

УДК 550.384

ГЕОМАГНИТНЫЕ ИНВЕРСИИ В РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ. 3 - ИНВЕРСИИ, ЗАПИСАННЫЕ В КРАСНОЦВЕТНЫХ ПОРОДАХ НИЖНЕГО ОРДОВИКА СИБИРИ, РАЗРЕЗ МАНДРА

© 1999 г. Ю. Ф. Суркис^{1,2}, М. Вестфаль², В. П. Родионов¹,

А. Н. Храмов¹, Е. Л. Гуревич¹

¹ *Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, ВНИГРИ,
г. Санкт-Петербург, Россия*

² *Институт и Обсерватория Физики Земли, г. Страсбург, Франция*

Поступила в редакцию 02.02.98 г.

Для изучения инверсий геомагнитного поля в раннем ордовике исследовано 9 метров разреза (327 стратиграфических уровней) красноцветных пород, расположенных на р. Лене в 3 км ниже устья р. Мандры (58.3°N, 109.6°E). Терморазмагничивание до 670°С и последующий компонентный анализ выявили две древние компоненты естественной остаточной намагниченности J_n , направления которых в одних и тех же слоях либо совпадают, либо различаются; эти различия доходят иногда до 180°. Единственным носителем J_n является гематит. Среднетемпературная fi-компонента намагниченности разрушается в интервале температур 440–600°С и связана с тонкорассеянным гематитом (пигментом) химического происхождения; высокотемпературная C-компонента выделяется только после 600°С и связана с крупными зернами гематита осадочного или раннедиагенетического химического происхождения. Переходот поля стабильной обратной полярности к полю продолжительной прямой полярности записывается обеими компонентами, причем запись перехода B-компонентой оказывается в разрезе ниже, чем запись того же перехода C-компонентой, что указывает на вторичность B-компоненты. Нижняя и верхняя часть разреза (2 м обратной и 3.5 м прямой полярности) прерывается 3.5 м интервалом неустойчивой полярности, характеризующимся последовательностью четырех маломощных N- и R-зон. Продолжительность соответствующих им субхронов варьирует от 12 до 36 тысяч лет, в то время как продолжительность переходов, разделяющих субхроны, не превышает 6 тысяч лет. Виртуальные геомагнитные полюсы, соответствующие переходным направлениям геомагнитного поля, распределены вдоль палеомеридиана, общего для всего интервала неустойчивой полярности. Этот результат соответствует модели, в которой конфигурация поля во время инверсий контролируется экваториальным диполем и секториальными гармониками, мало изменяющимися на фоне обращающегося осевого диполя.

ВВЕДЕНИЕ

Детальное палеомагнитное изучение разрезов нижнего ордовика, записавших историю изменений геомагнитного поля 470–495 миллионов лет назад, становится одной из важнейших задач палеомагнетизма. С одной стороны, данные о характеристиках геомагнитных инверсий и морфологии геомагнитного поля при их протекании, полученные на основе этих записей, смогут быть сопоставлены с таковыми для уже хорошо изученных недавних геомагнитных инверсий [Гурарий, 1988]. Это будет способствовать решению фундаментальных проблем теории геомагнитного динамо и эволюции ядра Земли [Петрова и др., 1992]. С другой стороны, выявленные при таких исследованиях особенности самой записи геомагнитных инверсий в древних осадочных породах, в первую очередь – признаки и масштабы запаздывания регистрации геомагнитного поля, помогут корректно проводить детальную корреляцию магнитостратиграфических схем палеозоя. Последнее необходимо для решения одной из основ-

ных проблем магнитостратиграфии – построения глобальной шкалы магнитной полярности палеозоя [Khramov, 1987].

Палеомагнитная зональность нижнего палеозоя еще недостаточно изучена, а имеющиеся данные довольно противоречивы. Так, по данным палеомагнитных исследований известняков Балто-Скандии (Torsvik and Trench, 1991a, 1991b) в тремадоке, арениге и раннем лланвирне господствовало поле обратной полярности; преимущественно обратным поле было и в лланвирне и в лландейло с двумя короткими интервалами прямой полярности в среднем лланвирне и среднем лландейло и полем прямой полярности от позднего лландейло до, по крайней мере, среднего карадока. Эти результаты полностью повторяют рисунок магнитостратиграфической шкалы нижнего ордовика, предложенной ранее [Khramov and Rodionov, 1980; Khramov, 1987] за исключением одной зоны прямой полярности в среднем арениге, прослеженной в трех параллельных разрезах. Выпадение этой зоны в шкале Торсвика и Тренча

может быть связано с тем, что средняя скорость осадконакопления изученных ими известняков была очень низкой (1–3 м/млн. лет). Вероятно, по этой же причине не было установлено магнитозон прямой полярности и в 100-метровом разрезе преимущественно карбонатных пород аренига, изученном недавно на северо-западе Сибирской платформы, на р. Мойеро [Павлов, Галле, 1996; Gallet, Pavlov, 1996]. С другой стороны, палеомагнитные исследования нижеордовикских разрезов на территории бывшего СССР проводились в основном в 60-х–70-х годах, используя оборудование и методы тех лет, поэтому полученные тогда результаты необходимо было дополнить и проанализировать заново на современном уровне палеомагнитных работ. Первые результаты такого изучения древних геомагнитных инверсий недавно опубликованы [Храмов и др., 1996; Комиссарова и др., 1997].

В представленной статье приведены результаты изучения поведения геомагнитного поля в раннем ордовике, записанного в красноцветных осадочных породах суринской свиты. Образцы-дубли коллекции, отобранной в 1974 году на р. Лене, на юге Сибирской платформы и изученной в работах [Khramov, Rodionov, 1980; Металлова и др., 1984] стали объектами нового палеомагнитного исследования с использованием современной техники терморазмагничивания и новых подходов к анализу полученных данных.

1. ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОТБОР ОБРАЗЦОВ

Разрез Мандра расположен на р. Лене, в 3 км ниже устья р. Мандра (59.3°N, 109.6°E) и относится к нижней подсвите суринской свиты. Стратиграфический объем суринской свиты соответствует угорскому и кимайскому горизонтам нижнего ордовика и нижней части вихоревского горизонта среднего ордовика Региональной стратиграфической схемы ордовикских отложений Сибирской платформы [Региональная ..., 1983]. Изученная нами нижняя подсвита суринской свиты условно относится к угорскому горизонту, сопоставляемому с нижней частью аренига Общей стратиграфической шкалы [Региональная..., 1983]. Следует отметить, что низы разреза не охарактеризованы фауной и нельзя исключить того, что они относятся, как и подстилающая суринскую устькутская свита, еще к тремадокскому ярусу. Мощность суринской свиты в районе исследований, где отсутствует ее верхняя, среднеордовикская часть, составляет 300 м. Минимальная скорость осадконакопления может быть оценена, исходя из продолжительности аренига – 10 млн. лет (Naq, Van Eysinga 1987) или 15 млн. лет (Harland et al., 1990) и составит соответственно 2 или 3 см/тыс. лет.

Нижняя часть разреза Мандра сложена в основном алевролитами с подчиненными слоями песчаников и известняков; средняя часть представлена чередованием алевролитов, песчаников и мергелей; песчаники же и алевролиты преобладают в верхней части разреза. Встречаются брахиоподы *Angarella Lopatini Asatk* [Огиенко, 1977].

Плоскость напластования пород близка к горизонтальной. Опробовано 327 стратиграфических уровней (3–4 образца на каждый уровень), характеризующих 9 метров разреза Мандра.

2. МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Все образцы коллекции прошли через стандартную процедуру палеомагнитной обработки, включающей ступенчатое терморазмагничивание с последующим компонентным анализом (Kirschvink, 1980) диаграмм Зийдервельда (Zijderveld, 1967). Естественная остаточная намагниченность J_n измерялась в палеомагнитных лабораториях ВНИГРИ, С.-Петербург и ЕОРГ, Страсбург, на рокмагнитометрах чешского производства JR-4 (чувствительностью 10^{-9} Ам²); небольшое количество образцов-дублей было измерено на двухкомпонентном криогенном магнитометре с чувствительностью 10^{-10} Ам² в Лаборатории Геологии Нормальной Высшей Школы в Париже. Для ступенчатого терморазмагничивания применялись помещенные в пермаллоевые экраны печи с остаточным магнитным полем, не превышающим 10 нТл в рабочем объеме. Чтобы проследить за химическими изменениями в породе во время нагрева, после каждого шага терморазмагничивания измерялась магнитная восприимчивость κ , используя каппа-бридж KLY-2 (Брно, Чехия). Изучение магнетизма осадочных пород разреза включало измерение начальной магнитной восприимчивости (κ), определение остаточной намагниченности насыщения J_{rs} , остаточной коэрцитивной силы H_{cr} , создание идеальной намагниченности J_i и нормальной остаточной намагниченности J_n . Величина J_n корректировалась удалением вязкой намагниченности. В случае двух компонент, вклад каждой из них в J_n , когда это было возможно, считался отдельно, используя диаграммы Зийдервельда. Сумма этих вкладов давала скорректированное значение J_n .

Все значения сферических координат векторов – склонения D , наклонения I и модуля J_n вычислялись для каждого стратиграфического уровня-точки отбора по разрезу – раздельно для каждой из компонент J_n . По значениям D и I вычислялась также палеоширота Φ_a виртуального геомагнитного полюса по формуле $\Phi_a = 90^\circ - \delta$, где δ – отклонение ВГП от северного палеомагнитного полюса (т.е. полюса для прямой полярности) для нижнего ордовика Сибирской платформы. Все эти операции и представление их результатов в

графической форме велась с использованием составленных ранее программ [Enkin, 1994].

Для сравнения относительной палеонапряженности во время интервалов стабильной полярности и в переходные периоды в качестве нормирующих факторов применялись отношения J_n/J_{ri} и $Q = J_n/kH$. Идеальная намагниченность J_n определялась как намагниченность, приобретенная в постоянном поле 0.1 мТл при медленно убывающем переменном поле с начальной амплитудой 40 мТл.

3. КОМПОНЕНТНЫЙ АНАЛИЗ J_n

После разрушения вторичной вязкой А-компоненты намагниченности, обычно ниже 200–250°C, для стабильных зон полярности выделяется всего одна компонента J_n (прямой или обратной полярности) (рис. 1А), в то время как в переходных зонах наблюдается по меньшей мере две компоненты, иногда противоположных по направлению (рис. 1В): среднетемпературная В-компонента, которая разрушается в интервале 440–600°C, вне зависимости от того совпадает ли ее полярность с полярностью высокотемпературной компоненты или нет, и высокотемпературная С-компонента, которая выделяется только после нагревов выше 600°C. Обе компоненты В- и С-ясно читаются на диаграммах Зийдервельда, когда они не параллельны (рис. 1С). Присутствие В выдает также характерный изгиб на кривой терморазмагничивания J_n (рис. 1С). Для мергелей и известняков, J_n которых не превышала 0.3 мА/м после прогрева до 500°C оставалось не более 10% от первоначальной намагниченности и выделение С-компоненты из сложной J_n затруднял значительный разброс направлений вектора намагниченности при более высоких температурах. Когда на диаграмме наблюдался поворот вектора от В к С, направления обеих компонент надежно определялись (рис. 1С). В ряде случаев на последних этапах терморазмагничивания конец вектора не был направлен в начало координат и четкое выделение С-компоненты было невозможным (рис. 1Д). При высоких температурах к началу возрастает, так что разброс направлений, по всей видимости, связан с новообразованием суперпарамагнитных зерен [Dekkers and Linssen, 1989], чувствительных даже к малому магнитному полю печей и магнитометров. В таких случаях мы использовали только надежно определенную В-компоненту.

4. МАГНЕТИЗМ ПОРОД И НОСИТЕЛИ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Таким образом, терморазмагничивание образцов пород разреза Мандра показало, что зоны переходов записаны двумя компонентами J_n . Чтобы объяснить различный рисунок В- и С-записей пе-

реходов, необходимо было определить носители намагниченности. Изменение магнитных параметров по разрезу показано на рисунке 2. Видно, что минимум J_n обычно приурочен к известнякам и мергелям, однако характерные понижения величины J_n наблюдаются и в интервалах 150–500 см и 550–670 см. Другие магнитные параметры: $Q = J_n/kH$ (H – напряженность поля), J_{ri} и отношение J_n/J_{ri} в общих чертах повторяют эту картину: наблюдаются те же характерные понижения и пики. Следует отметить что пики на уровнях 110 см, 540 см, 690 см и 770 см приурочены к прослоям песчаников и глин. Однако вопрос о том, связаны ли они только с изменениями литологии пород, или вариации напряженности геомагнитного поля до, во время и после перехода внесли свой вклад, остается открытым. В “Обсуждении результатов” мы коснемся этого вопроса подробнее.

При техническом намагничивании образцов типичных литологических разностей пород, слагающих разрез, насыщение не достигалось и в полях 900 мТл, а коэрцитивная сила H_{cr} превышала 450 мТл (рис. 3А). Ясно, что основной вклад в нормальную остаточную намагниченность J_r вносят высококоэрцитивные минералы. Блокирующая температура T_b около 680°C и формы кривых терморазмагничивания $J_r(T)$, ясно свидетельствуют, что этим минералом является гематит (рис. 3В).

Типичная кривая зависимости J_r от температуры T крупнозернистого гематита характеризуется плоской верхней частью, перегибом в диапазоне температур 630–650°C и быстрым падением при приближении к точке Кюри. [например Lee et al., 1996]. Кривые же $J_n(T)$ и $J_r(T)$ для пород из разреза Мандра показывают плавное снижение намагниченности и лишь после 600°C – ее резкий спад (рис. 1А и 3В). По всей видимости, до 600°C происходит одновременное размагничивание мелких зерен пигмента и крупных зерен гематита, т.е. их спектры блокирующих температур перекрыты, а при более высоких температурах размагничиваются только более крупные зерна гематита. Ясно, что высокотемпературная и среднетемпературная компоненты связаны с различными по величине зернами гематита и имеющими разное происхождение. Реальное поведение геомагнитного поля записывается компонентой С, связанной с крупнозернистым гематитом, осадочного или раннедиагенетического химического происхождения. Можно заключить, что компонента С формировалась за первые 10^2 – 10^3 лет после осадконакопления, а компонента В имеет более позднее химическое происхождение и формировалась на более поздних стадиях генезиса осадка.

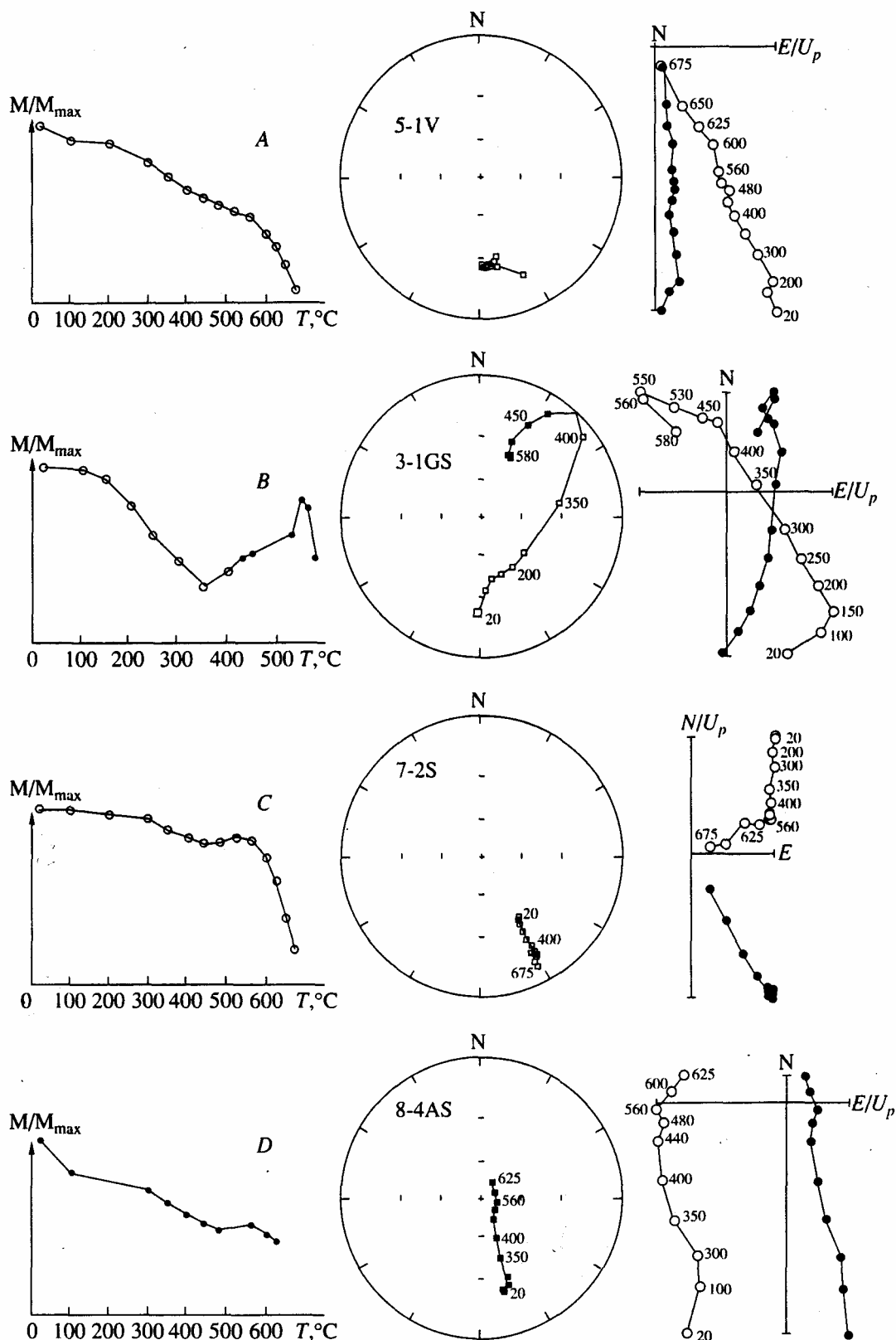


Рис. 1. Компонентный анализ естественной остаточной намагниченности J_n нижнеордовикских осадочных пород. Для каждого образца изменения J_n в процессе размагничивания представлены в виде стереопроекции (полые и зачерненные кружки – проекции на верхнюю и нижнюю полусферы соответственно), графика изменения величины J_n (нормированной) и ортогональной проекции конца вектора J_n (диаграммы Зийдервельда), где полые и зачерненные кружки – проекции на вертикальную и горизонтальную плоскости соответственно.

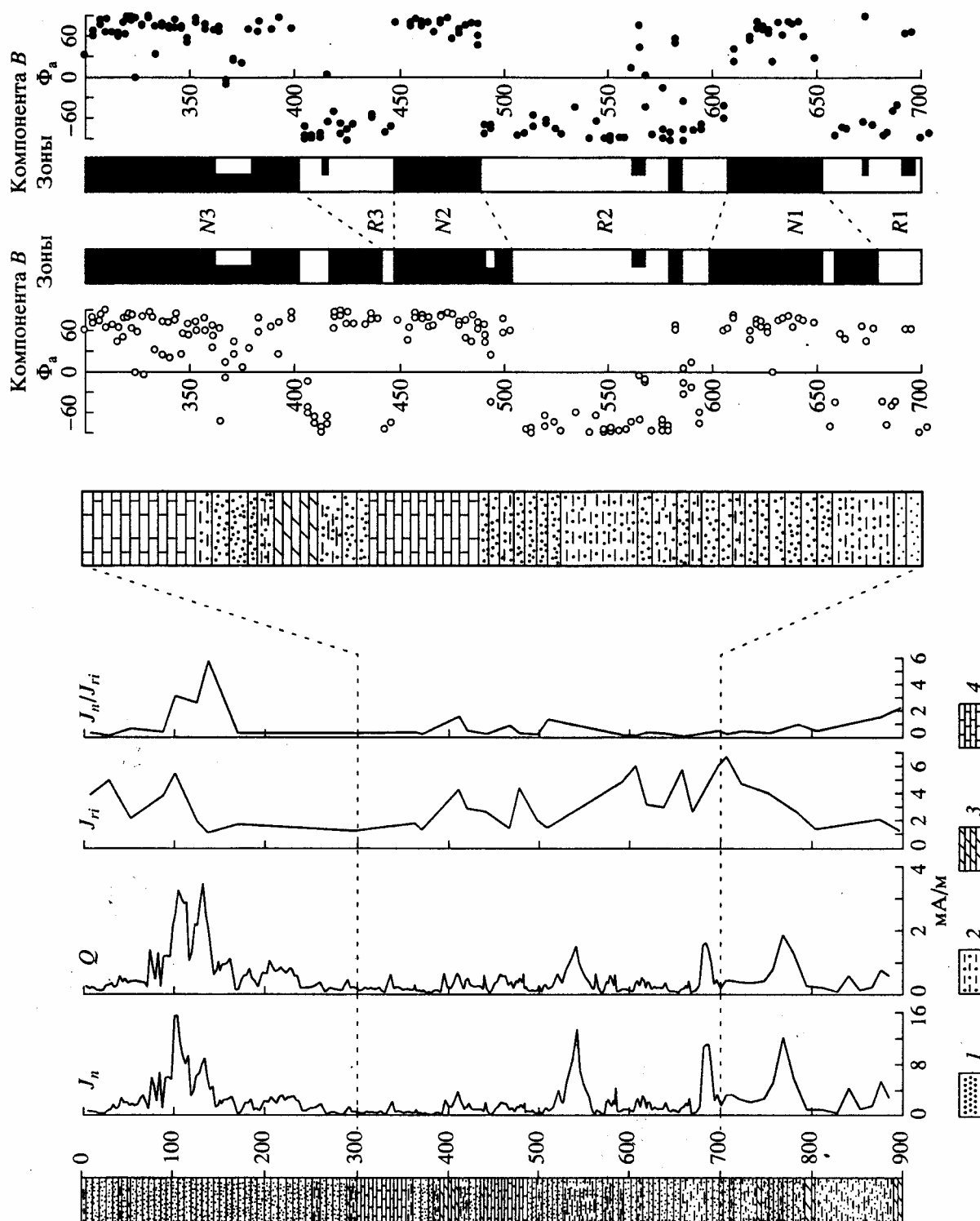


Рис. 2. Палеомагнитные характеристики разреза Мандра. Графики J_n и фактора Кенигсбергера Q сглажены методом скользящего среднего с окном в 3 точки. J_{ri} – идеальная намагниченность, показаны изменения палеошироты Φ_v виртуального геомагнитного полюса для компонент В и С естественной остаточной намагниченности и соответствующие им магнитостратиграфические колонки. Черное – прямая полярность, белое – обратная. Легенда литологической колонки: 1 – песчанники, 2 – алевролиты, 3 – мергели, 4 – известняки.

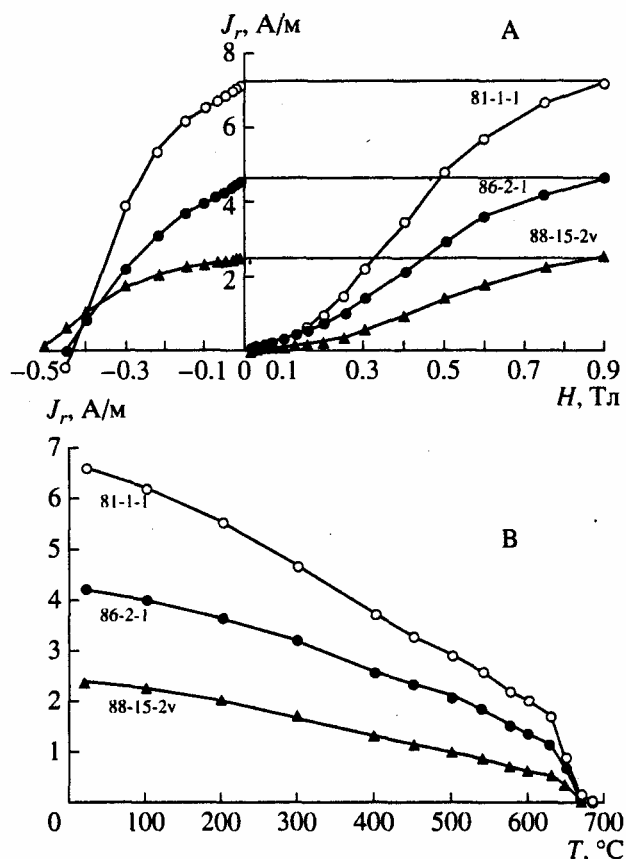


Рис. 3. Характеристики нормальной остаточной намагниченности красноцветных пород разреза Мандра.

(А) Техническое намагничивание и размагничивание.
(В) Графики терморазмагничивания.

5. ЗАПИСИ ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Поведение геомагнитного поля фиксируется в красноцветных отложениях разреза Мандра двумя зонами стабильной полярности – 3.5 м прямой (N) и 2 м обратной (R) полярности – разделенными 3.5 метровым интервалом нестабильной полярности, характеризующимся последовательностью двух пар коротких N - и R -зон (рис. 2). Рисунки записи геомагнитного поля существенно различаются для компонент B и C , в первую очередь, по числу и продолжительности интервалов полярности. Поле прямой полярности в интервале 400–680 см в B -записи существует по крайней мере в два раза дольше, чем в C -записи поля. Одновременно B -запись поля характеризуется большим количеством “полярных событий” (зон полярности, полярных экскурсов и отклонений от дипольного поля). По всей видимости, усложненный “полярными событиями” рисунок B -записи поля явился следствием наложения более позднего поля прямой полярности на синхронную C -запись поля. Средние направления для компонент B и C в стабильных зонах прямой и обратной поляр-

ности считались отдельно (табл. 1). Как видно из таблицы, для C -компоненты средние направления в зонах прямой и обратной полярности различаются приблизительно на 180° , в то время как для компоненты B эти же средние направления далеки от антипараллельности. Результаты теста обращения (см. ниже) подтвердили метакронную природу B -компоненты.

Поведение геомагнитного поля во время инверсий хорошо описывается графиком палеошироты виртуального геомагнитного полюса Φ_a , вычисленной по направлениям компонент B и C на каждом стратиграфическом уровне (рис. 2). В целом, магнитохронологическую историю раннего ордовика, записанную C -компонентой в породах разреза Мандра можно условно разделить на 6 этапов:

1. Поле стабильной (по меньшей мере в течение 67 тыс. лет) обратной полярности $R1$ в нижней части разреза, после небольшого экскурса на уровне 700–685 см (продолжительностью 5 тыс. лет), переходит в поле прямой полярности $N1$ на уровне 645 см. Продолжительность переходной зоны (уровни 655–645 см) – 3.3 тыс. лет.

2. Субхрон $N1$ длился около 14 тыс. лет (уровни 645–603 см), а переходный интервал $N1$ - $R2$ на уровнях 607–595 см – 4 тыс. лет.

3. Субхрон $R2$ длился около 32 тыс. лет (интервал 600–507 см). В C -записи перехода $R2$ - $N2$ инверсия совпадает с изменением литологии – песчаники сменяются известняками на уровне 489 см. Полагаем, что это признак краткого перерыва (несколько тысяч лет), т.к. C -запись не обнаруживает промежуточных направлений в $R2$ - $N2$ -переходе. Невероятно, чтобы направление поля обернулось на 180° от уровня 488 см до 490 см, т.е. меньше чем на 700 лет.

4. Горизонт 507–489 см (смещение C – записи по сравнению с B -записью) также прерван короткой зоной обратной полярности в песчаниках. Субхрон $N2$ длился 15 тыс. лет. Переход $N2$ - $R3$ записан внутри горизонта известняков на уровне 445 см. Никаких промежуточных направлений в переходе $N2$ - $R3$ не обнаружено. Возможно, это связано с малой скоростью накопления известняков.

5. Субхрон $R3$ существовал около 13 тыс. лет (уровни 445–405 см). Переход $R3$ - $N3$ зафиксирован в горизонте мергелей (399–405 см) и совершился за 2 тысячи лет. Эта оценка вероятно занижена из-за малой скорости осадконакопления в мергелях. Так как никакие промежуточные направления не фиксируют переход $R3$ - $N3$, вероятно короткий перерыв между пластами известняка и песчаника (уровень 435 см).

6. Начиная с уровня 399 см геомагнитное поле входит в продолжительное стабильное состояние прямой полярности по крайней мере на 120 тыс. лет. Лишь один экскурс продолжительностью –

Таблица 1. Средние направления стабильной намагниченности и соответствующие им палеомагнитные полюсы для нижнеордовикских зон полярности

Магнитозоны	Компонента	D (°)	I (°)	N	k	α_{95} (°)	Φ (°)	Λ (°)
R1	B	329.4	33.8	2	—	—	—44.3	152.1
	C	345.3	22.4	27	16	6.8	—42.0	129.1
N1	B	171.9	—12.6	13	15	10.1	—37.7	119.8
	C	181.7	—22.5	10	49	6.3	—43.4	107.3
R2	B	349.6	29.2	7	24	10.8	—46.6	124.3
	C	349.0	23.5	27	54	3.7	—43.2	124.4
N2	B	167.8	—21.9	27	8	9.5	—42.2	125.8
	C	158.4	—25.7	18	49	4.7	—42.4	138.6
R3	B	325.4	41.3	4	73	8.2	—47.6	160.0
	C	338.6	25.8	18	23	6.9	—42.5	138.3
N3	B	171.6	—14.3	60	7	6.7	—38.6	120.3
	C	164.0	—20.1	159	15	2.9	—40.5	130.5
R1 + R2 + R3	B	335.3	35.2	3*	43	12.3	—47.2	145.0
	C	344.3	24.0	3*	252	5.1	—42.7	130.7
N1 + N2 + N3	B	170.5	—16.8	3*	225	5.4	—39.8	121.9
	C	168.1	—23.1	3*	50	11.5	—42.9	125.6
R1 + N1 + R2 + + N2 + R3 + N3	B	343.6	25.9	6*	28	10.8	—43.7	131.9
	C	346.2	23.5	6*	98	5.8	—42.2	128.1
Статистика полюсов	B				$K = 17$	$A_{95} = 13.8$		
	C				$K = 49$	$A_{95} = 8.1$		

Примечание. D, I – склонение и наклонение; Φ, Λ – широта и долгота виртуальных палеомагнитных полюсов; N – количество образцов (* зон); статистические параметры k, K – кучность; α_{95}, A_{95} – радиусы кругов доверия средних направлений и средних палеополюсов.

около 4 тыс. лет. произошел в начале эпохи N3. Самая верхняя часть изученного разреза на уровнях 310–0 см целиком характеризуется прямой полярностью и J_n для этого интервала представлена единственной компонентой.

6. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

6.1. Тест обращения для зон полярности нижнего ордовика.

Результаты теста обращения (McFadden and McElhinny, 1990) для нижнеордовикских зон полярности, записанных компонентами B и C в разрезе Мандра, приведены в таблице 2. Тесты отрицательны для пар зон “R1 и N1”, “N1 и R2”, “R2 и N2”. Для остальных пар, а также для пары “R1 и N3” положительный результат теста, по McFadden и McElhinny, можно классифицировать как “B” (табл. 2). Негативный результат теста для интервала частой смены полярности N1–R3 объясняется тем, что вариации геомагнитного поля в этом интервале не были должным образом осреднены. Принимая во внимание малую продолжительность хронов N1, R2, N2, R3 (14, 32, 15, 13 тыс. лет соответственно), некоторую “недипольность” поля прямой и обратной полярности можно было ожидать заранее. Наоборот, “положительный” результат теста обращений для пар “N2 и R3” и “R3 и N3” можно связать с тем, что эта часть разреза (рис. 2) сложена в основном из-

вестняками и мергелями, средняя скорость осадконакопления которых могла быть ниже, чем 3 см/тыс. лет. Поэтому длительность хронов N2 и R3 могла быть и больше, что обеспечило аккуратное “осреднение” палеовековых вариаций. В противоположность этому, результат теста обращения для B-компоненты для тех же хронов N2 и R3 отрицателен (табл. 2). Следовательно, этот результат нельзя объяснить неполным осреднением вековых вариаций. Остается предположить, что B-компоненты N- и R-полярностей образовались в существенно разное время или же считать, что B-компонента во многих образцах является неразделенной компонентным анализом суммой двух компонент, одна из которых – значительно более поздняя. Полярность этой наложенной компоненты – прямая, свидетельством чему является более крутое наклонение B-компоненты у обратно намагниченных (где $I > 0$) и более пологое – у прямо намагниченных образцов (табл. 1). В обоих случаях B-компоненту следует считать метасинхронной.

6.2. Особенности записи раннеордовикских инверсий.

Как видно из (рис. 2), среднетемпературная (B) и высокотемпературная (C) компоненты J_n имеют сходные направления в зонах стабильной полярности; в переходной же пачке и вблизи нее

Таблица 2. Тест обращения для нижнеордовикских магнитозон

Магнитозоны	Компонента	γ (°)	γ_c (°)	Классификация теста
R1, N1	B	29.5	29.2	отрицательный
	C	15.1	12.3	отрицательный
N1, R2	B	16.7	17.0	C
	C	11.7	7.4	отрицательный
R2, N2	B	7.5	20.8	неопределенный
	C	9.9	6.1	отрицательный
N2, R3	B	27.0	26.6	отрицательный
	C	0.2	8.7	B
R3, N3	B	35.3	27.6	отрицательный
	C	7.6	9.1	B
R1, N3	B	28.0	39.5	неопределенный
	C	2.6	7.8	B
R1 + R2 + R3 и N1 + N2 + N3	B	22.9	16.6	отрицательный
	C	3.6	15.4	C

N1, N2, N3 и R1, R2, R3 зоны прямой и обратной полярности (см. на рис. 2); γ – угол между приведенными к одной полярности средними направлениями J_{nc} разнополярных зон; γ_c – критический угол между ними, больше которого гипотеза об общем среднем направлении для них отвергается с 95% вероятностью. C и B классификация положительного теста обращения по (McFadden and McElhinne, 1990).

компоненты B и C иногда антипараллельны. Мы пришли к выводу, что только высокотемпературная компонента, носителем которой, по-видимому, является крупнозернистый гематит осадочно- или раннедиагенетического происхождения, отражает изменения геомагнитного поля синхронно или с меньшим запаздыванием по сравнению с B-компонентой. Породы намагничивались либо в процессе осадконакопления (т.е. намагниченность имеет детритовую природу), либо несколько позднее в результате химических процессов, происходивших в течение 10^2 – 10^3 лет после образования осадка. Среднетемпературная B-компонента, носителем которой является мелкодисперсный гематит (пигмент) имеет химическую природу и приобреталась за довольно продолжительное время ($>10^3$ лет) после осадконакопления. Запаздывание образования B-компоненты относительно C-компоненты является следствием намагничивания пород в более позднем поле прямой полярности (рис. 2).

Сходство направлений векторов высоко- и среднетемпературных компонент вне перехода может означать, что в течение времени, необходимого для закрепления в породах детритовой и химической намагниченностей, значимых изменений в направлении геомагнитного поля вне перехода не происходило. Временной сдвиг B-компоненты относительно C-компоненты более ярко выражен для зон прямой полярности. Начало инверсий, записанных в B-компоненте, находится ниже по разрезу, чем отраженное в C-компоненте

(рис. 2). Время задержки непостоянно и зависит от литологии пород. Так, для алевролитов и песчаников, в которых записана инверсия R1–N1, время отставания оценивается в 9000 лет. Для инверсии R2–N2 оценка дает меньшее 6000 лет, однако из-за весьма вероятных скрытых перерывов в осадконакоплении в этом интервале, эта оценка занижена. Отставание B-компоненты относительно R3–N3 инверсии, записанной C-компонентой в толще мергелей, алевролитов и песчаников, составило 12000 лет. В песчаниках вероятно сохранилась их обратная намагниченность, по крайней мере для части записи, относящейся к зонам R1, N1, R2 и N2, в то время как алевролиты были перемагничены полем прямой полярности. Однако, в зонах R3 и N3, как песчаники так и алевролиты, вероятно, перемагничены в одинаковой степени. B- и C-компоненты показывают здесь сходные направления только для мергелей.

Можно разделить процесс возникновения более поздней намагниченности на два этапа: первый – в течение 6–12 тыс. лет после приобретения детритовой намагниченности и второй этап более позднего и более длительного перемагничивания. Время второго этапа можно оценить, учитывая тот факт, что среднетемпературная B-компонента прямой и обратной полярности осложняется влиянием только прямой намагниченности, а эпоха прямой полярности N3 продолжалась около 2 млн. лет. Таким образом, на втором этапе перемагничивания осадки могли приобретать вторичную намагниченность в интервале времени продолжительностью от 2×10^4 до 2×10^6 лет. Отставание в приобретении породами среднетемпературной компоненты намагниченности относительно высокотемпературной можно объяснить ранним перемагничиванием. Следы более позднего перемагничивания легко узнаются в нижней части разреза (уровень 607–580 см) и связаны с магнитозоной N1.

6.3. Траектории виртуальных геомагнитных полюсов

Виртуальные геомагнитные полюсы (ВГП), соответствующие направлениям B- и C-компонент в средней части разреза Мандра, показаны на рис. 4, видно, что разброс полюсов B-компоненты больше по причине более медленного ее образования, в силу чего многие промежуточные B-направления оказываются результатом суммирования разновозрастных и разнонаправленных компонент. Оказалось, что ВГП расположены полосой вдоль большого круга, соединяющего нижнеордовикские палеомагнитные полюсы (т.е. вдоль палеомеридиана), и проходящего на 75° восточнее (в палеокоординатах) точки наблюдения. Такое распределение ВГП показывает, что во время инверсии поля доминируют его секториальные компоненты – вероятно, экваториальный

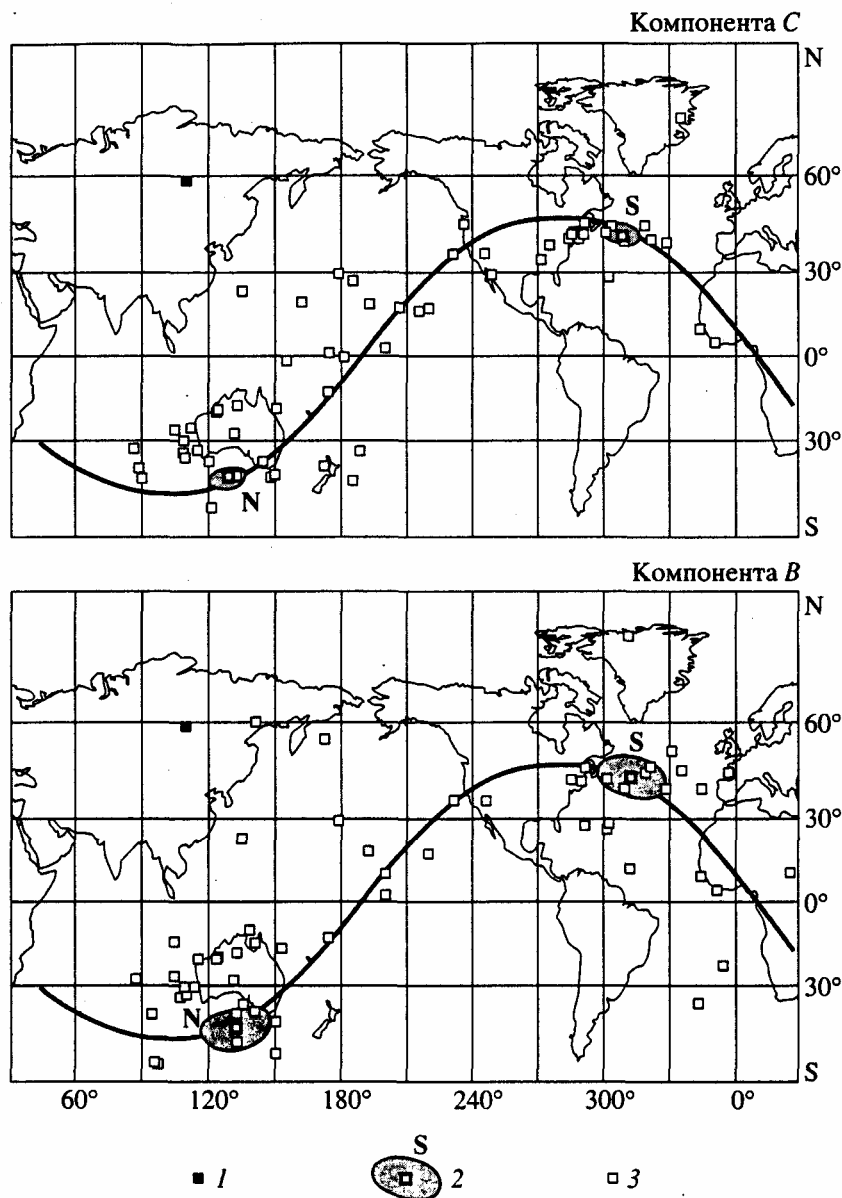


Рис. 4. Распределение виртуальных геомагнитных полюсов, вычисленных по компонентам *C* (вверху) и *B* (внизу): 1 – точка наблюдения, 2 – северный и южный палеополюсы для интервалов стабильной полярности, 3 – виртуальные геомагнитные полюсы.

диполь и секториальные гармоники низших порядков. Приуроченность ВГП, принадлежащих к разным инверсиям, к одной и той же меридиональной полосе, а также отклонение от антиподальности средних полюсов для короткоживущих субхронов в средней части последовательности – все это указывает на постоянство (малую изменчивость) неаксиальной части по крайней мере в течение всей этой эпохи длительностью в 110 тысяч лет.

Эти черты переходного поля соответствуют модели стационарного недипольного поля с секториальными гармониками (Hillhouse, Cox, 1976), подобно многим молодым инверсиям (Петрова и др., 1992) и противоречат модели “текущего” по-

ля с зональными гармониками (Hoffman, 1977), требующей прохождения траектории ВГП через точку наблюдения или антиподальную ей.

6.4. Палеонапряженность геомагнитного поля во время раннеордовикской инверсии.

Наблюдаются значительные изменения по разрезу величины J_n/J_{ri} и фактора Q и хорошая корреляция их между собой а также с величиной J_n (рис. 2). Отметим, что литологический состав пород варьирует по разрезу очень сильно, а носителем намагниченности является гематит, что не удовлетворяет критериям применимости величин

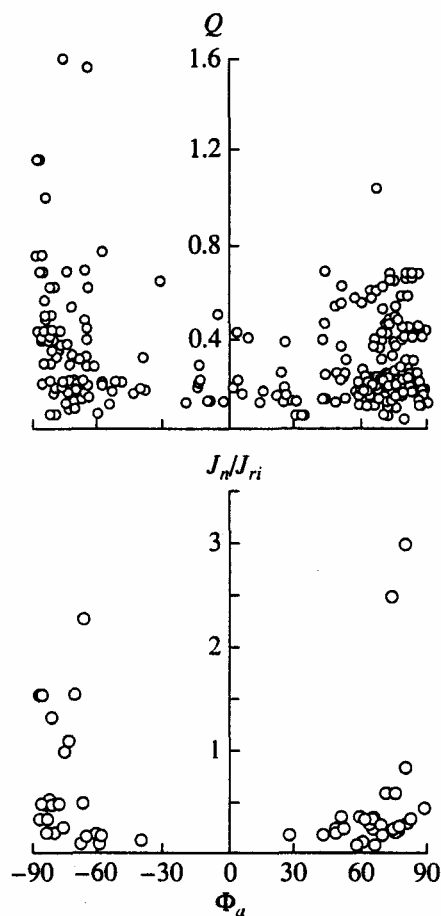


Рис. 5. Зависимости отношения J_n/J_{ri} и фактора Кенигсберга Q от палеошироты виртуального геомагнитного полюса в интервале нестабильной полярности.

J_n/J_{ri} и Q для определения палеонапряженности [King et al., 1983; Tauxe, 1993]. Отсюда следует заключить, что изменения J_n/J_{ri} и Q могут и не отражать адекватно изменения палеонапряженности и в значительной степени обусловлены литологическим фактором.

Другие методы, не использующие намагниченность пород для определения палеонапряженности поля и основанные на анализе иных характеристик их магнитного состояния, все еще недостаточно обоснованы теоретически и мало проверены на практике. Так, метод ступенчатого перемагничивания, который использовался для определения палеонапряженности на красноцветных ордовика Сибири [Металлова и др., 1984], еще не имеет четких критериев применимости, особенно в случае многокомпонентной намагниченности, связанной с гематитом.

Отметим, что корреляции между направлениями намагниченности и литологией пород не наблюдается. Напротив, имеется зависимость между направлениями геомагнитного поля и скалярными магнитными величинами. Как видно из графика (рис. 5), зависимости величин Q и J_n/J_{ri} от

палеошироты палеомагнитного полюса Φ_a имеют “корытообразную” форму: высокие значения Q и J_n/J_{ri} соответствуют высоким северным и южным палеоширотам и не встречаются на низких ($\Phi_a < 45^\circ$) широтах. Такая зависимость заставляет предположить, что уменьшение величин Q и J_n/J_{ri} все же отражает падение палеонапряженности во время инверсии и может служить приближенной мерой такого падения. Судя по графикам (рис. 5), напряженность геомагнитного поля во время инверсий уменьшалась по крайней мере в 5 раз.

ВЫВОДЫ

1. Последовательность раннеордовикских геомагнитных инверсий записана в 9-метровом разрезе осадочных пород суринской свиты близ устья р. Мандра в виде магнитозон обратной (нижние 2 м разреза) и прямой (верхние 3.5 м разреза) полярности, разделенных последовательностью четырех сближенных субзон прямой и обратной полярности с переходными (промежуточными) направлениями характерной намагниченности J_{nc} между ними.

2. Эта последовательность зарегистрирована двумя компонентами J_{nc} – среднетемпературной B -компонентой ($T_{ub} = 450\text{--}600^\circ\text{C}$) и высокотемпературной C -компонентой ($T_{ub} = 600\text{--}670^\circ\text{C}$). Их носителями являются ансамбли гематитовых зерен разных размеров: для C – компоненты – это крупные зерна гематита детритового и (или) раннедиагенетического химического происхождения, а для B -компоненты – гематитовый пигмент, возникший позднее.

3. Обе компоненты J_{nc} показывают сходные направления в зонах стабильной прямой и обратной полярности, однако, подчас антипараллельны в интервале разреза, их разделяющем – из-за более позднего образования B -компоненты. Временной сдвиг между возникновением C - и B -компонент, оцененный по смещению по разрезу записей геомагнитного поля этими компонентами, варьирует в пределах 6–12 тысяч лет.

4. Положительный тест обращения (класс B) для зон стабильной полярности свидетельствует в пользу первичности C -компоненты J_{nc} . Для субзон, разделяющих эти две зоны, тест обращения – отрицательный (или неопределенный), очевидно, из-за неполного осреднения вековых вариаций при сравнительно небольшой (13–32 тысячи лет) длительности соответствующих субхронов.

5. Характер изменения нормированных значений J_{nc} (нормировка по идеальной и индуктивной намагниченностям) по разрезу приводит к предположению о том, что напряженность геомагнитного поля в течение всего периода частых обращений поля (в течение 110 тысяч лет) оставалась приблизительно постоянной на уровне 10–20% от напряженности поля для интервалов стабильной

полярности. Единичные обращения поля при этом происходили за 3-4 тысячи лет.

6. Виртуальные геомагнитные полюсы, соответствующие промежуточным (переходным) направлениям геомагнитного поля, распределены вдоль палеомеридиана, общего для всего интервала "нестабильного" поля. Этот результат соответствует модели, в которой конфигурация поля во время инверсий контролируется экваториальным диполем и секториальными гармониками, мало изменяющимися на фоне обращаемого осевого диполя.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа проведена в России при поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований, грант 95-05-14838 и Международного Научного Фонда, грант NTD000, а во Франции - при поддержке Международного Центра Студентов и стажеров (CIES). Авторы признательны д-ру Эде-лю (J. B. Edel) и д-ру Лемэру (M.M. Lemaire), Страсбург, д-ру Поззи (J.P. Pozzi), и д-ру Фейнбергу (H. Feinberg), Париж, за помощь в лабораторных исследованиях и полезные дискуссии, а также д-ру Энкину (R.J. Enkin) за предоставление созданных ими компьютерных программ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гурарий Г.З. Геомагнитное поле во время инверсий в кайнозой / Под ред. Петровой Г.Н. М.: Наука, 1988. 207с.

Комиссарова Р.А., Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. Геомагнитные инверсии, записанные в разрезе поздне-фейской катавской свиты Южного Урала // Физика Земли. 1997. № 2. С. 60-68.

Металлова В.В., Иосифиди А.Г., Мострюков А.О. и др. Изменения напряженности геомагнитного поля во время инверсий в раннем ордовике // Изв. АН СССР сер. Физика Земли. 1984. № 1. С. 66-70.

Огиенко Л.В. Биостратиграфическое расчленение нижнего ордовика в южной части Сибирской платформы // Проблемы стратиграфии ордовика и силура Сибири / Под ред. Соколова Б.С. и Каныгина А.В. Новосибирск: Наука, 1977. С. 43-59.

Павлов В.Э., Галле И. Новые данные по магнитостратиграфии ордовика р. Мойеро (север Сибирской платформы) // ДАН. 1996. Т. 348. № 2. С. 245-251. Петрова Г.Н., Нечаева Т.Е., Поспелова Г.А. Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом / Под ред. Бурлацкой С.П. М.: Наука, 1992. 175 с.

Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений Сибирской платформы // Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе. 4.1. Верхний протерозой и нижний палеозой / Под ред. Тесакова Ю.И. Новосибирск: МСК СССР. 1983. С. 149-162. Храмов А.Н. Компоненты естественной остаточной намагниченности осадочных пород и их значение для

магнитостратиграфии // Магнитостратиграфия и палеомагнетизм осадочных и вулканогенных формаций СССР / Под ред. Храмова А.Н. Л.: Изд. ВНИГРИ. 1986. С. 85-96.

Храмов А.Н., Родионов В.П., Комиссарова Р.А. и др. Геомагнитные инверсии в раннем палеозое: особенности регистрации и морфология. // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород / Под ред. Диденко А.Н. М.: Изд. ОИФЗ РАН. 1996. С. 87-88. Dekkers M.J., Linssen J.N. Rockmagnetic properties of finegrained natural lowtemperature haematite with reference to remanence acquisition mechanisms in red beds // Geophys. J. Int. 1989. V. 99. P. 1-18.

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

Gallet Y., Pavlov V. Magnetostratigraphy of the Moyero river section (north-western Siberia): constraints on geomagnetic reversal frequency during the early Palaeozoic // Geophys. J. Int. 1996. V. 125. P. 95-105.

Haq B.U., Van Eysinga F.W.B. Geological time table. Fourth revised enlarged and updated edition // Elsevier Science Publ. B.V. Amsterdam. 1987.

Hillhouse J., Cox A. Brunhes-Matuyama polarity transition // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 29. P. 51-64.

Hoffman K.A. Polarity transition records and the geomagnetic dynamo // Science. 1977. V. 196. P. 1329-1332.

Khramov A.N. Paleomagnetology. Berlin, Heidelberg, N. Y.: Springer Verlag. 1987. 308 p.

Khramov A.N., Rodionov V.P. The geomagnetic field during Palaeozoic time // J. Geomagn. Geoelectr. 1980. V. 32. Sup-pi. III. P. 99-115.

King J.W., Banerjee S.K., Martin J. A new rock-magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: Application to paleointensity for the last 4000 years III. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 5911-5921.

Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. Roy. Astronom. Soc. 1980. V. 62. P. 699-718.

Lee Y.S., Nishimura S., Min K.D. High-unblocking-temperature haematite magnetizations of Late Palaeozoic red beds from the Okcheon zone, southern part of the Korean Peninsula // Geophys. J. Int. 1996. V. 125. P. 266-284.

McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725-729.

Tauxe L. Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice // Rev. Geophys. 1993. V. 31. P. 319-354.

Torsvik T.H., Trench A. The Lower - Middle Ordovician palaeofield of Scandinavia: southern Sweden revisited // Phys. Earth Planet. Inter. 1991. V. 65. P. 283-291.

Torsvik T.H., Trench A. Ordovician magnetostratigraphy: Llanvim - Caradoc limestones of the Baltic platform // Geophys. J. Int., 1991. V. 107. P. 171-184.

Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V.A. geologic time scale 1989 // Cambridge Univ., 1990. 264

Zijderveld J.D.A. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results // Methods in Palaeomagnetism / Ed. Collinson D.W. Amsterdam: Elsevier, 1967. P. 254-286.

Статья рекомендована к печати членом редколлегии кандидатом физ.-мат. наук В.Л. Паньковым.