

## Палеомагнитные и петромагнитные исследования нижнедевонских красноцветов Подолии: проблемы перемагничивания

© В. Бахмутов<sup>1</sup>, М. Еленська<sup>2</sup>, М. Кадзялко-Хофмоэль<sup>2</sup>,  
Е. Поляченко<sup>1</sup>, Л. Константиненко<sup>3</sup>, П. Жулковский<sup>4</sup>, 2015

<sup>1</sup>Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

<sup>2</sup>Институт геофизики Польской академии наук, Варшава, Польша

<sup>3</sup>Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина

<sup>4</sup>Геологический факультет Варшавского университета,  
Варшава, Польша

Поступила 21 июля 2014 г.

Представлено членом редколлегии О. Б. Гинтовым

Наведено результати палеомагнітних досліджень червоноколірних нижньодевонських відкладів Поділля (південний захід України, басейн р. Дністер), що складають дністровську серію. Крім в'язкої виділено дві компоненти природної залишкової намагніченості. Перша має південно-південно-західне схилення і негативне нахилення, виділена майже в усіх зразках у діапазоні деблокуючих температур від 150—200 до 530—630 °С. Відповідний їй палеомагнітний полюс (47°S, 351,5°E) близький до пермського фрагмента ТПМП для Балтики / Стабільної Європи. Носіями першої компоненти є новоутворені магнітні мінерали (вторинний аутигенний гематит), з якими пов'язане формування "пізньої" хімічної намагніченості. Другу компоненту виділено у деяких зразках у діапазоні від 590—610 до 680—690 °С, вона має південно-західне схилення і позитивне нахилення. Відповідний їй палеомагнітний полюс (2,3°S, 338,4°E) тяжіє до нижньодевонського фрагмента ТПМП. Ця компонента зумовлена наявністю детритових зерен гематиту. Є вагомі підстави вважати зазначену намагніченість первинною, що відбиває напрямок девонського поля. Нові результати добре узгоджуються з раніше отриманими у досліджуваному районі палеомагнітними напрямками з червоно- і сіроколірних відкладах нижнього девона.

**Ключові слова:** девон, південно-західна частина України, червоноколірні відклади, палеомагнетизм, магнітні властивості.

**Введение.** В недавней работе группы авторов [Torsvik et al., 2012] были пересмотрены геодинамические модели некоторых блоков земной коры, построенные на основе палеомагнитных данных. В ряде случаев результаты существенно отличаются от данных, представленных в более ранних работах (см., например, [Torsvik, Smethurst, 1999]). Существенные изменения были внесены в среднепалеозойский сегмент кривой траектории кажущейся миграции полюсов (ТКМП, APWP) для Балтики. Необходимо отметить, что этот участок кривой построен на основе небольшого количества надежных палеомагнитных определений и требует привлечения новых данных. Особенно мало опре-

делений имеется для девонской и карбоновой части ТКМП, рис. 1. Здесь палеомагнитные полюсы получены по результатам из Британских островов и Скандинавии, а также по девонским отложениям Подолии [Torsvik et al., 2012]. Несколько лучше ситуация с силурийским фрагментом, построенным по результатам четырех определений из Шотландии, четырех для Скандинавского полуострова и двух для Подолии. Представленные на рис. 1 палеомагнитные полюсы располагаются близко друг к другу, образуя своего рода "облака".

Малое количество либо вообще отсутствие надежных палеомагнитных определений из многих областей Восточно-Европейской платфор-

мы (ВЕП) вносит неоднозначность в модель дрейфа ВЕП в палеозое. Для получения новых палеомагнитных данных были исследованы опорные разрезы красноцветных отложений нижнего девона Подолии (юго-западная Украина). Они давно привлекают внимание разных исследователей, поскольку хорошо обнажены, имеют надежные стратиграфические привязки, характеризуются обилием ископаемой флоры и фауны, практически не затронуты процессами метаморфизма и, как показывают результаты предыдущих исследований, являются палеомаг-

нитно-информативными [Smethurst, Khramov, 1992; Лубнина и др., 2007]. Кроме того, вопрос о происхождении естественной остаточной намагниченности красноцветов (old red) является предметом многолетних дискуссий (см., например, монографию [Butler, 1992]).

На сегодняшний день использование современной высокочувствительной измерительной аппаратуры в комплексе с применением методов электронной микроскопии дает возможность более обоснованно выделять первичную остаточную намагниченность, тем самым повышая

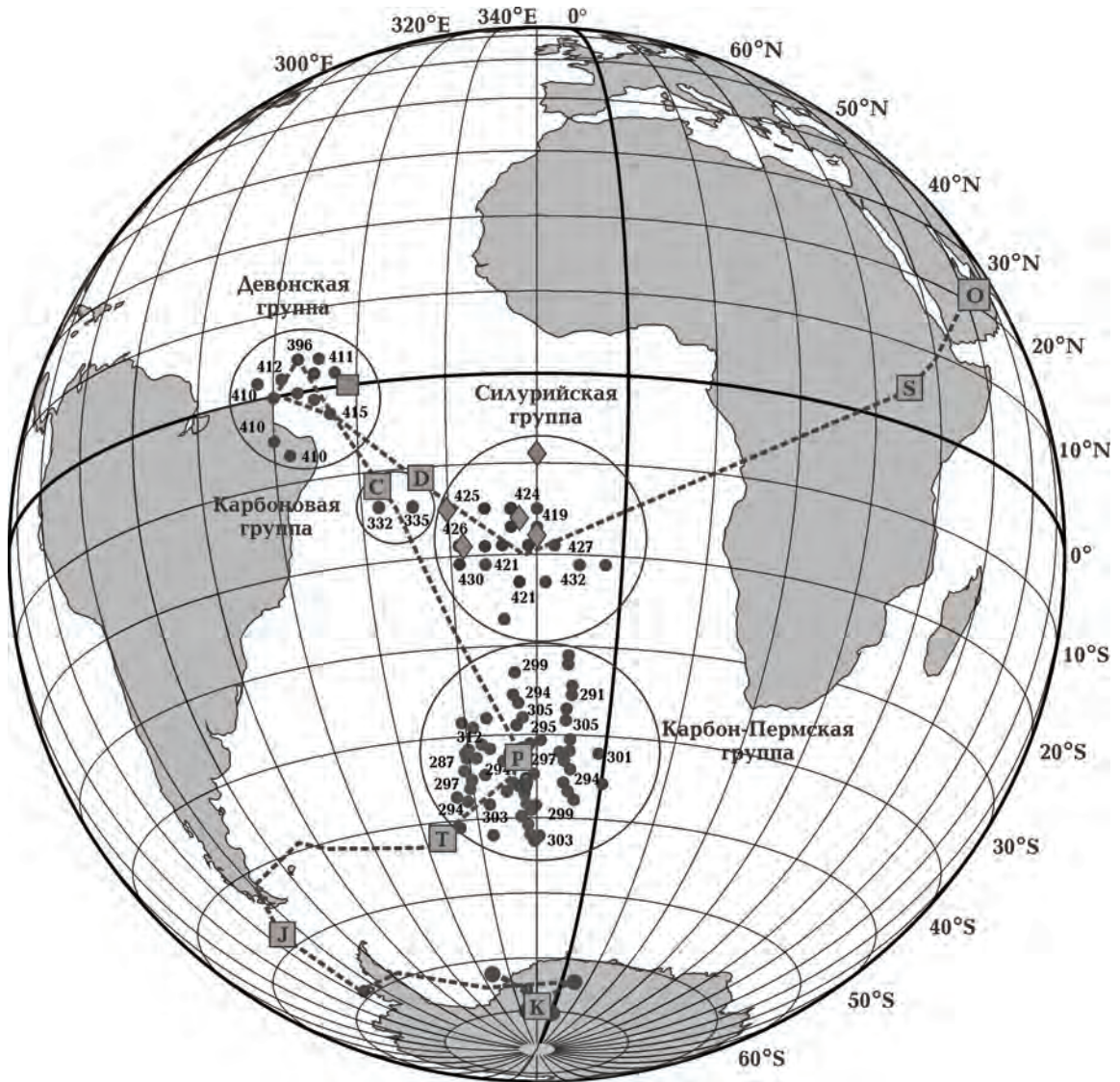


Рис. 1. Силурийские, девонские, карбоновые и пермские полюсы, оцениваемые как наиболее надежные, и один из вариантов траектории ТКМП (пунктирная линия) для Балтики / Стабильной Европы согласно [Torsvik et al., 2012]. Возраст полюсов приведен в млн лет назад. Ромбы — силурийские полюсы, полученные авторами [Jelesńska et al., 2005; Поляченко и др., 2014]. Квадрат — девонский полюс, полученный авторами [Бахмутов и др., 2012].

надежность палеомагнитных данных, используемых при геодинамических реконструкциях. Ранее авторами данной статьи проводились палеомагнитные исследования силурийских [Jeleńska et al., 2005; Поляченко и др., 2014] и сероцветных нижнедевонских [Бахмутов и др., 2012] толщ Подолии. Объектом исследований настоящей работы являются красноцветные отложения нижнего девона Подолии, которые наращивают исследованный ранее разрез верхнесилурийских и нижнедевонских сероцветов.

**Геология и объекты исследований.** Палеозойский разрез Подолии является крупным циклом морского седиментогенеза, начало которого можно связать с ордовик-силурийской трансгрессией, а конец — с установлением континентальных условий осадконакопления в нижнем девоне. Верхний этаж представлен отложениями мела (сеноман) и неогена (тортон и сармат) [Никифорова, Предтеченский, 1968].

Разрез нижнего девона Подолии состоит из двух серий: тиверской и днестровской. Первая является продолжением силурийского цикла осадконакопления и представлена известняками и аргиллитами, вторая — результатом установления континентального режима осадконакопления в условиях аридного климата. Днестровская серия подразделяется на четыре свиты: устечковская, хмелевская, стрыпская и смерклевская. Условия седиментации осадков днестровской серии характерны для структуры предгорной впадины и представлены чередованием красноцветных аргиллитов и песчаников мощностью до 1100 м в Львовском палеозойском прогибе [Цегельнюк и др., 1983].

Авторами настоящей статьи исследовалась красноцветная формация устечковской свиты (днестровская серия) в двух разрезах вблизи с. Иване-Золотое (48° 43,2' N, 25° 37,8' E) и с. Нырков (48° 49' N, 25° 36' E) (нижняя и верхняя часть устечковской свиты соответственно). Отложения представлены переслаиванием красно-бурых песчаников и алевроаргиллитов, общая мощность разрезов порядка 50 м (рис. 2). Относительно геологической шкалы устечковская свита сопоставляется с верхней частью Лохковско-го яруса (Lochkovian) с хронологической оценкой возраста около 412 млн лет назад [Gradstein et al., 2012].

**Палеомагнитные исследования.** Вопрос о пригодности осадочных пород Подолии для получения надежных палеомагнитных определений весьма непростой. Выполнение полевых тестов (складки, конгломератов) в этом районе проблематично ввиду отсутствия (по край-

ней мере, авторами они не найдены) подходящих для тестов геологических объектов. К тому же величины остаточной намагниченности сероцветных пород Подолии настолько малы, что возникают трудности даже при измерениях на высокочувствительном SQUID-магнитометре. Ситуация с красноцветными породами значительно лучше, величины намагниченности образцов на порядок выше и проблем с надежным выделением информативного "сигнала" в процессе магнитной чистки не возникает.

Образцы для палеомагнитных исследований были отобраны на двух обнажениях (Иване-Золотое и Нырков), перекрывающих друг друга в нижней/верхней части, тем самым обеспечивая полный разрез Устечковской свиты. Всего было отобрано 96 ориентированных штудфов и 30 ориентированных кернов, магнитным чисткам были подвергнуты 223 образца. Лабораторные измерения выполнялись на аппаратуре Института геофизики Польской Академии наук (ИГФ ПАН, Варшава) и Института геофизики НАН Украины (ИГФ НАНУ). Естественная остаточная намагниченность (ЕОН, NRM) образцов измерялась на криогенном магнитометре 2G SQUID DC (производство США) с приставкой для размагничивания переменным магнитным полем (ИГФ ПАН), а также на спин-магнитометре JR-6 (ИГФ НАНУ). Для температурной чистки в обеих лабораториях использовались экранированные печи MMLTD (производство Великобритании). И магнитометры, и печи помещены в немагнитные комнаты MMLFC. Измерение магнитной восприимчивости (МВ) выполнялось на каппаметре KLY-2 и MFK-1 при комнатной температуре после каждой ступени терромагнитной чистки для мониторинга минералогических изменений в образцах в процессе нагревов. Параметры анизотропии магнитной восприимчивости (АМВ) вычислялись и анализировались по программам ANISO [Jelinek, 1977] и Anisoft 4.2. Результаты размагничивания анализировались методом главных компонент [Kirschvink, 1980] с использованием пакета программ PDA [Levandovsky et al., 1997] и Remasoft 3.0 [Chadima, Hroudá, 2006].

Средние величины ЕОН и величина МВ находятся соответственно в диапазоне от 1 до 10 мА/м и от  $50 \cdot 10^{-6}$  до  $170 \cdot 10^{-6}$  ед. СИ. На рис. 2 представлено изменение магнитных параметров вдоль разреза. Их анализ показывает, что изменения этих величин зависят от фракционного состава — размера и процентного соотношения пелитовой (глинистой) и обломочной составляющих в породе. Величины ЕОН и МВ в образцах

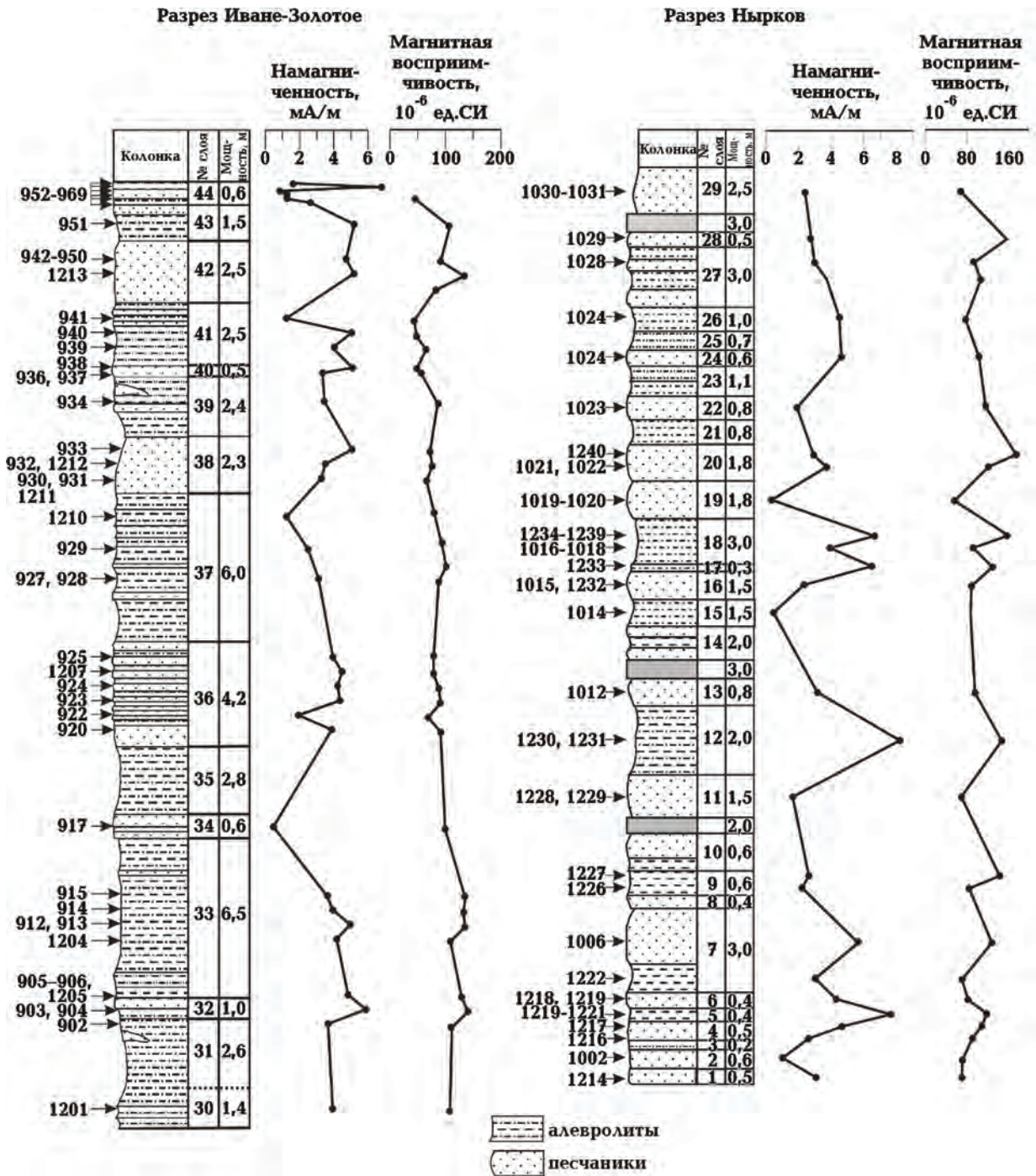


Рис. 2. Палеомагнитные характеристики исследованных разрезов нижнего девона Подолии. Цифры со стрелками — номера и позиции в геологическом разрезе отобранных образцов; номер слоя в соответствии с [Никифорова, Предтеченский, 1968].

аргиллитов и алевроаргиллитов выше, а в песчаниках они ниже.

Размагничивание пилотной коллекции переменным магнитным полем, как и ожидалось для красноцветов, оказалось не эффективным — образцы характеризуются повышенной магнит-

ной "жесткостью" (рис. 3, а). При размагничивании переменным полем до 100—140 мТл они теряют не более 10% ЕОН, а вектор остаточной намагниченности практически не изменяет первоначального направления. Размагничивание серией последовательных нагревов (темпера-

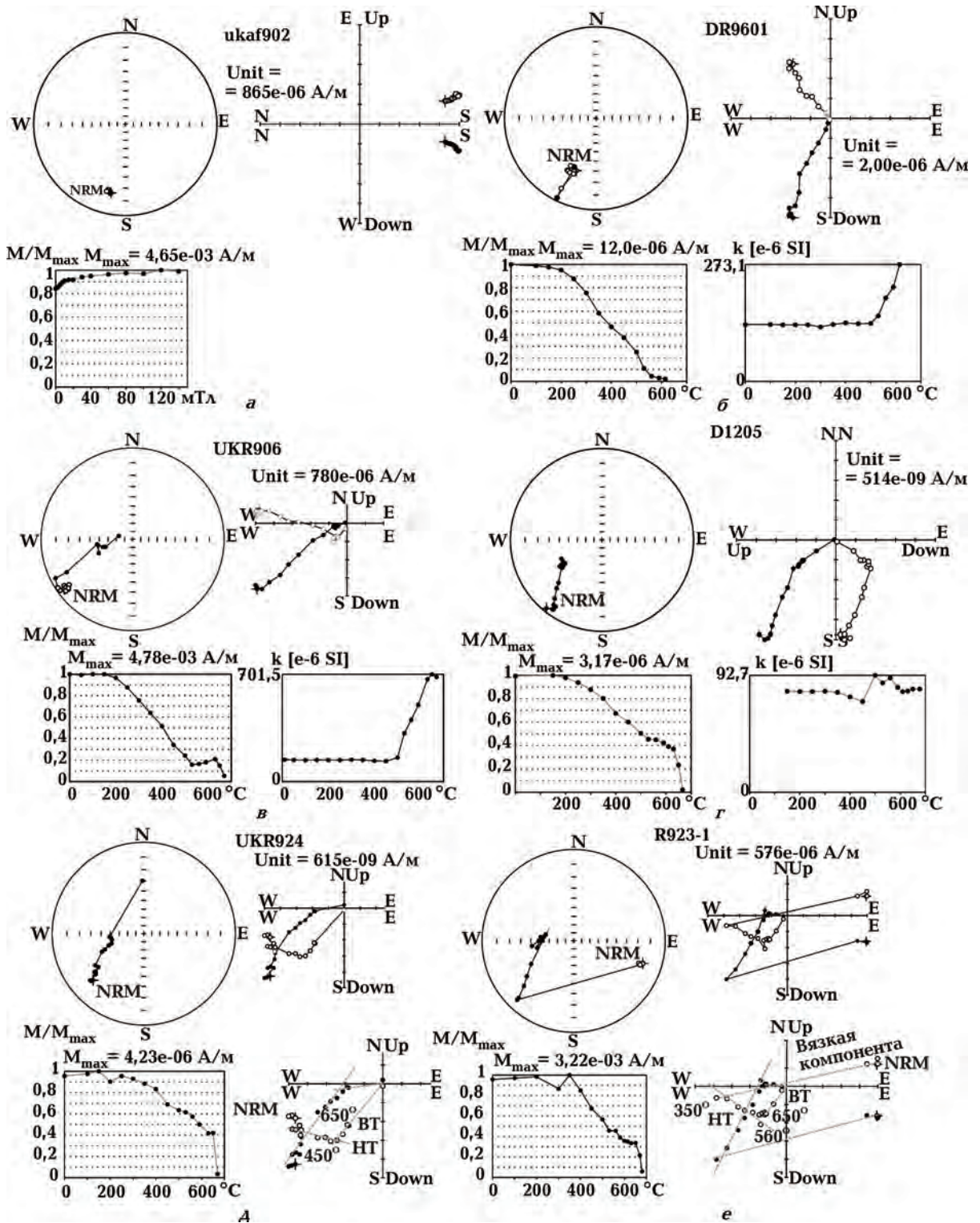


Рис. 3. Примеры ступенчатого размагничивания образцов красцветов Подолии переменным магнитным полем (а) и температурой, на которых выделяется только НТ-компонента (б), а также НТ- и ВТ-компоненты намагниченности (в—е). Приведены стереограммы (полюе / залитые круги — проекции векторов на верхнюю / нижнюю полусферу), нормированные кривые размагничивания ЕОН, изменение МВ при нагревах (б—г), диаграммы Зийдervельда (залитые / полые круги — проекции на горизонтальную / вертикальную плоскость) и примеры выделения на них компонент намагниченности (пунктирные линии на диаграммах (д, е)).

турная чистка) показало, что часть образцов полностью размагничивается при температурах 590—610 °С (рис. 3, б). Однако в некоторых образцах при этом остается от 10 до 30 % первичной ЕОН, а полное размагничивание достигается при температурах 680—690 °С (рис. 3, в—е).

Температурное ступенчатое размагничивание было применено для всей коллекции. В результате, помимо вязкой (лабораторной) компоненты намагниченности, выделяемой при температурах нагрева до 200 °С, выделяется от одной до двух стабильных компонент ЕОН: первая, относительно низкотемпературная (НТ), в диапазоне деблокирующих температур от 150—200 до 530—630 °С, и вторая, относительно высокотемпературная (ВТ), в диапазоне от 590—610 до 680—690 °С (см. рис. 3, в—е). Она выделяется по нескольким ступеням на прямолинейных участках диаграмм Зийдверельда, идет в начало координат (рис. 3, д—е), и далее мы принимаем ее как характеристическую компоненту намагниченности (ChRM). В некоторых образцах (см. рис. 3, б, в) при температуре выше 450—500 °С значения МВ резко возрастают, что указывает на минералогические изменения, но при этом возрастание величины остаточной намагниченности не наблюдается.

Направления НТ-компоненты характеризуются юго-юго-западным склонением и отрицательным наклонением, в то время как направления ВТ-компоненты — юго-западным склонением и положительным наклонением. Ранее авторами данной статьи были получены аналогич-

ные результаты по сероцветным отложениям тиверской серии на Подолии [Бахмутов и др., 2012]. На рис. 4 приведены выделенные палеомагнитные направления исследованных образцов. Статистические параметры для направлений, полученных для днестровской (красноцветы) и тиверской (сероцветы) серий нижнего девона Подолии приведены в табл. 1. Полученные направления для разных серий статистически значимо не различаются, хотя были получены на фациально разных осадочных толщах.

Анализ АМВ красноцветов днестровской серии указывает на преобладание в большей части образцов типично "осадочных" структур (рис. 5). Последние могут формироваться как при осаждении мелкого терригенного материала, так и при последующей литификации и уплотнении осадка. Среднее направление минимальных осей эллипсоидов АМВ ( $K = 346,2^\circ / 89,4^\circ$ ) близко к вертикальному. Степень анизотропии (параметр  $P$ ) низкая и не превышает 1,05, а параметры  $L$  и  $F$  указывают на плоскостной тип АМВ. Направления максимальных осей эллипсоида АМВ сгруппированы в северо-северо-западном—юго-юго-восточном направлениях, что указывает на возможное влияние какого-либо внешнего фактора, например умеренных течений при осаждении терригенного материала. Такой характер распределения осей АМВ для красноцветов является аргументом в пользу преобладания в породе седиментационной намагниченности, хотя однозначно это утверждать нельзя (см. например, [Butler, 1992; Kodama, 2012]).

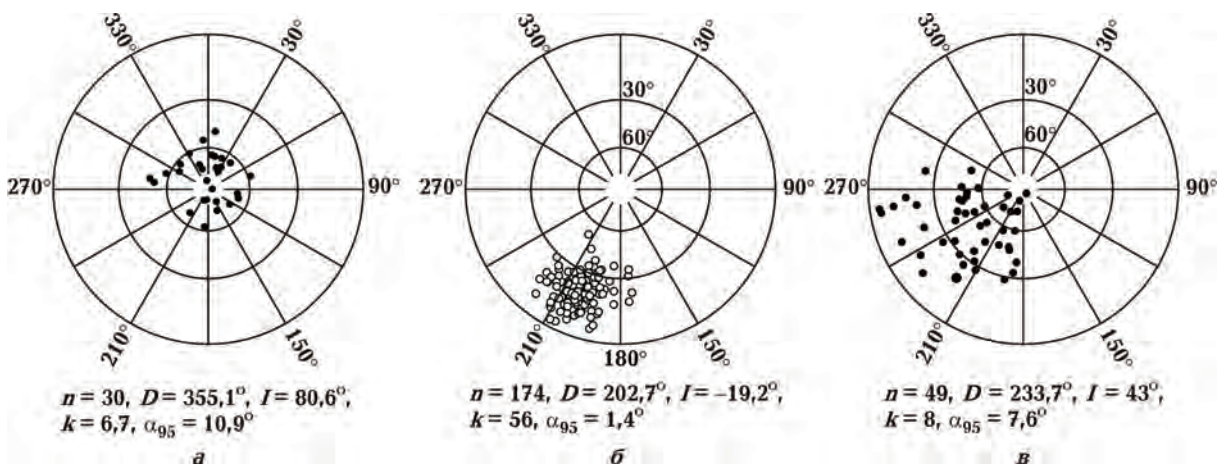


Рис. 4. Стереографические проекции выделенных палеомагнитных направлений на образцах нижнедевонских красноцветов и средние статистические параметры (см. табл. 1): а — низкостабильная (вязкая) компонента намагниченности; б — относительно низкотемпературная стабильная компонента намагниченности (НТ); в — относительно высокотемпературная стабильная компонента намагниченности (ВТ). Полые (залитые) круги — проекции векторов на верхнюю (нижнюю) полусферу.

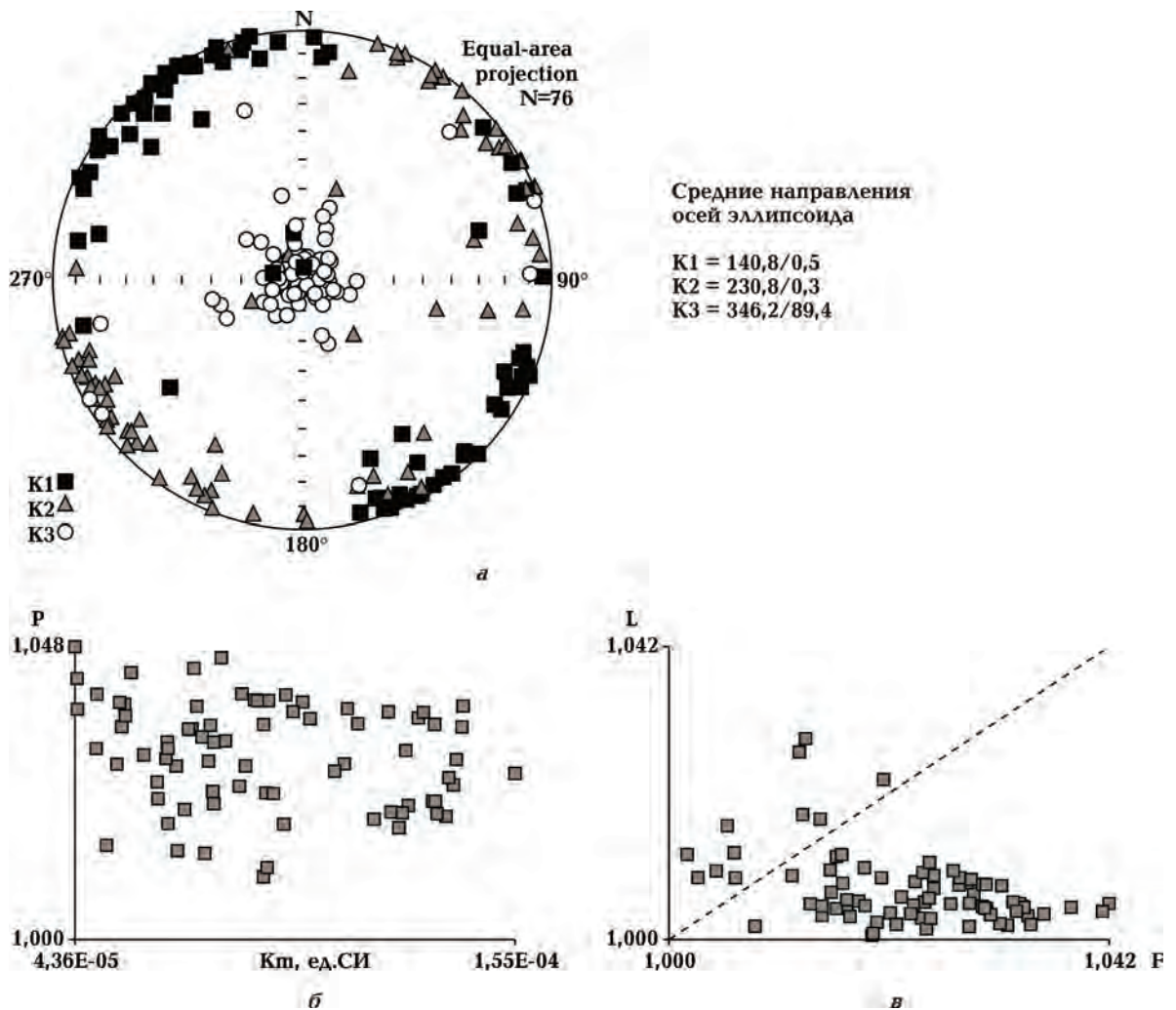


Рис. 5. Распределение осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости ( $K_1$ ,  $K_2$  и  $K_3$  — соответственно направления максимальной, средней и минимальной осей (а)); диаграммы степени анизотропии магнитной восприимчивости  $P = K_1 / K_3$  относительно магнитной восприимчивости  $K_m$  (б); распределение отношений главных осей эллипсоидов АМВ на диаграмме Д. Флинна,  $L = K_1 / K_2$ ,  $F = K_2 / K_3$  (в).

**Т а б л и ц а 1.** Палеомагнитные направления и полюсы для компонент намагниченности нижнедевонских красноцветов (днестровская серия, устечковская свита) и сероцветов (тиверская серия [Бахмутов и др., 2012]) Подолии

| Компо-<br>ненты | Серия                             | $n$ | $D$ ,<br>град | $I$ ,<br>град | $\alpha_{95}$ ,<br>град | $k$ | Plat<br>(°N) | Plong<br>(°E) |
|-----------------|-----------------------------------|-----|---------------|---------------|-------------------------|-----|--------------|---------------|
| BT              | Красноцветы<br>днестровской серии | 49  | 233,7         | 43,0          | 7,6                     | 8   | - 2,3        | 338,4         |
| C               | Тиверская серия                   | 14  | 244           | 37            | 14,8                    | 8   | 0            | 329           |
| HT              | Красноцветы<br>днестровской серии | 174 | 202,7         | - 19,2        | 1,4                     | 56  | - 47         | 351,5         |
| B               | Тиверская серия                   | 38  | 211           | - 22          | 4,2                     | 32  | - 45         | 340           |

Примечание:  $n$  — количество независимо ориентированных образцов, на которых выделены компоненты намагниченности,  $D/I$  — склонение / наклонение средних палеомагнитных направлений,  $\alpha_{95}$  — радиус круга доверия при 95 % вероятности для среднего направления,  $k$  — кучность распределения векторов, Plat/Plong — широта / долгота палеомагнитного полюса (в градусах).

**Петромагнитные исследования** с целью определения магнитных минералов — носителей ЕОН — проводились на аппаратуре палеомагнитной лаборатории ИГФ ПАН. Выполнялись анализы по определению спектра деблокирующих температур ( $T_6$ ), температур Кюри ( $T_C$ ), параметров петли гистерезиса, параметров кривых изотермической остаточной намагниченности (IRM) и идеальной остаточной намагниченности (ARM). Также анализировались кривые зависимости МВ от температуры в диапазонах от  $-196$  °С до комнатной температуры (низкотемпературные эксперименты) и от комнатной температуры до  $700$  °С (высокотемпературные эксперименты). Для некоторых образцов были получены кривые терморазмагничивания наведенной по трем осям IRM [Lowrie, 1990]. Он выполнялся для определения минералов, характеризующихся сходными параметрами магнитной жесткости, но имеющих разные  $T_6$ , при наведении в образце IRM по трем перпендикулярным осям соответственно в полях 3,3; 1,5 и 0,15 Тл и последующем ступенчатом терморазмагничивании.

Для определения  $T_6$  с целью идентификации магнитных минералов выполнялось непрерывное температурное размагничивание образцов в экране до  $700$  °С после наведенной изотермической остаточной намагниченности насыщения (SIRM) в поле 9 Тл. Для контроля минералогических изменений выполнялся повторный цикл нагревов.

Эксперименты по определению точек Кюри ( $T_C$ ) магнитных минералов выполнялись на каппаметре KLY-3S с приставкой для нагрева образцов. Анализировались кривые изменения МВ в зависимости от температуры, полученные при непрерывном нагревании образцов от комнатной температуры до  $700$  °С с последующим охлаждением.

Результаты низкотемпературных экспериментов для определения присутствия в породах магнетита и гематита по температурам фазовых переходов (соответственно Морина и Вервея) для исследуемых образцов оказались неинформативными.

Магнитная жесткость и доменное состояние магнитных минералов оценивались по параметрам петли гистерезиса: намагниченность насыщения и остаточная намагниченность насыщения ( $M_s$  и  $M_{rs}$ ), коэрцитивная и остаточная коэрцитивная силы ( $H_c$  и  $H_{cr}$ ). Параметры петли гистерезиса, в том числе после наведения на образцах IRM и ARM, измерялись на вибромагнитометрах VSM (Molspin, производство Ве-

ликобритания) и MicroMag (производство США).

Микроаналитические исследования минералов железа в образцах проводились на геологическом факультете Варшавского университета методами электронно-микронного анализа на длинноволновом дисперсионном спектрометре (Cameca SX 10) и сканирующем электронном микроскопе с энергодисперсионным спектрометром EDS (JEOL JSM-6380LA), для петрографического описания использовался оптический микроскоп Nikon.

**Определение магнитных минералов — носителей естественной остаточной намагниченности.** Результаты ступенчатого температурного размагничивания указывают на две компоненты ЕОН в образцах (см. рис. 3). Первая НТ-компонента выделяется почти во всех образцах, вносит основной вклад в ЕОН и характеризуется  $T_6$  в основном около  $600$  °С (рис. 6, а, в), вторая ВТ-компонента — только в отдельных образцах на хвостах кривых размагничивания в диапазоне деблокирующих температур  $590$ — $690$  °С. Температура деблокирования около  $690$  °С указывает на гематит (как наиболее вероятный магнитный минерал в красноцветях). Температура деблокирования около  $600$  °С, при которой выделяется НТ-компонента, не столь очевидная для интерпретации. Она характерна для нестехиометрического магнетита, слегка окисленного до маггемита. Однако крайняя жесткость ЕОН к размагничиванию переменным магнитным полем (см. рис. 3, а) исключает магнетит и маггемит. Таким образом, вопрос, какой магнитный носитель этой компоненты и его происхождение, является ключевым.

Терромагнитный анализ образцов с наведенной SIRM указывает на  $T_6$ , характерные для гематита. Присутствие других магнитных минералов, в том числе с  $T_6$  вблизи  $600$  °С, не обнаруживается (см. рис. 6, б, г), а нагрев до  $700$  °С не приводит к преобразованию магнитных минералов (см. кривые повторных нагревов).

Для определения типов магнитных минералов, являющихся основными носителями ЕОН, были изучены зависимости изменения МВ от температуры  $K_m(T)$  в процессе нагрева и охлаждения образцов. Результаты позволяют выделить два типа кривых: 1) возрастание  $K_m$  около  $600$  °С,  $T_C = 640 \div 650$  °С, проявление новообразованных магнитных фаз на кривой остывания образца (см. рис. 7, а); 2) возрастание  $K_m$  около  $530$  °С,  $T_C = 580$  °С, при охлаждении наблюдаются два пика — остроконечный при  $530$ — $500$  °С и более широкий при температурах от  $450$  до  $350$  °С (рис. 8, б). Признаки гематита на



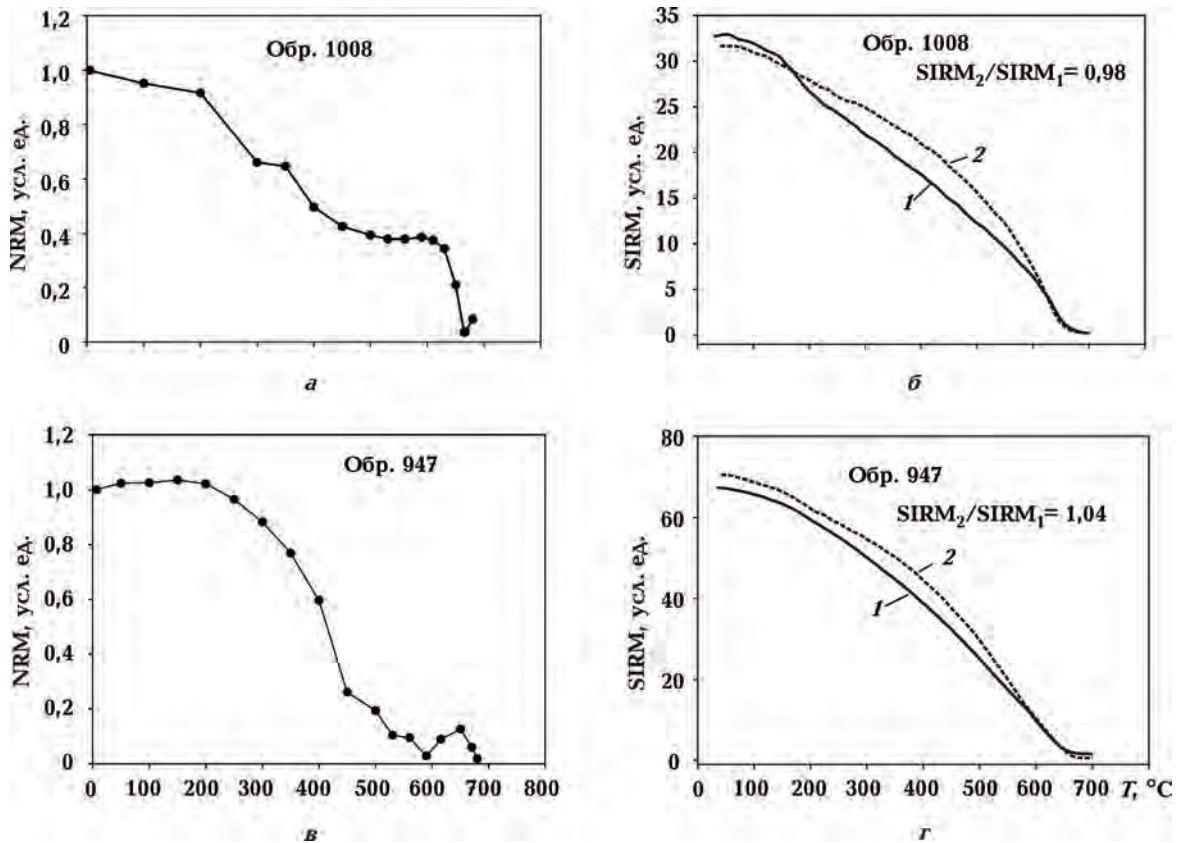


Рис. 6. Примеры температурного размагничивания образцов краснецетов: нормированной NRM в процессе ступенчатого размагничивания (а, в); остаточной намагниченности насыщения (SIRM) в процессе непрерывного нагрева (1 — первый нагрев, 2 — второй нагрев) (б, г).

кривых отсутствуют, что может быть обусловлено восстановительными процессами при нагревах и преобразовании гематита в магнетит.

Кривые IRM не достигают насыщения в полях до 3,5 Тл, что указывает на присутствие

магнитно-жесткого минерала (рис. 8, а). Наведенная в поле 3,3 Тл IRM теряет только около 20 % при размагничивании переменным магнитным полем до 140 мТл (рис. 8, б). Два образца были намагничены в поле до 9 Тл, но и здесь

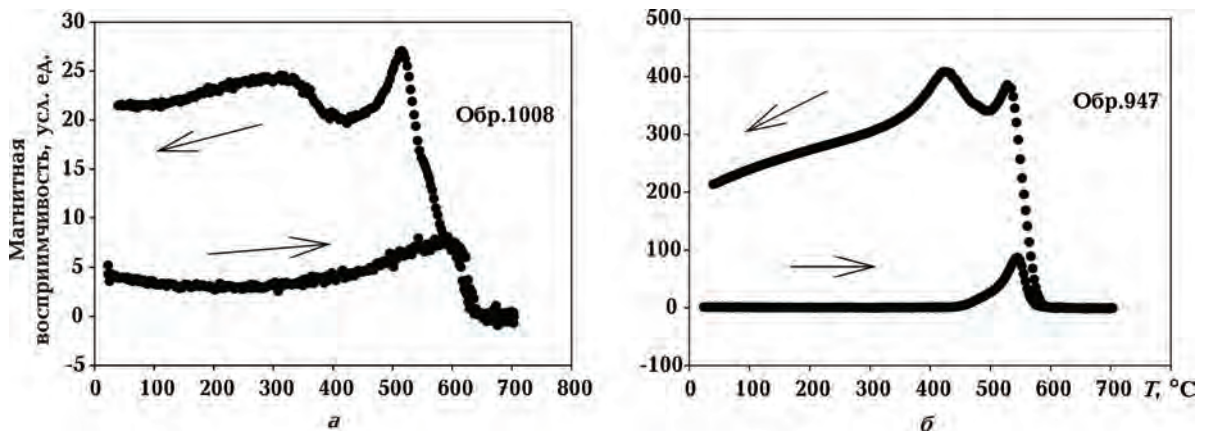


Рис. 7. Изменение магнитной восприимчивости образцов краснецетов в процессе непрерывного нагрева и охлаждения.

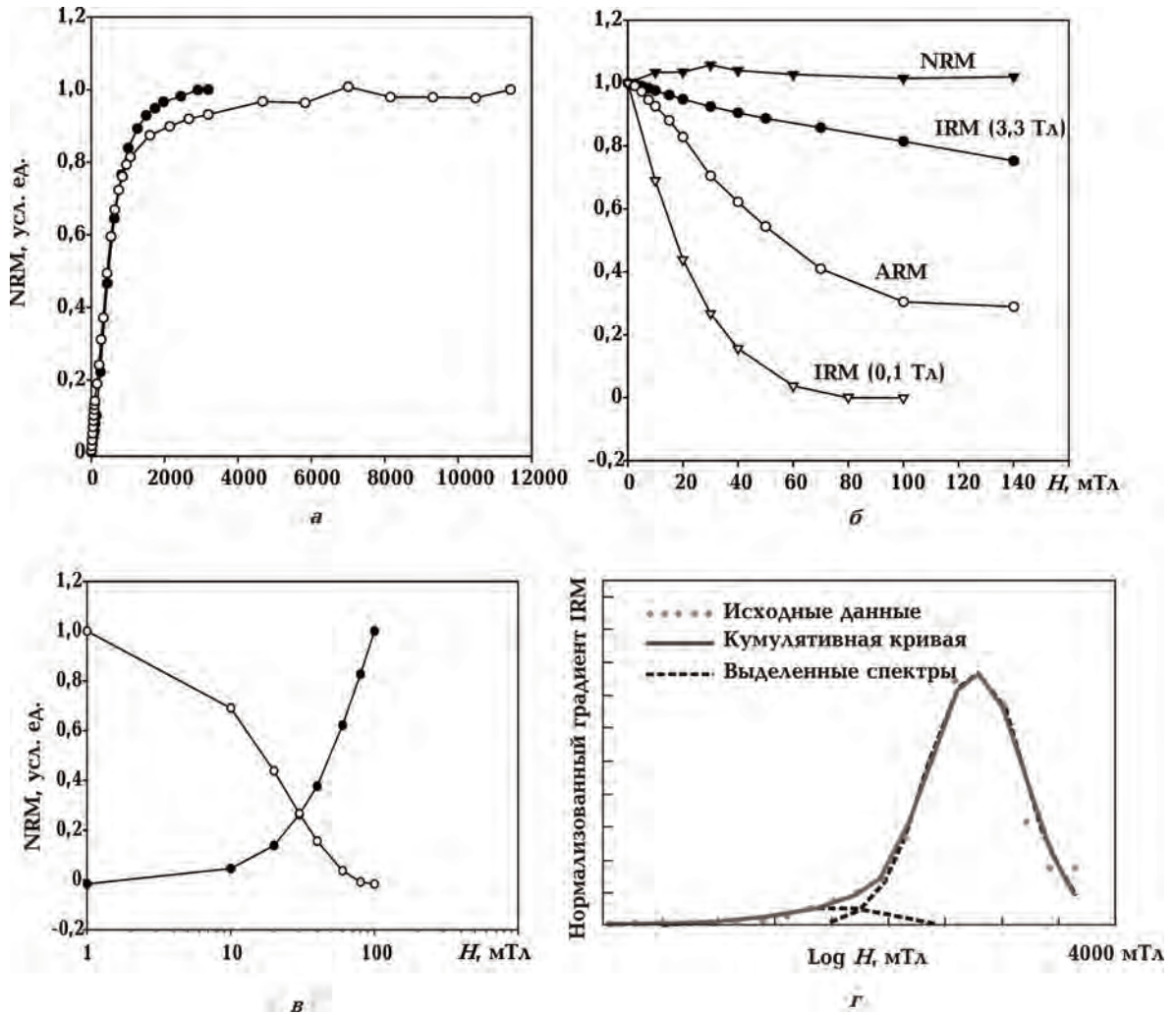


Рис. 8. Кривые насыщения IRM (а); кривые размагничивания переменным магнитным полем (б); NRM (черные треугольники), IRM наведенной в поле 3,3 Тл (черные круги), ARM (белые круги), IRM наведенной в поле 0,1 Тл (белые треугольники); в — пример сравнения нормализованной кривой IRM и кривой размагничивания IRM, точка пересечения ниже 0,5; г — пример анализа производной кривой IRM по методике [Kruiver et al., 2001].

IRM не достигла насыщения. Эти результаты согласуются с полученными ранее данными о чрезвычайно высокой стабильности ЕОН к воздействию переменного магнитного поля. Результаты по наведению IRM и последующему ее размагничиванию переменным магнитным полем указывает на соотношение кривых, характерное для многодоменного магнетита, т. е. на возможное присутствие незначительного количества магнитно-мягкого минерала [Symons, Сiorra, 2002] (рис. 8, б, в). Кривые насыщения IRM были проанализированы по методике [Robertson, France, 1994; Kruiver et al., 2001], которая позволяет различать магнитные минералы, характеризующиеся разной коэрцитивностью,

по анализу кривой намагничивания образца постоянным магнитным полем (CLG-анализ по [Kruiver et al., 2001]). Результаты указывают на два (иногда три) максимума спектра магнитной жесткости (рис. 8, г). В табл. 2 приведены числовые характеристики соответствующих параметров.

Петли гистерезиса образцов имеют характерную форму "осиной талии" (wasp-waist shape, рис. 9, а, б) и указывают на высокую магнитную жесткость. Параметры петли для некоторых образцов приведены в табл. 3. На диаграмме Дэя — Данлопа [Day et al., 1977; Dunlop, 2002] соотношение параметров  $M_{rs}/M_s$  и  $H_{cr}/H_c$  попадает в область, характерную для ододоменных (ОД) и суперпарамагнитных (СП)

**Т а б л и ц а 2. Параметры кривых насыщения IRM в соответствии с методикой по [Kruiver et al., 2001]**

| Номер образца | Максимальное поле насыщения, Тл | SIRM <sub>R.C.</sub> | $B_{1/2}$<br>log (мТл) / (мТл) | DP,<br>log, мТл | $B_{1/2} \pm DP$ , мТл |
|---------------|---------------------------------|----------------------|--------------------------------|-----------------|------------------------|
| 1008          | 3,2                             | 0,078                | 1,673 / 47                     | 0,400           | 19—118                 |
|               |                                 | 0,922                | 2,695 / 495                    | 0,349           | 222—1107               |
| 966           | 3,2                             | 0,277                | 2,569 / 371                    | 0,745           | 67—2061                |
|               |                                 | 0,723                | 2,704 / 506                    | 0,287           | 261—979                |
| 1006          | 10                              | 0,103                | 1,643 / 44                     | 0,442           | 16—122                 |
|               |                                 | 0,897                | 2,848 / 705                    | 0,467           | 240—2065               |
| 965           | 10                              | 0,365                | 2,658 / 455                    | 0,200           | 287—721                |
|               |                                 | 0,635                | 2,664 / 461                    | 0,795           | 74—2877                |

*Примечание:* SIRM<sub>R.C.</sub> — относительный вклад компонент в суммарный сигнал IRM;  $B_{1/2}$  — поле, при котором компонента приобретает половину своей величины насыщения SIRM; DP — параметр дисперсии;  $B_{1/2} \pm DP$  — диапазон поля  $B_{1/2}$  с дисперсией DP.

зерен (рис. 9, в). Эта область отличается от других тем, что зачастую ассоциируется с переманиванием карбонатов вследствие образования аутигенного магнетита [Jackson, Swanson-Hysell, 2012]. Таким образом, параметры гистерезиса показывают, что в наших образцах доминируют магнитные носители, имеющие сходные характеристики с суперпарамагнитными и стабильными однодоменными зернами переманиченных карбонатов.

Результаты теста Лоури [Lowrie, 1990], который выполнялся для компонент трех ортогональных осей IRM, показали, что основная часть намагниченности приобретает в поле 1,5 Тл и составляет около 80—90 % суммарной IRM. При низких (0,15 Тл) и высоких (3,3 Тл) полях величины IRM намного ниже (рис. 10). Для компоненты  $Y$ , наведенной в поле 1,5 Тл, харак-

терны такие же деблокирующие температуры, как и для компонент EOH, которые были выделены в процессе ступенчатого терморазмагничивания: 530—580 и 650—680 °С. В то же время для двух других компонент (наведенные в полях 0,15 и 3,3 Тл) блокирующие температуры лежат в диапазоне 660—680 °С.

Петрографические и микроаналитические исследования с использованием сканирующей электронной микроскопии (SEM), длинноволновой дисперсионной спектроскопии (WDS — wavelength-dispersive spectroscopy) и анализа дифракции рентгеновских лучей (XRD — x-ray diffraction) позволили выделить в красноцветах пять поколений гематита (рис. 11): 1) детритовые зерна первичного гематита со сростками ильменита (или ильменит-гематитовое прорастание типа "tiger striped", размер зерен от нескольких

**Т а б л и ц а 3. Магнитные параметры петли гистерезиса для образцов нижнедевонских красноцветов Подолии**

| Номер образца | $H_c$ , мТл | $H_{cr}$ , мТл | $M_s$ , мкАм <sup>2</sup> /кг | $M_{rs}$ , мкАм <sup>2</sup> /кг | $M_{rs} / M_s$ | $H_{cr} / H_c$ |
|---------------|-------------|----------------|-------------------------------|----------------------------------|----------------|----------------|
| 1008          | 50,5        | 450,5          | 7446                          | 2567                             | 0,345          | 8,9            |
| 1006          | 65,6        | 321,7          | 3029                          | 1198                             | 0,39           | 4,6            |
| 966           | 61,1        | 263            | 4605                          | 1599                             | 0,347          | 4,9            |
| 965           | 91,5        | 421            | 4072                          | 1468                             | 0,36           | 4,3            |

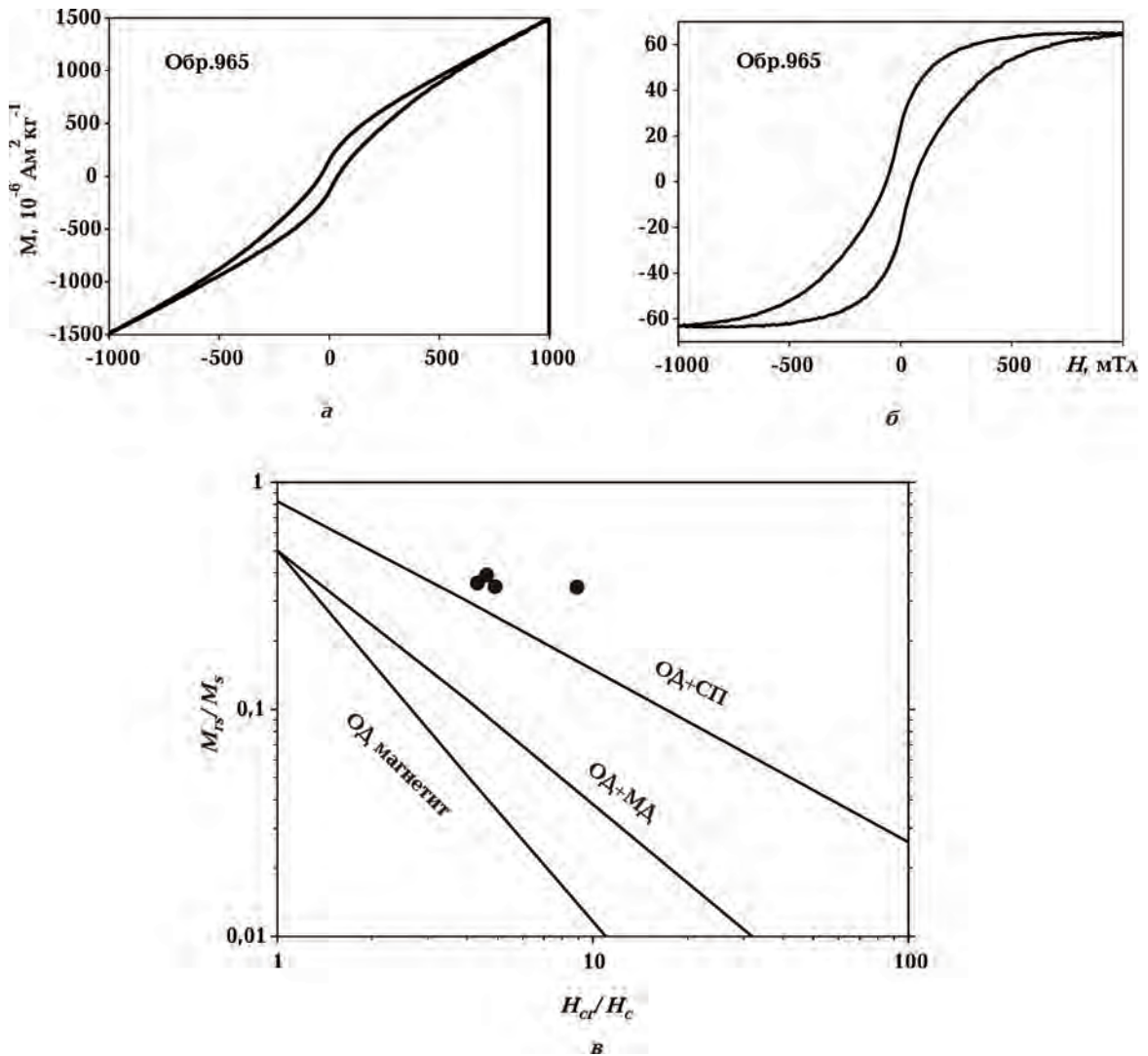


Рис. 9. Примеры петли гистерезиса формы "осиной талии" (а); она же после удаления парамагнитного эффекта (б); соотношение параметров  $M_{rs}/M_s$  и  $H_{cr}/H_c$  (диаграмма Дзя—Данлопа) (в). Зерна: ОД — однодоменные, МД — многодоменные, СП — суперпарамагнитные.

до 100 мкм); 2) зерна мартита (псевдоморфозы гематита по магнетиту); 3) кристаллы зеркального гематита в зернах хлорита (до 10 мкм); 4) микрокристаллический аутигенный гематит (размер 1—2 мкм); 5) ультрадисперсный пигмент (типа "цветной капусты" размером ~ 100 нм).

**Дискуссия.** По результатам палеомагнитных исследований красноцветных отложений нижнего девона Подолии (устечковская свита днестровской серии) без учета вязкой (низкостабильной) выделяются две компоненты ЕОН. Их направления близки к ранее выделенным направлениям по сероцветным породам в этом же районе, которые относятся к тиверской серии нижнего девона, подстилающей днестров-

скую серию [Бахмутов и др., 2012]. Первая компонента (НТ) имеет юго-юго-западное склонение и отрицательное наклонение. Соответствующий ей палеомагнитный полюс близок к пермскому фрагменту ТКМП для Балтики/Стабильной Европы, рис. 12 [Torsvik et al., 2012]. Возможно, формирование этой компоненты связано с пермским перемагничиванием, которое широко распространено в пределах ВЕП и повсеместно выделяется в породах среднего и раннего палеозоя. Расчет по второй компоненте (ВТ), выделяемой при более высоких температурах и имеющей юго-западное склонение и положительное наклонение, указывает на положение палеомагнитного полюса, близкое к де-

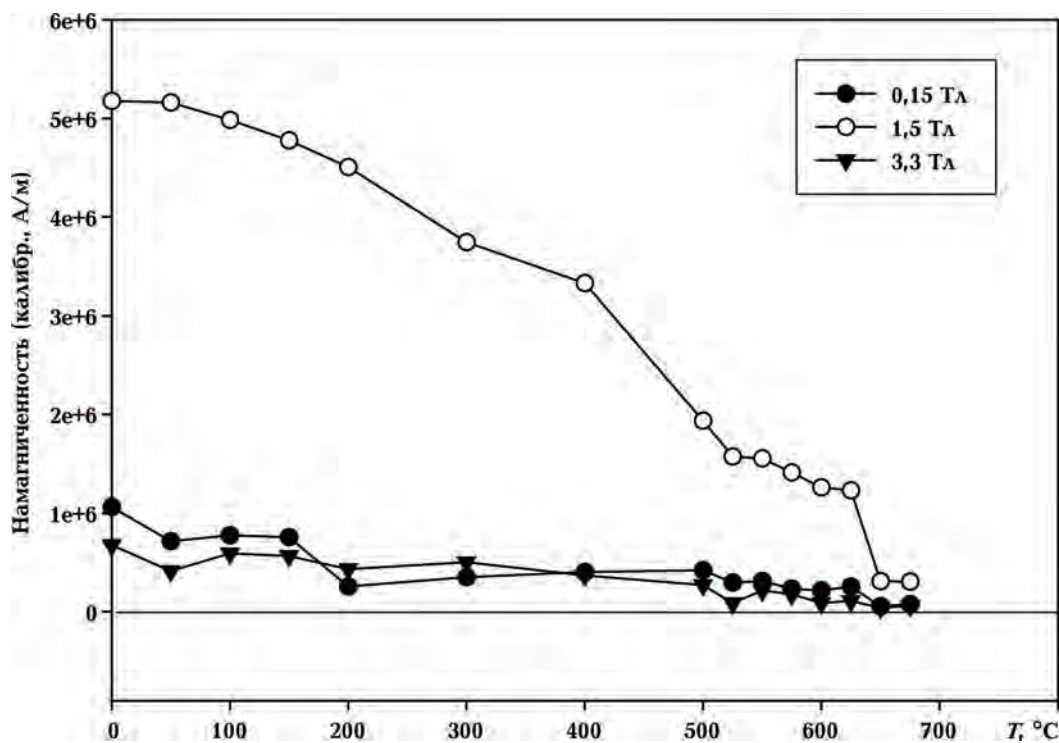


Рис. 10. Пример терморазмагничивания наведенной ИРМ по трем ортогональным осям Z, Y и X в полях соответственно 3,3; 1,5 и 0,15 Тл.

вонскому сегменту ТКМП, и интерпретируется как девонский палеомагнитный полюс. Однако вопрос, с какими магнитными минералами может быть связана эта компонента ЕОН, остается открытым.

По результатам петрографических исследований в наших красноцветах было выделено пять форм образований гематита, среди которых только гематит со сростками ильменита (структура типа "tiger striped") может быть потенциальным носителем седиментационной / постседиментационной намагниченности (DRM/PDRM) (рис. 11, б). Такие зерна-сростки образуются в ходе высокотемпературных процессов в изверженных породах и далее могут переотлагаться в осадочных бассейнах, формируя стабильную первичную компоненту намагниченности пород.

Присутствие в осадках зерен мартита свидетельствует о процессах окисления первичных зерен магнетита. Эти зерна также содержат включения (пластинки) ильменита, возникшие в результате окисления первоначальных зерен титаномагнетита (см. рис. 11, в—д). Но петрографические исследования не дают информации относительно времени процессов мартитизации, поэтому обнаружение зерен мар-

тита еще не является доказательством того, что они не претерпели изменений после осаждения. Они могли как переотлагаться, так и образовываться в процессе постседиментационного окисления детритовых зерен [Van Houten, 1968]. Зерна зеркального гематита, находящиеся в бороздах спайности зерен хлорита, также могут быть продуктами окисления железонесущих силикатов, т. е. продуктом вторичных процессов (см. рис. 11, в). Состояние текстуры часто указывает на последовательность реакций, которые являются результатом окисления *in situ* [Walker et al., 1981]. WDS-анализ показывает, что хлорит является продуктом изменения биотита.

Микрокристаллический гематит (см. рис. 11, ж) и ультрадисперсный гематитовый пигмент (см. рис. 11, з) однозначно являются аутигенными минералами. В красноцветах они слагают цемент между зернами кварца, полевого шпата, мусковита и хлорита (см. рис. 11, а). Текстурные отношения иногда позволяют определить последовательность реакций, формирующих пигмент, однако скорости этих реакций недостаточно известны, чтобы сделать какие-либо выводы о времени формирования пигмента.

Каждая из вышеупомянутых форм гематита

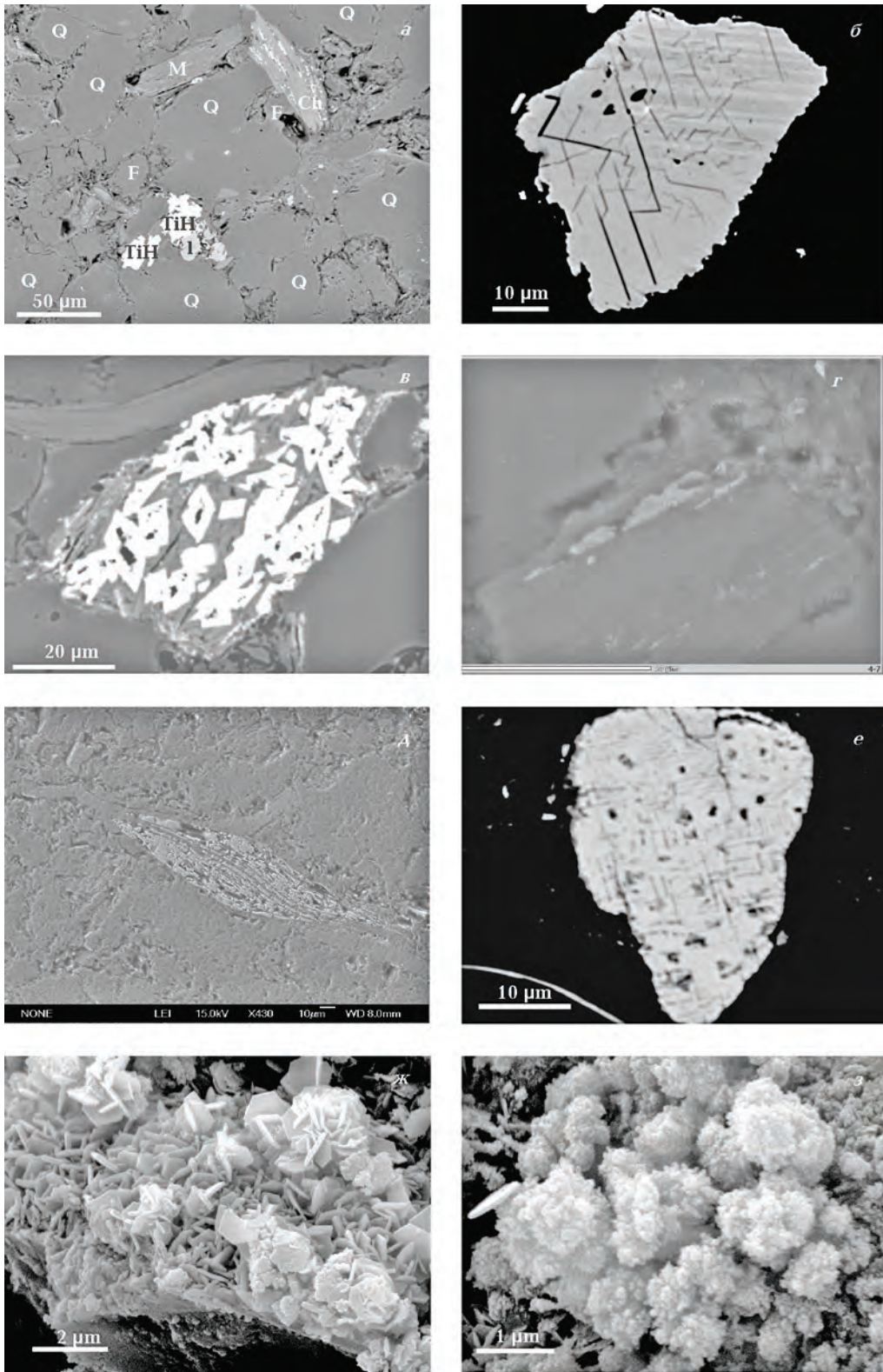


Рис. 11. Минералы железа — носители ЕОН в нижнедевонских красноцветах Подолии: *а* — BSE (back-scattered electron detector) изображение красноцветного песчаника; Q — кварц, F — полевоы шпат, M — мусковит, Ch — хлорит, TiH — титаногематит, I — ильменит; *б* — BSE — изображение детритового зерна первичного гематита с темными прослоями ильменита (тигрово-полосатое "tiger striped" ильменит-гематитовое прорастание); *в*—*д* — BSE — изображения кристаллов зеркального гематита в пост-биотит хлоритовых агрегатах; *е* — BSE — изображение зерна мартита; *ж* — SEM — изображение гексагональных зерен аутигенного гематита; *з* — SEM — изображение сращенных агрегатов зерен гематита типа "цветной капусты".

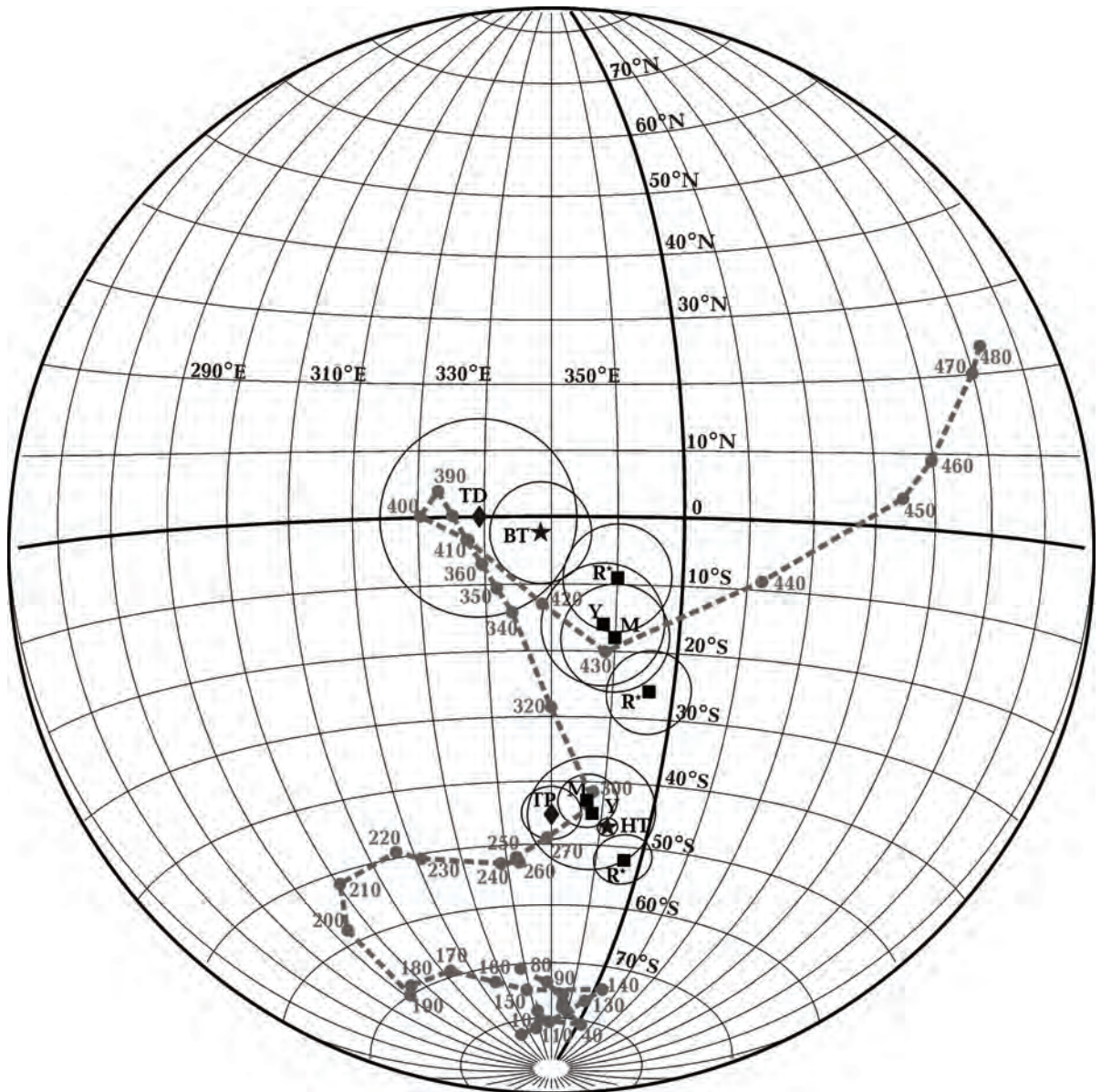


Рис. 12. Референтная палеозойская кривая ТКМП для Балтики / Стабильной Европы [Torsvik et al., 2012]; цифрами указан возраст (млн лет назад). Новые определения палеомагнитных полюсов (с овалами доверия  $\alpha_{95}$ ) для нижнедевонских красноцветов Подолии представлены звездами. Для нижнедевонских сероцветов (ромбы) и верхнесилурийских сероцветов (квадраты) положение полюсов приведено по [Jeleńska et al., 2005; Бахмутов и др., 2012], маркировка приведена в соответствии с табл. 1 и работой [Jeleńska et al., 2005].

превышает суперпарамагнитный порог гематита и, следовательно, может внести свой вклад в остаточную намагниченность. Деблокирующие температуры 660—680 °C могут быть связаны с зернами зеркального либо детритового гематита, которые наиболее подходят в кандидаты носителей девонской компоненты ЕОН. Диапазон деблокирующих температур 580—650 °C, вероятно, обусловлен мелкозернистым пигментным гематитом, который может быть носителем

вторичной (НТ) компоненты остаточной намагниченности.

Полученные результаты можно рассматривать в следующих аспектах.

Первый — в образцах красноцветов выделенная ChRM-компонента намагниченности является первичной. В пользу этого свидетельствуют следующие аргументы. Она была получена на разных породах (алевроаргиллитах и песчаниках) и хорошо согласуется с ранее по-

лученными направлениям по сероцветным отложениям (глинистые известняки) тиверской серии нижнего девона Подолии [Бахмутов и др., 2012], которые по составу существенно отличаются от красноцветов днестровской серии. Носителями ChRM-компоненты в этих породах являются разные магнитные минералы: в тиверской серии — магнетит, а в днестровской — гематит. Палеомагнитный полюс, соответствующий этому направлению, близок к нижедевонскому фрагменту ТКМП для Балтики / Стабильной Европы [Torsvik et al., 2012]. Настоящие результаты согласуются с данными по направлению высокостабильной компоненты намагниченности ( $D=249,4^\circ$ ;  $I=38,8^\circ$ ;  $\alpha_{95}=7,3^\circ$ ), полученной по нижедевонским красноцветам из этого же района [Smethurst, Khramov, 1992].

Как уже отмечалось, происхождение ЕОН красноцветов является предметом многолетних дискуссий. Некоторые исследователи утверждают, что гематит является носителем DRM и, таким образом, в красноцветах формируется (и сохраняется) первичная намагниченность [Tauxe et al., 1980; Steiner, 1983]. В работе [Butler, 1992] также указывается, что в некоторых красноцветах зерна зеркального гематита являются носителями DRM (PDRM). Другие исследователи полагают, что химическая остаточная намагниченность (CRM) в красноцветах обусловлена гематитом, который образуется в процессе диагенеза, что является доминирующим механизмом образования вторичной ЕОН (см., например, [Roy, Park, 1972]).

В одной из недавних обобщающих работ [Kodama, 2012] указывается, что намагниченность красноцветов может быть как ориентационной природы, так и формироваться на ранних стадиях диагенеза. Сегодня микроаналитические исследования позволяют диагностировать мелкие обломочные зерна гематита с ламелями ильменита. Магнитные свойства таких зерен описываются в работе [McEnroe et al., 2005], и содержащие их породы характеризуются чрезвычайной магнитной жесткостью и высокой стабильностью к воздействию переменного магнитного поля. Такое поведение характерно для наших красноцветов устечковской свиты. В то же время зеркальный гематит может быть продуктом вторичных изменений на ранней стадии диагенеза и в этом случае может стать носителем "ранней" CRM, которая по времени формирования также относится к девону. Такие выводы косвенно подтверждаются результатами анализа АМВ, которые указывают на осадочную структуру эллипсоида АМВ с минимальными ося-

ми, перпендикулярными к плоскости напластования. Относительно возможной "ошибки наклонения" нет оснований вводить соответствующие поправки. К тому же введение коррекции в соответствии с рекомендациями [Torsvik et al., 2012] не улучшает месторасположения нашего "девонского" полюса относительно соответствующего по возрасту сегмента ТКМП.

Второй аспект — полностью перемагниченные породы. На сегодняшний день проблема перемагничивания горных пород является ключевой для палеомагнетизма. Для лучшего понимания механизма и причин перемагничивания важно комплексное изучение процессов геодинамической, геохимической и геотермальной эволюции изучаемого региона [Van der Voo, Torsvik, 2012]. Изучая осадки Подолии, авторы вплотную столкнулись с этой проблемой. Все исследованные стратиграфические комплексы были перемагничены в перми, на что указывают пермские полюсы, полученные на различных по условиям формирования и фациальному составу горных породах [Jeleńska et al., 2005; Бахмутов и др., 2012; Поляченко и др., 2014].

В сероцветных известняках и песчаниках силурийского и нижедевонского возраста намагниченность была сформирована за счет зерен магнетита, в образцах в основном выделяется одна компонента намагниченности пермского направления. Только в отдельных образцах была выделена "девонская" ChR-компонента, что обусловлено сохранностью зерен детритового магнетита, с которыми связано формирование DRM (PDRM). Здесь можно говорить о двух (или более) генетических типах магнетита, отвечающих за разные компоненты намагниченности.

В красноцветных отложениях днестровской серии девонские направления выделяются при наиболее высоких температурах, в то время как пермское направление (перемагничивание) — в диапазоне более низких температур. Кристаллы аутигенного гематита (размером 1—2 мкм) присутствуют в породе в виде цемента, вносят основной вклад в SIRM (см. рис. 6) с деблокирующей температурой около  $680^\circ\text{C}$ . В то же время температурное размагничивание ЕОН определяет спектр блокирующих температур в диапазоне  $530\text{—}630^\circ\text{C}$  и вблизи  $T_C$  гематита. Результаты теста Лоури также указывают на два диапазона блокирующих температур (см. рис. 10), а кривые насыщения IRM — на присутствие двух (иногда трех) компонент остаточной намагниченности, которые связаны с разными по коэрцитивности минералами (см. рис. 8, г).



Несмотря на то, что  $T_B$  НТ-компоненты (около 600 °С) близка к  $T_C$  магнетита, высокая коэрцитивность исключает магнетит или маггнетит. Тогда наиболее подходящим кандидатом является вторичный мелкодисперсный гематит, присутствующий в породе в виде пигмента (красного цвета).

Кроме присутствия в красноцветях нескольких генетических форм гематита с различными блокирующими температурами, анализ кривых наведенной в образцах IRM и ее последующего размагничивания переменным магнитным полем (см. рис. 8) указывает на присутствие небольшого количества магнитно-мягкого минерала. Это может быть неидентифицированный оксид железа в измененных зернах хлорита, формирующийся при вторичных процессах в красноцветях, и с ним может быть связана наименее стабильная компонента намагниченности, не имеющая значения для наших палеомагнитных построений.

В результате, исходя из полученных данных, механизм образования намагниченности в красноцветях можно представить следующим образом. При поступлении в водоем мелких терригенных зерен гематита формировалась DRM / PDRM — первичная остаточная намагниченность красноцветов. Далее в процессе литогенеза происходила мартитизация и осаждение железистого цемента между зернами. При этом новообразованные магнитные минералы являются носителями вторичной "ранней" химической намагниченности (CRM), сформировавшейся не намного позднее DRM / PDRM (в геологическом масштабе времени) и фиксирующей такое же палеомагнитное направление, как и первичная остаточная намагниченность (отметим, что здесь авторы не касаются вопроса возможной "ошибки наклона" в DRM). Дальнейшие процессы формирования "поздней" CRM могли продолжаться достаточно длительное время. Они регулировались влиянием окисляющих флюидов и наличием  $Fe^{3+}$ , что приводило к продолжительному формированию вторичных мелких зерен гематита. В течение перми регион, вероятно, был подвергнут пост-вариссийскому воздействию флюидов, что ускорило формирование мелкозернистого гематита и ультратонкого пигмента, и в это же время начались (либо активизировались) процессы хлоритизации биотита. В результате появились новообразованные магнитные минералы, в частности зеркальный гематит внутри хлоритовых зерен, с которым связана вторичная, "поздняя" CRM.

Такая последовательность процессов перемагничивания согласуется с термальной историей нижнепалеозойских пород Подолии, описываемой в [Środoń et al., 2013]. На основе данных по дифракции рентгеновских лучей, К-Аг датирования, трекового анализа апатита (АГТ) и процентного содержания смектита в системе "иллит-смектит" авторы работы [Środoń et al., 2013] пришли к выводу, что силурийские и нижнедевонские отложения Подолии при захоронении подвергались диагенезу с максимальными температурами до 200 °С (были подняты с глубины 5—10 км между 300 и 100 млн лет назад в предположении о возможном диапазоне геотермальных градиентов от 40 до 20 °С/км).

Процессы диагенеза девонских и карбоновых осадочных толщ Подолии, полого погружающихся под Карпаты, были связаны с Вариссийским орогенезом и тектонотермальным событием, инициирующим повышение температуры и приток флюидов на сопредельной территории вдоль зоны Тейссейре—Торнквиста. Возраст максимальных палеотемператур (по данным К-Аг метода) относится к 300 млн лет назад [Środoń et al., 2013], что хорошо согласуется с положением полюса, рассчитанного по направлению НТ-компоненты, вблизи фрагмента ТКМП этого же возраста (см. рис. 12).

Начиная с поздней перми рассматриваемая территория подвергалась влиянию глубинных процессов тектономагматической активизации. Происходили локальные магматические внедрения в нижнюю и среднюю часть коры с образованием магматических куполов на глубинах порядка 5—10 км, над которыми располагались гидротермальные системы [Гордиенко и др., 2012]. Активизация флюидных процессов способствовала термальному и химическому преобразованию осадочных толщ и, как результат, образованию вторичных минералов железа — носителей ЕОН, с которыми связана вторичная, "пермская" компонента намагниченности.

**Выводы.** 1. По результатам палеомагнитных исследований красноцветных отложений нижнего девона Подолии (днестровская серия, устечковская свита) помимо вязкой (современной, лабораторной) выделяются две компоненты ЕОН. Первая, НТ-компонента, выделяется в диапазоне температур от 150—200 до 530—630 °С, имеет юго-юго-западное склонение и отрицательное склонение. Палеомагнитный полюс, рассчитанный по среднему направлению этой компоненты (47 °S / 351,5 °E), попадает на пермский сегмент ТКМП для Балтики / Стабильной Европы [Torsvik et al., 2012]. Вторая ВТ-компонента

выделяется при более высоких температурах в диапазоне от 590—610 до 690°C, имеет юго-западное склонение и положительное наклонение, является характеристической компонентой остаточной намагниченности, рассчитанный по ней палеомагнитный полюс (2,3°S/338,4°E) тяготеет к девонскому сегменту ТКМП.

2. За формирование обеих компонент намагниченности отвечает гематит разного генезиса. Характеристическая компонента намагниченности (ChRM) интерпретируется как первичная, на что указывает следующее: а) ее носителем являются аллотигенные зерна гематита, и тогда природа намагниченности седиментационная (DRM); б) о последнем косвенно свидетельствуют результаты анализа АМВ, типичной для осадочных структур; в) не исключается формирование "ранней" химической намагниченности, которая также отражает направление "девонского" поля, т. е. время ее формирования (в геологическом масштабе) синхронно DRM; г) ее направление совпадает с нижнедевонскими полюсами палеозойского сегмента ТКМП для Балтики/Стабильной Европы.

3. Направление ChRM в красноцветах хорошо согласуется с ранее полученными в этом районе палеомагнитными направлениями по нижнедевонским красноцветам [Smethurst, Khramov, 1992] и по сероцветным отложениям тиверской серии нижнего девона [Бахмутов и др., 2012]. Последние существенно отличаются от красноцветов днестровской серии как по фациальному составу, так и по магнитным минералам. Но-

сителями наиболее стабильной компоненты ЕОН в этих породах являются разные магнитные минералы: в тиверской серии — магнетит, а в днестровской — гематит.

4. Для вторичной "пермской" компоненты намагниченности лучшими кандидатами в ее носители являются вторичные аутигенные кристаллы гематита в цементе песчаников или в зернах хлорита. Их формирование можно объяснить пост-вариссийским воздействием флюидов, что ускорило формирование мелкозернистого гематита и ультратонкого пигмента, а также могло активизировать процессы хлоритизации биотита. В результате появились новообразованные магнитные минералы, с которыми связана "поздняя" CRM.

**Благодарность.** Работа выполнена в рамках Украинско-Польского проекта о научном сотрудничестве между Национальной Академией наук Украины и Польской Академией наук.

С глубоким прискорбием сообщаем, что во время завершения данной работы от нас временно ушел Леонид Иванович Константиненко — известный геолог, стратиграф и палеонтолог, непревзойденный знаток опорного разреза венд — палеозойских отложений Среднего Днестра. Он внес неопределимый вклад в геологическое сопровождение палеомагнитных исследований на Украине. Мы всегда будем чтить его память и в будущем руководствоваться материалами, которые были совместно наработаны за последние полтора десятилетия плодотворного научного сотрудничества.

## Список литературы

- Бахмутов В., Тейсер-Еленська М., Кагзляко-Хофмоклъ М., Константиненко Л., Поляченко Е. Палеомагнитные исследования нижнедевонских сероцветных отложений Подолии. *Геофиз. журн.* 2012. Т. 34. № 6. С. 57—67.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Вольно-Подольская плита: геофизика, глубинные процессы. Киев: Наук. думка, 2012. 198 с.
- 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*. СПб: Изд. ВНИГРИ, 2007. С. 105—125.
- Никифорова О. И., Предтеченский Н. Н. Путеводитель геологической экскурсии по силурийским и нижнедевонским отложениям Подолии. Ленинград: Наука, 1968. 61 с.
- Поляченко Е., Бахмутов В., Константиненко Л., Тейсер-Еленська М., Кагзляко-Хофмоклъ М., Скарбовийчук Т., Якухно В. Новые результаты палеомагнитных исследований красноцветных силурийских отложений Подолии. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 3. С. 34—47.
- Цегельнюк П. Д., Гриценко В. П., Константиненко Л. И., Ищенко А. А., Абушик А. Ф., Богоявленская О. В., Дрыгант Д. М., Заика-Новацкий В. С., Каглец Н. М., Киселев Г. Н., Сытова В. А. Силур Подолии: Путеводитель экскурсии. Киев: Наук. думка, 1983. 224 с.
- 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.
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Int.* 13, 260—267.
- Dunlop D.J., 2002. Theory and application of the Day plot ( $M_{rs} / M_s$  versus  $H_{cr} / H_c$ ) 2. Application to data for rocks, sediments and soils. *J. Geophys. Res.* 107 (B3), 1582. doi:10.1029/2001JB000487.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (coordinators), 2012. The Geological Time Scale 2012. Boston, USA: Elsevier 2, 1176 p.
- Jackson M., Swanson-Hysell N.L., 2012. Rock magnetism of remagnetized carbonate rocks: another look. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 371. doi:10.1144/SP371.3.
- 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. doi:10.1016/j.pepi.2004.10.005.
- Jelinek V., 1977. The statistical theory of measuring Anisotropy of Magnetic Susceptibility and its application. *Geophysica Brno* 1, 5—88.
- Kirschvink J.L., 1980. The least squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 62, 699—718. doi:10.1111/j.1365246X.1980.tb02601.x.
- Kodama K.P., 2012. Paleomagnetism of Sedimentary Rocks: Process and Interpretation. Wiley-Blackwell, John Wiley & Sons, Ltd. Publ., 157 p.
- Kruiver P.P., Dekkers M.J., Heslop D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 189, 269—276.
- Lewandowski M., Werner T., Nowożyński K., 1997. PDA — a package of FORTRAN programs for paleomagnetic data analysis. *Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. Manuscript*, 1—17.
- Lowrie W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.* 17, 159—162.
- McEnroe S.A., Harrison R.J., Jackson M.J., Hirt A.M., Robinson P., Langenhorst F., Heidelbach F., Kasama T., Putnis A., Brown L.L., Golla-Schindler U., 2005. Lamellar magnetism: Effects of interface versus exchange interactions of nanoscale exsolutions in the ilmenite-hematite system. *J. Physics: Conference Series* 17, 154—167. doi:10.1088/1742-6596/17/1/022.
- Robertson D.J., France D.E., 1994. Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetization acquisition curves. *Phys. Earth Planet. Int.* 82, 223—234.
- Roy J.L., Park J.K., 1972. Red beds: DRM or CRM? *Earth Planet. Sci. Lett.* 17, 211—216.
- 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.
- Środoń J., Paszkowski M., Drygant D., Anczkiewicz A., Banaś M., 2013. Thermal history of Lower Paleozoic rocks on the Peri-Tornquist Margin of the East European Craton (Podolia, Ukraine) inferred from combined XRD, K-Ar, and AFT data. *Clays and Clay Minerals* 61, 107—132. http://dx.doi.org/10.1346/CCMN.2013.0610209.
- Steiner M.B., 1983. Mesozoic apparent polar wander and plate motions of North America. In: *Mesozoic Paleogeography of the West-Central United States: Rocky Mountain Paleogeography Symposium 2* (Eds M.W. Reynolds, E.D. Dolly). SEPM Rocky Mtn Section, 1—11.
- Symons D.T., Cioppa M.T., 2002. Conodont CAI and magnetic mineral unblocking temperature: implications for the Western Canada Sedimentary Basin. *Phys. Chem. Earth* 27, 1189—1193.
- Tauxe L., Kent D.V., Opdyke N.D., 1980. Magnetic components contributing to the NRM of middle Siwalik red beds. *Earth Planet. Sci. Lett.* 47, 279—284.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., 1999. Plate tectonic modeling: virtual reality with GMAP. *Computer & Geosciences* 25, 395—402.
- Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., McNicoll C., Steinberger B., Doubrovine P., 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, paleogeography and dynamics. *Earth Sci. Rev.* 114, 325—368. doi:10.1016/j.earscirev.2012.06.007.
- Van der Voo R., Torsvik T.H., 2012. The history of remagnetization of sedimentary rocks: deceptions, developments and discoveries. In: *Remagnetization and Chemical Alteration of Sedimentary Rocks* (Eds R.D. Elmore, A.R. Muxworthy, M.M. Aldana, M. Mena). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 371 p.
- Van Houten F.B., 1968. Iron oxides in red beds. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 79, 399—416.
- Walker T.R., Larson E.E., Hoblitt R.P., 1981. Nature and origin of hematite in the Moenkopi Formation (Triassic), Colorado Plateau: A contribution to the origin of magnetism in red beds. *J. Geophys. Res.* 86, 317—333.

# Paleomagnetic and rock magnetic study of Lower Devonian red beds from Podolia, SW Ukraine: remagnetization problems

© V. Bakhmutov, M. Jeleńska, M. Kądziaiko-Hofmokl, I. Poliachenko, L. Konstantinenko, P. Ziółkowski, 2015

Paleomagnetic study of Lower Devonian sedimentary sequence in Podolia (SW Ukraine, along the Dniester River) represented by red beds of Dniestrovskaya series were carried out. Two components of NRM were revealed. First component recognized in almost all samples in diapason of unblocking temperature of 150—200 to 530—630 °C has SSW declination and negative inclination. Pole positions calculated from these direction (47°S, 351,5°E) lie in the Permian segment of APWP published by [Torsvik et al., 2012] for Baltica / Stable Europe. The best candidate for magnetic carrier of Permian remagnetization is secondary authigenic, pure hematite crystals residing in ferruginous cement of sandstones or in chlorite grains. In red beds the Permian component of NRM is of chemical origin. The second component was isolated at the end of thermal demagnetization path in diapason of unblocking temperature of 590—610 to 680—690 °C. It has SW declination and positive inclination. Pole positions calculated from these direction (2,3°S, 338,4°E) lie close to Devonian segments of APWP. This component is characteristic of detritic grains of hematite. There are several facts supporting the hypothesis that this component is primary magnetization which recorded Devonian paleofield. New results are consistent with previously obtained in the area of paleomagnetic directions of red beds [Smethurst, Khramov, 1992] and gray-colored deposits of Lower Devonian.

**Key words:** devonian, southwestern Ukraine, red beds, paleomagnetic data, magnetic properties.

## References

- Bakhmutov V., Teisseyre-Jeleńska M., Kądziaiko-Hofmokl M., Konstantinenko L., Poliachenko I., 2012. Paleomagnetic studies of Low Devonian grey-colored deposits of Podolia. *Geofizicheskiy zhurnal* 34(6), 57—67 (in Russian).
- Gordienko V.V., Gordienko I.V., Zavgorodnyaya O.V., Kovachikova S., Logvinov I.M., Tarasov V.N., Usenko O.V., 2012. Volyn-Podolsky plate: geophysics, deep-seated processes. Kiev: Naukova Dumka, 198 p. (in Russian).
- Lubnina N.V., Iosifidi A.G., Khramov A.N., Popov V.V., Lewandowski M., 2007. Paleomagnetism of the Silurian and Devonian sedimentary formations of Podolia. In: *Paleomagnetism of the Northern Eurasia sedimentary basins*. St-Petersburg: VNIGRI Publ., 105—125 (in Russian).
- Nikiforova O.I., Predtechenskiy N.N., 1968. Guide of geological excursion of the Silurian and Lower Devonian sediments from Podolia. Leningrad: Nauka, 61 p. (in Russian).
- Poliachenko I., Bakhmutov V., Konstantinenko L., Teisseyre-Jeleńska M., Kądziaiko-Hofmokl M., Scarbovychuk T., Yakukhno V., 2014. New results of paleomagnetic studies of red-colored Silurian of Podolia. *Geofizicheskiy zhurnal* 36(3), 34—47 (in Russian).
- Tsegelnyuk P.D., Gritsenko V.P., Konstantinienko L.I., Ishchenko A.A., Abushik A.F., Bogoyavlenskaya O.V., Drygant D.M., Zaika-Novatsky V.S., Kadlets N.M., Kiselev G.N., Sytova V.A., 1983. The Silurian of Podolia, the guide to the excursion. Kiev: Naukova Dumka, 224 p. (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.
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Int.* 13, 260—267.
- Dunlop D.J., 2002. Theory and application of the Day plot ( $M_{rs} / M_s$  versus  $H_{cr} / H_c$ ) 2. Application to data for rocks, sediments and soils. *J. Geophys. Res.* 107(B3), 1582. doi:10.1029/2001JB000487.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. (coordinators), 2012. The Geological Time Scale 2012. Boston, USA: Elsevier 2, 1176 p.

- Jackson M., Swanson-Hysell N.L., 2012. Rock magnetism of remagnetized carbonate rocks: another look. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 371. doi:10.1144/SP371.3.
- 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. doi:10.1016/j.pepi.2004.10.005.
- Jelinek V., 1977. The statistical theory of measuring Anisotropy of Magnetic Susceptibility and its application. *Geophysica Brno* 1, 5—88.
- Kirschvink J.L., 1980. The least squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 62, 699—718. doi:10.1111/j.1365246X.1980.tb02601.x.
- Kodama K.P., 2012. Paleomagnetism of Sedimentary Rocks: Process and Interpretation. Wiley-Blackwell, John Wiley & Sons, Ltd. Publ., 157 p.
- Kruiver P.P., Dekkers M.J., Heslop D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 189, 269—276.
- Lewandowski M., Werner T., Nowożyński K., 1997. PDA — a package of FORTRAN programs for paleomagnetic data analysis. *Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. Manuscript*, 1—17.
- Lowrie W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.* 17, 159—162.
- McEnroe S.A., Harrison R.J., Jackson M.J., Hirt A.M., Robinson P., Langenhorst F., Heidelbach F., Kasama T., Putnis A., Brown L.L., Golla-Schindler U., 2005. Lamellar magnetism: Effects of interface versus exchange interactions of nanoscale exsolutions in the ilmenite-hematite system. *J. Physics: Conference Series* 17, 154—167. doi:10.1088/1742-6596/17/1/022.
- Robertson D.J., France D.E., 1994. Discrimination of remanence-carrying minerals in mixtures, using isothermal remanent magnetization acquisition curves. *Phys. Earth Planet. Int.* 82, 223—234.
- Roy J.L., Park J.K., 1972. Red beds: DRM or CRM? *Earth Planet. Sci. Lett.* 17, 211—216.
- 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.
- Środoń J., Paszkowski M., Drygant D., Anczkiewicz A., Banaś M., 2013. Thermal history of Lower Paleozoic rocks on the Peri-Tornquist Margin of the East European Craton (Podolia, Ukraine) inferred from combined XRD, K-Ar, and AFT data. *Clays and Clay Minerals* 61, 107—132. http://dx.doi.org/10.1346/CCMN.2013.0610209.
- Steiner M.B., 1983. Mesozoic apparent polar wander and plate motions of North America. In: *Mesozoic Paleogeography of the West-Central United States: Rocky Mountain Paleogeography Symposium 2* (Eds M.W. Reynolds, E.D. Dolly). SEPM Rocky Mtn Section, 1—11.
- Symons D.T., Cioppa M.T., 2002. Conodont CAI and magnetic mineral unblocking temperature: implications for the Western Canada Sedimentary Basin. *Phys. Chem. Earth* 27, 1189—1193.
- Tauxe L., Kent D.V., Opdyke N.D., 1980. Magnetic components contributing to the NRM of middle Siwalik red beds. *Earth Planet. Sci. Lett.* 47, 279—284.
- Torsvik T.H., Smethurst M.A., 1999. Plate tectonic modeling: virtual reality with GMAP. *Computer & Geosciences* 25, 395—402.
- Torsvik T.H., Van der Voo R., Preeden U., McNio-caill C., Steinberger B., Doubrovine P., 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, paleogeography and dynamics. *Earth Sci. Rev.* 114, 325—368. doi:10.1016/j.earscirev.2012.06.007.
- Van der Voo R., Torsvik T.H., 2012. The history of remagnetization of sedimentary rocks: deceptions, developments and discoveries. In: *Remagnetization and Chemical Alteration of Sedimentary Rocks* (Eds R.D. Elmore, A.R. Muxworthy, M.M. Aldana, M. Mena). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 371 p.
- Van Houten F.B., 1968. Iron oxides in red beds. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 79, 399—416.
- Walker T.R., Larson E.E., Hoblitt R.P., 1981. Nature and origin of hematite in the Moenkopi Formation (Triassic), Colorado Plateau: A contribution to the origin of magnetism in red beds. *J. Geophys. Res.* 86, 317—333.