

Новые результаты палеомагнитных исследований красноцветных силурийских отложений Подолии

© *Е. Поляченко¹, В. Бахмутов¹, Л. Константиненко²,
М. Тейсер-Еленська³, М. Кадзялко-Хофмоклъ³,
Т. Скарбовийчук¹, В. Якухно¹, 2014*

¹Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

²Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина

³Институт геофизики ПАН, Варшава, Польша

Поступила 9 сентября 2013 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Наведено нові результати палеомагнітних досліджень червоноколірних порід верхнього силуру південного заходу України (район Подолії, басейн р. Дністер). Пачка цих порід у складі верхньоконівської підсвіти малиновецької серії представлена доломітами, що відповідає лудфордському ярусу міжнародної геологічної шкали, була досліджена в двох розрізах. Виділена середньотемпературна компонента намагніченості ($\Phi = 53,4^\circ\text{S}$, $\Lambda = 5,9^\circ\text{E}$) відповідає напрямку пермських полюсів ТУМП для Балтики, що вказує на перемагнічування порід. Високотемпературна (характеристична) компонента намагніченості, що виділяється на багатьох зразках конівської світи, відповідає силурійському фрагменту ТУМП для Балтики, зумовлена наявністю теригенних зерен гематиту (титаногематиту) і інтерпретується нами як первинна намагніченість. Відповідний їй палеомагнітний полюс ($\Phi = 19,9^\circ\text{S}$, $\Lambda = 339,8^\circ\text{E}$) узгоджується із силурійським фрагментом ТУМП. Результати добре узгоджуються з попередніми палеомагнітними визначеннями по сіроколірних осадових породах силуру Подолії.

Ключові слова: палеотектоніка, палеомагнетизм, середній палеозой, Поділля, Східноєвропейська платформа, крива позірної міграції палеомагнітного полюсу.

Введение. Благодаря внедрению новой измерительной аппаратуры и развитию методики за последние два десятилетия были получены новые надежные палеомагнитные определения, что послужило основой для уточнения палеотектонических реконструкций отдельных литосферных плит. В частности, это относится и к палеомагнитным определениям по Восточно-Европейской платформе (ВЕП), которую в палеомагнитном отношении можно считать достаточно хорошо изученной. Тем не менее спорной остается палеозойская часть траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП, APWP) для ВЕП (Балтики), построенная по наиболее надежным данным. Здесь выделены две группы среднепалеозойских палеомагнитных определений, на основании которых были построены два варианта ТКМП для ВЕП [Лубнина и др., 2007; Torsvik et al., 2012] (рис. 1). Очевидно, что для решения этой проблемы необходимо привлече-

ние новых надежных палеомагнитных данных, полученных на новых объектах.

Стратотипические разрезы Подолии в долине р. Днестр (юго-западная часть ВЕП) — перспективные объекты для палеомагнитных исследований раннего—среднего палеозоя. Ранее были получены палеомагнитные определения по сероцветным силурийским [Jeleńska et al., 2005] и по сероцветным и красноцветным нижнедевонским отложениям Подолии [Бахмутов и др., 2012; Поляченко, 2012]. В настоящей статье авторы продолжают предыдущие исследования по изучению пород Коновской свиты верхнего силура, в которой была выявлена пачка красноцветных доломитов.

Следует отметить, что нижний девон Подолии слагают красноцветные, а верхний силур — сероцветные породы (пачка красноцветных пород здесь является исключением).

Поскольку красноцветы изобилуют в стра-

тиграфических разрезах большинства континентов, они многие годы служат объектом палеомагнитных исследований. Однако многочисленные работы по интерпретации процессов намагничивания красноцветных пород, которые имеют свои особенности, до сих пор не позволяют однозначно решить так называемую проблему красноцветов (см., например, [Butler, 1992, гл. 8]). В настоящей статье авторы не претендуют на решение этой проблемы, а ограничиваются представлением нового фактического материала, что вносит определенный вклад в решение общей проблемы палеотектонических реконструкций ВЕП в палеозое.

Объекты исследований. Хорошая обнаженность и сохранность горных пород имеют решающее значение при выборе объектов для палеомагнитных исследований осадочных отложений. Опорный разрез силура Подолии с надежными стратиграфическими привязками соответствует таким требованиям.

Осадочный чехол Вольно-Подольской плиты представлен двумя структурными этажами, которые разделены значительным перерывом в осадконакоплении и резко различаются в структурном плане.

Нижний этаж составлен породами венда, нижнего и среднего палеозоя. Палеозойские отло-

жения залегают на отложениях венда с угловым ($1-3^\circ$) и стратиграфическим несогласием. Верхний этаж представлен отложениями мела (сеноманский ярус) и неогена (тортонский и сарматский ярусы), которые почти горизонтально срезают залегающие ниже осадки. Таким образом, на горизонтальную поверхность моноклинально залегающие палеозойские отложения выходят в виде субмеридиональных полос, которые в западном направлении сменяют более молодые породы.

Отложения силура с разрывом залегают на ордовике, кембрии, а местами на отложениях венда (села Китайгород, Студеница), составляя основную часть палеозойского разреза Подолии, и обнажаются в бассейне р. Днестр. Разрез силура представлен мощной толщей (более 400 м) теригенно-карбонатных пород, разделенных седиментационными циклами в ранге серий. Яругская серия представлена отложениями глубоководного шельфа, выше по разрезу глубоководные фации сменяются мелководными, отражая постепенную регрессию моря. Малиновецкая серия характеризуется мелководно-шельфовым бассейном с характерными породами волноприбойных зон (по составу это комковатые и плитчатые известняки). Скальская серия отражает конечную стадию карбонатного

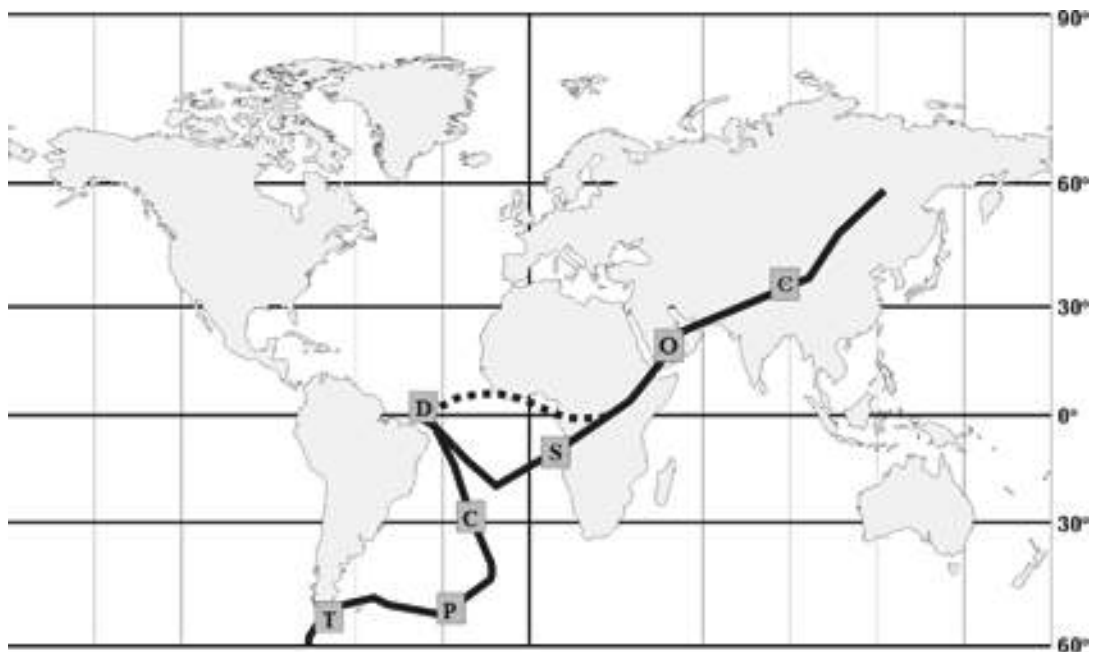


Рис. 1. Траектория кажущейся миграции полюса для Балтики, по [Torsvik et al., 2012]. Буквенные обозначения соответствуют периодам геологической истории. Пунктирной линией приведен новый силурийско-девонский фрагмент ТКМП в соответствии с работой [Лубнина и др., 2007].

осадконакопления, представлена в основном лагунными отложениями (доломитами, домеритами и доломитизированными известняками) и реже мелководными, шельфовыми (комковатые глинистые известняки, реже биогермные) [Никифорова, Предтеченский, 1972].

Всего на территории Подолии к настоящему времени нами изучено 10 разрезов силурийских отложений, восемь из которых представлены сероцветными, и два — красноцветными породами (рис. 2). Их региональная стра-

тиграфическая схема и привязка к Международной стратиграфической шкале приведены на рис. 3.

Исследовались красноцветные доломиты из карьера у с. Пудловцы (48,71 °N; 26,55 °E) и на левом склоне долины р. Смотрич, ниже с. Великое Залесье (48,77 °N; 26,56 °E).

Красноцветные отложения верхнего силура выделены в ранге пудловской пачки в составе верхнекононовской подсветы малиновецкой серии и представлены переслаиванием доло-

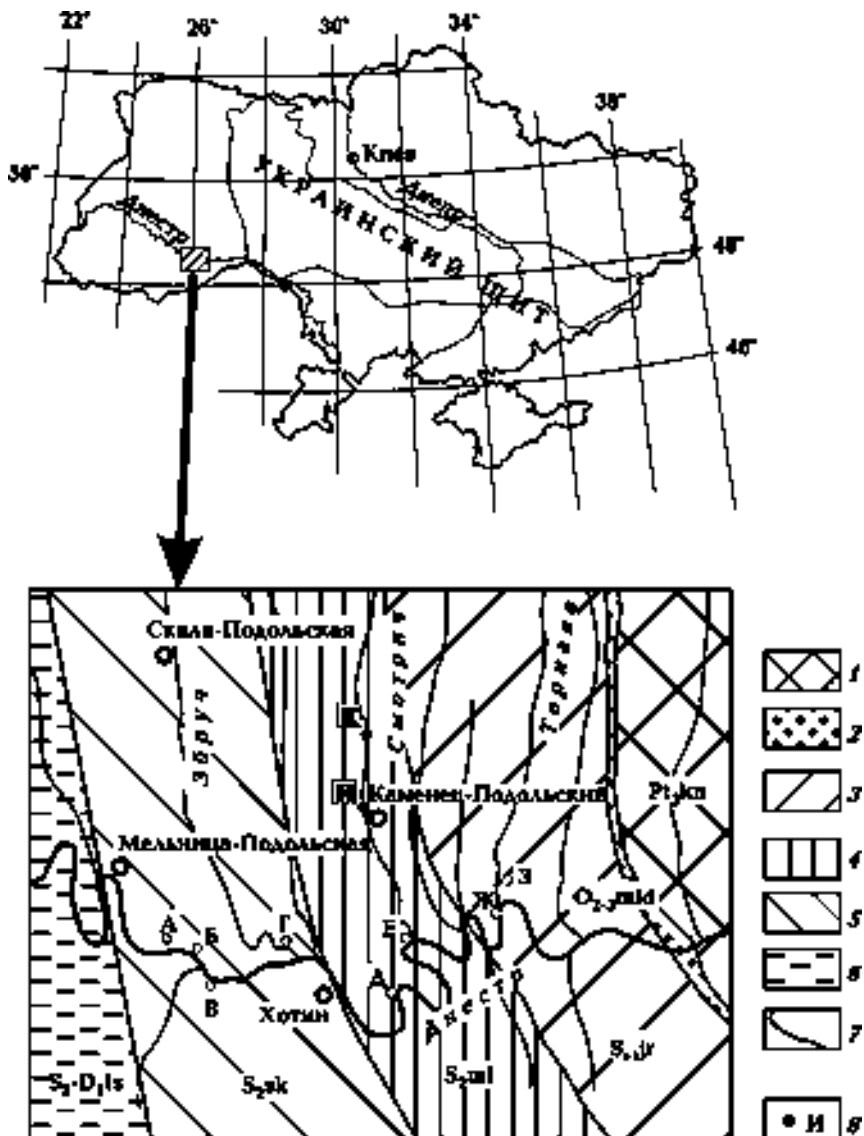


Рис. 2. Геологическая схема палеозоя среднего Приднестровья (со снятым мезо-кайнозойским чехлом). Исследованные разрезы силурийских пород (А—З) приведены в соответствии с маркировкой [Jeleńska et al., 2005], местоположение разрезов красноцветов силура обозначено буквами И и К: 1—6 — серии (1 — каниловская, 2 — молодовская, 3 — яругская, 4 — малиновецкая, 5 — скальская, 6 — цыганская), 7 — границы серий, 8 — исследованные обнажения.

Международная стратиграфическая шкала (2012)					Региональная стратиграфическая схема (2012)						
					Подолня						
Система	Отдел	Ярус	Возраст, млн лет	Система	Отдел	Ярус	Серия	Свита	Литологическая характеристика пород		
Силурийская	Аудаловский	Прядловский	419	Силурийская	Верхний	Прядловский	Скальская	Звенигородская	Комковатые глинистые известняки с мергелями До 47 м		
								Трубицкая	Известняки зернистые плитчатые, местами доломитовые До 39 м		
								Барницкая	Доломиты, известняки комковатые с биогермами До 55 м		
								Пригородская	Доломитовые мергели, доломиты До 34 м		
								Рышковская	Известняки глинистые с мергелями, сверху доломиты До 30 м		
	Луафобраский	Луафобраский	423			Силурийская	Верхний	Луафобраский	Малыновская	Цинклевская	Известняки комковатые, плитчатые, мергель До 46 м
										Коновская	Известняки плитчатые, комковатые в средней части с доломитами До 36 м
										Баговяцкая	Известняки плитчатые органогенно-детритовые, доломиты, доломитовые мергели До 58 м
										Терновская	Известняки комковатые, глинистые, грубоплитчатые До 40 м
										Фурмановская	Мергели с прослоями плитчатых и комковатых известняков До 26 м
Венюковский	Горский	427,8	Силурийская	Нижний	Венюковский	Яругская	Терновская	Известняки комковатые, глинистые, грубоплитчатые До 40 м			
							Фурмановская	Мергели с прослоями плитчатых и комковатых известняков До 26 м			
							Баговяцкая	Известняки плитчатые органогенно-детритовые, доломиты, доломитовые мергели До 58 м			
							Коновская	Известняки плитчатые, комковатые в средней части с доломитами До 36 м			
							Цинклевская	Известняки комковатые, плитчатые, мергель До 46 м			

Рис. 3. Сопоставление Международной стратиграфической шкалы с Региональной стратиграфической схемой для территории Подолни. В левой части вынесены изученные разрезы: черные прямоугольники — в соответствии с [Jeleńska et al., 2005], серые — разрезы красноцветов Коновской свиты верхнего силура, результаты по которым обсуждаются в настоящей статье.

митов, домеритов и известняков. В нижней части пачка представлена мелкокомковатыми и грубодетритовыми плитчатыми известняками с биогермами, а в верхней — в основном грубоплитчатыми полидетритовыми известняками и доломитами. Ее мощность в долине Днестра составляет 24—32 м, в долине р. Смотрич — 48—52 м.

Лагунные отложения пудловской пачки распространены узкой полосой по линии с. Коновка — Каменец-Подольский — с. Пудловцы — с. Киселевка. Общая мощность около 12 м. В средней части разреза преобладают красно-бу-

рые, коричневые и пятнистые массивные доломиты мощностью 1,5—2,5 м, которые хорошо контролируются в разных разрезах прослоем метабентонитовых глин. Осадочная структура отложений неизменная, без следов тектонических нарушений, залегание пород близко к горизонтальному.

Методика и результаты исследований.

Методика палеомагнитных и магнитно-минералогических исследований осадочных толщ Подолни была отработана на разрезах сероцветов и детально описана в работах [Бахмутов и др., 2001, 2012]. Ориентированные керны (шту-

фы) отбирались с использованием минибура либо вручную вдоль всей толщи разреза. Из них вырезались образцы стандартного размера в виде цилиндров (диаметром 25 мм) либо кубиков (ребро 20 мм). Лабораторные исследования проводились на аппаратуре Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины (Киев), пилотная коллекция образцов также измерялась на аппаратуре Института геофизики Польской академии наук (Варшава).

Измерения естественной остаточной намагниченности (ЕОН, NRM) образцов выполнялись на криогенном магнитометре 2G SQUID (производство США) с приставкой для размагничивания переменным магнитным полем, а также на спин-магнитометре JR-6 (Чехия). Для температурной чистки использовалась экранированная печь MMLTD (Великобритания). Измерительная аппаратура и печь размещаются в немагнитной комнате MMLFC (Великобритания), что сводит к минимуму вероятность подмагничивания. Измерения магнитной восприимчивости (МВ) и анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) проводились на капшпалетре KLY-2 и MFК-1. Параметры АМВ вычислены по программе ANISO [Jelinek, 1977], Anisoft 4.2. [Chadima, Hroudа, 2006]. Результаты размагничивания были рассчитаны методом главных компонент [Kirschvink, 1980] с использованием программы Remasoft 3.0 [Chadima, Hroudа, 2006].

Значения ЕОН и МВ колеблются в диапазоне $(0,03—10) \cdot 10^{-3}$ А/м и $(110—820) \cdot 10^{-6}$ ед. СИ соответственно. Образцы (от одного до трех из каждого уровня отбора) подвергались ступенчатому размагничиванию до температуры 590—670 °С, в дальнейшем статистическая обработка палеомагнитных направлений выполнялась по осреднению направлений на каждом уровне. При этом контроль над минералогическими изменениями в образцах осуществлялся по измерению МВ после каждой ступени нагрева. Это позволило установить верхний предел температур, до которого результаты терморазмагничивания можно принимать как надежные, без вторичных изменений магнитной фракции в образцах. Например, на рис. 4, а и г это температуры 620 и 590 °С соответственно.

Параллельно с терморазмагничиванием проводилось ступенчатое размагничивание образцов-дублей переменным магнитным полем при максимальных значениях поля до 100 мТл. Результаты указывают исключительно на присутствие высококоэрцитивного магнитного минерала, на всем диапазоне полей выделяется компонента одного направления восточного скло-

нения и отрицательного наклонения (рис. 4, в).

По результатам компонентного анализа диаграмм терморазмагничивания было выделено три направления компонент намагниченности (S1, S2, S3). Высокотемпературная компонента S1 (северо-восточное склонение и отрицательное наклонение) была выделена в подавляющем большинстве образцов начиная с 300—400 °С и до полного размагничивания при температурах от 580 до 670 °С (рис. 4, а, б, г, д). Ее среднее направление (усреднение выполнено по стратиграфическим уровням) $D = 44,1^\circ$, $I = -19,0^\circ$ с радиусом круга доверия при 95 % вероятности $\alpha_{95} = 5,4^\circ$. Рассчитанные координаты палеомагнитного полюса $\Phi = 19,9^\circ\text{S}$, $\Lambda = 339,8^\circ\text{E}$. Среднетемпературная компонента S2 восточно-юго-восточного склонения и отрицательного наклонения выделяется на отдельных образцах в диапазоне 200—400 °С, ее среднее направление $D = 110,4^\circ$, $I = -50,3^\circ$, $\alpha_{95} = 14,5^\circ$, координаты палеомагнитного полюса $\Phi = 35,7^\circ\text{S}$, $\Lambda = 124,8^\circ\text{E}$.

Компонента S3 юго-юго-западного склонения и отрицательного наклонения выделяется на отдельных образцах в диапазоне температур 200—350 °С, ее среднее направление $D = 192,5^\circ$, $I = -25,8^\circ$, $\alpha_{95} = 5,9^\circ$, координаты полюса $\Phi = 53,4^\circ\text{S}$, $\Lambda = 5,9^\circ\text{E}$ (рис. 4, б).

Направление компоненты S1, выделенное при высоких температурах, близко к направлению характеристической компоненты остаточной намагниченности (ChRM), полученному по сероцветным отложениям этой же (малиновецкой) серии ($D = 215^\circ$, $I = 30^\circ$) [Jeleńska et al., 2005]. Учитывая их биполярность, можно провести тест обращения. Сравнение средних направлений указывает на различие в антиподальности на $13,8^\circ$, при этом критическая разница между ними равна $8,6^\circ$ ($\gamma/\gamma_c = 13,8/8,6$), что является условием прохождения теста обращения в соответствии с [McFadden, McElhinny, 1990]. Это служит доводом в пользу синхронности формирования ChRM в красноцветных и сероцветных породах малиновецкой серии верхнего силура.

Спектры размагничивания всех трех компонент, выделенных на красноцветах, в диапазоне температур 200—400 °С перекрываются. При детальном анализе большинство образцов, на которых была выделена высокотемпературная компонента S1, характеризуются диапазоном блокирующих температур выше спектра перекрытия.

Выделенные палеомагнитные направления показаны на рис. 5. Следует отметить, что на-

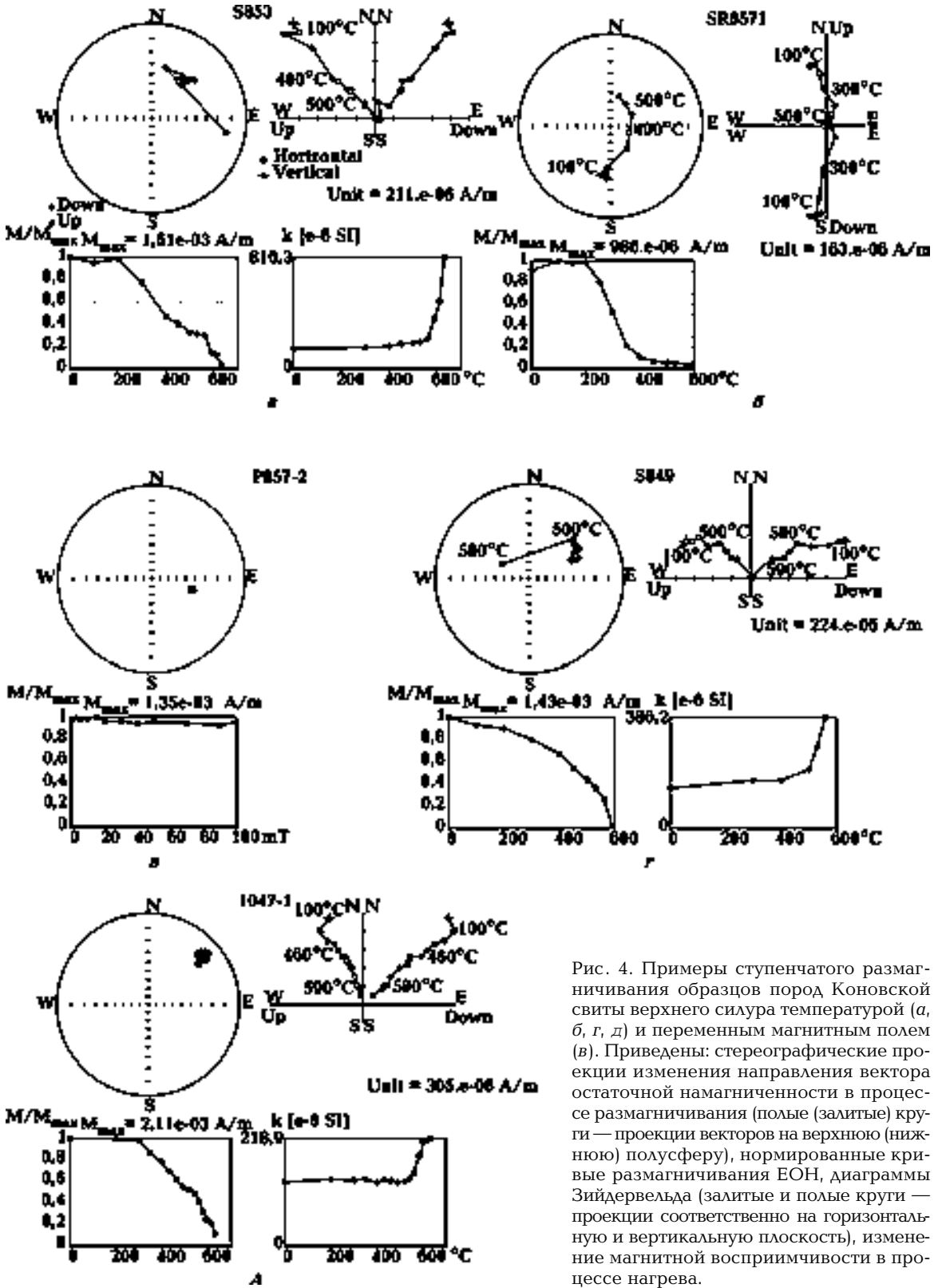


Рис. 4. Примеры ступенчатого размагничивания образцов пород Коновской свиты верхнего силура температурой (а, б, г, д) и переменным магнитным полем (в). Приведены: стереографические проекции изменения направления вектора остаточной намагниченности в процессе размагничивания (полюсе (залитые) круги — проекции векторов на верхнюю (нижнюю) полусферу), нормированные кривые размагничивания ЕОН, диаграммы Зийдерверльда (залитые и полые круги — проекции соответственно на горизонтальную и вертикальную плоскость), изменение магнитной восприимчивости в процессе нагрева.

правление компоненты S1 было выделено на большинстве образцов, после чего проводилось усреднение по стратиграфическим уровням (не

менее трех образцов с уровня), а направления компонент S2 и S3 — лишь на отдельных образцах (усреднение по уровням не проводилось

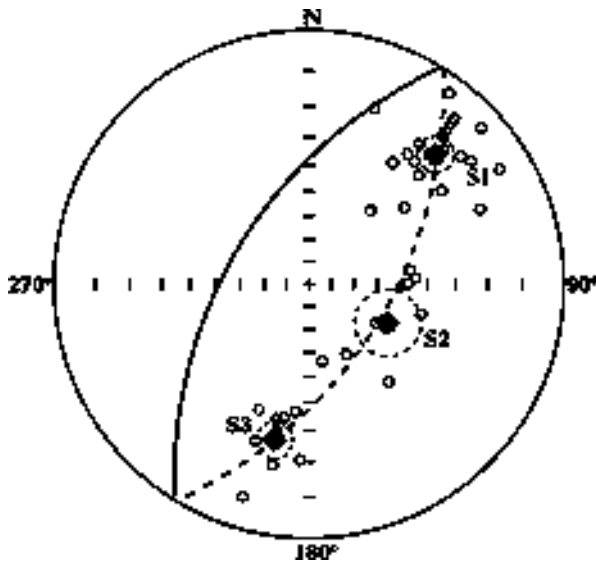


Рис. 5. Стереографическая проекция направлений компонент S1, S2, S3 для пород Коновской свиты верхнего силура. Приведено положение большого круга перемангничивания относительно полученных направлений.

ввиду небольшого количества данных, на рис. 5 направления для этих компонент представлены по отдельным образцам).

Средние значения всех трех компонент лежат на дуге большого круга перемангничивания. При этом некоторые единичные определения для S2 сложно отнести к той или иной группе, но очевидно, что они также тяготеют к дуге большого круга. Принимая во внимание диапазоны температур, при которых были выделены компоненты, можно сделать вывод, что компонента S2 является промежуточной между S3 и S1 что, вероятно, обусловлено перекрытием спектров блокирующих температур.

Один из ключевых вопросов палеомагнетизма — определение минералов железа (носителей ЕОН пород). Для их диагностики был выполнен термомагнитный анализ (рис. 6). У части образцов намагниченность падает при приближении к 500—580 °С (см. рис. 6, б, 4, г), а спектр блокирующих температур сосредоточен в диапазоне 200—400 °С. Это может указывать

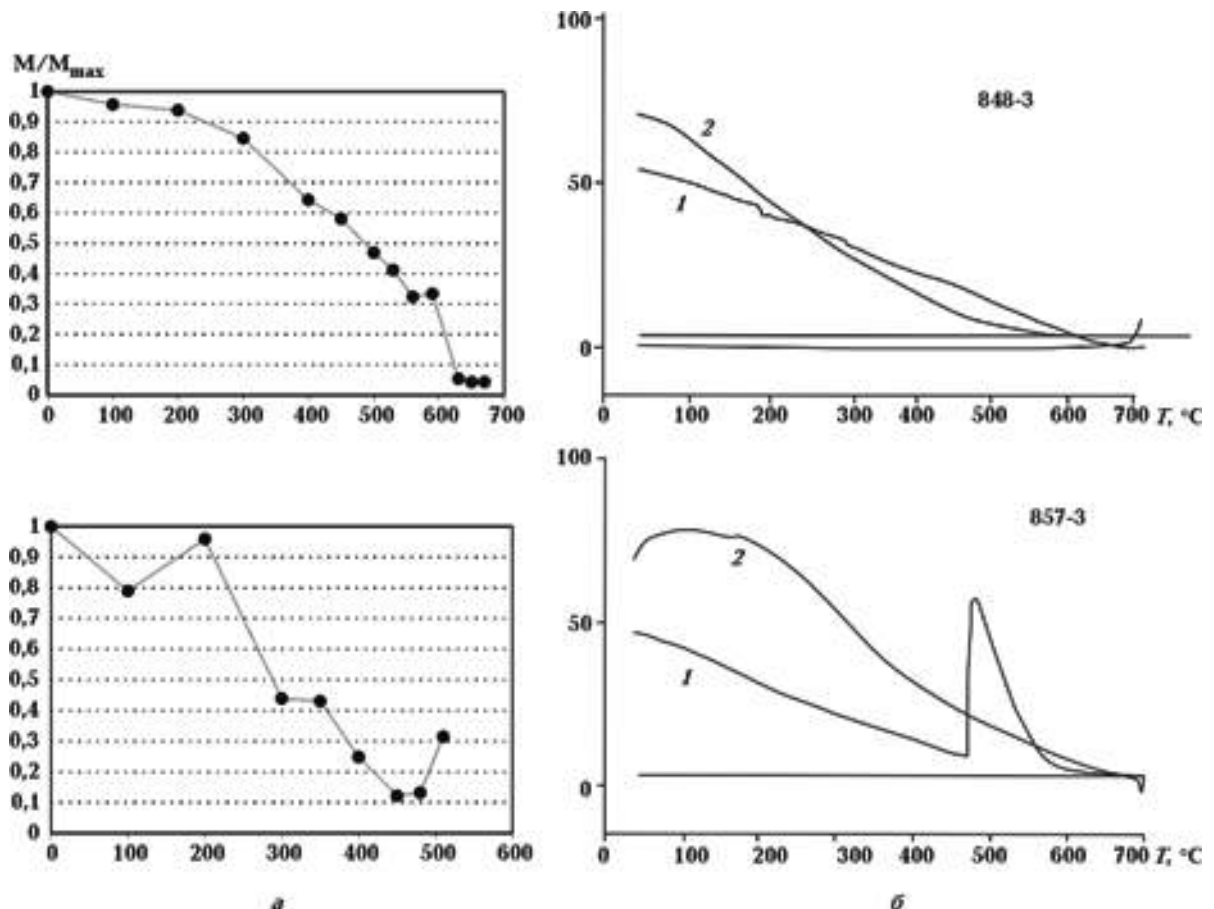


Рис. 6. Примеры разрушения: нормированной ЕОН в процессе ступенчатого термоамагничивания (а); остаточной намагниченности насыщения в процессе непрерывного нагрева (1 — первый нагрев, 2 — второй нагрев) образцов коновской свиты верхнего силура (б).

на присутствие в породе магнетита, что, однако, не подтверждается результатами размагничивания образцов-дублей переменным магнитным полем, которые указывают исключительно на высококоэрцитивную компоненту. Следует отметить, что в процессе нагрева выше 500—600 °С у многих образцов резко увеличивается величина намагниченности и магнитной восприимчивости, что связано с минералогическими изменениями.

На других образцах прослеживаются хвосты до температуры 610—670 °С (рис. 6, а, 4, а, д), что указывает на присутствие гематита, что ожидаемо и характерно для красноцветов. Это же подтверждает и чрезвычайно высокая стабильность ЕОН к переменному магнитному полю (рис. 4, в), практически не изменяющаяся в процессе размагничивания.

Результаты петрологических и магнитно-минералогических исследований нижнедевонских красноцветов из этого же района [Jeleńska et al., 2010] указывают на присутствие в породах трех основных магнитных носителей: 1) детритовых зерен гематита с небольшим (до 3%) содержанием титана (размером до 100 мкм); 2) аутигенных кристаллов гематита (размер 1—2 мкм), находящихся в железистом цементе песчаников; 3) неопределяемого оксида железа, формирующегося при распаде детритовых зерен хлорита и биотита. Наши недавние детальные исследования показывают, что гематит здесь присутствует в разных формах как аутигенного, так и аллотигенного генезиса.

Обломочный гематит (с малым содержанием Ti) является хорошим кандидатом для формирования первичной ЕОН ориентационной природы, и, вероятно, с ним связано направление ChRM (S1). В пользу ориентационной природы последней свидетельствуют результаты анализа АМВ образцов, на которых была выделена компонента S1. Они показывают низкую степень АМВ (параметр Р, характеризующий степень анизотропии — отношение максимальной оси эллипсоида АМВ к минимальной — в среднем составляет 1,025, рис. 7, б), эллипсоид АМВ относится к плоскостному типу (рис. 7, в), минимальные оси эллипсоидов ориентированы практически вертикально (среднее направление 85°), в то время как максимальные и промежуточные оси эллипсоидов лежат практически в горизонтальной плоскости и не показывают какого-либо преимущественного направления (рис. 7, а).

Интерпретация результатов. Удивительным фактом является практически отсутствие

вязкой компоненты намагниченности в исследуемом комплексе пород. Многие образцы почти не изменяют направления в процессе магнитной чистки (см. рис. 4, г, д). Отметим, что ранее при исследованиях как красноцветных, так и сероцветных отложений Подолии [Smethurst, Khramov, 1992; Jeleńska et al., 2005; Лубнина и др., 2007] всегда выделялась низкостабильная (низкотемпературная) компонента, направленная по современному магнитному полю, природа которой определялась как вязкая.

Направление компоненты S3, которая выделяется при размагничивании как переменным магнитным полем, так и температурой, близко к направлениям, полученным ранее по силурийским и нижнедевонским породам Подолии [Smethurst, Khramov, 1992; Jeleńska et al., 2005; Лубнина и др., 2007]. В этих работах отмечалось перемагничивание палеозойских осадочных пород ВЕП вследствие тектонических событий, происходивших на позднепалеозойских—раннемезозойских этапах эволюции ВЕП, и вероятная термовязкая природа этой намагниченности, а также широкое распространение этого типа перемагничивания в пределах всей ВЕП. Эту компоненту намагниченности мы связываем с присутствием аутигенного магнетита, образованного, возможно, под воздействием флюидов различного состава. Рассчитанный палеомагнитный полюс ($\Phi = 53,4^\circ\text{S}$, $\Lambda = 5,9^\circ\text{E}$) располагается вблизи ранее полученных полюсов по силурийским сероцветам Подолии [Jeleńska et al., 2005] и тяготеет к позднепалеозойскому фрагменту референтной кривой кажущейся миграции полюса для Балтики [Torsvik et al., 2012]. Необходимо отметить, что полюсы, определенные ранее на силурийских и нижнедевонских осадках Подолии [Smethurst, Khramov, 1992; Лубнина и др., 2007], также смещены к востоку относительно референтной кривой. Для полученного нами полюса S3 такая тенденция сохраняется.

Некоторые авторы [Храмов, 1967; Kent, Smethurst, 1998; Van der Voo, Torsvik, 2001; Torsvik, Van der Voo, 2002] для рассматриваемого отрезка геологического времени указывают на вклад недипольных компонент геомагнитного поля, оценивая его до 20%. В связи с этим не исключено, что в отдельные интервалы геологического времени преобладали зональные недипольные источники магнитного поля Земли. Однако это только одно из предположений, требующее тщательной проверки.

В работе [Yuan et al., 2011] по трахитовому дайковому комплексу в западной части Укра-

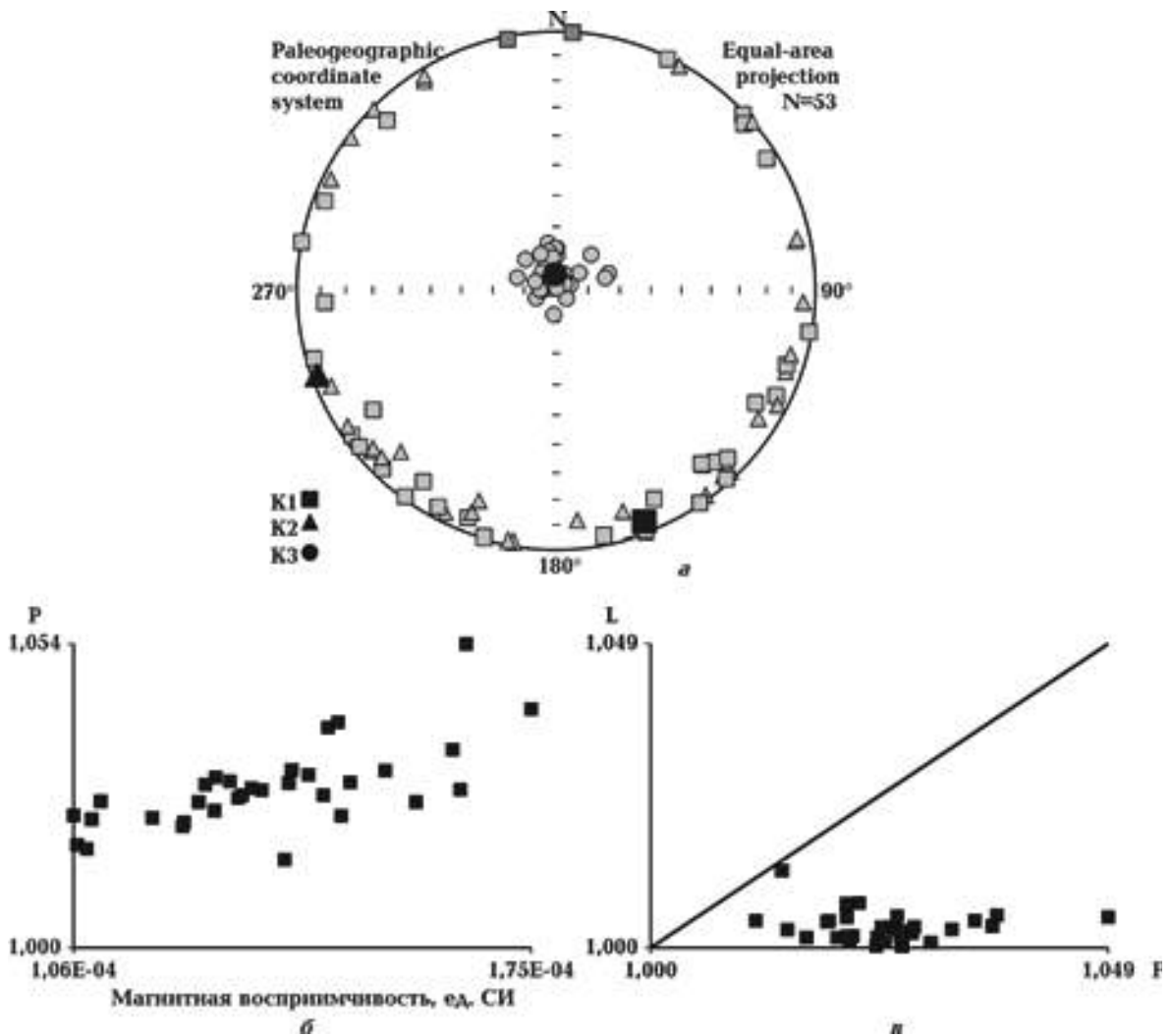


Рис. 7. Распределение осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости (K1, K2 и K3 — средние направления соответственно максимальной, средней и минимальной осей (а); диаграмма степени анизотропии магнитной восприимчивости $P = K1/K3$ относительно величины магнитной восприимчивости (б); распределение отношений главных осей эллипсоидов АМВ на диаграмме Д. Флинна, $L = K1/K2$, $F = K2/K3$ (в).

инского щита (возраст 282 млн лет) был определен пермский полюс ($\Phi = 49,4^\circ S$, $\Lambda = 0,3^\circ E$), близкий к нашему полюсу S3.

Направление компоненты S1 ($D = 44,1^\circ$, $I = -19,0^\circ$) антиполярно по отношению к направлениям, полученным ранее по одновозрастным силурийским сероцветам ($D = 215^\circ$, $I = 30^\circ$) [Jeleńska et al., 2005]. В последних ChRM обусловлена присутствием в породе магнетита (как детритового, так и химического происхождения на ранней стадии диагенеза), а результаты измерения АМВ указывают на седиментационную структуру с минимальной осью эллипсоида АМВ, перпендикулярной к плоскости дна бассейна (что подтверждает ориентационную природу намагниченности).

Прохождение теста обращения по осадочным породам, в которых ChRM обусловлена разными магнитными минералами, является веским доводом в пользу того, что выделенная компонента S1 — первичная для красноцветных пород верхнего силура. Это также справедливо для ChRM, выделенной на сероцветных породах малиновецкой серии верхнего силура [Jeleńska et al., 2005].

Сопоставляя полученные результаты с определениями по сероцветным породам яругской, малиновецкой и скальской серий силура [Jeleńska et al., 2005], приведенными в таблице, очевидно, что полюсы S1 (с учетом овалов доверия) согласуются с силурийским фрагментом ТКМП для Балтики [Torsvik et al., 2012],

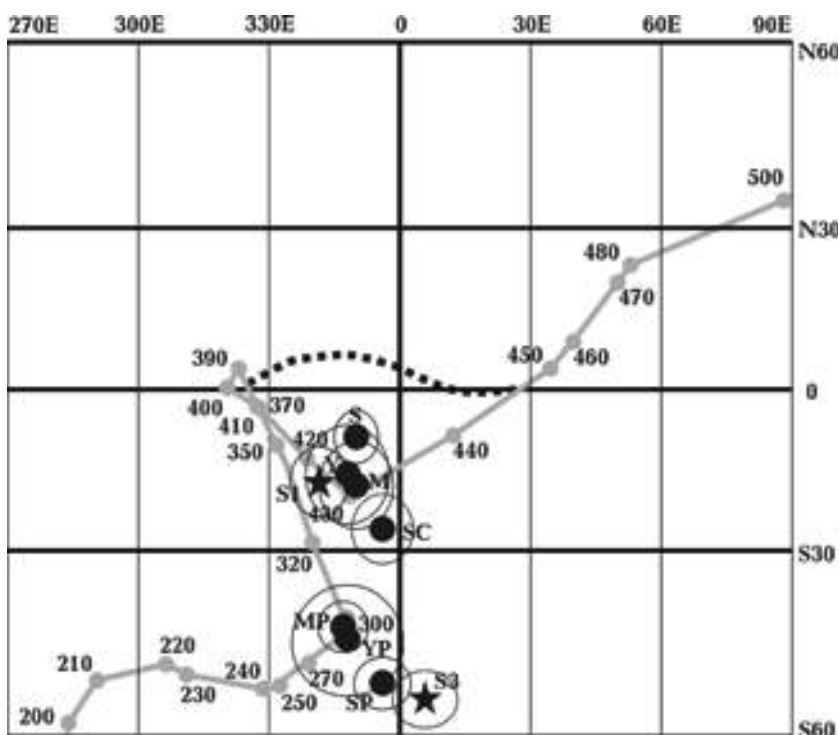


Рис. 8. Референтная палеозойская кривая ТКМП для Балтики [Torsvik et al., 2012] и результаты определения палеомагнитных полюсов (залитые круги); Y, M, S — палеомагнитные полюсы характеристических (ChRM) компонент намагниченности яругской, малиновецкой и скальской серий силура; YP, MP, SP — полюсы пермского перемагничивания; SC — полюс карбонового перемагничивания в соответствии с [Jeleńska et al., 2005]; определения для отложений коновской свиты верхнего силура (S1 и S3) отмечены звездочками. Цифры — возраст в млн лет назад.

а для менее стабильной компоненты полюсы S3 близки к позднепалеозойскому фрагменту (рис. 8).

Пунктирной линией на рис. 8 приведена альтернативная ТКМП для Балтики, предлагаемая в работе [Лубнина и др., 2007], кото-

Палеомагнитные направления и полюсы, использованные в настоящей статье

Индекс/ направление	Серия	N/n	D , град	I , град	α_{95} , град	k	Широта, °S	Долгота, °E
YP/Пермь	Яругская	15/11	206	- 19	9	27	45	348
MP/Пермь	Малиновецкая	14/13	208	- 16	4,2	99	43	347
SP/Пермь	Скальская	15/15	198	- 26	4	91	52	356
S3/Пермь	Коновская	33/10	192,5	- 25,8	5,9	67	53,4	5,9
SC/Карбон	Скальская	15/4	207	21	6,3	211	26	356
Y/Силур	Яругская	15/8	219	32	9,2	37	16	348
M/Силур	Малиновецкая	14/11	215	30	8,1	33	18	350
S/Силур	Скальская*	15/2	219	42	—	—	9	350
S1/Силур	Коновская	33/22	44,1	- 19,0	5,4	33,9	19,9	339,8

Примечание: индекс — в соответствии с рис. 8; N — количество образцов (соответствует количеству стратиграфических уровней); n — количество образцов, по которым было рассчитано среднее направление; k — кучность векторов, * — в работе [Jeleńska et al., 2005] указана как рукшинская серия (скальская — после изменения стратиграфической схемы фанерозоя Украины в 1993 г.).

рая не предполагает наличие силурийского "каспа", тяготеющего к "каменноугольным" полюсам ВЕП. Хотя наши полюсы для красноцветов и сероцветов силура были получены по единой методике, они несколько различаются друг от друга. Однако очевидно, что они далеки от предлагаемого в работе [Лубнина и др., 2007] нового фрагмента.

Анализ среднепалеозойского фрагмента ТКМП показывает (рис. 9), что положение ВЕП было относительно стабильным, в раннем силуре платформа перемещалась в низкие широты Северного полушария, к началу девона мигрировала в приэкваториальные широты Южного полушария и находилась вблизи экватора до конца карбона (рис. 9, а). По данным [Лубнина и др., 2007], дрейф ВЕП в силурийское время имел иной характер и указывает на ее расположение в венлоке—луддове в тропических широтах Южного полушария (рис. 9, б).

Результаты наших исследований по силурийским объектам Подолии определяют расположение ВЕП в экваториальных широтах в венлоке—луддове и дальнейшее ее перемещение в приэкваториальные широты Южного полушария в пржидольское время (рис. 9, в).

Выводы. 1. В верхнесилурийских красноцветных осадках Подолии, представленных доломитами, выделены три компоненты ЕОН (две компоненты — при средних температурах). При этом направление компоненты S3 близко к направлению, полученным ранее по силурийским и нижнедевонским породам Подолии, и интерпретируется как пермское. Это обусловлено перемагничиванием палеозойских осадочных пород в результате тектонических событий, которые сопровождали позднепалеозойскую—раннемезозойскую эволюцию ВЕП, возможно, под воздействием флюидов различного состава в течение длительного промежут-

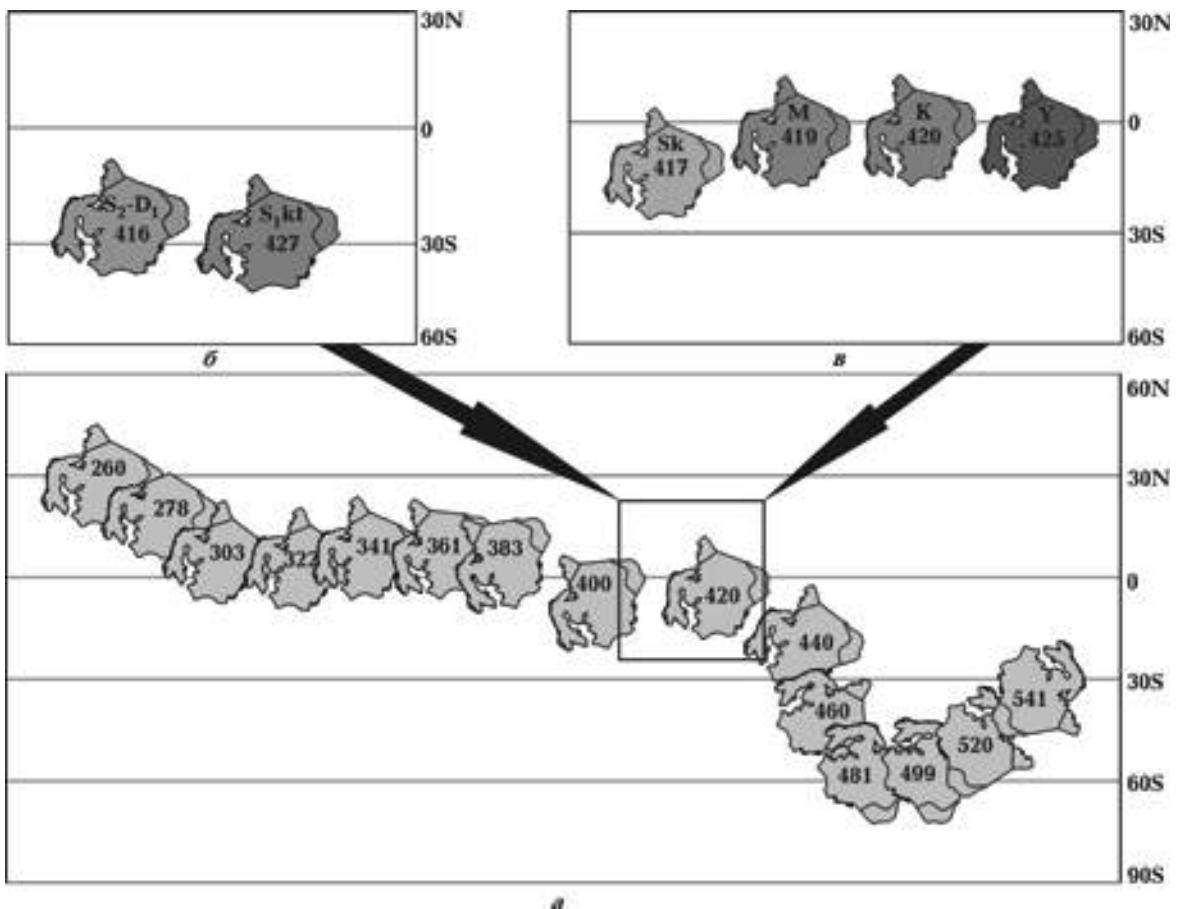


Рис. 9. Кинематика ВЕП в среднем палеозое по данным: а — [Torsvik et al., 2012]; б — [Лубнина и др., 2007]; в — [Jeleńska et al., 2005] и материалам данной публикации. Цифрами приведен возраст, млн лет назад. Обозначения: Y — яругская серия, M — малиновецкая серия, Sk — скальская серия, K — коновская свита (по материалам данной публикации).

ка времени. Компонента S2 является артефактом, ее выделение обусловлено перекрытием спектров блокирующих температур компонент S1 и S3.

Компонента S1, выделенная нами как характеристическая (ChRM) и соответствующая верхнесилурийскому направлению, обусловлена присутствием детритовых зерен гематита (титаногематита), а параметры АМВ свидетельствуют в пользу ориентационной природы намагниченности.

2. Можно утверждать, что выделенная ChRM-компонента намагниченности является первичной на основании: а) ее выделения исключительно на образцах с сохраненной осадочной структурой; б) соответствия ее направления верхнесилурийским полюсам для Балтики, по [Torsvik et al., 2012]; в) биполярности ChRM-компоненты намагниченности, выделенной на красноцветных и сероцветных породах малиновецкой серии с разными минералами — но-

сителями ЕОН, а также прохождения теста обращения.

3. Осадочные толщи Подолии и в дальнейшем будут рассматриваться авторами как перспективный объект с точки зрения палеомагнитных исследований. Широкое распространение и обнаженность этих толщ на территории юго-западной Украины в возрастном диапазоне от венда до среднего девона позволяет рассчитывать, что при постановке здесь детальных палеомагнитных исследований палеозойский фрагмент ТКМП для Балтики может быть уточнен и детализирован.

4. Новые палеомагнитные результаты по верхнесилурийским объектам Подолии указывают на расположение ВЕП в экваториальных широтах в венлоке — лудлове и дальнейшее ее перемещение к южным приэкваториальным широтам в пржидоле, что дополняет существующие модели кинематики ВЕП в среднем палеозое.

Список литературы

- Бахмутов В., Еленська М., Константиненко Л. Новые результаты палеомагнитных исследований силурийских отложений бассейна р. Днестр, Украина. *Геофиз. журн.* 2001. Т. 23. № 2. С. 3—18.
- Бахмутов В., Тейсер-Еленская М., Кагзялко-Хофмокл М., Константиненко Л., Поляченко Е. Палеомагнитные исследования нижнедевонских сероцветных отложений Подолии. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 6. С. 57—67.
- Лубнина Н. В., Иосифиди А. Г., Храмов А. Н., Попов В. В., Леванговский М. Палеомагнитные исследования силурийских и девонских отложений Подолии. В кн.: *Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии. Сборник трудов.* Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 2007. С. 105—125.
- Никифорова О. И., Прегтеченский Н. Н. Стратиграфия. В кн.: *Опорный разрез силура и нижнего девона Подолии.* Ленинград: Наука, 1972. С. 26—127.
- Поляченко Е. Б. Палеотектонические реконструкции положения Восточно-Европейской платформы в среднем палеозое по палеомагнитным данным. *Геодинаміка.* 2012. № 2(13). С. 119—128.
- Храмов А. Н. Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных). *Физика Земли.* 1967. № 1. С. 86—108.
- Butler R. F., 1992. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Boston: Blackwell sci. publ., 319 p.
- Chadima M., Hroudá F., 2006. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Geophysiques XXVII*, 20—21.
- Jeleńska M., Bakhmutov V., Konstantinenko L., 2005. Paleomagnetic and rock magnetic data from the Silurian succession of the Dniester basin, Ukraine. *Phys. Earth Planet. Int.* 149, 307—320.
- Jeleńska M., Kadziaiko-Hofmokl M., Bakhmutov V., Poliachenko I., Ziolkowski P., 2010. Identification of magnetic carriers of original and secondary NRM components recorded in Devonian sediments from Podolia, SW Ukraine. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(4), 59—60.
- Jelinek V., 1977. The statistical theory of measuring Anisotropy of Magnetic Susceptibility and its application. *Geophysica Brno*, 5—88.
- Kent D. V., Smethurst M. A., 1998. Shallow bias of paleomagnetic inclinations in the Paleozoic and Precambrian. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 391—402.
- Kirschvink J. L., 1980. The least squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 62, 699—718.

- McFadden P.L., McElhinny M.W., 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophys. J. Int.* 103, 725—729.
- Smethurst M.A., Khrumov A.N., 1992. A new Devonian palaeomagnetic pole for the Russian platform and Baltica, and related apparent polar wander. *Geophys. J. Int.* 108, 179—192.
- Torsvik T.H., Van der Voo R., 2002. Refining Gondwana and Pangea palaeogeography; estimates of Phanerozoic non-dipole (octupole) fields. *Geophys. J. Int.* 151, 771—794.
- Torsvik T., Van Der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks L.R.M., 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth. Sci. Rev.* 114, 325—368. doi:10.1016/j.earscirev.2012.06.007.
- Van der Voo R., Torsvik T.H., 2001. Evidence for Permian and Mesozoic non-dipole fields provides an explanation for Pangea reconstruction problems. *Earth Planet. Sci. Lett.* 187, 71—81.
- Yuan K., Van der Voo R., Bazhenov M.L., Bakhmutov V., Alekhin V., Hendriks B.W.H., 2011. Permian and Triassic Paleolatitudes of the Ukrainian Shield with Implications for Pangea Reconstructions. *Geophys. J. Int.* 184, 595—610.

New results of paleomagnetic studies of red-colored Silurian deposits

© E. Polyachenko, V. Bakhmutov, L. Konstantinenko, M. Teyser-Elenska, M. Kadzjalko-Hofmokl', T. Scarboviychuk, V. Yakukhno, 2014

New results of paleomagnetic studies of red-colored rocks of the Late Silurian of southwestern Ukraine (Podolian area, the Dniester river basin) have been presented. Sedimentary unit of red-colored deposits as a part of upperkonovsk subsuite of Malinovets series are represented by dolomites comparable with Ludford stage of the International geological scale, and was studied in two sections. The distinguished medium-temperature component of magnetization ($\Phi = 53,4^\circ\text{S}$, $\Lambda = 5,9^\circ\text{E}$) corresponds to the direction of the Permian poles TCMP for the Baltic area that indicates magnetization reversal of rocks. High temperature (characteristic) component of magnetization distinguished on lots of samples of the Konovsk suite corresponds to the Silurian fragment of TCMP for the Baltic and is determined by the presence of terrigenous hematite (titanomagnetite) grains and is, according to our interpretation, the primary magnetization. Its corresponding paleomagnetic pole ($\Phi = 19,9^\circ\text{S}$, $\Lambda = 339,8^\circ\text{E}$) is in good agreement with the Silurian fragment of TCMP. The results are in good accordance with the previous measurements for grey-colored sedimentary rocks of the Silurian from Podolia.

Key words: paleotectonics, paleomagnetism, Middle Paleozoic, Podolia, East European Platform, apparent polar wander path.

References

- Bakhmutov V., Elens'ka M., Konstantinenko L., 2001. New results of paleomagnetic studies of Silurian deposits River basin Dnestr, Ukraine. *Geofizicheskij zhurnal* 23 (2), 3—18 (in Russian).
- Bakhmutov V., Tejser-Elenskaja M., Kadzjalko-Hofmokl' M., Konstantinenko L., Poljachenko E., 2012. Paleomagnetic study Lower Devonian deposits of gray-colored skirts. *Geofizicheskij zhurnal* 34 (6), 57—67 (in Russian).
- Lubnina N.V., Iosifidi A.G., Hramov A.N., Popov V.V., Levandovskij M., 2007. Paleomagnetic study of the Silurian and Devonian deposits of Podolia. In: *Paleomagnetism of sedimentary basins of Northern Eurasia. Collection of works*. St. Petersburg: VNIGRI, 105—125 (in Russian).
- Nikiforova O.I., Predtechenskij N.N., 1972. Stratigraphy. In: *Reference section of the Silurian and Lower Devonian Podolia*. Leningrad: Nauka, 26—127 (in Russian).

- Poljachenko E.B.*, 2012. Paleotectonic reconstruction provisions of the East European platform in the middle Paleozoic paleomagnetic data. *Geodinamika* (2), 119—128 (in Russian).
- Khramov A.N.*, 1967. Earth's magnetic field in the Late Paleozoic (analysis of global paleomagnetic data). *Fizika Zemli* (1), 86—108 (in Russian).
- Butler R.F.*, 1992. Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes. Boston: Blackwell sci. publ., 319 p.
- Chadima M., Hroudá F.*, 2006. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Travaux Geophysiques XXVII*, 20—21.
- Jeleńska M., Bakmutov V., Konstantinenko L.*, 2005. Paleomagnetic and rock magnetic data from the Silurian succession of the Dniester basin, Ukraine. *Phys. Earth Planet. Int.* 149, 307—320.
- Jeleńska M., Kadziako-Hofmokl M., Bakmutov V., Poliachenko I., Ziolkowski P.*, 2010. Identification of magnetic carriers of original and secondary NRM components recorded in Devonian sediments from Podolia, SW Ukraine. *Geofizicheskiy zhurnal* 32(4), 59—60.
- Jelinek V.*, 1977. The statistical theory of measuring Anisotropy of Magnetic Susceptibility and its application. *Geophysica Brno*, 5—88.
- Kent D.V., Smethurst M.A.*, 1998. Shallow bias of paleomagnetic inclinations in the Paleozoic and Precambrian. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160, 391—402.
- Kirschvink J.L.*, 1980. The least squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 62, 699—718.
- McFadden P.L., McElhinny M.W.*, 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophys. J. Int.* 103, 725—729.
- Smethurst M.A., Khramov A.N.*, 1992. A new Devonian palaeomagnetic pole for the Russian platform and Baltica, and related apparent polar wander. *Geophys. J. Int.* 108, 179—192.
- Torsvik T.H., Van der Voo R.*, 2002. Refining Gondwana and Pangea palaeogeography; estimates of Phanerozoic non-dipole (octupole) fields. *Geophys. J. Int.* 151, 771—794.
- Torsvik T., Van Der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks L.R.M.*, 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth. Sci. Rev.* 114, 325—368. doi:10.1016/j.earscirev.2012.06.007.
- Van der Voo R., Torsvik T.H.*, 2001. Evidence for Permian and Mesozoic non-dipole fields provides an explanation for Pangea reconstruction problems. *Earth Planet. Sci. Lett.* 187, 71—81.
- Yuan K., Van der Voo R., Bazhenov M.L., Bakmutov V., Alekhin V., Hendriks B.W.H.*, 2011. Permian and Triassic Paleolatitudes of the Ukrainian Shield with Implications for Pangea Reconstructions. *Geophys. J. Int.* 184, 595—610.