

УДК 551.762, 550.384

doi: 10.55959/MSU0579-9406-4-2025-64-6-132-146

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ВЕРХНЕЮРСКИХ ПОРОД ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ: РАЗРЕЗЫ ПОЧИНКИ И ДУБРОВСКОЕ

Любовь Александровна Ладыгина¹✉, Анна Михайловна Фетисова²

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН; Геологический институт РАН, Москва, Россия; ladurfin@gmail.com ✉, <https://orcid.org/0009-0006-6122-3373>

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова; Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия; anna-fetis@ya.ru, <https://orcid.org/0000-0002-1851-9068>

Аннотация. Приведены результаты палеомагнитных и петромагнитных исследований двух верхнеюрских осадочных разрезов Русской плиты: Починки (Нижегородская область) и Дубровское (республика Мордовия). Породы изученных разрезов демонстрируют палеомагнитную запись хорошего качества, что позволило провести компонентный анализ и вычислить средние палеомагнитные направления характеристической компоненты намагниченности. Результаты компонентного анализа, петромагнитных исследований и микроскопического изучения пород свидетельствуют о вторичной природе характеристической компоненты намагниченности, связанную с замещением фрамбoidalного пирита магнетитом на этапе позднего диагенеза, что исключает возможность построения колонки магнитной полярности изученных разрезов.

Ключевые слова: юрская система, Русская плита, петромагнетизм, метакронное перемангничивание, фрамбoidalный пирит

Для цитирования: Ладыгина Л.А., Фетисова А.М. Палеомагнетизм верхнеюрских пород центральной части Русской плиты: разрезы Починки и Дубровское // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 132–146.

PALEOMAGNETISM OF UPPER JURASSIC ROCKS OF THE CENTRAL PART OF THE RUSSIAN PLATE: POCHINKI AND DUBROVSKOYE SECTIONS

Liubov A. Ladygina¹✉, Anna M. Fetisova²

¹ Lomonosov Moscow State University; Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS; Geological Institute RAS, Moscow, Russia; ladurfin@gmail.com ✉

² Lomonosov Moscow State University; Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia; anna-fetis@ya.ru

Abstract. The article presents the results of paleomagnetic and petromagnetic studies of two Upper Jurassic sedimentary sections of the Russian Plate: Pochinki (Nizhny Novgorod Region) and Dubrovskoye (Republic of Mordovia). The rocks of the studied sections demonstrate a good quality paleomagnetic record, which made it possible to carry out a component analysis and calculate the average paleomagnetic directions of the characteristic component of magnetization. The results of the component analysis, petromagnetic researches and microscopic study of the rocks confirm the secondary nature of the characteristic component of magnetization associated with the replacement of framboid pyrite by magnetite at the stage of late diagenesis, which excludes the possibility of constructing a column of magnetic polarity of the studied sections.

Keywords: Jurassic system, Russian Plate, petromagnetism, metachronous magnetization reversal, framboid pyrite

For citation: Ladygina L.A., Fetisova A.M. Paleomagnetism of the Upper Jurassic rocks of the central part of the Russian Plate: Pochinki and Dubrovskoye sections. *Moscow University Geol. Bull.* 2025; 6: 132–146. (In Russ.).

Введение. Магнитостратиграфические исследования юрских отложений европейской части России представляют особый интерес в связи с проблемой надежной корреляции тетических (низкоширотных) и бореальных (средне- и высокоширотных) разрезов этого возраста. Применение биостратиграфического метода для решения задач межрегиональной корреляции в этом стратиграфическом интервале во многих случаях затруднено из-за высокой степени провинциализма фаун и, соответственно, ограниченного географического распространения руководящих форм. В этой связи весьма перспективным видится использование магнитостратиграфического метода, который является независимым инструмен-

том корреляции осадочных толщ, принадлежащих разным палеобиогеографическим областям. Наличие детально разработанной шкалы магнитной полярности для юрского времени [Gradstein, et al., 2020] определяет принципиальную возможность корреляции с ней колонок магнитной полярности, полученных для конкретных разрезов.

Сведения о палеомагнетизме юрских отложений Русской плиты фрагментарны, они изучены в Нижнем и Среднем Поволжье и сопредельных районах [Гужиков, 2004; Гужиков и др., 1999, 2010; Дзюба и др., 2017; Маникин и др., 2020; Молостовский, Еремин, 2008; Молостовский и др., 2004; Пименов, 2008; Пименов и др., 2009; Рогов и др., 2009; Kiselev,

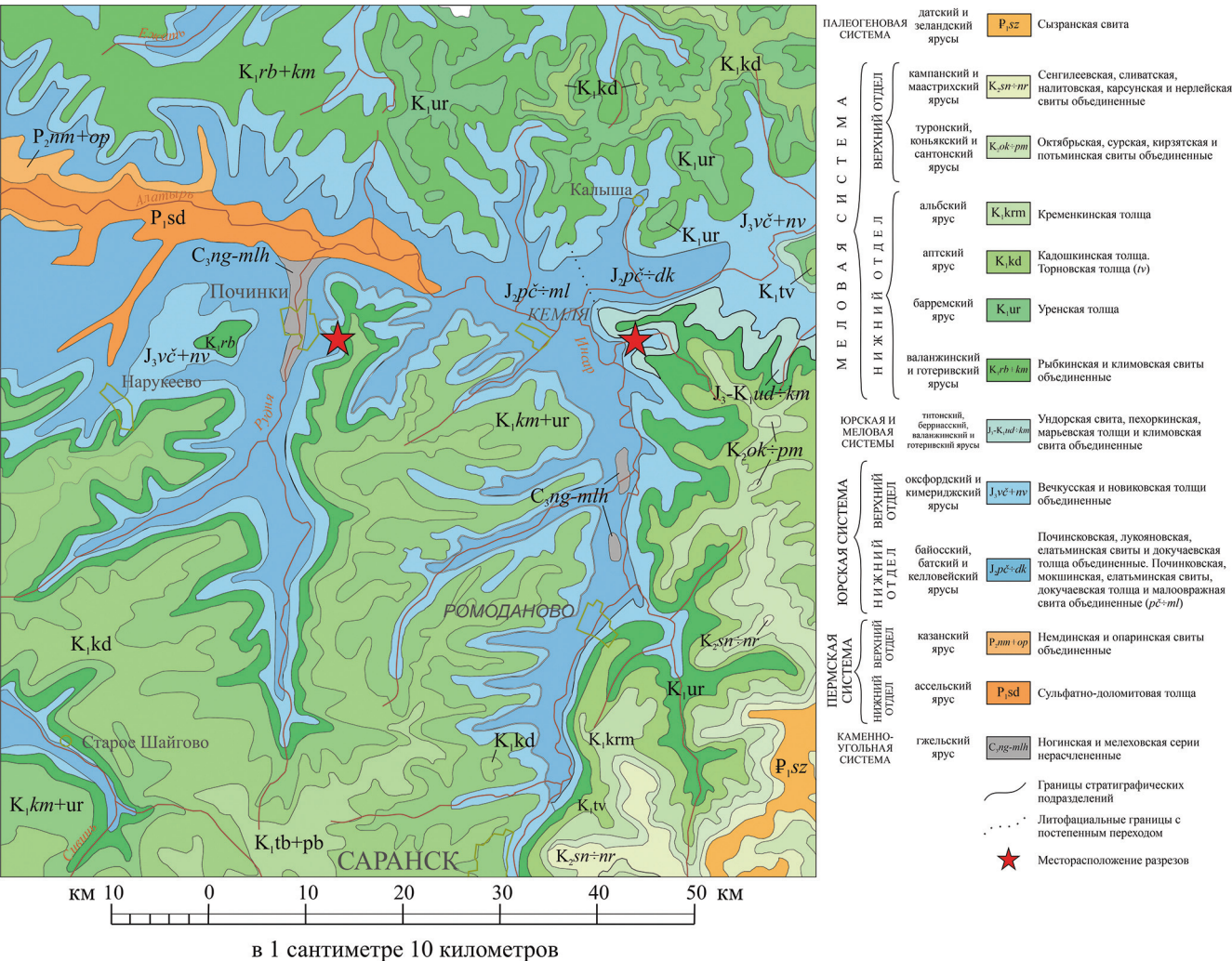


Рис. 1. Месторасположение разрезов на фрагменте геологической карты центральной части Восточно-Европейской платформы по [Государственная..., 2018] с упрощениями топографической основы

et al., 2013]. Важно отметить, что в перечисленных публикациях данные о магнитной полярности пород юрского возраста нередко получены по образцам керна скважин, что отрицательно сказывается на надежности магнитостратиграфических исследований. Практически неизученными остаются юрские разрезы северных (республика Коми) и центральных (Московская, Владимирская, Костромская области) регионов России. Таким образом, палеомагнитные исследования новых разрезов юрских осадочных толщ Русской плиты Восточно-Европейской платформы, выполненные на современном методическом уровне, являются актуальными и позволят существенно продвинуться в решении проблемы бореально-тетической корреляции и уточнению соответствующего интервала Общей магнитостратиграфической шкалы.

Для получения новых палеомагнитных данных по верхнеюрскому интервалу центральной части Русской плиты нами были исследованы два разреза. Разрез Дубровское (республика Мордовия) был обнаружен А.П. Ипполитовым (ГИН РАН) в 2018 г. [А.П. Ипполитов, устное сообщение]; разрез Починки (Нижегородская область) впервые упомянут

в работе [Мёллер, 1975]. Комплексное исследование указанных разрезов с целью уточнения строения вечуской свиты в типовой местности было проведено под руководством М.А. Рогова (ГИН РАН). Подробное описание обоих разрезов, а также предварительные результаты их биостратиграфического расчленения и сведения о распространении в них головоногих и двустворчатых моллюсков недавно были опубликованы в работе [Рогов и др., 2025]; в настоящем исследовании мы придерживаемся схемы расчленения разрезов, приводимой в указанной выше статье.

Для надежного использования результатов магнитостратиграфических исследований необходимым условием является обоснование возраста компонент естественной остаточной намагниченности (ЕОН). В данной работе представлены результаты палео- и петромагнитных исследований верхнеюрских пород морского генезиса, имеющих оксфорд-кимериджский возраст, а также приводятся сведения о времени возникновения и природе характеристической компоненты намагниченности.

Объекты исследований. Разрез Починки (54,688540°N, 44,893221°E) расположен на правом

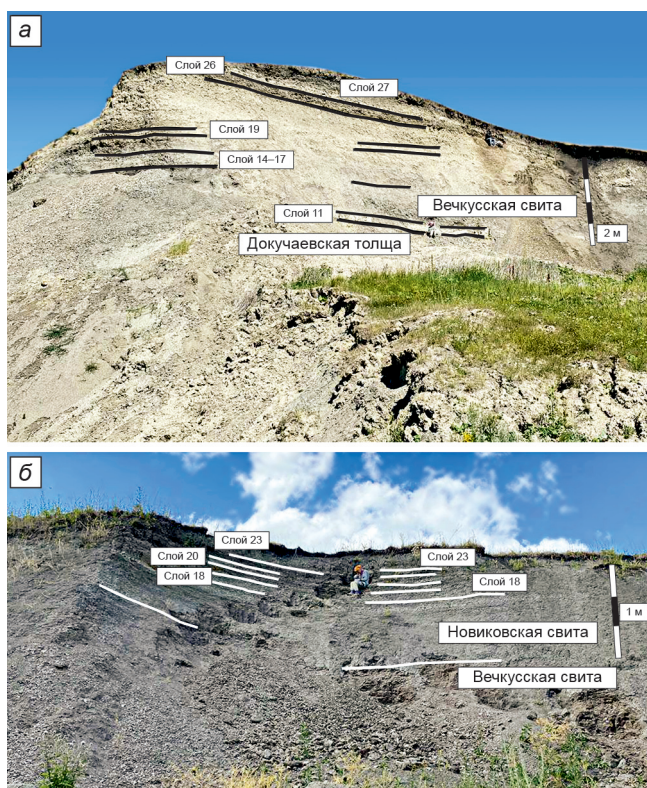


Рис. 2. Фотографии разрезов Починки (а) и Дубровское (б)

берегу реки Помаладка в 2,3 км к юго-востоку от села Починки Нижегородской области (рис. 1; 2, а). Многочисленные находки аммонитов дают возможность надежно обосновать возраст изученного стратиграфического интервала. Низы разреза, относящиеся к среднему келловею, не были опробованы в палеомагнитном отношении из-за плохой обнаженности. Более высокие части разреза (со слоя 11) относятся к зонам *Alternoides*, *Serratum* и *Regulare-Rozenkrantzi*, и представляют собой верхнеоксфордский интервал вечкуской свиты [Рогов и др., 2025]; именно они и были опробованы для проведения палеомагнитных исследований. Мощность опробованного интервала составила 9 м. Разрез сложен в основном серыми и бежевыми глинами, массивными и мелкооскольчатыми, с прослоем мергеля в нижней части (слой 11), с многочисленными горизонтами фосфатно-карбонатных конкреций. Залегание пород горизонтальное.

Разрез Дубровское (54,656356°N, 45,415156°E) расположен на правом берегу реки Иссыра в 630 м к северо-западу от деревни Дубровское (Ичкаловский район, республика Мордовия) (рис. 1; 2, б). Последовательность зон и биогоризонтов в разрезе определена по аммонитам: нижняя, верхнеоксфордская часть, относится к зонам *Serratum* и *Regulare-Rozenkrantzi*, далее вскрываются зоны *Bayeli* и *Cymodoce* нижнего кимериджа, а также низы зоны *Mutabilis* верхнего кимериджа, относящиеся к вечкуской и новиновской свитам [Рогов и др., 2025]. Общая мощность разреза составляет 12 м. Образцы для палеомагнитного изучения отбирались из

каждого слоя. Опробованные породы представлены горизонтально залегающими бежевыми и серыми глинами, в разной степени биотурбированными, с большим количеством горизонтов фосфоритовых и фосфатно-карбонатных конкреций.

Оползневые процессы, часто влияющие на результаты палеомагнитных определений по юрским отложениям [Гужиков, 2004; Пименов, 2008] в разрезах Починки и Дубровское нами не отмечены. Породы залегают в нормальной стратиграфической последовательности, горизонтально и прослеживаются вдоль склона на десятки-сотни метров.

Методика исследований. Отбор палеомагнитной коллекции производился из естественных обнажений, штUFFы ориентировались горным компасом по стандартной методике [Палеомагнитология, 1982]. Поскольку породы в обнажениях были влажными, чтобы избежать их растрескивания при высыхании, сразу после отбора штUFFы окунались в горячий парафин. Затем из них на камнерезном станке были выпилены образцы кубической формы с ребром 2 см для дальнейших измерений. Из разреза Починки был отобран 61 штUFF (82 палеомагнитных образца), из разреза Дубровское — 170 штUFFов (289 образцов). Поправка на местное магнитное склонение вводилась согласно модели IGRF-14: она составила 12,8° и 12,9° для разрезов Починки и Дубровское соответственно.

Лабораторные исследования палеомагнитной коллекции проводились в Лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН (г. Москва) на оборудовании ЦКП (Центр коллективного пользования) ИФЗ РАН [Veselovskiy, et al., 2022] и включали в себя измерение анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ), нормированной на массу образца магнитной восприимчивости (МВ), температурной зависимости магнитной восприимчивости, измерение параметров петель гистерезиса, а также проведение магнитных чисток температурой и переменным магнитным полем. Для уточнения состава магнитных минералов для наиболее представительных образцов были выполнены исследования на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ).

Анизотропия магнитной восприимчивости и температурная зависимость МВ измерялись на каппабридже MFK1-FA с приставкой CS-3 (AGICO, Чехия) в магнитном поле 200 или 300 А/м в воздушной среде. Максимальная температура нагрева составляла 700 °С, скорость нагрева — 13 °С/мин. Анализ результатов измерения АМВ производился с помощью программного обеспечения Anisoft 4.2, а анализ температурной зависимости МВ — в программе Cureval8. Исследование коэрцитивных параметров выполнялось с помощью вибромагнитометра (VSM) PMC MicroMag 3900 (Lake Shore, США).

Измерение естественной остаточной намагниченности (ЕОН) и размагничивание образцов переменным магнитным полем проводились на криогенном магнитометре SQUID (2G Enterprises,

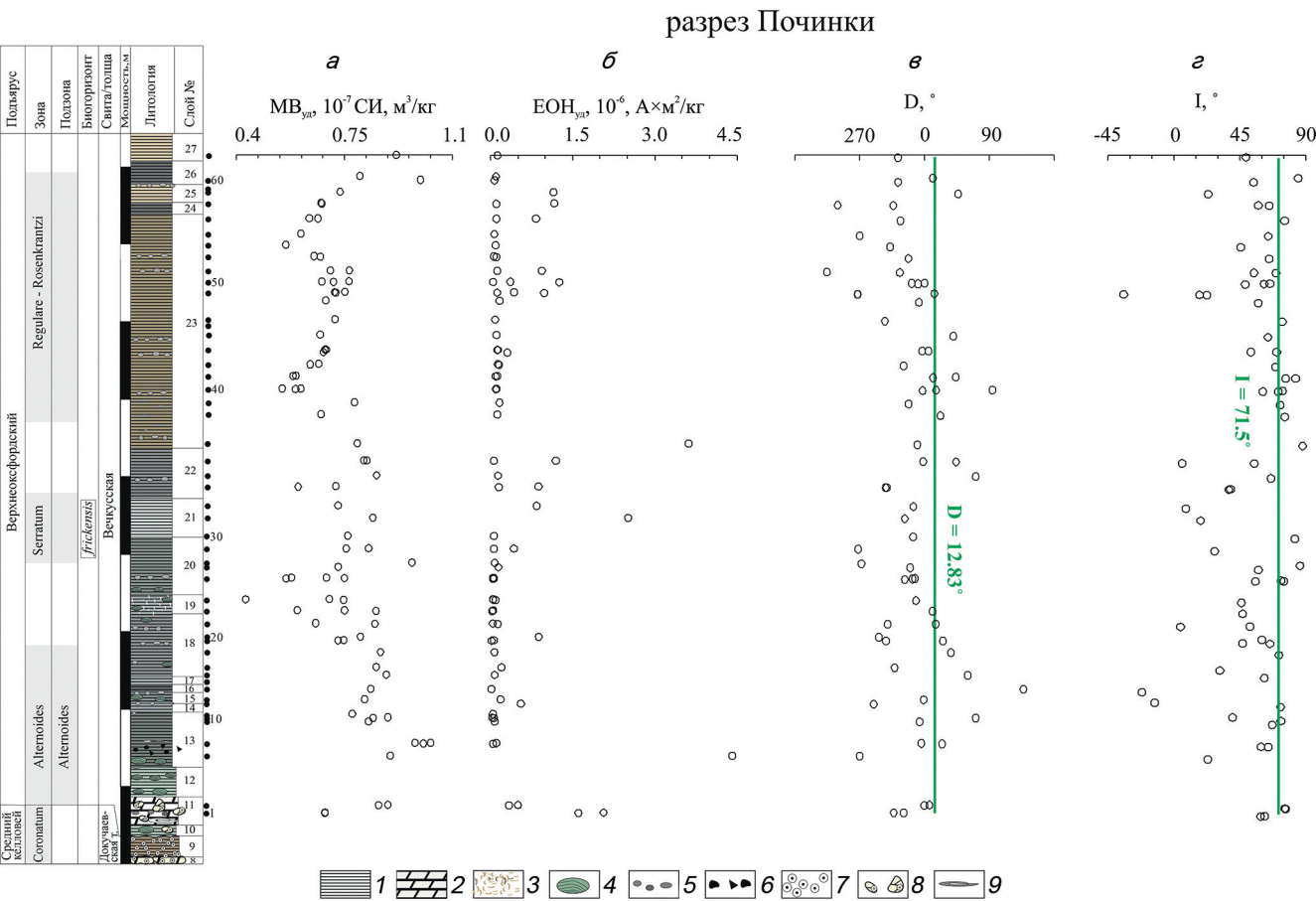


Рис. 3. Разрез Починки: а — величина удельной магнитной восприимчивости, б — величина удельной естественной остаточной намагниченности, в — склонение характеристической компоненты намагниченности, г — наклонение характеристической компоненты намагниченности. Зеленым показаны современные значения склонения и наклонения. Условные обозначения по [Рогов и др., 2025]: 1 — глина, 2 — мергель, 3 — биотурбации, 4 — строматолиты, 5 — фосфатно-карбонатные конкреции, 6 — фосфоритовая галька, 7 — железистые оолиты, 8 — гальки и валуны оолитовых мергелей среднего келловея, 9 — крупные раковины аммонитов. Цвет на колонке соответствует естественному цвету породы в шурфе

США) с приставкой для автоматической подачи образцов. Было выполнено 19 шагов размагничивания, максимальная амплитуда переменного поля составила 90 мТл. Температурная магнитная чистка выполнялась в немагнитной печи MMTD48 (Magnetic Measurements, Англия): максимальная температура нагрева составила 590 °С, шаг нагрева составлял от 50 до 10 °С. Обработка результатов магнитных чисток проводилась при помощи программного обеспечения PMGSC [Enkin, 1994] и PMTools [Ефремов, Веселовский, 2023]. Для выделения направлений характеристической компоненты намагниченности (ChRM) был проведен компонентный анализ методом главных компонент (PCA) [Kirschvink, 1980].

Также, для разделения спектров блокирующих температур высоко- и низкокоэрцитивных минералов, на семи образцах был проведен термомагнитный анализ по методике [Lowrie, 1990]. Образцы намагничивались в трех взаимно перпендикулярных направлениях: в поле 0,12 Тл по оси X, 0,40 Тл — по оси Y, 1,20 Тл — по оси Z на приборе ASC IM-100 Impulse Magnetizer (США). Затем для данных образцов была выполнена пошаговая магнитная чистка температурой от 100 до 600 °С в немагнитной печи.

Исследования морфологии и минерального состава пилотной группы образцов на микроуровне проводились с помощью сканирующего электронного микроскопа TESCAN MIRA IV LMS (Чехия) с ЭДС-детектором Oxford X-Max 80.

Петромагнетизм. Разрез Починки. Удельная магнитная восприимчивость образцов изменяется в пределах от $0,42 \times 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$, ед. СИ до $1,03 \times 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$, ед. СИ, среднее значение составляет $0,74 \times 10^{-7} \text{ м}^3/\text{кг}$, ед. СИ. Величина удельной естественной остаточной намагниченности варьирует от $0,02 \times 10^{-6} \text{ А} \cdot \text{м}^2/\text{кг}$ до $4,41 \times 10^{-6} \text{ А} \cdot \text{м}^2/\text{кг}$ среднее — $0,40 \times 10^{-6} \text{ А} \cdot \text{м}^2/\text{кг}$. Фактор Кёнигсбергера также меняется в значительных пределах от 0,003 до 0,617, при среднем значении 0,066, что характерно для осадочных горных пород [Гужиков и др., 1999].

В распределении MB по разрезу наблюдается определенная цикличность: снизу вверх она растет в 20-ой пачке, затем уменьшается в верхней части 22-ой и низах 23-ей, после снова растет и уменьшается в верхней части 23-й пачки (рис. 3). Пики значений ЕОН чаще всего приурочены к повышенным значениям MB, однако на уровне одного слоя ЕОН сильно изменчива (рис. 3), и по-видимому, ее изме-

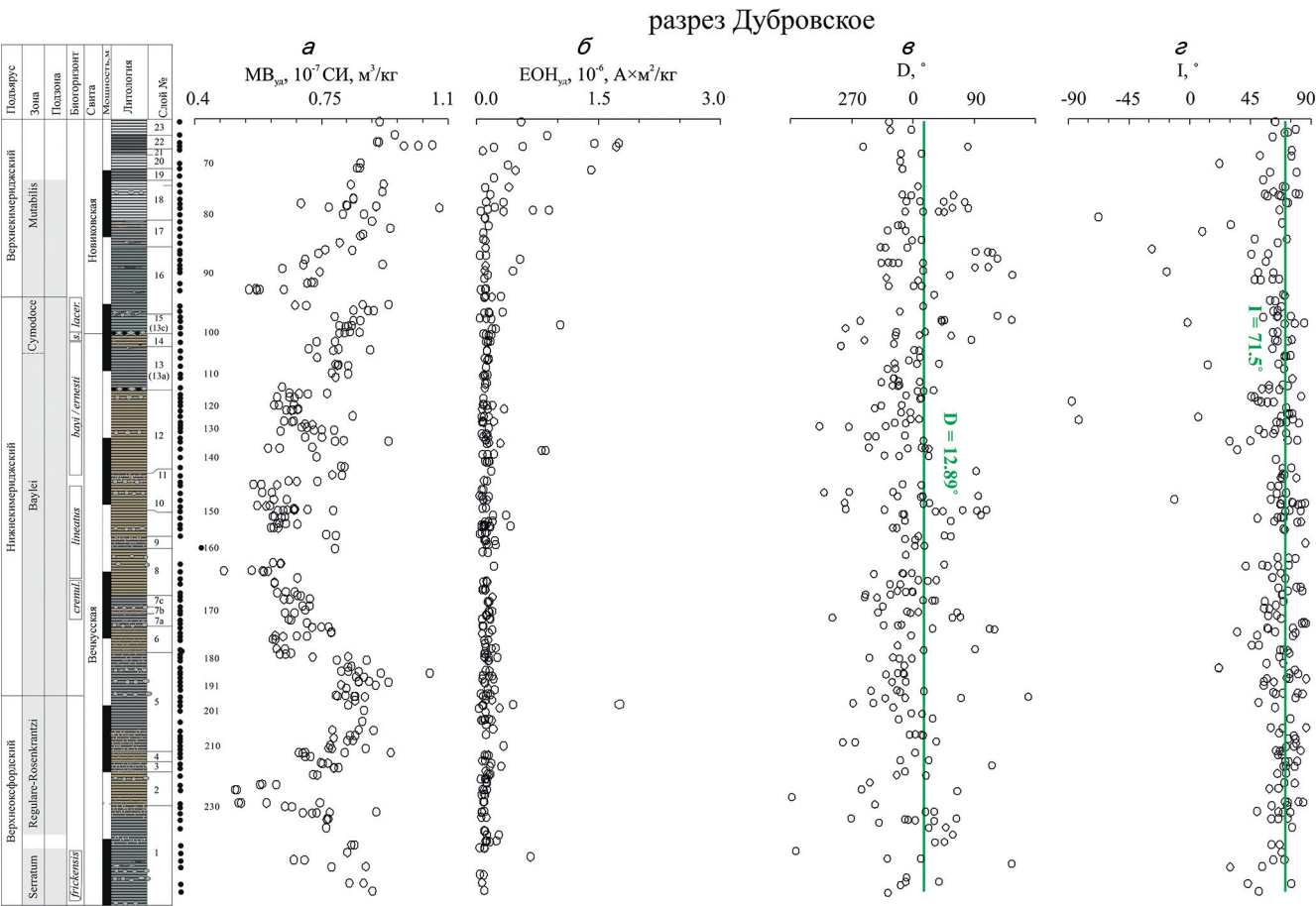


Рис. 4. Разрез Дубровское: *а* — величина удельной магнитной восприимчивости, *б* — величина удельной естественной остаточной намагниченности, *в* — склонение характеристической компоненты намагниченности, *г* — наклонение характеристической компоненты намагниченности. Зеленым показаны современные значения склонения и наклонения. Условные обозначения см. рис. 3

нения не связаны с литологической изменчивостью пород разреза.

Разрез Дубровское. Значения удельной магнитной восприимчивости колеблются в пределах от $0,12 \times 10^{-7}$ м³/кг, ед. СИ до $1,58 \times 10^{-7}$ м³/кг, ед. СИ, со средним, близким в таковому в разрезе Починки — $0,75 \times 10^{-7}$ м³/кг, ед. СИ. Удельная естественная остаточная намагниченность меняется от $0,02 \times 10^{-6}$ А·м²/кг до $4,70 \times 10^{-6}$ А·м²/кг, среднее значение составляет $0,22 \times 10^{-6}$ А·м²/кг. В верхней части разреза (15–19-я пачки) значения ЕОН значительно выше, чем в подстилающих слоях, и имеют больший размах. Минимальное значение фактора Кёнигсбергера равно 0,004, максимальное — 0,295, среднее — 0,035.

Закономерности распределения МВ выражены значительно хуже, чем в разрезе Починки, однако в интервале от подошвы 2-ой пачки до кровли 5-ой также отмечается плавный рост, а затем такое же плавное уменьшение МВ (рис. 4).

Палеомагнетизм. Палеомагнитная запись в образцах, размагниченных переменным полем, хорошего качества. На диаграммах Зийдервельда выделяются, преимущественно, две компоненты намагниченности, одна из которых имеет вязкую природу и разрушается при амплитуде размагничи-

вающего поля около 2–12 мТл (рис. 5). Более высококоэрцитивная компонента разрушается в широком диапазоне размагничивающего поля от 40 до 90 мТл. Однако в некоторых образцах при 90 мТл ЕОН разрушается менее чем на 50 %.

В процессе нагрева в воздушной среде в образцах происходят минералогические преобразования, поэтому палеомагнитная запись большинства образцов, подвергнутых температурной магнитной чистке, обладает плохим качеством и результаты температурного размагничивания практически не пригодны для компонентного анализа. Полное разрушение остаточной намагниченности отмечается при температуре 300–400 °С для большей части образцов (рис. 5).

Для 83 % образцов из разреза Починки возможно уверенное выделение характеристической компоненты намагниченности (ChRM) и вычисление ее направления, при этом MAD (median absolute deviation — среднее абсолютное отклонение) не превышает 9,1°, а у 80 % образцов — 5,3°. В подавляющем большинстве образцов ChRM имеет прямую полярность, однако в 13 % образцов ее наклонение понижено (8 образцов, $I < 25^\circ$) или отрицательно (2 образца). Распределение направлений ChRM характеризуется довольно большим разбросом

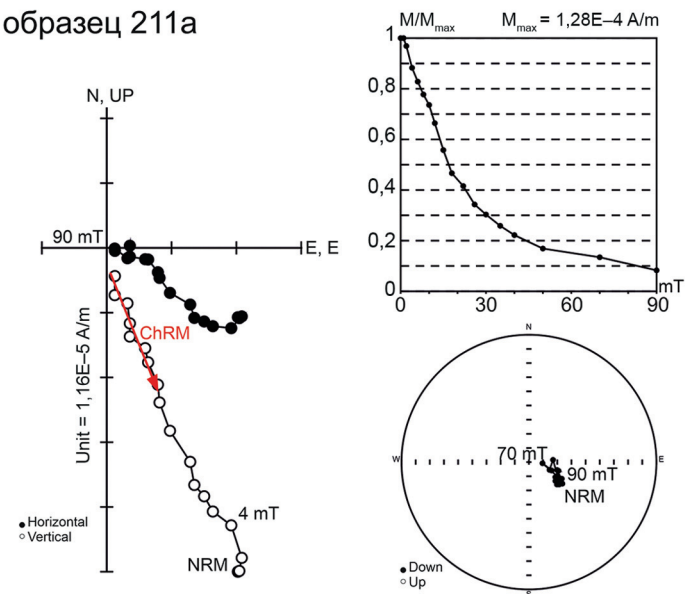
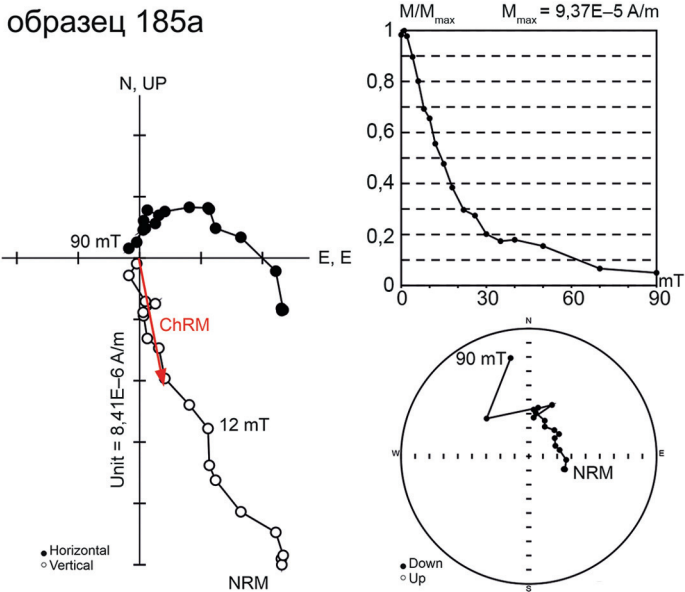
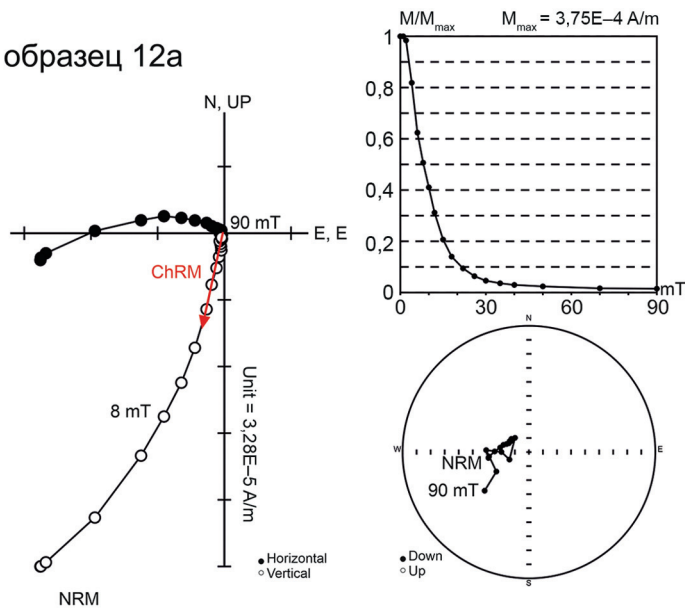
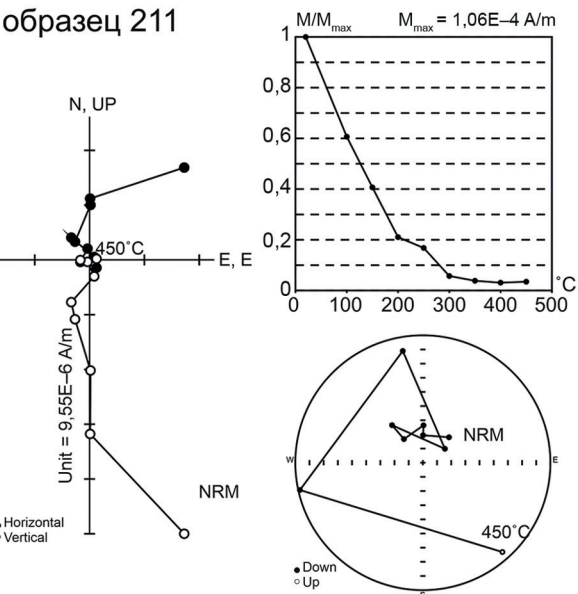
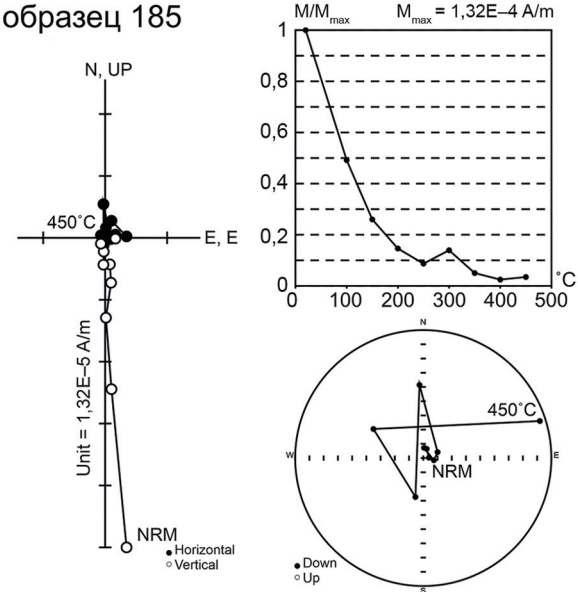


Рис. 5. Стереогаммы, кривые размагничивания и диаграммы Зийдервельда, иллюстрирующие процесс ступенчатых чисток переменным магнитным полем и температурой. Географическая (современная) система координат



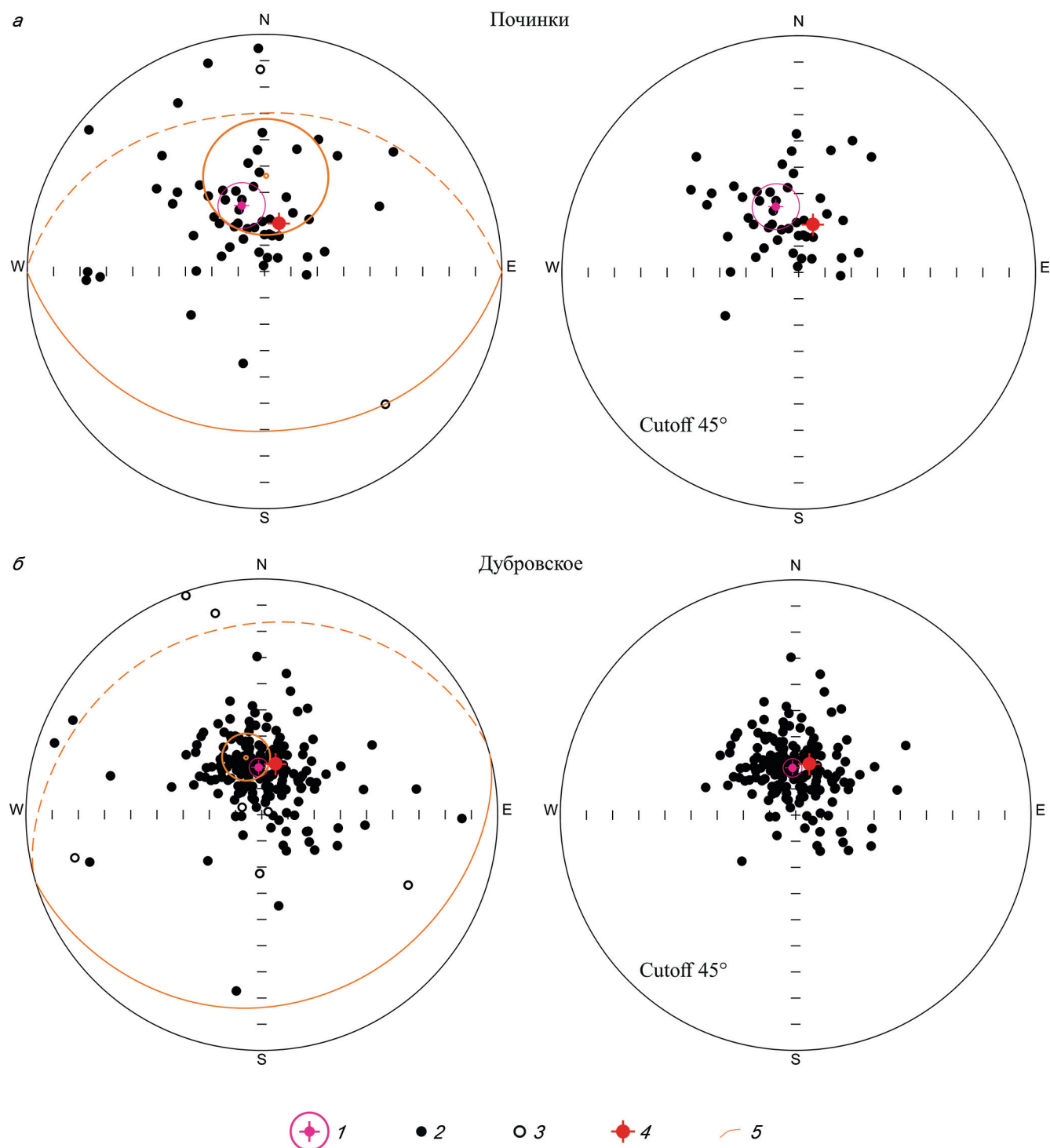


Рис. 6. Стереопроекции единичных направлений характеристической компоненты намагниченности (ChRM) образцов из разрезов Починки (а) и Дубровское (б) в географической системе координат. Условные обозначения: 1 — среднее направление ChRM с кругом 95%-го доверия; 2, 3 — проекции единичных векторов ChRM на нижнюю (2) и верхнюю (3) полусферы; 4 — современное направление магнитного поля, 5 — среднее направление наиболее кучной компоненты ЕОН, определенной методом больших кругов

(рис. 6, а), поэтому для вычисления среднего палеомагнитного направления был использован критерий отсечения («cutoff angle») 45° . Среднее палеомагнитное направление, вычисленное с учетом вышеуказанных ограничений, составляет $N=59$, $D=340,8^\circ$, $I=63,5^\circ$, $K=5,5^\circ$, $MAD=8,7^\circ$ (рис. 6, а).

В разрезе Дубровское ChRM уверенно выделяется у 88 % образцов, при этом только у 5 % из них

MAD более 10° . Пониженные ($I < 25^\circ$) и отрицательные наклонения характеристической компоненты свойственны для 11 образцов. Для исключения из распределения единичных направлений ChRM направлений-аутлайеров, было применено отсечение («cutoff angle») 45° . Среднее палеомагнитное направление ChRM составляет: $N=209$, $D=356,2^\circ$, $I=71,9^\circ$, $K=8,6$, $MAD=3,5^\circ$ (рис. 6, б).

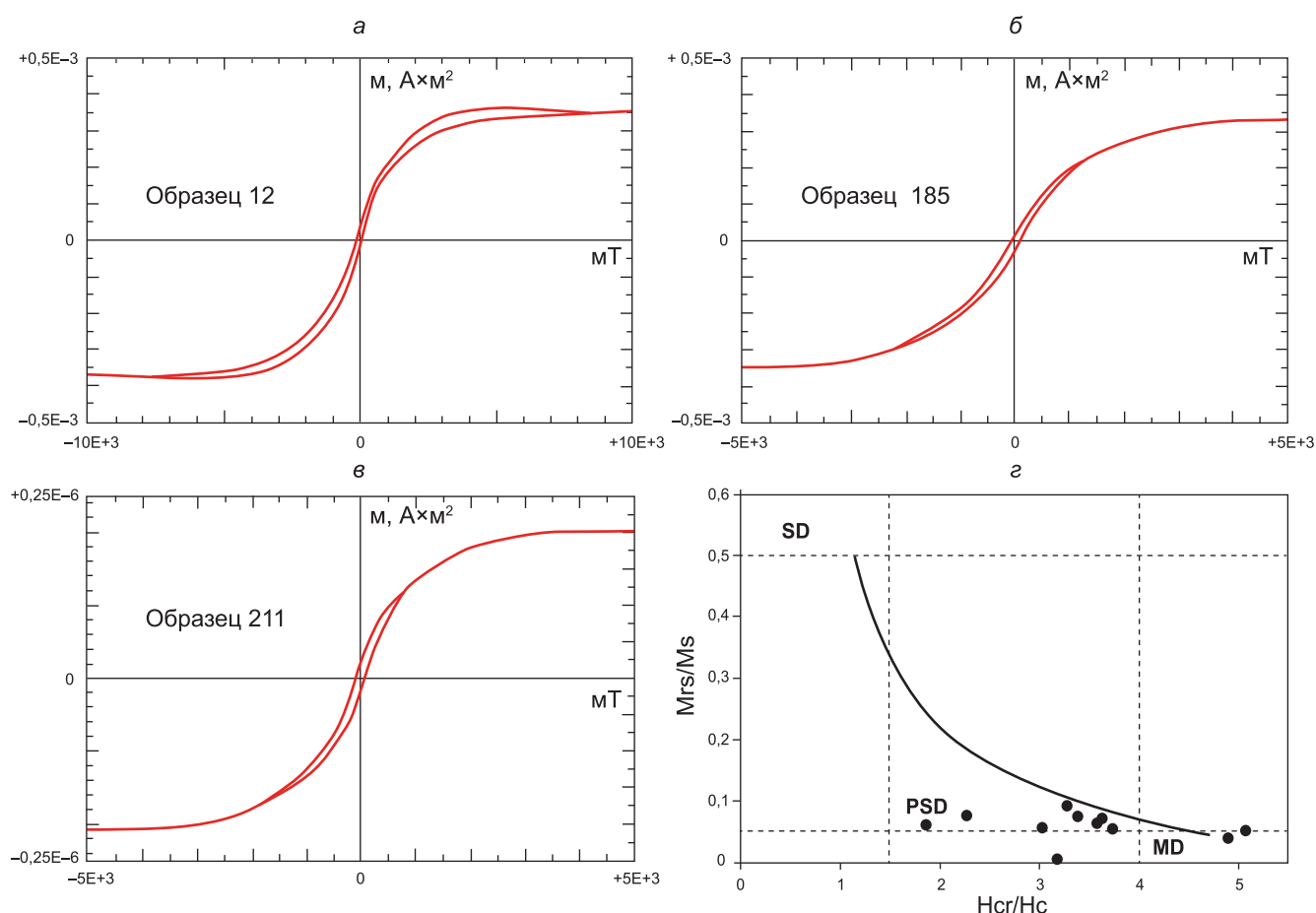


Рис. 7. Петли гистерезиса после удаления пара- и диамагнитного вкладов (а–в) и диаграмма Дэй (г) [Day, et al., 1977]. M_s — намагниченность насыщения, M_{rs} — остаточная намагниченность насыщения, H_c — коэрцитивная сила, H_{cr} — остаточная коэрцитивная сила, SD — однодоменные частицы, PSD — псевдооднодоменные частицы, MD — многодоменные частицы

Таким образом, в обоих разрезах невозможно достоверно выделить зоны обратной полярности, так как образцы с отрицательными (или пониженными) наклонениями спорадически рассеяны по разрезу и не могут быть объединены в интервалы. Рассчитанные средние палеомагнитные направления, с учетом доверительных интервалов, в целом близки данным, полученным ранее для этого интервала времени [Torsvik, et al., 2012; Пименов, 2008], хотя отличаются несколько более высокими наклонениями. Одновременно с этим они близки к современному направлению магнитного поля в местах опробования ($D/I = 12,8^\circ/71,5^\circ$) (рис. 3; 4). Близкое расположение среднего направления характеристической компоненты намагниченности, вектора современного геомагнитного поля и области пересечения больших кругов (рис. 6) служит указанием на то, что исследованные породы несут вторичную компоненту намагниченности, которая, возможно, возникла в современную эпоху. По существующим на данный момент представлениям, позднеоксфордскому-позднекимериджскому интервалу соответствуют магнитные хроны M30-M24 и для него характерна высокая частота инверсий магнитного поля [Gradstein, et al., 2020], что также

служит косвенным подтверждением предположения о вторичной природе ChRM в породах изученных разрезов.

Коэрцитивные параметры. На десяти образцах на вибромагнитометре были измерены петли магнитного гистерезиса при комнатной температуре, а также сняты кривые нормального намагничивания. Коррекция на величину пара- и диамагнитного вклада проведена на величину до 70 % от полного значения магнитного поля насыщения.

Перегиб петель в районе 100–200 мТл отвечает наличию в образце низкокоэрцитивного минерала, возможно, магнетита. В области низких полей некоторые петли сжаты, а в более высоких полях — расширены (рис. 7, а). Такая конфигурация («wasp-waisted») свидетельствует о присутствии в образце полидисперсных магнитных частиц и/или низко- и высококоэрцитивных минералов [Roberts, et al., 1995]. Петли гистерезиса этих образцов закрываются при более высоком значении поля — около 700 мТл. В других образцах петли имеют нормальную конфигурацию «potbellied», такие петли закрываются в полях 100–200 мТл (рис. 7, б, в). Отношение M_{rs}/M_s достаточно низкое — от 0,007 до 0,09, со средним значением 0,06. Согласно диаграмме Дэй

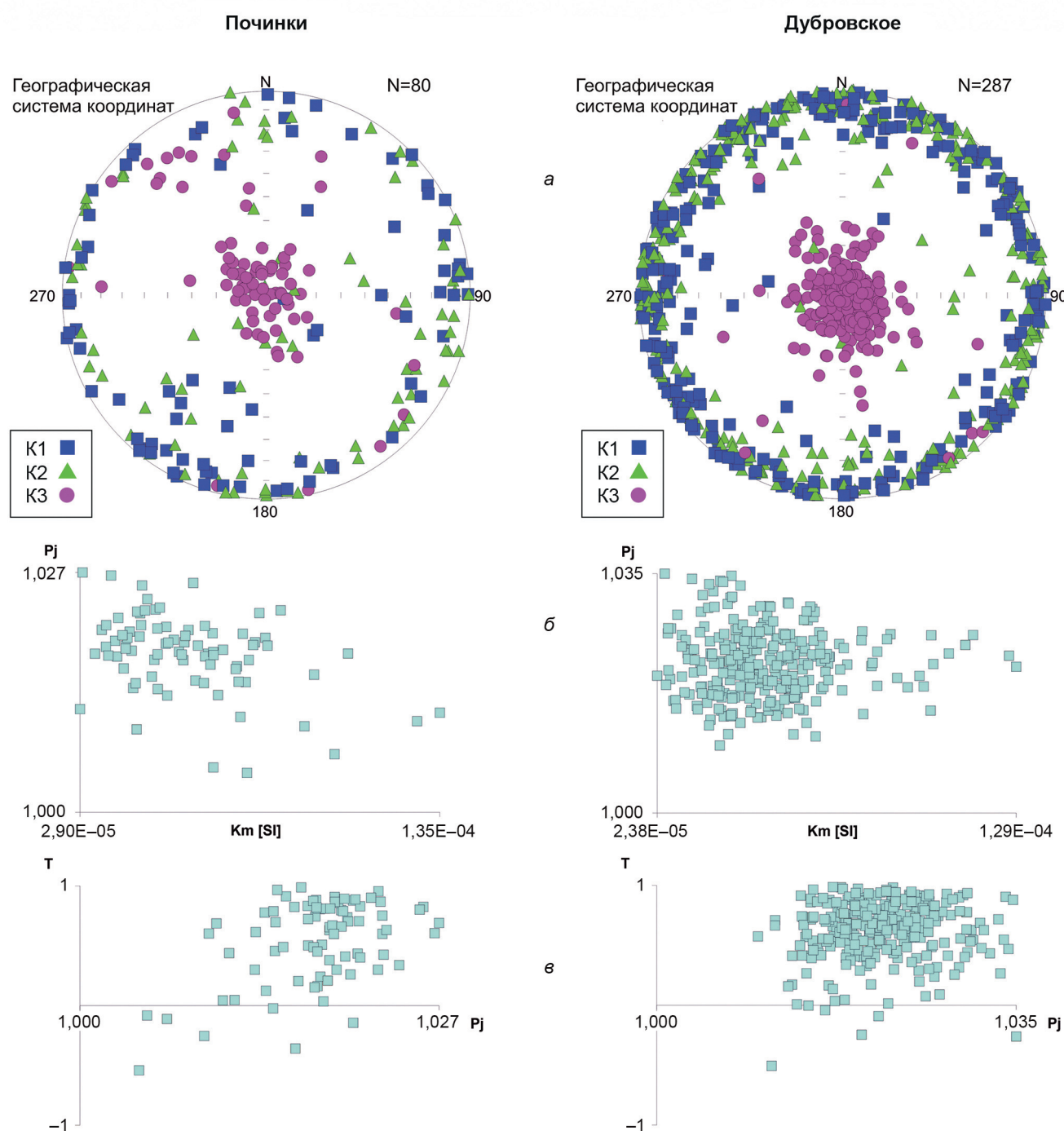


Рис. 8. Анизотропия магнитной восприимчивости (АМВ): а — стереограммы с распределением осей эллипсоида АМВ (K1 — длинная ось, K2 — промежуточная ось, K3 — короткая ось), б — зависимость значений магнитной восприимчивости (Km) от степени анизотропии (Pj), в — зависимость параметра формы (T) от степени анизотропии (Pj)

(рис. 7, з) в большинстве исследованных образцов магнитные зерна имеют псевдооднородную (PSD) структуру.

Анизотропия магнитной восприимчивости. Образование анизотропии магнитной восприимчивости является результатом процессов, в результате которых происходит ориентирование магнитных частиц, такие как условия осадконакопления, постседиментационные процессы, палеотечения, палеоветры и др. [Tarling, Hrouda, 1993]. Использование АМВ для реконструкции факторов среды

образования осадка или его преобразований давно и успешно используется в том числе для юрских отложений [Багаева, Гужиков, 2014; Гужиков и др., 2010; и др.].

Анизотропия магнитной восприимчивости измерена у всех образцов, распределение осей эллипсоидов АМВ рассматривается в географической системе координат.

В большинстве образцов из разрезов Починки и Дубровское распределение осей эллипсоида АМВ соответствует условиям осадконакопления в спо-

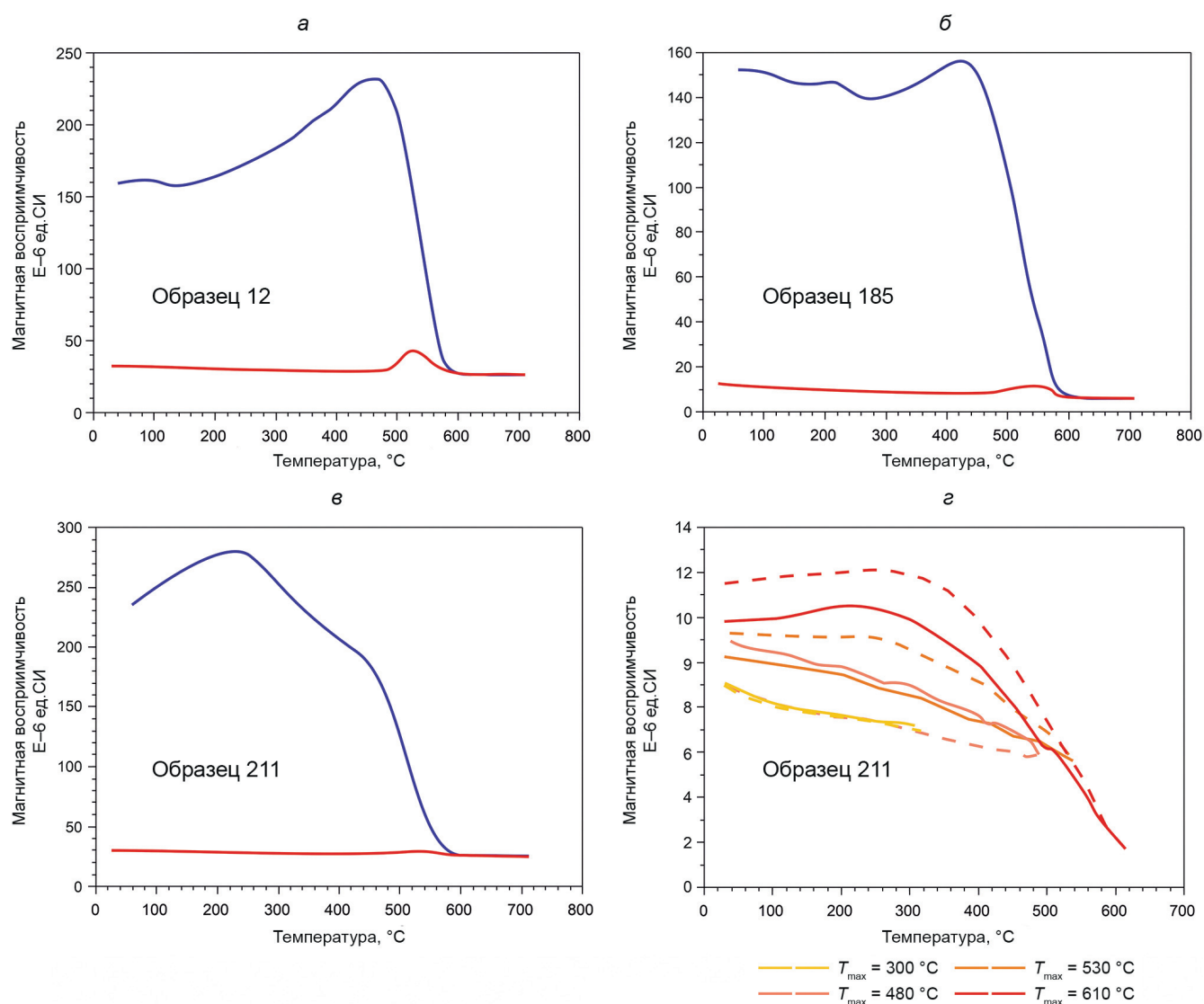


Рис. 9. Температурная зависимость магнитной восприимчивости при нагреве (красная кривая) и охлаждении (синяя кривая) (а–в) и кривые ступенчатого термомагнитного анализа по зависимости магнитной восприимчивости от температуры (з): соответствие температур ступенчатых нагревов и охлаждений и цветов кривых показаны на рисунке

койной гидродинамической обстановке [Tarling, Hrouda, 1993]: короткие оси (K3) субвертикальны, а длинные (K1) и промежуточные (K2) оси располагаются субгоризонтально (рис. 8, а). Это хорошо согласуется с типом сохранности окаменелостей в изученных разрезах: как правило, здесь присутствуют целые раковины моллюсков, хорошо сохраняются выросты на раковинах. В разрезе Починки также присутствует группа образцов, в которых короткие оси имеют низкие наклонения ($20\text{--}30^{\circ}$) и северо-западные склонения, в них промежуточные и длинные оси распределены примерно вдоль дуги большого круга (рис. 8, а). В подавляющем большинстве образцов эллипсоид АМВ имеет уплощенную форму ($T > 0$) (рис. 8, в), при этом образцы с удлиненной формой эллипсоида имеют как нормальную магнитную текстуру, так и входят в группу образцов с северо-западными склонениями короткой оси эллипсоида АМВ. Степень анизотропии (P_j) не превышает 2,7 % (рис. 8, б).

В разрезе Дубровское группа точек с повышенным значением МВ отвечает образцам с наибольшей массой (на несколько грамм больше среднего значения массы), при нормировании они не выделяются среди остальных точек (рис. 4). Также выделяется группа образцов с отрицательным или близким к нулю параметром формы T , т. е. с удлиненным эллипсоидом АМВ. В таких образцах оси АМВ имеют несколько иное распределение: короткие оси также субгоризонтальны, промежуточные оси группируются в южных и юго-западных румбах с высоким наклонением, а длинные оси имеют биполярное распределение в северо-западных и восточных румбах (рис. 8, а).

Термокаппметрия. При изучении температурной зависимости магнитной восприимчивости были получены данные о магнитной минералогии пород. Для наиболее представительных образцов коллекции в воздушной среде был проведен один нагрев до $700\text{ }^{\circ}\text{C}$ с последующим охлаждением. Все

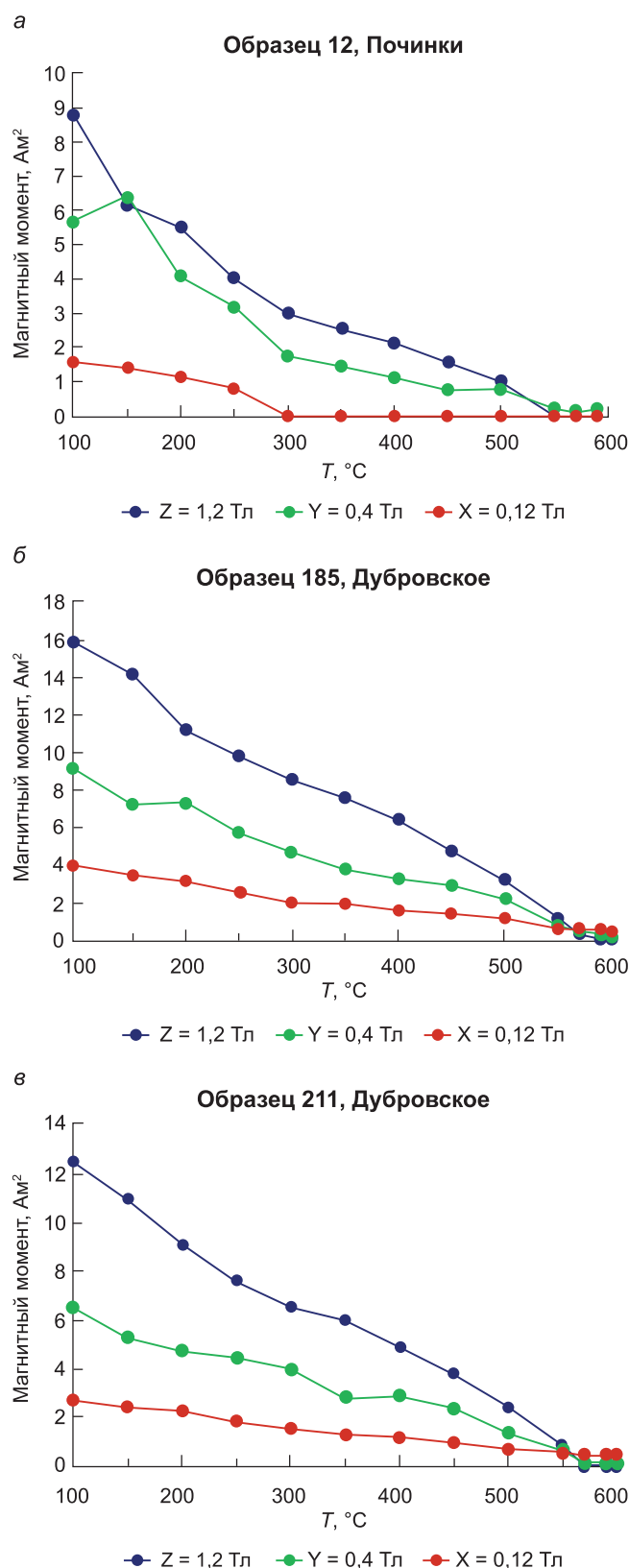


Рис. 10. Результаты теста Лаури для образцов из разрезов Починки и Дубровское

полученные кривые необратимые, при охлаждении происходит значительный рост МВ (в 5–16 раз). Для большинства образцов характерна гладкая кривая нагрева (рис. 9, в), либо с небольшим ростом МВ при температуре 480–500 °С (рис. 9, а, б), а затем ее

уменьшением около 580 °С. Последнее сочетание, по-видимому, является отражением реакции восстановления внутри колбы, поэтому дополнительно были проведены ступенчатые нагревы одного образца (рис. 9, з). Образец ступенчато нагревался в воздухе до температур 300, 400, 480, 450, 580, 610, 630 °С. При нагреве до 400 °С кривые остаются обратимыми, что свидетельствует об отсутствии каких-либо минералогических преобразований, МВ постепенно падает в процессе нагрева, и растет при охлаждении. При нагреве до более высоких температур кривая охлаждения находится выше кривой нагрева, но рост МВ при охлаждении значительно ниже, чем при непрерывных нагревах. При этом уменьшение МВ при нагреве отмечается при температуре Кюри магнетита, возможно, с низким содержанием титана, около 550 °С. Таким образом, магнетит является единственным магнитным минералом, определяемым термокаппаметрическим методом.

Тест Лаури. Тест Лаури [Lowrie, 1990] показал наличие в образце № 12 из разреза Починки магнитомягкого минерала с низкой температурой деблокирования около 300 °С (рис. 10, а), вероятно, маггемита. Кроме того, в образце присутствует более высококоэрцитивный минерал с температурой деблокирования около 570 °С. Отметим, что в этом образце петля магнитного гистерезиса имеет конфигурацию «wasp-waisted» (рис. 7, а), что также указывает на присутствие в составе низко- и высококоэрцитивных фаз.

В остальных исследованных образцах высоко-, средне- и низкокоэрцитивные фазы ведут себя схожим образом, постепенно размагничиваясь до нуля при 590–600 °С, не показывая никаких значимых спадов при более низких температурах (рис. 10, б, в). В этих образцах, по-видимому, присутствует только один ферромагнитный минерал — магнетит.

Микроскопические исследования. Исследование пород с помощью сканирующего электронного микроскопа показывает, что во всех изученных образцах в большом количестве присутствует фрамбоидный пирит, в значительной степени или полностью замещенный окислами железа (магнетит или гематит). Так как в изученных образцах магнитоминералогическими методами (см. выше) диагностируется магнетит, мы считаем, что пирит замещается именно магнетитом, а не гематитом. Кристаллы пирита размером от 2 до 5 мкм имеют либо правильную октаэдрическую, либо приближенную к сферической форму (рис. 11, б), чаще они объединяются в сферулы размером 10–30 мкм (рис. 11, а–е), они в свою очередь иногда формируют скопления и цепочки скоплений (рис. 11, а). Отметим, что часто сферулы располагаются на раковинах фораминифер (рис. 11, д). Наиболее типичное строение фрамбоидов представлено на рис. 11, б: стенки кристаллов выполнены магнетитом (серая окраска), центральная часть либо пустая, либо состоит из первичного пирита (ярко-белая окраска). Составы

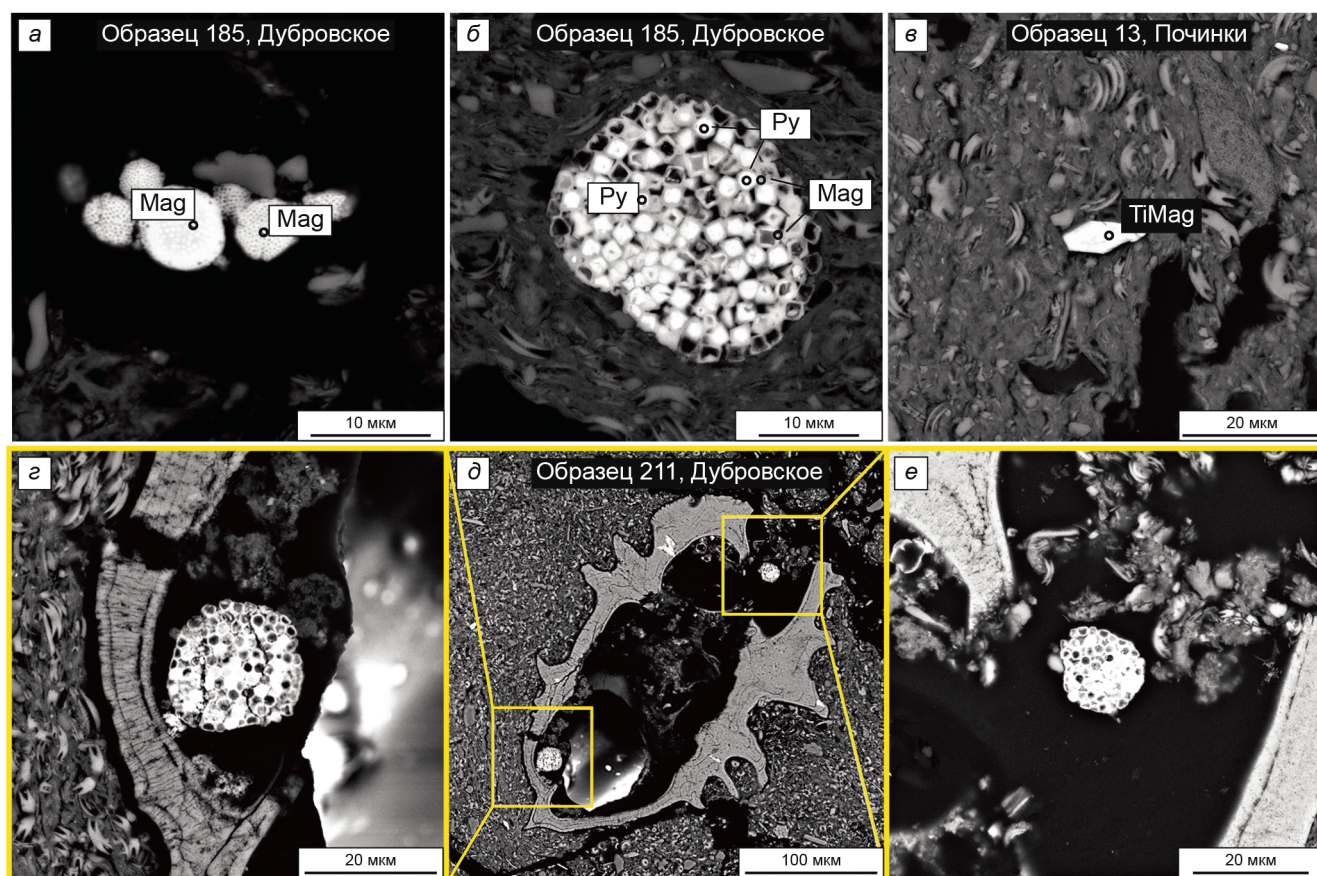


Рис. 11. Сканирующая электронная микроскопия: изображения образцов в режиме обратно-отраженных электронов (BSE). Mag — магнетит, TiMag — титаномагнетит, Py — пирит

зерен, осредненные по нескольким определениям, следующие: Fe — 46–47 %, S — 53–54 % в пирите; Fe — 60,5–66 %, кислород — 27–33 % в магнетите с примесями марганца (0,15–0,6 %), алюминия (0,3–0,6 %), цинка (0,6–1 %), никеля (0,4–2 %). Значительно реже (несколько зерен в одном образце) в образцах присутствуют отдельные зерна титаномагнетита удлиненной формы размером 10–12 мкм (рис. 11, в), его состав также определен: железо — 18–32 %, титан — 29–36 %, кислород — 34–49 %, с примесью марганца до 3 %.

Обсуждение результатов. По средним палеомагнитным направлениям, полученным для разрезов Дубровское и Починки, были рассчитаны координаты виртуальных геомагнитных полюсов (ВГП). Их сравнение с полученными ранее данными и траекторией кажущейся миграции палеомагнитного полюса Европы в интервале от поздне триасового времени до современности приведено в таблице и на рис. 12. Стоит отметить, что данные о ВГП, полученных по оксфорд-кимериджским отложениям Русской плиты, крайне малочисленны, в том числе по причине того, что качество данных по юрским отложениям зачастую не удовлетворяет современным требованиям к качеству и надежности палеомагнитных данных (например, отсутствуют предпосылки для проведения полевых палеомагнитных тестов) [Гужиков, 2004]. Наиболее близкие по возрасту полюсы,

рассчитанные для разрезов Йода и Городищи [Пименов, 2008] характеризуются довольно большими доверительными интервалами (рис. 12).

Как видно на рис. 12, полученные нами ВГП лежат на значительном удалении от юрских полюсов, а полюс, рассчитанный для разреза Починки, статически отличается от современного положения геомагнитного полюса. В свою очередь, различия с полюсами, полученными по разрезам Городищи, могут быть связаны с широко развитыми в том районе оползневыми процессами, что отмечается и автором этих определений [Пименов, 2008].

На скорость окисления пирита оказывает влияние множество факторов: температура, pH среды и содержания кислорода, железа и других сульфидов [Williamson, Rimstidt, 1994; Chandra, Gerson, 2010; Алексеев, 2022]. Однако в природных условиях эти факторы более разнообразны: например, присутствие железоокисляющих бактерий значительно ускоряет окисление пирита, тем не менее многие исследования [Nicholson, et al., 1990; Schärer, et al., 1991; Nordstrom, et al., 2015] показывают, что скорость реакции максимальна в первые десятки суток, а затем остается примерно постоянной на протяжении всего эксперимента. То есть мы можем предположить, что окисление (и, таким образом, перемагничивание) изученных нами пород произошло почти мгновенно в масштабе геологического времени.

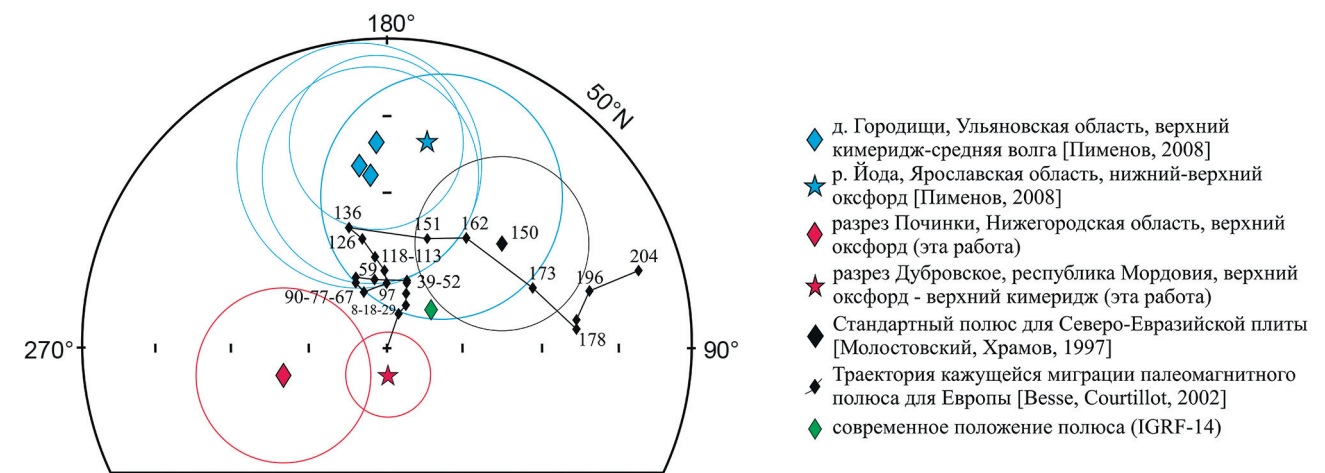


Рис. 12. Сравнение палеомагнитных полюсов, полученных по верхнеюрским отложениям Русской плиты, с кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса Восточно-Европейской платформы [Besse, Courtillot, 2002] (числами показаны возрасты полюсов)

Т а б л и ц а

Палеомагнитные характеристики верхнеюрских отложений Русской плиты

Разрез (возраст)	N	D (°)	I (°)	α_{95} (°)	Plat (°)	Plong (°)	Ссылка
Городищи-1 (верхний кимеридж)	10	12	60	14	74,6	191,6	Пименов, 2008
Городищи-2 (верхний кимеридж — средняя волга)	9	22	55	11	66,0	179,5	
Городищи-3 (верхний кимеридж)	5	17	49	18	63,0	194,1	
Йода (нижний — верхний оксфорд)	5	365	52	21	63,0	170,0	
Починки (верхний оксфорд)	59	340,8	63,5	7,5	74,4	284,8	эта работа
Дубровское (верхний оксфорд — верхний кимеридж)	209	356,2	71,9	2,7	86,9	2,5	
Средний полюс для Северо-Евразийской плиты 150 млн лет				9,4	69	131	Молостовский, Храмов, 1997
Полюс для Европы 150 млн лет				6,6	75,0	159,9	Besse, Courtillot, 2002
Полюс для Европы 160 млн лет				5,0	72,5	144,0	

Примечания: N — количество образцов, по которым рассчитано среднее палеомагнитное направление; D, I, α_{95} — характеристики распределения Фишера: склонение, наклонение и радиус круга 95 %-го доверия соответственно; Plat, Plong — широта и долгота палеомагнитного полюса.

Помимо присутствия кислорода или других окислителей для превращения пирита в магнетит необходимо определенное термическое воздействие: в экспериментах структурные изменения начинаются при температуре около 450 °С, а при 600–700 °С пирит полностью переходит в гематит через промежуточную фазу — магнетит [Гзогян, Чантурия, 2010]. Однако в работе [Brothers, et al., 1996] показано, что на поздней стадии диагенеза в присутствии органически связанного Fe³⁺, низком парциальном давлении кислорода и незначительном нагреве (60 °С), окислительно-восстановительный переход останавливается на магнетите при ограниченной пористости. Первое и последнее условия естественно возникают в богатых органическим веществом глинистых осадках, уже уплотненных на поздней стадии диагенеза [Лонгвиненко, Орлова, 1987]. При этом оказываются необязательными окислительная среда и высокая температура нагрева.

Однако длительность стадии диагенеза очень неопределенна, она может продолжаться от тысяч до миллионов лет [Лонгвиненко, Орлова, 1987],

поэтому установить время перемагничивания не представляется возможным. Таким образом, характеристическая компонента наиболее вероятно представляет собой метакхронную компоненту химической природы неопределенного возраста.

Примеры перемагничивания осадочных пород, механизм которого был бы подобен наблюдаемому в изученных разрезах, известны, преимущественно, в тектонически активных районах — Гималаях и Аппалачах [Suk, et al., 1990, 1993; Huang, et al., 2015; Yu, et al., 2022 и др.] или в районах, подвергнутых воздействию магматических флюидов [Павлов и др., 2022]. Авторами перечисленных исследований показано, что химическое преобразование пород, приведшее к частичной или полной потере первичной палеомагнитной записи, связано с флюидной проработкой в процессе орогенеза или магматизма, а возраст перемагничивания ограничивается возрастом складчатости или временем проявления магматизма в регионе. Однако упоминания подобного механизма перемагничивания пород осадочного чехла тектонически стабильных участков древних платформ

вдали от областей магматической активности нами в публикациях не встречены.

Заключение. Проведенные исследования позволили впервые получить петромагнитные и палеомагнитные характеристики оксфорд-кимериджских отложений разрезов Починки и Дубровское. На основе полученных данных установлено, что характеристическая компонента намагниченности имеет химическую природу и ее носителем является магнетит, образованный в результате окисления фрамбоидного пирита на этапе позднего диагенеза. Виртуальные геомагнитные полюсы, вычисленные для средних направлений характеристических компонент намагниченности изученных осадочных пород, не обнаруживают сходства с палеомагнитными полюсами Восточно-Европейской платформы для

юрского времени, полюс для разреза Починки также статистически значимо отличается от современного положения геомагнитного полюса. Это определяет непригодность разрезов Починки и Дубровское для составления колонок магнитной полярности.

Благодарности. Авторы благодарны участникам полевых работ М.А. Рогову, Л.Е. Шилехину, А.А. Мироненко (ГИН РАН), И.А. Мелёшину (ГБМТ), оператору СЭМа С.И. Меренковой (ИФЗ РАН) и Р.В. Веселовскому (ИФЗ РАН) за ценные замечания и рекомендации в ходе написания этой работы. Авторы признательны рецензентам за ценные замечания к исходному тексту статьи.

Финансирование. Исследования проведены при поддержке Российского научного фонда (проект № 25-17-00210).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев В.А. Причины образования кислых дренажных вод в отвалах сульфидсодержащих пород // Геохимия. 2022. Т. 67, № 1. С. 69–83.

Багаева М.И., Гужиков А.Ю. Магнитные текстуры как индикаторы условий формирования титонских-берриасских пород Горного Крыма // Известия Саратовского университета. Новая серия. Сер. Науки о Земле. 2014. Т. 14. Вып. 1. С. 41–47.

Гзогян С.Р., Чантурия Е.Л. Влияние термических воздействий на сульфиды и оксиды железа // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2010. № 5. С. 63–69.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Центрально-Европейская серия. Лист N-38 (Пенза) / Под ред. В.П. Кирикова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2018.

Гужиков А.Ю. Палеомагнитная шкала и петромагнетизм юры-мела Русской плиты и сопредельных территорий (значение для общей шкалы и борельно-тетических корреляций): Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2004. 32 с.

Гужиков А.Ю., Барабошкин Е.Ю., Гаврилов Ю.О. и др. Магнитные свойства волжских отложений как индикаторы железосодержащих минералов и их значение для реконструкций условий седиментации в позднеюрском палеобасейне Поволжья // Геологические науки–99: Избранные труды межведомственной научной конференции (5–16 апреля 1999 г., Саратов). Саратов: Изд-во Государственного учебно-научного центра «Колледж», 1999. С. 38–42.

Гужиков А.Ю., Пименов М.В., Маленкина С.Ю. и др. Результаты палеомагнитных, петромагнитных и терригенно-минералогических исследований верхнебатских-нижнекелловейских отложений разреза Просек (Нижегородская область) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2010. Т. 18, № 1. С. 45–66.

Дзюба О.С., Гужиков А.Ю., Маникин А.Г. и др. Магнитно-и углеродно-изотопная стратиграфия нижнего-среднего бата разреза Сокурский тракт (Центральная россия): значение для глобальной корреляции // Геология и геофизика. 2017. Т. 58, № 2. С. 250–272.

Ефремов И.В., Веселовский Р.В. PMTools: новое программное обеспечение для анализа палеомагнитных данных // Физика Земли. 2023. № 5. С. 150–158.

Лонгвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 237 с.

Маникин А.Г., Грищенко В.А., Дакиров Р.С., Наумов Е.В. Результаты магнитостратиграфических исследований опорных разрезов пограничных отложений юры-мела Среднего Поволжья // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Материалы VIII Всероссийского совещания с международным участием. ИГ Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2020. С. 146–149.

Мёллер В. Очерк геологического строения южной части Нижегородской губернии // Мат-лы для геол. России. 1875. Т. VI. С. 127–216.

Молостовский Э.А., Богачкин А.Б., Гребенюк Л.В. и др. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Среднего Поволжья по результатам комплексного изучения разреза опорной скважины № 120 // Вопросы стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия / Под ред. А.В. Иванова, В.А. Мусатова. Саратов: Изд-во СГУ, 2004. С. 155–168.

Молостовский Э.А., Ерёмин В.Н. Магнитостратиграфическая схема юрских отложений Нижнего и Среднего Поволжья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2008. Т. 83, вып. 4. С. 43–53.

Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1997. 180 с.

Павлов В.Э., Рудько Д.В., Фурсова С.А., Багдасарян Т.Э. Метахронное перемагничивание ордовикских пород опорного разреза р. Мойеро (север Сибирской платформы): длительность и возможный механизм // Физика Земли. 2022. № 6. С. 44–71.

Пименов М.В. Палеомагнетизм и петромагнетизм средне- и верхнеюрских отложений Русской плиты (борельно-тетические корреляции и решение задач практической геологии): Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Саратов, 2008. 17 с.

Пименов М.В., Гужиков А.Ю., Рогов М.А. Магнитостратиграфические характеристики юрских отложений в разрезах Русской плиты — кандидатах в GSSP келловейского, оксфордского и титонского ярусов // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всероссийское совещание: научные материалы / Отв.

ред. В.А. Захаров. Саратов: Издательский центр «Наука», 2009. С. 161–164.

Рогов М.А., Ипполитов А.П., Шилехин Л.Е., Мелёшин И.А. Возраст и границы вечкуской свиты (оксфорд-киммеридж) в типовом регионе // Бюллетень РМСК. 2025. Вып. 7. С. 49–66.

Рогов М.А., Киселев Д.Н., Захаров В.А. и др. Разрезы юрских отложений Восточно-Европейской платформы как возможные кандидаты в глобальные стратотипы границ келловейского, оксфордского и титонского ярусов // Бюллетень Региональной Межведомственной Комиссии по Центру и Югу Русской платформы. 2009. Вып. 4. С. 60–66.

Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология / Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.

Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geoph. Res. 2002. Vol. 107. № B11. P. 6–31.

Brothers L.A., Engel M.H., Elmore R.D. The late diagenetic conversion of pyrite to magnetite by organically complexed ferric iron // Chemical Geology. 1996. Vol. 130. P. 1–14.

Chandra A.P., Gerson A.R. The mechanisms of pyrite oxidation and leaching: A fundamental perspective // Surf. Sci. Rep. 2010. Vol. 65(9). P. 293–315.

Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. Vol. 13. P. 260–267.

Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of palaeomagnetic data. Sidney: Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. Geologic Time Scale. Elsevier. 2020. 1300 p.

Huang W., van Hinsbergen D.J.J., Dekkers M.J., et al. Paleolatitudes of the Tibetan Himalaya from Primary and Secondary Magnetizations of Jurassic to Lower Cretaceous Sedimentary Rocks // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. Vol. 16. P. 77–100.

Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and analysis of palaeomagnetic data // Geophys. J. R. astr. Soc. 1980. Vol. 62. P. 699–718.

Kiselev D., Rogov M., Glinskikh L., et al. Integrated stratigraphy of the reference sections for the Callovian/Oxfordian boundary in European Russia // Volumina Jurassica. 2013. Vol. XI. P. 59–96.

Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // Geophys. Res. Lett. 1990. Vol. 17. P. 159–162.

Nicholson R.V., Gillham R.W., Reardon E.J. Pyrite oxidation in carbonate-buffered solution: 2. Rate control by oxide coatings // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. Vol. 54(2). P. 395–402.

Nordstrom D.K., Blowes D.W., Ptacek C.J. Hydrogeochemistry and microbiology of mine drainage: An update // Appl. Geochem. 2015. Vol. 57. P. 3–16.

Roberts A.P., Cui Y., Verosub K.L. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and determination of components in mixed magnetic systems // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. № B9. P. 17909–17924.

Scharer J.M., Garga V., Smith R., Halbert B.E. Use of steady state models for assessing acid generation in pyritic mine tailings // The Second National Conference on the Abatement of Acidic Drainage. Vol. 2. Montreal, Canada, September 16 to 18. 1991. 211 p.

Suk D., Peacor D.R., Van der Voo R. Replacement of pyrite framboids by magnetite in limestone and implications for paleomagnetism // Nature. 1990. Vol. 345. P. 611–613.

Suk D., Van der Voo R., Peacor D.R. Origin of magnetite responsible for remagnetization of early Paleozoic limestones of New York State // Journal of Geophysical Research. 1993. Vol. 98. P. 419–434.

Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rock. L.: Chapman & Hall, 1993. 217 p.

Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., et al. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth-Science Reviews. 2012. Vol. 114(3–4). P. 325–368.

Veselovskiy R.V., Dubinya N.V., Ponomarev A.V., et al. Shared research facilities “Petrophysics, Geomechanics and Paleomagnetism” of the Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. Vol. 13(2): 0579. P. 1–12. (In Russ.) <https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0579>

Williamson M.A., Rimstidt J.D. The kinetics and electrochemical rate determining step of aqueous pyrite oxidation // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. Vol. 58(24). P. 5443–5454.

Yu L., Yan M., Guan C., et al. Remagnetization of Carboniferous Limestone in the Zaduo Area, Eastern Qiangtang Terrane, and Its Tectonic Implications // Front. Earth Sci. 2022. 10: 825943. P. 1–18. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.825943>

Статья поступила в редакцию 15.09.2025,
одобрена после рецензирования 12.11.2025,
принята к публикации 26.12.2025