0.414	8.3	12.1	13.3	5.4	2.00
VYA-29-1_jr6	20	510-570	7	0.566	3.2	0.562	0.190	3.80	0.38	0.100	0.342	7.5	13.1	9.4	7.9	2.80
VYA-32(0)	20	450-600	4	0.168	1.6	0.915	0.177	3.54	0.34	0.095	0.646	4.0	4.3	-2.0	2.0	
VYA-32(1)	20	500-600	7	0.563	6.0	0.943	0.125	2.49	0.22	0.089	0.557	9.3	9.8	8.9	3.9	
VYA-32(3)	20	500-595	11	0.731	15.4	0.826	0.123	2.47	0.10	0.039	0.428	10.3	12.4	14.5	3.9	3.00
VYA-32_jr6	20	510-580	7	0.667	4.7	0.754	0.154	3.08	0.32	0.107	0.470	10.7	14.0	9.9	7.1	
VYA-34	10	500-560	4	0.524	21.8	0.774	0.253	2.53	0.05	0.019	0.387	7.6	9.5	-15.2	5.1	2.35
Хлыстуновка																
X-06(2)	30	500-590	7	0.655	4.7	0.579	0.164	4.93	0.39	0.081	0.236	0.0	0.0	0.0	0.0	
X-06(2)-a	20	500-580	7	0.801	7.6	0.760	0.267	5.34	0.42	0.080	0.345	6.5	8.3	13.9	4.0	5.40
X-06	30	500-590	7	0.774	9.3	0.629	0.136	4.07	0.21	0.052	0.435	0.0	0.0	0.0	0.0	
X-06-2(2)	20	500-570	6	0.733	4.5	0.520	0.356	7.12	0.60	0.085	0.295	7.3	13.2	-2.5	5.5	
X-10_3(1)	30	500-575	4	0.517	2.4	0.822	0.155	4.64	0.81	0.175	0.333	7.6	9.1	-4.6	5.5	3.60
X-13	30	500-590	7	0.733	7.4	0.614	0.220	6.61	0.39	0.061	0.401	0.0	0.0	0.0	0.0	6 70
X-13_2d	20	530-580	5	0.700	10.6	0.573	0.459	9.18	0.34	0.038	0.387	9.2	14.6	1.9	7.4	0.70
X-17(4)	8	450-550	5	0.601	3.7	0.613	0.604	4.83	0.47	0.098	0.375	4.7	6.6	-2.6	3.9	_
X-21(2)_2d	8	400-580	8	0.634	10.8	0.652	1.005	8.04	0.30	0.038	0.565	5.0	5.4	0.3	3.0	3.60

Таблица 2. Результаты определений палеонапряженности методами Телье-Коэ (*B*_{np}) и Вилсона (*B*^{*}_{np})

ЩЕРБАКОВА и др.

Таблица 2 (окончание)

и 20 20 20	O, °, ² − ¹ 500−575 550−585	N _P	GAP	q	f	K, \times (-1)	$B_{ m up},$ мк ${ m Tr}_{ m I}$	$\sigma(B_{ m ap}),$ MKTJI	β	FRAC	δ(CK), %	DRAT, %	CDRAT, %	mDRAT, %	$B^*_{ m up},$ мКТл		
20 20 20	500-575 550-585	10	0.7(0)								-						
20 20 20	500-575 550-585	10	0.7(0	Лекарево													
20 20	550-585		0.769	2.0	0.271	0.288	5.76	0.58	0.102	0.273	2.7	9.6	3.0	3.8	_		
20	000 000	7	0.691	31.3	0.961	0.272	5.44	0.12	0.021	0.865	5.7	5.7	6.3	1.2	2.17		
	500-570	9	0.666	6.8	0.871	0.300	6.01	0.52	0.086	0.556	11.5	12.6	-12.6	5.2	6.65		
20	500-590	13	0.683	21.7	0.892	0.267	5.35	0.16	0.028	0.764	4.1	4.4	2.0	1.7	_		
20	500-590	8	0.646	30.7	0.921	0.188	3.75	0.08	0.019	0.614	4.4	4.7	6.9	1.2			
20	500-590	13	0.849	45.7	0.951	0.218	4.36	0.08	0.018	0.809	8.6	8.9	10.1	2.2	5.10		
20	500-580	7	0.823	3.4	0.503	0.161	3.22	0.40	0.122	0.290	4.6	9.1	10.9	3.6			
20	500-600	11	0.638	11.2	0.968	0.140	2.81	0.16	0.055	0.841	7.1	7.3	5.7	2.4			
20	500-570	9	0.827	4.0	0.729	0.163	3.27	0.50	0.152	0.378	6.2	8.4	7.6	2.6	_		
20	500-585	12	0.780	10.2	0.905	0.222	4.44	0.30	0.069	0.717	3.6	3.9	7.3	1.8	8.00		
20	500-565	6	0.745	4.1	0.741	0.210	4.20	0.56	0.133	0.684	4.1	5.4	12.1	3.2			
20	500-585	12	0.798	18.2	0.861	0.112	2.24	0.08	0.038	0.731	9.4	10.9	12.9	1.9			
20	560-585	6	0.753	22.2	0.807	0.168	3.37	0.10	0.027	0.681	3.9	4.8	6.8	1.1	2.80		
20	500-560	6	0.757	5.4	0.669	0.115	2.30	0.22	0.093	0.403	3.6	5.3	5.5	1.9			
			1			1	1		1	1			1		1		
20	520-545	5	0.615	8.3	0.681	0.514	10.28	0.52	0.050	0.524	6.8	8.9	14.9	3.7			
20	500-540	5	0.665	8.5	0.714	0.448	8.96	0.50	0.056	0.597	3.9	5.0	7.9	2.6	_		
20	520-550	6	0.738	18.2	0.788	0.696	13.92	0.44	0.032	0.542	7.0	7.3	11.6	4.3	10.80		
15	540-580	6	0.712	28.9	0.838	0.659	9.88	0.21	0.021	0.655	5.3	5.3	8.4	2.3	12.90		
15	535-590	8	0.792	6.8	1.051	0.512	7.67	0.93	0.122	0.698	1.9	1.6	3.7	0.7	0.05		
20	450-580	6	0.516	16.6	0.975	0.365	7.30	0.22	0.030	0.788	6.5	6.2	4.2	2.6	8.25		
10	500-560	5	0.730	7.7	0.790	0.931	9.31	0.70	0.075	0.751	4.9	4.5	4.0	1.7	4.40		
8	500-570	7	0.590	5.0	0.867	0.758	6.07	0.62	0.102	0.821	2.9	2.6	-0.8	1.2	12.40		
	20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 20 2	20 550-585 20 500-570 20 500-590 20 500-590 20 500-590 20 500-590 20 500-590 20 500-590 20 500-590 20 500-585 20 500-585 20 500-585 20 500-585 20 500-585 20 500-585 20 500-585 20 500-585 20 500-585 20 500-585 20 500-585 20 520-545 20 520-545 20 520-550 15 540-580 15 540-580 15 535-590 20 450-580 10 500-560	20 550-585 7 20 500-570 9 20 500-590 13 20 500-590 13 20 500-590 13 20 500-590 13 20 500-590 13 20 500-590 13 20 500-590 13 20 500-580 12 20 500-585 12 20 500-585 12 20 500-585 6 20 500-585 12 20 500-585 16 20 500-585 5 20 520-585 5 20 520-545 5 20 520-550 6 15 540-580 6 15 535-590 8 20 450-580 6 10 500-560 5	20 550-585 7 0.691 20 500-570 9 0.666 20 500-590 13 0.683 20 500-590 13 0.646 20 500-590 13 0.643 20 500-590 13 0.646 20 500-590 13 0.849 20 500-590 13 0.823 20 500-590 11 0.638 20 500-580 12 0.780 20 500-585 12 0.798 20 500-585 12 0.798 20 500-585 12 0.798 20 500-585 12 0.797 20 500-585 6 0.757 20 500-585 12 0.605 20 500-586 5 0.615 20 520-545 5 0.615 20 520-550 6 0.738	20 550–585 7 0.691 31.3 20 500–570 9 0.666 6.8 20 500–590 13 0.683 21.7 20 500–590 13 0.683 21.7 20 500–590 13 0.646 30.7 20 500–590 13 0.849 45.7 20 500–590 13 0.823 3.4 20 500–590 11 0.638 11.2 20 500–590 9 0.827 4.0 20 500–585 12 0.780 10.2 20 500–585 12 0.798 18.2 20 500–585 12 0.798 18.2 20 500–585 12 0.793 2.2.2 20 500–585 6 0.753 2.2.2 20 500–540 5 0.6615 8.3 20 520–550 6 0.738 18.2 <td>20550-58570.69131.30.96120500-57090.6666.80.87120500-590130.68321.70.89220500-590130.64630.70.92120500-590130.84945.70.95120500-590130.84945.70.95120500-590130.8233.40.50320500-500110.63811.20.96820500-57090.8274.00.72920500-585120.78010.20.90520500-585120.78810.20.80720500-585120.79818.20.80120500-58560.75322.20.80720500-585150.6158.30.68120500-585150.6158.30.68120500-585150.6158.30.68120500-585150.6158.30.71420520-55060.73818.20.78815540-58060.71228.90.83815540-58060.71228.90.83815535-59080.7926.81.05110500-56050.7307.70.7908500-57070.5905.00.867</td> <td>20550-58570.69131.30.9610.27220500-57090.6666.80.8710.30020500-590130.68321.70.8920.26720500-590130.64630.70.9210.18820500-590130.84945.70.9510.21820500-58070.8233.40.5030.16120500-58070.8233.40.5030.16120500-580120.78010.20.9050.22220500-585120.78010.20.9050.22220500-585120.78010.20.9050.21220500-585120.78010.20.9050.22220500-58560.7454.10.7410.21020500-58560.75322.20.8070.16320500-58560.75322.20.8070.16320500-54050.6658.50.7140.44820520-54550.6658.50.7140.44820520-55060.73818.20.7880.69615540-58060.71228.90.8380.65915535-59080.7926.81.0510.51220450-58060.51616.60.9750.36510<td< td=""><td>20550-58570.69131.30.9610.2725.4420500-57090.6666.80.8710.3006.0120500-590130.68321.70.8920.2675.3520500-590130.84945.70.9210.1883.7520500-590130.84945.70.9510.2184.3620500-58070.8233.40.5030.1613.2220500-580110.63811.20.9680.1402.8120500-57090.8274.00.7290.1633.2720500-585120.78010.20.9050.2224.4420500-585120.78818.20.8610.1122.2420500-58560.75322.20.8070.1683.3720500-58560.7555.40.6690.1152.3020500-58560.7555.40.6690.1152.3020500-58560.7575.40.6690.1152.3020500-58560.7555.40.6691.1922.2420520-54550.6158.30.6810.51410.2820520-55060.7525.40.6810.5127.6721540-58060.71228.90.8380.6599.</td><td>20550-58570.69131.30.9610.2725.440.1220500-57090.6666.80.8710.3006.010.5220500-590130.68321.70.8920.2675.350.1620500-590130.68430.70.9210.1883.750.08820500-590130.84945.70.9510.2184.360.0820500-58070.8233.40.5030.1613.220.4020500-580110.63811.20.9680.1402.810.1620500-580120.78010.20.9050.2224.440.3020500-585120.78010.20.9050.2104.200.5620500-585120.78010.20.8070.1683.370.1020500-585120.79518.20.8070.1683.370.1020500-585120.79518.20.8070.1683.370.1020500-585150.6158.30.6690.1152.300.2220500-585150.6158.30.6190.1488.960.5020500-54550.6158.50.7140.4488.960.5020520-54550.6658.50.7140.4488.960.50</td><td>20550-58570.69131.30.9610.2725.440.120.02120500-57090.6666.80.8710.3006.010.520.08620500-590130.68321.70.8920.2675.350.160.02820500-590130.64630.70.9210.1883.750.080.01920500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.01920500-58070.8233.40.5030.1613.220.400.12220500-580110.63811.20.9680.1402.810.160.05520500-580120.78010.20.9050.1224.440.300.16120500-585120.78010.20.9050.2224.440.300.16220500-585120.78918.20.8610.1122.240.080.13320500-585120.79818.20.8610.1122.240.080.03120500-585160.7532.20.8070.1683.370.100.02720500-585160.7532.40.8690.1152.300.220.09320500-585160.7532.40.8690.1152.300.220.09320500-585150.615<t< td=""><td>20 550-585 7 0.691 31.3 0.961 0.272 5.44 0.12 0.021 0.865 20 500-570 9 0.666 6.8 0.871 0.300 6.01 0.52 0.086 0.556 20 500-570 9 0.683 21.7 0.892 0.267 5.35 0.16 0.028 0.764 20 500-590 13 0.646 30.7 0.921 0.188 3.75 0.08 0.019 0.614 20 500-590 13 0.849 45.7 0.951 0.218 4.36 0.08 0.019 0.614 20 500-580 17 0.823 3.4 0.503 0.161 3.22 0.40 0.122 0.290 20 500-585 12 0.780 10.2 0.905 0.222 4.44 0.30 0.69 0.717 20 500-585 12 0.798 18.2 0.861 0.112 2.44</td><td>20 550-585 7 0.691 31.3 0.961 0.272 5.44 0.12 0.021 0.865 5.7 20 500-570 9 0.666 6.8 0.871 0.300 6.01 0.52 0.086 0.556 11.5 20 500-590 13 0.683 21.7 0.892 0.267 5.35 0.16 0.028 0.764 4.1 20 500-590 13 0.684 30.7 0.921 0.188 3.75 0.08 0.019 0.614 4.4 20 500-590 13 0.849 4.57 0.921 0.188 3.75 0.08 0.019 0.614 4.4 20 500-580 7 0.823 3.4 0.503 0.161 3.22 0.40 0.122 0.290 4.6 20 500-585 12 0.780 1.2 0.905 0.222 4.44 0.30 0.69 0.717 3.6 20 500-585</td><td>20550-58570.69131.30.9610.2725.440.120.0210.8655.75.720500-57090.6666.80.8710.3006.010.520.0860.55611.512.620500-590130.68321.70.8920.2675.350.160.0280.7644.14.420500-590130.68430.70.9210.1883.750.080.0190.6144.44.720500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.68.920500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.69.120500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.69.120500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.69.120500-560110.63811.20.9680.1402.810.160.0550.8417.17.320500-56560.7454.10.7410.2104.200.560.1330.6844.15.420500-56560.7532.20.8070.1683.370.100.0270.6813.94.820500-56560.7532.4<</td><td>20550-58570.69131.30.9610.2725.440.120.0210.8655.75.76.320500-57090.6666.80.8710.3006.010.520.0860.55611.512.6-12.620500-590130.68321.70.8920.2675.350.160.0280.7644.14.42.020500-590130.64630.70.9210.1883.750.080.0190.6144.44.76.920500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0190.6144.44.76.920500-58070.8233.40.5030.1613.220.400.1220.2904.69.110.920500-580140.63811.20.9680.1402.810.160.0550.8417.17.35.720500-580190.8274.00.7290.1633.270.500.1520.3786.28.47.620500-585120.78010.20.9050.2224.440.300.0690.7173.63.97.320500-585120.79818.20.8610.1122.240.880.0380.7319.410.920500-585120.7535.25.00.511.663.370.10</td></t<><td>20550-58570.69131.30.9610.2725.440.120.0210.8655.75.76.31.220500-57090.6666.80.8710.3006.010.520.0860.55611.512.6-12.65.220500-590130.68321.70.8920.2675.350.160.0280.7644.14.42.01.720500-590130.68430.70.9210.1883.750.080.0190.6144.44.76.91.220500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.68.910.12.220500-580170.8233.40.5030.1613.220.400.1220.2904.69.110.93.620500-58010.8274.00.7290.1633.270.500.1520.3786.28.47.62.620500-58010.8811.120.9680.1402.810.160.550.8417.17.35.72.420500-58560.7874.00.7290.1633.270.500.1330.6844.15.41.220500-58560.7532.20.8070.163.370.100.270.6133.65.35.01.920<td< td=""></td<></td></td></td<></td>	20550-58570.69131.30.96120500-57090.6666.80.87120500-590130.68321.70.89220500-590130.64630.70.92120500-590130.84945.70.95120500-590130.84945.70.95120500-590130.8233.40.50320500-500110.63811.20.96820500-57090.8274.00.72920500-585120.78010.20.90520500-585120.78810.20.80720500-585120.79818.20.80120500-58560.75322.20.80720500-585150.6158.30.68120500-585150.6158.30.68120500-585150.6158.30.68120500-585150.6158.30.71420520-55060.73818.20.78815540-58060.71228.90.83815540-58060.71228.90.83815535-59080.7926.81.05110500-56050.7307.70.7908500-57070.5905.00.867	20550-58570.69131.30.9610.27220500-57090.6666.80.8710.30020500-590130.68321.70.8920.26720500-590130.64630.70.9210.18820500-590130.84945.70.9510.21820500-58070.8233.40.5030.16120500-58070.8233.40.5030.16120500-580120.78010.20.9050.22220500-585120.78010.20.9050.22220500-585120.78010.20.9050.21220500-585120.78010.20.9050.22220500-58560.7454.10.7410.21020500-58560.75322.20.8070.16320500-58560.75322.20.8070.16320500-54050.6658.50.7140.44820520-54550.6658.50.7140.44820520-55060.73818.20.7880.69615540-58060.71228.90.8380.65915535-59080.7926.81.0510.51220450-58060.51616.60.9750.36510 <td< td=""><td>20550-58570.69131.30.9610.2725.4420500-57090.6666.80.8710.3006.0120500-590130.68321.70.8920.2675.3520500-590130.84945.70.9210.1883.7520500-590130.84945.70.9510.2184.3620500-58070.8233.40.5030.1613.2220500-580110.63811.20.9680.1402.8120500-57090.8274.00.7290.1633.2720500-585120.78010.20.9050.2224.4420500-585120.78818.20.8610.1122.2420500-58560.75322.20.8070.1683.3720500-58560.7555.40.6690.1152.3020500-58560.7555.40.6690.1152.3020500-58560.7575.40.6690.1152.3020500-58560.7555.40.6691.1922.2420520-54550.6158.30.6810.51410.2820520-55060.7525.40.6810.5127.6721540-58060.71228.90.8380.6599.</td><td>20550-58570.69131.30.9610.2725.440.1220500-57090.6666.80.8710.3006.010.5220500-590130.68321.70.8920.2675.350.1620500-590130.68430.70.9210.1883.750.08820500-590130.84945.70.9510.2184.360.0820500-58070.8233.40.5030.1613.220.4020500-580110.63811.20.9680.1402.810.1620500-580120.78010.20.9050.2224.440.3020500-585120.78010.20.9050.2104.200.5620500-585120.78010.20.8070.1683.370.1020500-585120.79518.20.8070.1683.370.1020500-585120.79518.20.8070.1683.370.1020500-585150.6158.30.6690.1152.300.2220500-585150.6158.30.6190.1488.960.5020500-54550.6158.50.7140.4488.960.5020520-54550.6658.50.7140.4488.960.50</td><td>20550-58570.69131.30.9610.2725.440.120.02120500-57090.6666.80.8710.3006.010.520.08620500-590130.68321.70.8920.2675.350.160.02820500-590130.64630.70.9210.1883.750.080.01920500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.01920500-58070.8233.40.5030.1613.220.400.12220500-580110.63811.20.9680.1402.810.160.05520500-580120.78010.20.9050.1224.440.300.16120500-585120.78010.20.9050.2224.440.300.16220500-585120.78918.20.8610.1122.240.080.13320500-585120.79818.20.8610.1122.240.080.03120500-585160.7532.20.8070.1683.370.100.02720500-585160.7532.40.8690.1152.300.220.09320500-585160.7532.40.8690.1152.300.220.09320500-585150.615<t< td=""><td>20 550-585 7 0.691 31.3 0.961 0.272 5.44 0.12 0.021 0.865 20 500-570 9 0.666 6.8 0.871 0.300 6.01 0.52 0.086 0.556 20 500-570 9 0.683 21.7 0.892 0.267 5.35 0.16 0.028 0.764 20 500-590 13 0.646 30.7 0.921 0.188 3.75 0.08 0.019 0.614 20 500-590 13 0.849 45.7 0.951 0.218 4.36 0.08 0.019 0.614 20 500-580 17 0.823 3.4 0.503 0.161 3.22 0.40 0.122 0.290 20 500-585 12 0.780 10.2 0.905 0.222 4.44 0.30 0.69 0.717 20 500-585 12 0.798 18.2 0.861 0.112 2.44</td><td>20 550-585 7 0.691 31.3 0.961 0.272 5.44 0.12 0.021 0.865 5.7 20 500-570 9 0.666 6.8 0.871 0.300 6.01 0.52 0.086 0.556 11.5 20 500-590 13 0.683 21.7 0.892 0.267 5.35 0.16 0.028 0.764 4.1 20 500-590 13 0.684 30.7 0.921 0.188 3.75 0.08 0.019 0.614 4.4 20 500-590 13 0.849 4.57 0.921 0.188 3.75 0.08 0.019 0.614 4.4 20 500-580 7 0.823 3.4 0.503 0.161 3.22 0.40 0.122 0.290 4.6 20 500-585 12 0.780 1.2 0.905 0.222 4.44 0.30 0.69 0.717 3.6 20 500-585</td><td>20550-58570.69131.30.9610.2725.440.120.0210.8655.75.720500-57090.6666.80.8710.3006.010.520.0860.55611.512.620500-590130.68321.70.8920.2675.350.160.0280.7644.14.420500-590130.68430.70.9210.1883.750.080.0190.6144.44.720500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.68.920500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.69.120500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.69.120500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.69.120500-560110.63811.20.9680.1402.810.160.0550.8417.17.320500-56560.7454.10.7410.2104.200.560.1330.6844.15.420500-56560.7532.20.8070.1683.370.100.0270.6813.94.820500-56560.7532.4<</td><td>20550-58570.69131.30.9610.2725.440.120.0210.8655.75.76.320500-57090.6666.80.8710.3006.010.520.0860.55611.512.6-12.620500-590130.68321.70.8920.2675.350.160.0280.7644.14.42.020500-590130.64630.70.9210.1883.750.080.0190.6144.44.76.920500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0190.6144.44.76.920500-58070.8233.40.5030.1613.220.400.1220.2904.69.110.920500-580140.63811.20.9680.1402.810.160.0550.8417.17.35.720500-580190.8274.00.7290.1633.270.500.1520.3786.28.47.620500-585120.78010.20.9050.2224.440.300.0690.7173.63.97.320500-585120.79818.20.8610.1122.240.880.0380.7319.410.920500-585120.7535.25.00.511.663.370.10</td></t<><td>20550-58570.69131.30.9610.2725.440.120.0210.8655.75.76.31.220500-57090.6666.80.8710.3006.010.520.0860.55611.512.6-12.65.220500-590130.68321.70.8920.2675.350.160.0280.7644.14.42.01.720500-590130.68430.70.9210.1883.750.080.0190.6144.44.76.91.220500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.68.910.12.220500-580170.8233.40.5030.1613.220.400.1220.2904.69.110.93.620500-58010.8274.00.7290.1633.270.500.1520.3786.28.47.62.620500-58010.8811.120.9680.1402.810.160.550.8417.17.35.72.420500-58560.7874.00.7290.1633.270.500.1330.6844.15.41.220500-58560.7532.20.8070.163.370.100.270.6133.65.35.01.920<td< td=""></td<></td></td></td<>	20550-58570.69131.30.9610.2725.4420500-57090.6666.80.8710.3006.0120500-590130.68321.70.8920.2675.3520500-590130.84945.70.9210.1883.7520500-590130.84945.70.9510.2184.3620500-58070.8233.40.5030.1613.2220500-580110.63811.20.9680.1402.8120500-57090.8274.00.7290.1633.2720500-585120.78010.20.9050.2224.4420500-585120.78818.20.8610.1122.2420500-58560.75322.20.8070.1683.3720500-58560.7555.40.6690.1152.3020500-58560.7555.40.6690.1152.3020500-58560.7575.40.6690.1152.3020500-58560.7555.40.6691.1922.2420520-54550.6158.30.6810.51410.2820520-55060.7525.40.6810.5127.6721540-58060.71228.90.8380.6599.	20550-58570.69131.30.9610.2725.440.1220500-57090.6666.80.8710.3006.010.5220500-590130.68321.70.8920.2675.350.1620500-590130.68430.70.9210.1883.750.08820500-590130.84945.70.9510.2184.360.0820500-58070.8233.40.5030.1613.220.4020500-580110.63811.20.9680.1402.810.1620500-580120.78010.20.9050.2224.440.3020500-585120.78010.20.9050.2104.200.5620500-585120.78010.20.8070.1683.370.1020500-585120.79518.20.8070.1683.370.1020500-585120.79518.20.8070.1683.370.1020500-585150.6158.30.6690.1152.300.2220500-585150.6158.30.6190.1488.960.5020500-54550.6158.50.7140.4488.960.5020520-54550.6658.50.7140.4488.960.50	20550-58570.69131.30.9610.2725.440.120.02120500-57090.6666.80.8710.3006.010.520.08620500-590130.68321.70.8920.2675.350.160.02820500-590130.64630.70.9210.1883.750.080.01920500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.01920500-58070.8233.40.5030.1613.220.400.12220500-580110.63811.20.9680.1402.810.160.05520500-580120.78010.20.9050.1224.440.300.16120500-585120.78010.20.9050.2224.440.300.16220500-585120.78918.20.8610.1122.240.080.13320500-585120.79818.20.8610.1122.240.080.03120500-585160.7532.20.8070.1683.370.100.02720500-585160.7532.40.8690.1152.300.220.09320500-585160.7532.40.8690.1152.300.220.09320500-585150.615 <t< td=""><td>20 550-585 7 0.691 31.3 0.961 0.272 5.44 0.12 0.021 0.865 20 500-570 9 0.666 6.8 0.871 0.300 6.01 0.52 0.086 0.556 20 500-570 9 0.683 21.7 0.892 0.267 5.35 0.16 0.028 0.764 20 500-590 13 0.646 30.7 0.921 0.188 3.75 0.08 0.019 0.614 20 500-590 13 0.849 45.7 0.951 0.218 4.36 0.08 0.019 0.614 20 500-580 17 0.823 3.4 0.503 0.161 3.22 0.40 0.122 0.290 20 500-585 12 0.780 10.2 0.905 0.222 4.44 0.30 0.69 0.717 20 500-585 12 0.798 18.2 0.861 0.112 2.44</td><td>20 550-585 7 0.691 31.3 0.961 0.272 5.44 0.12 0.021 0.865 5.7 20 500-570 9 0.666 6.8 0.871 0.300 6.01 0.52 0.086 0.556 11.5 20 500-590 13 0.683 21.7 0.892 0.267 5.35 0.16 0.028 0.764 4.1 20 500-590 13 0.684 30.7 0.921 0.188 3.75 0.08 0.019 0.614 4.4 20 500-590 13 0.849 4.57 0.921 0.188 3.75 0.08 0.019 0.614 4.4 20 500-580 7 0.823 3.4 0.503 0.161 3.22 0.40 0.122 0.290 4.6 20 500-585 12 0.780 1.2 0.905 0.222 4.44 0.30 0.69 0.717 3.6 20 500-585</td><td>20550-58570.69131.30.9610.2725.440.120.0210.8655.75.720500-57090.6666.80.8710.3006.010.520.0860.55611.512.620500-590130.68321.70.8920.2675.350.160.0280.7644.14.420500-590130.68430.70.9210.1883.750.080.0190.6144.44.720500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.68.920500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.69.120500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.69.120500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.69.120500-560110.63811.20.9680.1402.810.160.0550.8417.17.320500-56560.7454.10.7410.2104.200.560.1330.6844.15.420500-56560.7532.20.8070.1683.370.100.0270.6813.94.820500-56560.7532.4<</td><td>20550-58570.69131.30.9610.2725.440.120.0210.8655.75.76.320500-57090.6666.80.8710.3006.010.520.0860.55611.512.6-12.620500-590130.68321.70.8920.2675.350.160.0280.7644.14.42.020500-590130.64630.70.9210.1883.750.080.0190.6144.44.76.920500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0190.6144.44.76.920500-58070.8233.40.5030.1613.220.400.1220.2904.69.110.920500-580140.63811.20.9680.1402.810.160.0550.8417.17.35.720500-580190.8274.00.7290.1633.270.500.1520.3786.28.47.620500-585120.78010.20.9050.2224.440.300.0690.7173.63.97.320500-585120.79818.20.8610.1122.240.880.0380.7319.410.920500-585120.7535.25.00.511.663.370.10</td></t<> <td>20550-58570.69131.30.9610.2725.440.120.0210.8655.75.76.31.220500-57090.6666.80.8710.3006.010.520.0860.55611.512.6-12.65.220500-590130.68321.70.8920.2675.350.160.0280.7644.14.42.01.720500-590130.68430.70.9210.1883.750.080.0190.6144.44.76.91.220500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.68.910.12.220500-580170.8233.40.5030.1613.220.400.1220.2904.69.110.93.620500-58010.8274.00.7290.1633.270.500.1520.3786.28.47.62.620500-58010.8811.120.9680.1402.810.160.550.8417.17.35.72.420500-58560.7874.00.7290.1633.270.500.1330.6844.15.41.220500-58560.7532.20.8070.163.370.100.270.6133.65.35.01.920<td< td=""></td<></td>	20 550-585 7 0.691 31.3 0.961 0.272 5.44 0.12 0.021 0.865 20 500-570 9 0.666 6.8 0.871 0.300 6.01 0.52 0.086 0.556 20 500-570 9 0.683 21.7 0.892 0.267 5.35 0.16 0.028 0.764 20 500-590 13 0.646 30.7 0.921 0.188 3.75 0.08 0.019 0.614 20 500-590 13 0.849 45.7 0.951 0.218 4.36 0.08 0.019 0.614 20 500-580 17 0.823 3.4 0.503 0.161 3.22 0.40 0.122 0.290 20 500-585 12 0.780 10.2 0.905 0.222 4.44 0.30 0.69 0.717 20 500-585 12 0.798 18.2 0.861 0.112 2.44	20 550-585 7 0.691 31.3 0.961 0.272 5.44 0.12 0.021 0.865 5.7 20 500-570 9 0.666 6.8 0.871 0.300 6.01 0.52 0.086 0.556 11.5 20 500-590 13 0.683 21.7 0.892 0.267 5.35 0.16 0.028 0.764 4.1 20 500-590 13 0.684 30.7 0.921 0.188 3.75 0.08 0.019 0.614 4.4 20 500-590 13 0.849 4.57 0.921 0.188 3.75 0.08 0.019 0.614 4.4 20 500-580 7 0.823 3.4 0.503 0.161 3.22 0.40 0.122 0.290 4.6 20 500-585 12 0.780 1.2 0.905 0.222 4.44 0.30 0.69 0.717 3.6 20 500-585	20550-58570.69131.30.9610.2725.440.120.0210.8655.75.720500-57090.6666.80.8710.3006.010.520.0860.55611.512.620500-590130.68321.70.8920.2675.350.160.0280.7644.14.420500-590130.68430.70.9210.1883.750.080.0190.6144.44.720500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.68.920500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.69.120500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.69.120500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.69.120500-560110.63811.20.9680.1402.810.160.0550.8417.17.320500-56560.7454.10.7410.2104.200.560.1330.6844.15.420500-56560.7532.20.8070.1683.370.100.0270.6813.94.820500-56560.7532.4<	20550-58570.69131.30.9610.2725.440.120.0210.8655.75.76.320500-57090.6666.80.8710.3006.010.520.0860.55611.512.6-12.620500-590130.68321.70.8920.2675.350.160.0280.7644.14.42.020500-590130.64630.70.9210.1883.750.080.0190.6144.44.76.920500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0190.6144.44.76.920500-58070.8233.40.5030.1613.220.400.1220.2904.69.110.920500-580140.63811.20.9680.1402.810.160.0550.8417.17.35.720500-580190.8274.00.7290.1633.270.500.1520.3786.28.47.620500-585120.78010.20.9050.2224.440.300.0690.7173.63.97.320500-585120.79818.20.8610.1122.240.880.0380.7319.410.920500-585120.7535.25.00.511.663.370.10	20550-58570.69131.30.9610.2725.440.120.0210.8655.75.76.31.220500-57090.6666.80.8710.3006.010.520.0860.55611.512.6-12.65.220500-590130.68321.70.8920.2675.350.160.0280.7644.14.42.01.720500-590130.68430.70.9210.1883.750.080.0190.6144.44.76.91.220500-590130.84945.70.9510.2184.360.080.0180.8098.68.910.12.220500-580170.8233.40.5030.1613.220.400.1220.2904.69.110.93.620500-58010.8274.00.7290.1633.270.500.1520.3786.28.47.62.620500-58010.8811.120.9680.1402.810.160.550.8417.17.35.72.420500-58560.7874.00.7290.1633.270.500.1330.6844.15.41.220500-58560.7532.20.8070.163.370.100.270.6133.65.35.01.920 <td< td=""></td<>		

Примечания: $B_{\text{лаб}}$ – лабораторное поле, использованное в процедуре Телье; $T_1 - T_2 - fit$ -интервал, по которому оценивалась палеонапряженность $B_{\text{др}}$ по методу Телье; $B_{\text{др}}^*$ – определения палеонапряженности методом Вилсона. Расшифровка остальных численных параметров и способы их расчета подробно описаны в статье [Щербакова и др., 2023а].

Плутон	Сайт	Возраст, млн лет	N/n	<i>В</i> _{др} , мкТл	<i>В_{др}, мкТл</i> (станд. ошибка)	<i>В</i> _{др} , мкТл (станд. откл.)	<i>I</i> _{др} , град	VDM, (×10 ²² Am ²)
Городищенский	Вязовок	1753 ± 7	6/18	3.60	0.21	1.27	-6.1	0.93
массив	Хлыстуновка	1746 ± 9	5/9	6.49	0.58	1.75	-14.8	1.64
Новомиргородский массив	Лекарево	1750 ± 1	4/4	5.48	0.15	0.30	19.9	1.35
Danuarri	Синий Камень	1756 ± 4	5/10	3.66	0.25	0.80	14.5	0.92
волынскии массив	Поромовка	1757 ± 3	6/8	9.76	0.84	1.97	-18.1	2.43

Таблица 3. Определение VDM

Примечания: *N/n* – число разных образцов/дублей сайта, использованных для расчета среднего значения *B*_{др}; (станд. ошибка) и (станд. откл.) – стандартная ошибка и стандартное отклонение соответственно.

в современную эпоху ($\approx 8 \times 10^{22}$ Am²) и почти в шесть раз ниже средней величины VDM в кайнозое (6.44×10^{22} Am² [Bono et al., 2022]). По величине новые определения $B_{дp}$ согласуются с уже имеющимися в МБД несколькими определениями $B_{дp}$ близкого возраста (1600–1900 млн лет) [Щербакова и др., 2004; 2006б; Sumita et al., 2001; Nakamura, Iyeda, 2005; Elming et al., 2009; Donadini et al., 2011; Shcherbakova et al., 2014; Veselovskiy et al., 2019] (рис. 4).

С точки зрения обозначенной во Введении проблемы — какой была картина поведения $B_{\rm дp}$ в геологическом прошлом, рассмотрим данные, представленные в мировой базе данных [Мировая..., 2002]. Для дальнейшего анализа и обсуждения мы отобрали все определения $B_{\rm дp}$ в МБД в докембрии, удовлетворяющие критериям [Perrin, Shcherbakov, 1997]: 1) принимаются во внимание только определения, полученные методом Телье с выполнением процедуры checkpoints; 2) для расчета среднего значения $B_{\rm дp}$ используется не меньше трех определений. Определения $B_{\rm дp}$ из МБД, прошедшие отбор, и полученные нами здесь значения $B_{\rm дp}$ представлены на рис. 4.

Общая картина поведения интенсивности геомагнитного поля в докембрии, прослеживаемая на рис. 4, подробно обсуждалась нами в недавно вышедшей статье [Щербакова и др., 2023а], где был сделан вывод о том, что она свидетельствует о чередовании периодов низкой и высокой напряженности, то есть, по меньшей мере, о существовании двухмодового режима генерации геомагнитного поля. Заметим, что на это косвенным образом указывает и двухмодовость гистограммы B_{np} , приведенной на врезке

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2024

к рис. 4. Эти обстоятельства представляют собой существенную трудность в определении времени начала образования внутреннего ядра, основанного только на имеющихся записях палеонапряженности, что отмечают и авторы работы [Zhang et al., 2022].

153

Чередование периодов низкой и высокой напряженности в докембрии, прослеживаемое на рис. 4, имеет и теоретическое обоснование. В работе [Driscoll, 2016] показано, что при определенных условиях, включающих в себя, в частности, отсутствие твердого ядра Земли, режим работы геодинамо в протерозое может характеризоваться сменой сильного и слабого дипольного режимов.

Мы здесь попытаемся рассмотреть свойства этих режимов, используя методику совместного статистического анализа распределений палеонапряженности и палеонаклонения, предложенную в работе [Lhuillier et al., 2023]. Суть этого подхода заключается в следующем. В рамках дипольного приближения напряженность поля *В* и наклонение *I* удовлетворяют следующему соотношению

$$B = g \times a(I)$$
, где $a(I) = \frac{1}{\sqrt{1 + 3\cos^2 I}}$, (2)

где параметр g есть интенсивность поля на полюсах. Из этого уравнения следует существование линейной связи между B и a(I) в случае дипольного поля. Разумеется, наличие вековых вариаций (то есть возникновение мультиполей разного рода) нарушает эту связь. Тем не менее, в рамках справедливости гипотезы центрального осевого диполя (geomagnetic axial dipole – GAD)



Рис. 4. Значения VDM для интервала 350–3500 млн лет, представленные в МБД [Мировая..., 2022] и полученные в настоящей статье.

следует ожидать существования значительной линейной корреляции между B и a(I). Иными словами, чем выше коэффициент корреляции R между напряженностью и наклонением, тем вероятнее преимущественно дипольная геометрия поля.

Для дальнейшего обсуждения построим диаграмму ($B_{\rm дp}$, a(I)) как "продолжение" рис. 4, т.е. используем тот же набор определений $B_{\rm дp}$, которые использовались для вычисления VDM по формуле (1) и построении рис. 4, и соответствующие им палеонаклонения $I_{\rm дp}$ для расчета a(I)по формуле (2) (рис. 5а). Уже визуально видно, что распределение точек на этом рисунке распадается на кластеры высоких и низких значений $B_{\rm дp}$. На рис. 5б показана гистограмма распределения $B_{\rm дp}$, на которой также обнаруживаются две моды: низкие $B_{\rm дp}$ с острым пиком при 5–10 мкТл и довольно размытая мода высоких $B_{\rm дp}$ с пиком при 25–30 мкТл. Условную границу между этими модами можно провести при $B_{\rm дp} = 15$ мкТл, которую мы и использовали для вычисления корреляций между *B* и *a*(*I*) отдельно по каждому кластеру (рис. 5а). Как оказалось, мода высоких интенсивностей дает значимый коэффициент корреляции R = 0.43 при уровне значимости *P-value* = 0.005. В то же время для кластера с низкими напряженностями R = 0.18 при абсолютно незначимом *P-value* = 0.29.

Существование значительной корреляции для кластера с высокой напряженностью подтверждает справедливость гипотезы GAD и указывает на то, что геометрия поля в соответствующие интервалы времени была преимущественно дипольной с интенсивностью на полюсе $g \approx 50$ мкТл, что незначительно отличается от современного значения ≈ 60 мкТл. Интенсивность g здесь определена как значение linear fit на рис. 5а при a(I) = 1. В то же время полное отсутствие корреляции между $B_{\rm др}$ и a(I) для кластера с низкой палеонапряженностью определенно говорит о режиме слабого диполя с возможным значительным вкладом ненулевых средних во времени центральных дипольного, квадрупольного и/или октупольного членов. Иначе говоря, геометрия поля в этом случае может быть существенно недипольной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На коллекции вулканических пород возрастом 1757—1746 млн лет, отобранных на Украинском щите, по пяти объектам получены новые определения палеонапряженности геомагнитного поля $B_{\rm дp}$, удовлетворяющие современным критериям достоверности. Изученные объекты различаются географическим положением на УЩ и составом слагающих пород. По всем пяти сайтам получены низкие значения величины поля $B_{\rm дp}$ и виртуального дипольного момента VDM, которые меняются в пределах (3.6– 9.76) мкТл и (0.92–2.43)×10²² Am², соответственно, и согласуются с аналогичными данными близкого возраста, представленными в МБД.

155

Формальный анализ совместного распределения напряженности и наклонения по данным МБД для возрастного интервала 350—3500 млн лет указывает на присутствие в это время двух сменяющих друг друга режимов: сильного диполя и слабого по величине поля существенно недипольной геометрии с малой величиной диполя и сравнимым с ним по величине вкладом квадрупольного и/или октупольного моментов. При этом распределение высоких и низких интенсивностей во времени (рис. 4) говорит о том, что на интервале 350—3500 млн лет по большей части поле было низким, а высокие его значения имеют характер всплесков с плохо определяемой длительностью.



Рис. 5. (а) – Диаграмма ($B_{\rm ap}$, a(I)): кружки – кластер высоких интенсивностей $B_{\rm ap}$; крестики – кластер низких $B_{\rm ap}$; сплошная линия представляет линию регрессии для кластера высоких палеонапряженностей $B_{\rm ap}$; пунктирная – для низких. Значения коэффициентов корреляции R и соответствующих P-value показаны на рисунке; (б) – гистограмма распределения $B_{\rm ap}$ для протерозоя по тому же набору данных, что использован при построении рис. 4.

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2024

С другой стороны, причина отсутствия корреляции для кластера низких интенсивностей в протерозое может состоять в том, что значительная доля определений палеонапряженности (или палеонаправления, или и того и другого, в данном случае это неважно) ошибочны. Таким образом, реальность вывода о доминировании режима слабого диполя в протерозое целиком зависит от надежности данных, изложенных в литературе и представленных в МБД.

Наконец, нельзя исключать и ту возможность, что большинство данных вполне качественные, но мы располагаем слишком ограниченным их количеством при неудачном пространственновременном распределении отобранных коллекций. В этом случае выполненный здесь анализ просто не является представительным.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках Госпрограммы ГО Борок ИФЗ РАН FMWU-2022-0026.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Бураков К.С. Метод определения напряженности геомагнитного поля по кривым терморазмагничивания In и Irt. Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизму горных пород и палеомагнетизму. Ч. 2. Баку. 1973. С. 56–57.

Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. 1995. № 21. С. 34–47.

Довбуш Т.И., Степанюк Л.М., Шестопалова Е.Е. Кристаллогенезис и возраст циркона из габброидов Корсунь-Новомиргородского плутона (Украинский щит) // Геохімія та рудоутворення. 2009. № 27. С. 20–23.

Метелкин Д.В., Виноградов Е.В., Щербакова В.В., Верниковский В.А., Захаров С.М., Наговицин К.Е. К проблеме палеогеографических реконструкций и структуры геомагнитного поля на границе докембрия—палеозоя на примере новых палеомагнитных данных по Оленекскому поднятию (Сибирский кратон) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 135–141. https://doi. org/10.31857/S2686739722600990

Мировая база данных по палеонапряженности. Интернет-сайт геофизической обсерватории "Борок" ИФЗ РАН. 2022. URL: http://wwwbrk.adm.yar.ru/palmag/ index.html (дата обращения: 01.02.2024). Текст: электронный. Шестопалова Е.Е., Степанюк Л.М., Довбуш Г.И., Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Приходько Е.С. Палеопротерозойский гранитоидный магматизм Ингульского мегаблока Украинского щита. Материалы конф. "Гранитоиды: условия формирования и рудоносность", 27 мая–1 июня 2013 / Киев: 2013. С. 152–153.

Шестопалова О.Е. Геохронологія Корсунь-Новомиргородського плутону. Дис. ... канд. геологіч. наук. Київ: Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України. 2017.

Щербакова В.В., Щербаков В.П., Диденко А.Н., Виноградов Ю.К. Определение палеонапряженности в раннем протерозое по гранитоидам шумихинского комплекса Сибирского кратона // Физика Земли. 2006б. № 6. С. 80–89.

Щербакова В.В., Водовозов В.Ю., Жидков Г.В., Афиногенова Н.А., Сальная Н.В., Лейченков Г.Л. Ультранизкая напряженность геомагнитного поля в мезопротерозое по породам дайкового комплекса оазиса Бангера (1133 млн лет, Восточная Антарктида) // Физика Земли. 2022. № 6. С. 90–112. https://doi.org/10.31857/ S0002333722060126

Щербакова В.В., Жидков Г.В., Павлов В.Э., Земцов В.А. Оценка напряженности геомагнитного поля в протерозое на породах Южной Карелии. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы международного семинара. Казань. 2004. С. 61–66.

Щербакова В.В., Пасенко А.М., Жидков Г.В., Щербаков В.П., Афиногенова Н.А. Ультранизкая интенсивность геомагнитного поля в мезопротерозое по данным изучения интрузивных тел возрастом 1380 млн лет из Уджинского авлакогена Сибирской платформы // Физика Земли. 2023а. № 5. С. 24–46.

Щербакова В.В., Веселовский Р.В., Жидков Г.В., Афиногенова Н.А., Самсонов А.В., Степанова А.В., Смирнов М.А. Палеомагнетизм Великой дайки Кольского полуострова (2.68 млрд лет): новые свидетельства ультранизкой напряженности магнитного поля Земли в позднем архее. Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. 20236. Т. 165. № 4. С. 537–549. https:// doi.org/10.26907/2542-064X.2023.4.537-549

Щербакова В.В., Павлов В.Э., Щербаков В.П., Неронов И., Земцов В.А. Результаты палеомагнитных исследований и оценка палеонапряженности геомагнитного поля на границе раннего и среднего рифея на породах салминской свиты (Северное Приладожье) // Физика Земли. 2006а. № 3. С. 57–68.

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. https:// doi.org/10.7868/s0002333717050118

Aubert J., Labrosse S., Poitou C. Modelling the palaeoevolution of the geodynamo // Geophys. J. Int. 2009. V. 179. \mathbb{N} 3. P. 1414–1428. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04361.x Bakhmutov V.G., Mytrokhyn O.V., Poliachenko I.B., Cherkes S.I. New palaeomagnetic data for Palaeoproterozoic AMCG complexes of the Ukrainian Shield // Geofizicheskiy Zhurnal. 2023. V. 45. № 4. P. 3–19. https://doi.org/10.24028/ gj.v45i4.286283

Biggin A.J., Strik G.H.M.A., Langereis C.G. The intensity of the geomagnetic field in the late-Archaean: New measurements and an analysis of the updated IAGA palaeointensity database // Earth, Planets and Space. 2009. V. 61. \mathbb{N}_{2} 1. P. 9–22. https://doi.org/10.1186/BF03352881

Blanco D., Kravchinsky V.A., Valet J.P., Ali A., Potter D.K. Does the Permo-Triassic geomagnetic dipole low exist? // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2012. V. 204– 205. P. 11–21. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.06.005

Bono R.K., Paterson G.A., van der Boon A., Engbers Y.A., Michael Grappone J., Handford B., Hawkins L.M.A., Lloyd S.J., Sprain C.J., Thallner D., Biggin A.J. The PINT database: a definitive compilation of absolute palaeomagnetic intensity determinations since 4 billion years ago // Geophysical Journal International. 2022. V. 229. № 1. P. 522–545. https:// doi.org/10.1093/gji/ggab490

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 // Journal of geomagnetism and geoelectricity. 1967. V. 19. \mathbb{N}° 3. P. 157–179. https://doi.org/10.5636/jgg.19.157

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 // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1978. V. 83. № B4. P. 1740– 1756. https://doi.org/10.1029/jb083ib04p01740

Davies C.J. Cooling history of Earth's core with high thermal conductivity // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2015. V. 247. P. 65–79. https://doi.org/10.1016/j. pepi.2015.03.007

Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V. 13. № 4. P. 260–267. https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X

Di Chiara A., Muxworthy A.R., Trindade R.I.F., Bispo-Santos F. Paleoproterozoic geomagnetic field strength from the Avanavero mafic sills, Amazonian Craton, Brazil // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2017. V. 18. № 11. P. 3891–3903. https://doi.org/10.1002/2017GC007175

Donadini F., Elming S.Å., Tauxe L., Hålenius U. Paleointensity determination on a 1.786 Ga old gabbro from Hoting, Central Sweden // Earth and Planetary Science Letters. 2011. V. 309. № 3–4. P. 234–248. https://doi.org/10.1016/j. epsl.2011.07.005

Driscoll P.E. Simulating 2 Ga of geodynamo history // Geophysical Research Letters. 2016. V. 43. № 11. P. 5680–5687. https://doi.org/10.1002/2016GL068858

Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/ Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2002. V. 107. № B3. P. EPM 4-22. https://doi. org/10.1029/2001JB000486

157

Elming S.Å., Moakhar M.O., Layer P., Donadini F. Uplift deduced from remanent magnetization of a proterozoic basic dyke and the baked country rock in the Hoting area, Central Sweden: a palaeomagnetic and 40Ar/39Ar study // Geophysical Journal International. 2009. V. 179. № 1. P. 59–78. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04265.x

Elming S.-Å., Mikhailova N.P., Kravchenko S. Palaeomagnetism of Proterozoic rocks from the Ukrainian Shield: new tectonic reconstructions of the Ukrainian and Fennoscandian shields // Tectonophysics. 2001. V. 339. № 1. P. 19–38. https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00032-4

Fabian K., Shcherbakov V.P., McEnroe S.A. Measuring the Curie temperature // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2013. V. 14. № 4. P. 947–961. https://doi. org/10.1029/2012GC004440

Gubbins D., Alfè D., Masters G., Price G.D., Gillan M. Gross thermodynamics of two-component core convection // Geophysical Journal International. 2004. V. 157. № 3. P. 1407–1414. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02219.x

Hawkins L.M.A., Grappone J.M., Sprain C.J., Saengduean P., Sage E.J., Thomas-Cunningham S., Kugabalan B., Biggin A.J. Intensity of the Earth's magnetic field: Evidence for a Mid-Paleozoic dipole low // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2021. V. 118. № 34. Px. e2017342118. https://doi.org/10.1073/pnas.2017342118

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 and Planetary Science Letters. 2019. V. 506. P. 134–145. https://doi.org/10.1016/J. EPSL.2018.10.035

Herrero-Bervera E., Krasa D., Van Kranendonk M.J. A whole rock absolute paleointensity determination of dacites from the Duffer Formation (ca. 3.467 Ga) of the Pilbara Craton, Australia: An impossible task? // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2016. V. 258. P. 51–62. https://doi. org/10.1016/j.pepi.2016.07.001

Kissel C., Laj C. Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations: Application to Hawaiian basaltic long cores // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2004. V. 147. № 2-3 SPEC.ISS. P. 155–169. https://doi. org/10.1016/j.pepi.2004.06.010

Kodama K.P., Carnes L.K., Tarduno J.A., Berti C. Palaeointensity of the 1.3 billion-yr-old Gardar basalts, southern Greenland revisited: no evidence for onset of inner core growth // Geophysical Journal International. 2019. V. 217. № 3. P. 1974–1987. https://doi.org/10.1093/gji/ggz126

Kulakov E.V., Smirnov A.V., Diehl J.F. Absolute geomagnetic paleointensity as recorded by ~1.09 Ga Lake Shore Traps (Keweenaw Peninsula, Michigan) // Studia Geophysica et Geodaetica. 2013. V. 57. № 4. P. 565–584. https://doi. org/10.1007/s11200-013-0606-3

Landeau M., Aubert J., Olson P. The signature of inner-core nucleation on the geodynamo // Earth and Planetary Science

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 4 2024

Letters. 2017. V. 465. P. 193–204. https://doi.org/10.1016/J. EPSL.2017.02.004

Leonhardt R., Heunemann C., Krása D. Analyzing absolute paleointensity determinations: Acceptance criteria and the software ThellierTool4.0 // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2004. V. 5. № 12. P. Q12016–Q12016. https://doi.org/10.1029/2004GC000807

Lhuillier F., Shcherbakov V.P., Sycheva N.K. Detecting dipolarity of the geomagnetic field in the paleomagnetic record // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2023. V. 120. № 25. P. e2220887120. https://doi.org/10.1073/pnas.2220887120

Lloyd S.J., Biggin A.J., Paterson G.A., McCausland P.J.A. Extremely weak early Cambrian dipole moment similar to Ediacaran: Evidence for long-term trends in geomagnetic field behaviour? // Earth and Planetary Science Letters. 2022. V. 595. P. 117757. https://doi.org/10.1016/j. epsl.2022.117757

Lloyd S.J., Biggin A.J., Halls H., Hill M.J. First palaeointensity data from the Cryogenian and their potential implications for inner core nucleation age // Geophysical Journal International. 20216. V. 226. № 1. P. 66–77. https://doi. org/10.1093/gji/ggab090

Lloyd S.J., Biggin A.J., Li Z.-X. New paleointensity data suggest possible Phanerozoic-type paleomagnetic variations in the Precambrian // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2021a. V. 22. № 10. P. e2021GC009990. https://doi.org/10.1029/2021GC009990

Macouin M., Valet J.P., Besse J., Ernst R.E. Absolute paleointensity at 1.27 Ga from the Mackenzie dyke swarm (Canada) // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2006. V. 7. № 1. P. Q01H21-Q01H21. https://doi.org/10.1029/2005GC000960

Macouin M., Valet J.P., Besse J., Buchan K., Ernst R., LeGoff M., Scharer U. Low paleointensities recorded in 1 to 2.4 Ga Proterozoic dykes, Superior Province, Canada // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 213. № 1–2. P. 79–95. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00243-7

McArdle N.J., Halls H.C., Shaw J. Rock magnetic studies and a comparison between microwave and Thellier palaeointensities for Canadian Precambrian dykes // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2004. V. 147. № 2-3 P. 247–254. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.03.015

McClelland E., Briden J.C. An improved methodology for Thellier-type paleointensity determination in igneous rocks and its usefulness for verifying primary thermoremanence // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1996. V. 101. № B10. P. 21995–22013. https://doi.org/10.1029/96JB02113

Miki M., Taniguchi A., Yokoyama M., Gouzu C., Hyodo H., Uno K., Zaman H., Otofuji Y. Palaeomagnetism and geochronology of the Proterozoic dolerite dyke from southwest Greenland: indication of low palaeointensity* // Geophysical Journal International. 2009. V. 179. № 1. P. 18–34. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04258.x

Miki M., Seki H., Yamamoto Y., Gouzu C., Hyodo H., Uno K., Otofuji Y. Paleomagnetism, paleointensity and geochronology of a Proterozoic dolerite dyke from southern West Greenland // Journal of Geodynamics. 2020. V. 139. P. 101752.

Morimoto C., Otofuji Y., Miki M., Tanaka H., Itaya T. Preliminary palaeomagnetic results of an Archaean dolerite dyke of west Greenland: geomagnetic field intensity at 2.8 Ga // Geophysical Journal International. 1997. V. 128. № 3. P. 585–593. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997. tb05320.x

Muxworthy A.R. Revisiting a domain-state independent method of palaeointensity determination // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2010. V. 179. № 1–2. P. 21–31. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.01.003

Muxworthy A.R., Evans M.E., Scourfield S.J., King J.G. Paleointensity results from the late-Archaean Modipe Gabbro of Botswana // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2013. V. 14. № 7. P. 2198–2205. https://doi.org/10.1002/ggge.20142

Nakamura N., Iyeda Y. Magnetic properties and paleointensity of pseudotachylytes from the Sudbury structure, Canada: Petrologic control: Pseudotachylytes and Seismogenic Friction // Tectonophysics. 2005. V. 402. No 1. P. 141–152. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.10.015

Paterson G.A., Biggin A.J., Hodgson E., Hill M.J. Thelliertype paleointensity data from multidomain specimens // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2015. V. 245. P. 117–133. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2015.06.003

Paterson G.A., Tauxe L., Biggin A.J., Shaar R., Jonestrask L.C. On improving the selection of Thellier-type paleointensity data // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2014. V. 15. № 4. P. 1180–1192. https://doi.org/10.1002/2013GC005135

Perrin M., Shcherbakov V. Paleointensity of the Earth's magnetic field for the past 400 Ma: Evidence for a dipole structure during the Mesozoic low // Journal of geomagnetism and geoelectricity. 1997. V. 49. № 4. P. 601–614. https://doi. org/10.5636/jgg.49.601

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. https://doi.org/10.1038/nature11031

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 // Journal of Geophysical Research. 1985. V. 90. № B12. P. 10417–10448. https://doi.org/10.1029/jb090ib12p10417

Salminen J., Donadini F., Pesonen L.J., Masaitis V.L., Naumov M.V. Paleomagnetism and petrophysics of the Jänisjärvi impact structure, Russian Karelia // Meteoritics & Planetary Science. 2006. T. 41. № 12. C. 1853–1870. https://doi. org/10.1111/j.1945-5100.2006.tb00456.x

Selkin P.A., Tauxe L. Long-term variations in palaeointensity // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2000. V. 358. Nº 1768. P. 1065–1088. https://doi.org/10.1098/ rsta.2000.0574 Selkin P.A., Gee J.S., Meurer W.P., Hemming S.R. Paleointensity record from the 2.7 Ga Stillwater Complex, Montana // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2008. V. 9. № 12. P. Q12023–Q12023. https://doi.org/10.1029/2008GC001950

Shaar R., Tauxe L. Thellier GUI: An integrated tool for analyzing paleointensity data from Thellier-type experiments // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2013. V. 14. № 3. P. 677–692. https://doi.org/10.1002/ggge.20062

Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Heider F. Properties of partial thermoremanent magnetization in pseudosingle domain and multidomain magnetite grains // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2000. V. 105. № B1. P. 767–781. https://doi.org/10.1029/1999JB900235

Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Lubnina N.V. Palaeointensity determinations on rocks from Palaeoproterozoic dykes from the Kaapvaal Craton (South Africa) // Geophysical Journal International. 2014. V. 197. № 3. P. 1371–1381. https://doi.org/10.1093/gji/ggu098

Shcherbakova V., Bakhmutov V., Shcherbakov V., Zhidkov G. New 1.72–1.76 Ga paleointensity data obtained on Proterozoic volcanic rocks from the Ukrainian Shield. EGU General Assembly Conference Abstracts. Online. 2020. P. 5776. https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-5776

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 // Geophysical Journal International. 2017. V. 209. № 2. P. 1265–1286. https://doi.org/10.1093/gji/ggx085

Shcherbakova V.V., Lubnina N.V., Shcherbakov V.P., Mertanen S., Zhidkov G.V., Vasilieva T.I., Tsel'movich V.A. Palaeointensity and palaeodirectional studies of early Riphaean dyke complexes in the Lake Ladoga region (Northwestern Russia) // Geophysical Journal International. 2008. V. 175. \mathbb{N} 2. P. 433–448. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03859.x

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 // Geophysical Journal International. 2020. V. 220. № 3. P. 1928– 1946. https://doi.org/10.1093/gji/ggz566

Shumlyanskyy L., Hawkesworth C., Billström K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Romer R., Dhuime B., Claesson S., Ernst R., Whitehouse M., Bilan O. The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian shield: New U-Pb ages and Hf isotopes in zircon // Precambrian Research. 2017. V. 292. P. 216–239. https://doi.org/10.1016/j. precamres.2017.02.009

Smirnov A.V., Evans D.A.D. Geomagnetic paleointensity at ~2.41 Ga as recorded by the Widgiemooltha Dike Swarm, Western Australia // Earth and Planetary Science Letters. 2015. V. 416. P. 35–45. https://doi.org/10.1016/j. epsl.2015.02.012

Smirnov A.V., Tarduno J.A., Pisakin B.N. Paleointensity of the early geodynamo (2.45 Ga) as recorded in Karelia: A single-crystal approach // Geology. 2003. V. 31. № 5. P. 415–418.

https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0415:POTEG G>2.0.CO;2

Smirnov A.V., Tarduno J.A. Thermochemical remanent magnetization in Precambrian rocks: Are we sure the geomagnetic field was weak? // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2005. V. 110. № 6. P. 1–12. https://doi. org/10.1029/2004JB003445

Sprain C.J., Swanson-Hysell N.L., Fairchild L.M., Gaastra K. A field like today's? The strength of the geomagnetic field 1.1 billion years ago // Geophysical Journal International. 2018. V. 213. № 3. P. 1969–1983. https://doi.org/10.1093/gji/ggy074

Sumita I., Hatakeyama T., Yoshihara A., Hamano Y. Paleomagnetism of late Archean rocks of Hamersley basin, Western Australia and the paleointensity at early Proterozoic // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2001. V. 128. № 1–4. P. 223–241. https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00288-6

Tarduno J.A., Cottrell R.D., Watkeys M.K., Hofmann A., Doubrovine P.V., Mamajek E.E., Liu D., Sibeck D.G., Neukirch L.P., Usui Y. Geodynamo, solar wind, and magnetopause 3.4 to 3.45 billion years ago // Science. 2010. V. 327. № 5970. P. 1238–1240. https://doi.org/10.1126/ science.1183445

Tarduno J.A., Cottrell R.D., Watkeys M.K., Bauch D. Geomagnetic field strength 3.2 billion years ago recorded by single silicate crystals // Nature. 2007. V. 446. № 7136. P. 657–660. https://doi.org/10.1038/nature05667

Thallner D., Biggin A.J., McCausland P.J.A., Fu R.R. New paleointensities from the Skinner Cove Formation, New-foundland, suggest a changing state of the geomagnetic field at the Ediacaran-Cambrian transition // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2021. V. 126. № 9. P. e2021JB022292. https://doi.org/10.1029/2021JB022292

Thallner D., Shcherbakova V.V., Bakhmutov V.G., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Poliachenko I.B., Biggin A.J. New palaeodirections and palaeointensity data from extensive profiles through the Ediacaran section of the Volyn Basalt Province (NW Ukraine) // Geophysical Journal International. 2022. V. 231. № 1. P. 474–492. https://doi. org/10.1093/gji/ggac186

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

Valet J.-P., Besse J., Kumar A., Vadakke-Chanat S., Philippe E. The intensity of the geomagnetic field from 2.4 Ga old Indian dykes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2014. V. 15. № 6. P. 2426–2437. https://doi. org/10.1002/2014gc005296

Veselovskiy R.V., Samsonov A.V., Stepanova A.V., Salnikova E.B., Larionova Y.O., Travin A.V., Arzamastsev A.A., Egorova S.V., Erofeeva K.G., Stifeeva M.V., Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Zakharov V.S. 1.86 Ga key paleomagnetic pole from the Murmansk craton intrusions – Eastern Murman Sill Province, NE Fennoscandia: Multidisciplinary approach and paleotectonic applications // Precambrian Research. 2019. V. 324. P. 126–145. https://doi. org/10.1016/J.PRECAMRES.2019.01.017

ФИЗИКА ЗЕМЛИ №4 2024

Wilson R.L. The thermal demagnetization of natural magnetic moments in rocks // Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 1961. V. 5. № 1. P. 45–58. https://doi. org/10.1111/j.1365-246X.1961.tb02928.x

Yoshihara A., Hamano Y. Intensity of the Earth's magnetic field in late Archean obtained from diabase dikes of the Slave Province, Canada // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2000. V. 117. № 1–4. P. 295–307. https://doi. org/10.1016/S0031-9201(99)00103-X

Yoshihara A., Hamano Y. Paleomagnetic constraints on the Archean geomagnetic field intensity obtained from komatiites of the Barberton and Belingwe greenstone belts, South Africa and Zimbabwe // Precambrian Research. 2004. V. 131. № 1–2. P. 111–142. https://doi. org/10.1016/j.precamres.2004.01.003

Yu Y., Dunlop D.J. Multivectorial paleointensity determination from the Cordova Gabbro, southern Ontario // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 203. № 3–4. P. 983– 998. https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00900-7

Yu Y., Dunlop D.J. Paleointensity determination on the Late Precambrian Tudor Gabbro, Ontario // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2001. V. 106. № B11. P. 26331– 26343. https://doi.org/10.1029/2001jb000213

Zhang Y., Swanson-Hysell N.L., Avery M.S., Fu R.R. High geomagnetic field intensity recorded by anorthosite xenoliths requires a strongly powered late Mesoproterozoic geody-namo // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2022. V. 119. № 29. P. e2202875119. https://doi.org/10.1073/pnas.2202875119

Zhou T., Tarduno J.A., Nimmo F., Cottrell R.D., Bono R.K., Ibanez-Mejia M., Huang W., Hamilton M., Kodama K., Smirnov A.V., Crummins B., Padgett F. Early Cambrian renewal of the geodynamo and the origin of inner core structure // Nat Commun. 2022. V. 13. № 1. P. 4161. https://doi. org/10.1038/s41467-022-31677-7

Low Paleomagnetic Field in the Proterozoic: New 1.72–1.76 Ga Paleointensity Data Obtained on the Proterozoic Volcanics from the Ukrainian Shield

V. V. Shcherbakova*, G. V. Zhidkov, V. P. Shcherbakov, and N. A. Aphinogenova

Geophysical Observatory "Borok," Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl oblast, 152742 Russia *e-mail: valia.borok@mail.ru

> Received February 14, 2024 revised February 27, 2024 accepted March 10, 2024

Abstract – A collection of igneous rocks from the Ukrainian Shield sampled from the Korsun-Novomyrhorod pluton (age interval 1760–1735 Ma, Ingul Domain) and from the Korosten pluton (age 1760–1750 Ma, North-Western Domain) is studied. To obtain reliable determinations of paleointensity (B_{anc}), the magnetic and thermomagnetic properties of samples were studied and X-ray diffraction analyses were carried out. It is shown that the carriers of the characteristic component of natural remanent magnetization are single- and small pseudo-single-domain magnetite grains. To determine B_{anc} , two methods were used: the Thellier–Coe procedure with the pTRM-checks and the Wilson method. Paleointensity determinations are obtained from five sites and are shown to meet quality criteria. For all five sites, the values of the B_{anc} and the virtual dipole moment (VDM) are extremely low, varying within the range of $3.6-9.76 \ \mu T$ and $(0.92-2.43) \times 10^{22} \ Am^2$, respectively. The analysis of the data from the paleointensity world database (WDB) has shown that the operating mode of the geodynamo in the Proterozoic can be characterized by a succession of strong and weak dipole regimes, but the reality of this conclusion entirely depends on the reliability of the data reported in the literature and presented in the WDB.

Keywords: Proterozoic, low paleointensity, Ukrainian Shield, Thellier and Wilson methods, single and pseudo-single domain grains, nondipole field