Том 148, кн. 4

Естественные науки

2006

УДК 56(551.736.3):552.08:53

# ПРИРОДА МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПЕРЕХОДНЫХ ФАЦИЯХ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ Р. КАМА

Н.Г. Нургалиева, Д.К. Нургалиев, И.Ю. Чернова, Л.Р. Косарева, И.В. Халымбаджа

### Аннотация

Исследован комплекс магнитных параметров образцов пород из разреза пачки «лингуловых глин», вскрытых в обнажении Танайка (правый берег р. Кама). Проведен сравнительный анализ красноцветных и темноцветных (черных) образцов, показана принципиальная разница этих образцов, заключающаяся в наличии однодоменных, предположительно, биогенных зерен магнетита в темноцветных образцах. Сделано предположение о существовании двух типов «сезонов» в позднепермское время, один из которых характеризовался высокой биопродуктивностью бассейна и «комфортными» условиями для развития магнитотактических бактерий. Во время другого сезона биопродуктивность падала, вероятно, за счет продолжительных холодных (?) дождей. В эти «сезоны» возникали условия для окисления ранее сформированного суперпарамагнитного биогенного материала с формированием красного пигмента. Возможно, что это один из механизмов формирования красноцветных отложений.

# Введение

Одним из компонентов практически любой горной породы являются магнитные минералы. Ферримагнитные минералы, распространенные в горных породах, несут информацию об условиях их формирования и диагенеза [1]. Кроме того, ферримагнитные минералы являются носителями информации о древнем магнитном поле Земли в моменты формирования и изменения горных пород [2]. И, наконец, ферримагнитные минералы, как было установлено в последние десятилетия [3], очень часто могут являться продуктами жизнедеятельности бактерий и могут представлять собой палеонтологические объекты. Последнее является крайне важным, так как демонстрирует новый инструмент для исследования эволюции жизни, причем не только на Земле, но и на других планетах [3].

В данной работе рассматриваются элементы методики диагностики биогенных магнетиков в пермских осадках, а также вероятный механизм формирования красноцветных отложений.

# Краткое описание объекта исследований

Для исследований были взяты образцы озерно-морских отложений «лингуловых глин», характеризующихся высокой биопродуктивностью, вскрытых в обнажении правого высокого берега р. Кама в 1.5 км западнее д. Танайка [4]. В данной работе представлены результаты по исследованию образцов 4 и 11 (табл. 1). В образцах были выделены участки с различной окраской – красной и черной (темной). Априори предполагается, что красные образцы сильно окислены, а черные, вероятно, первоначально содержали слишком много органического вещества. В табл. 1 приведены координаты образцов относительно кровли подстилающего слоя уфимского песчаника в основании разреза и их цветовая характеристика.

Табл. 1

| № обр. | Положение<br>в разрезе, мм | Цветовая характеристика                       |  |  |  |
|--------|----------------------------|---|--|--|--|
| 4/5-1  | 49.7                       | Красный, микросл., со светлыми прослоями      |  |  |  |
| 4/5-2  | 48.5                       | Темный, микросл., со светлыми прослоями       |  |  |  |
| 4/3-1  | 55.0                       | Красный, микросл., со светлыми прослоями      |  |  |  |
| 4/3-2  | 54.4                       | Темный, не слоистый                           |  |  |  |
| 4/3-3  | 53.0                       | Темный, не слоистый                           |  |  |  |
| 11/2-1 | 153.5                      | Темный, микросл., со светлыми прослоями       |  |  |  |
| 11/2-2 | 152.6                      | Красный, микросл., со светлыми прослоями      |  |  |  |
| 11/2-3 | 152.1                      | Ярко красный, микросл., со светлыми прослоями |  |  |  |
| 11/2-4 | 151.7                      | Темный, не слоистый                           |  |  |  |
| 11/2-5 | 151.2                      | Микросл., со светл. и красными прослоями      |  |  |  |
| 11/2-6 | 151.0                      | Красный, микросл., со светлыми прослоями      |  |  |  |

#### Методика исследований

Термомагнитные измерения проведены на экспрессных весах Кюри [5], где измерялась зависимость индуктивной намагниченности от температуры при скорости нагрева 100°С/мин. Такая большая скорость нагрева достигается вследствие высокой чувствительности аппарата, что позволяет использовать очень маленький образец объемом не более 100 мм<sup>3</sup>. При этом градиент температуры внутри столь малого образца не превышает 10°С. Термомагнитный анализ велся в постоянном магнитном поле 200 мТ, тогда как у ряда образцов поле насыщения выше, так что фактически измерялась индуктивная намагниченность, являющаяся для таких магнитных минералов, как магнетит, намагниченностью насыщения  $M_s$ . Такие магнитные минералы, как гематит и гидроокислы железа, имеют высокие поля насыщения, поэтому в процессе нагрева они могли домагничиваться [6]. Для всех образцов были получены кривые M(T) первого и повторного нагрева до 720°С. По «хвостам» M(T) более 700°С, где вклад магнитных минералов практически отсутствует, можно судить об относительной доле парамагнитной (парамагнитные гидроокислы железа, глины и т. п.) и диамагнитной (карбонаты, кварц) компонент в отложениях.

Гистерезисные характеристики образцов исследованы с помощью коэрцитивного спектрометра [5, 7], позволяющего получить кривые нормального намагничивания до 0.5 Т в автоматическом режиме. По кривым нормального намагничивания были определены следующие характеристики: удельная нормальная остаточная намагниченность насыщения ( $M_{\rm rs}$ ), удельная намагниченность насыщения за вычетом парамагнитной+диамагнитной компоненты ( $M_{\rm s}$ ), коэрцитивная сила за вычетом влияния парамагнитной+диамагнитной компоненты  $(H_c)$ , остаточная коэрцитивная сила  $(H_{cr})$ . Соотношения гистерезисных параметров ( $H_{\rm cr}/H_{\rm c}$ ) и ( $M_{\rm rs}/M_{\rm s}$ ) позволяют оценивать доменное состояние, т. е. размеры магнитных зерен [2]. При этом необходимо учитывать влияние суперпарамагнитных зерен, присутствующих в породе [2]. При измерениях на коэрцитивном спектрометре удается получить кривые намагничивания суперпарамагнитных частиц. После достижения максимального поля намагничивания в цикле спада поля измеряется поведение остаточной намагниченности, которая в отсутствии суперпарамагнитных и магнитовязких (малых) частиц должна оставаться постоянной. На практике при изучении природных объектов обнаруживается спад J<sub>r</sub>, который обусловлен наличием малых (суперпарамагнитных) частиц. В относительно малых полях (до 100 мТ) эта кривая практически не искажена и может быть использована для оценки свойств суперпарамагнитных частиц.

Намагниченность хаотически ориентированных одинаковых суперпарамагнитных (SP) зерен во внешнем магнитном поле  $H_0$  описывается функцией Ланжевена [8]:

$$I(H_0,T) = I_s L(\alpha) = I_s [\operatorname{cth}(\alpha) - 1/\alpha], \qquad (1)$$

где  $\alpha = \mu_0 V I_{\rm s} H_0 / kT$ ,  $\mu_0$  – магнитная проницаемость вакуума (4 $\pi$ ·10<sup>-7</sup> H/m), V – объем зерен, I<sub>s</sub> – спонтанная намагниченность, k – постоянная Больцмана  $(1.38 \cdot 10^{-23} \text{ J/K}), T$  – температура.

В коэрцитивном спектрометре магнитный момент ансамбля SP зерен измеряется через 0.051 с после удаления образца из магнита. За это время магнитный момент SP зерен уменьшается по закону [2]:

$$I(t_{\rm exp}) = I_0 \exp(-t_{\rm exp}/\tau), \qquad (2)$$

где  $I_0$  – первичная намагниченность SP зерен в момент времени t = 0, а  $\tau$  – время релаксации,

$$\tau = \tau_0 / 2 \exp(\mu_0 V I_s H_K / 2kT), \tag{3}$$

 $\tau = \tau_0 / 2 \exp(\mu_0 / I_s H_K / 2kI),$  (3) где  $\tau_0 \approx 10^{-9}$  с – атомное реорганизационное время [2],  $H_K$  – микрокоэрцитивность зерен.

Таким образом, измерение остаточной намагниченности образцов в процессе уменьшения поля в магните позволяет получить кривую намагничивания SP зерен:

$$I(H_0,T) = I_s[\operatorname{cth}(\alpha) - 1/\alpha] \exp(-t_{\exp}/\tau), \qquad (4)$$

Для нашего прибора  $t_{exp} = 0.051$  с. Это позволяет говорить о том, что реально в намагниченности мы имеем более чем 95% магнитного момента зерен, которые имеют время релаксации  $\tau > 1$  с, и с другой стороны, менее чем 5% от магнитного момента зерен со временем релаксации  $\tau < 0.018$  с. Различие зерен по временам релаксации является следствием различия объемов и микрокоэрцитивности зерен (см. формулу (3)). Вариации объема SP зерен могут быть установлены по кривым намагничивания (4), так как величина  $\alpha$  сильно зависит от объема зерен. Это свойство суперпарамагнетизма имеет множество приложений, суть которых сводится к возможности простой оценки размеров SP зерен. В случае наличия в образцах SP зерен с одинаковыми размерами зерен такая оценка является корректной и может быть выполнена сравнением кривых намагничивания и вычисления  $\alpha$ . В природных образцах следует ожидать спектр размеров SP зерен, поэтому кривая намагничивания будет суммой функций Ланжевена. В данной работе мы использовали усредненную оценку размеров SP зерен, получаемую следующим образом. Например, для образцов может быть легко подсчитана начальная суперпарамагнитная восприимчивость:

$$\chi = dI_{\rm sp} / dH_0 = m_0 V I_{\rm s}^2 / 3kT \quad (0 < H_0 < 30 \text{ Oe}).$$
<sup>(5)</sup>

Этот параметр характеризует концентрацию крупных SP зерен [2]. Влияние мелких зерен наиболее значительно в области больших полей, т. е. их концентрация существенно влияет на суммарный магнитный момент насыщения SP зерен. Если использовать нормировку начальной магнитной восприимчивости на магнитный момент насыщения SP зерен, то можно получить удобный параметр, характеризующий средний магнитный момент SP зерен:

$$D_{\rm sp} = (1/M_{\rm sps}) dM_{\rm sp} / dH_0 = \mu_0 (V_i I_{\rm s}) / 3kT$$
,

где  $M_{\rm sp}$  – магнитный момент ансамбля SP зерен в образце,  $M_{\rm sps}$  – магнитный момент насыщения ансамбля SP зерен в образце,  $V_i$  – средний объем SP зерен. Этот метод можно использовать для оценки среднего магнитного момента SP зерен в образце.

В последние годы спектрометр был дополнен возможностью измерения кривой вязкого спада нормальной остаточной намагниченности до времен 100 с, что позволяет получать дополнительную информацию о концентрации в образцах однодоменных зерен с малыми временами релаксации ( $\tau < 10^3$  с). Эти данные позволяют получить некоторые сведения об очень малых ( $d \sim 10-20\cdot10^{-9}$  м) зернах ферримагнитных минералов.

# Результаты исследования и обсуждение

Результаты термомагнитных исследований и спектры нормального остаточного намагничивания и перемагничивания представлены на рис. 1 и 2.

Термомагнитные данные представлены в дифференциальном виде – в виде кривых дифференциального термомагнитного анализа (ДТМА) [5]. Такое представление кривых разрушения индуктивной намагниченности при нагреве позволяет увидеть множество тонких эффектов, происходящих в горных породах при нагреве. Кривые первого нагрева содержат существенно больше особенностей, что связано с необратимыми изменениями, происходящими при нагревании осадочных пород. Только небольшая часть особенностей кривых ДТМА связана с проявлениями температуры Кюри (и блокирующих температур). Экстремумы на кривых ДТМА обозначены буквами α, β, γ, δ, λ, μ. Эти экстремумы имеют следующую интерпретацию в осадочных породах данного типа:



Рис. 1. Кривые дифференциального термомагнитного анализа (ДТМА) (слева) и коэрцитивные спектры (КС) (справа) образцов из слоя 4 пачки «лингуловых глин». На кривых ДТМА греческими буквами показаны характерные пики, объяснение которых дано в тексте. Жирной линией – кривые ДТМА первого нагревания, пунктирной линией показаны кривые второго нагрева образцов. На КС выделяется два пика А и В (показаны стрелками). Тонкой линией показаны спектры перемагничивания (объяснение в тексте), а жирной линией – спектр нормального намагничивания



Рис. 2. Кривые дифференциального термомагнитного анализа (ДТМА) (слева) и коэрцитивные спектры (КС) (справа) образцов из слоя 11 пачки «лингуловых глин». Разъяснения см. на рис. 1

•  $\alpha$  – данный пик (относительный рост намагниченности или задержка ее спада) связан с удалением из образца физически связанной (адсорбционной) воды; возникающий при этом эндоэффект приводит к относительному охлаждению пробы и относительному увеличению намагниченности; амплитуда этого пика зависит от содержания связанной воды, что чаще всего определяется содержанием глинистой фракции в образце или, точнее, площадью поверхности твердой фазы. Данный пик встречается практически во всех образцах, так как все образцы содержат тонкую глинистую фракцию.

•  $\beta$  – пик характеризует быстрый нагрев пробы до температуры печи после удаления связанной воды и задержки нагрева пробы. Пик присутствует во всех образцах, в которых отчетливо проявляется пик  $\alpha$ .

•  $\gamma$  – пик, отражающий относительный рост намагниченности пробы в температурном интервале 320–370°С, обусловленный переходом гетит-гематит (2FeOOH  $\rightarrow$  Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + H<sub>2</sub>O) за счет удаления химически связанной воды. При этом парамагнитный гетит превращается в антиферримагнитный гематит.

•  $\lambda$  – этой буквой мы обозначили все пики на кривых ДТМА, обусловленные ростом намагниченности при нагревании за счет уменьшения критического поля зерен и домагничивания магнитожестких зерен в поле исследования. Такое возможно только в том случае, если эксперимент проводится в относительно небольшом поле, которое меньше поля насыщения магнитных зерен в образцах. Данный эффект (пик) наблюдается на всех кривых повторного нагрева, наиболее отчетливо он виден в образцах 11-2-3, 11-2-5, 4-5-1. Этот пик также практически во всех случаях предваряет пики  $\delta$  и  $\mu$ , которые обычно характеризуют температуры Кюри магнетита и гематита.

• пик µ во многих случаях характеризует температуры блокирования и температуру Кюри магнетитовых зерен. Температура Кюри обычно приурочена приблизительно к середине восходящей ветви этого пика (приблизительно экстремум функции  $d^2M_i/dT^2$ ). В представленных образцах эта температура составляет 560–590°С при среднем значении около 575°С. Положение минимума данного пика (510–550°С) характеризует среднюю блокирующую температуру ансамбля магнетитовых зерен в образцах в поле 0.2 Т.

• пик б характеризует температуры блокирования и температуру Кюри гематитовых зерен. Температура Кюри составляет в данных образцах 655–665°С при среднем значении около 660°С. Положение минимума данного пика (620–635°С) характеризует среднюю блокирующую температуру ансамбля гематитовых зерен в образцах в поле 0.2 Т. Данный пик также дает информацию о присутствии в образцах маггемита. Разница кривых ДТМА в интервале от 600°С до 675°С обычно в большей степени обусловлена наличием в образцах маггемита. С температуры порядка 250°С начинается необратимый переход маггемита в гематит:  $\gamma Fe_2O_3 \rightarrow \alpha Fe_2O_3$  [6].

В исследованных образцах намагниченность при нагреве необратимо уменьшается, что видно по отношению намагниченностей образцов перед вторым и первым нагревами (табл. 2). Это происходит по многим причинам, главной из которых является переход маггемита в гематит. Необратимые изменения магнитной фазы осадков происходят также по причине дегидратации гидро-

| №<br>обр. | Цвет | <i>D</i> ,<br>усл. ед. | <i>H</i> <sub>cr</sub> ,<br>эрстед | $J_2/J_1$ | $M_{\rm sp}/M_{\rm rs},$ % | $M_{\rm rv}/M_{\rm rs},$ % | домен.<br>структ | А <sub>гем</sub> ,<br>% |
|-----------|------|------------------------|------------------------------------|-----------|----------------------------|----------------------------|------------------|-------------------------|
| 11/2-1    | черн | 3.23                   | 1095                               | 0.79      | 3.17                       | 4.61                       | SD               | 6.07                    |
| 11/2-4    | черн | 2.35                   | 1049                               | 0.76      | 4.42                       | 6.41                       | SD?              | 6.61                    |
| 4/5-2     | черн | 4.10                   | 1079                               | 0.85      | 3.42                       | 5.47                       | SD               | 5.90                    |
| 4/3-2     | черн | 4.33                   | 1240                               | 0.82      | 2.91                       | 4.77                       | SD               | 7.22                    |
| 4/3-3     | черн | 4.52                   | 1070                               | 0.87      | 2.86                       | 5.15                       | SD               | 5.93                    |
| 11/2-2    | кр   | 3.51                   | 903                                | 0.79      | 2.6                        | 3.98                       | -                | 5.65                    |
| 11/2-3    | кр   | 1.39                   | 1461                               | 0.67      | 7.25                       | 10.51                      | -                | 4.12                    |
| 11/2-5    | кр   | 1.15                   | 1650                               | 0.68      | 8.25                       | 11.56                      | -                | 4.39                    |
| 11/2-6    | кр   | 1.91                   | 1035                               | 0.81      | 5.89                       | 7.84                       | -                | 4.93                    |
| 4/5-1     | кр   | 1.37                   | 1275                               | 0.56      | 6.16                       | 8.55                       | -                | 4.28                    |
| 4/3-1     | кр   | 1.89                   | 1221                               | 0.78      | 5.34                       | 7.53                       | SD?              | 6.84                    |

Табл. 2

окислов (гетита и других), окисления магнетита, изменения титансодержащих минералов, возможного формирования новообразованного магнетита при нагреве минералов железа в присутствии реликтов органического вещества. Суммарное изменение намагниченности образцов при нагревах характеризуется величиной отношения индуктивной намагниченности в поле 0.2 Т перед вторым и первым нагревами  $J_2/J_1$  (табл. 2). Эта величина обычно меньше 1, так как намагниченность при нагревании обычно необратимо уменьшается, повидимому, в основном за счет перехода маггемита в гематит.

По кривым нормального остаточного намагничивания и коэрцитивным спектрам (рис. 1, 2) видно, что нормальная остаточная намагниченность не достигает насыщения в поле 0.5 Т. При перемагничивании максимальная остаточная намагниченность для всех образцов существенно меньше, чем при прямом намагничивании. Это связано с текстурированием многодоменного (?) гематита в осадках [5]. Величина текстурирования в процентах приведена в табл. 1 (параметр  $A_{\text{гем}}$ ). Там же даны величины  $H_{\text{cr}}$  по образцам. На спектрах нормального остаточного намагничивания выделяется до двух пиков: пик А – в области 35– 650 Э, пик В – в области 3500–4500 Э. Нами был использован достаточно простой критерий для оценки доменной структуры ферримагнитных зерен. Он заключается в оценке различия кривых нормального остаточного намагничивания и перемагничивания. Для ансамбля однодоменных зерен местоположение пика на коэрцитивных спектрах нормального остаточного намагничивания и перемагничивания сохраняется на одном месте. В случае сильного смещения пика в мягкую область на спектрах перемагничивания по сравнению со спектрами намагничивания можно говорить о наличии многодоменных зерен ферримагнетика в образцах. В случаях, когда местоположения пика на спектрах намагничивания и перемагничивания отличаются несущественно, можно говорить об однодоменности зерен ферримагнетика.

В табл. 2 приведены все описанные выше параметры для исследованных образцов. Образцы сгруппированы по цвету – верхние пять образцов описаны как «черные» (по предположению имели первоначально повышенное содержание органики) и «красные» (вероятно образовались в стадии низкой биопродуктивности водоема).

Действительно, «черные» и «красные» образцы различаются по магнитным свойствам (все расчеты средних проведены без учета образца 11/2-2, который является переходным; все рассчитанные средние для указанных двух типов образцов статистически значимо различаются для p = 0.95):

• «черные» образцы содержат суперпарамагнитные зерна с большим магнитным моментом (среднее значение параметра D = 3.71 для «черных» образцов и D = 1.54 для «красных» образцов), что может быть обусловлено наличием более крупных изометричных зерен магнетита (?) в «черных» образцах или малой спонтанной намагниченностью зерен (гематит?) суперпарамагнитных зерен в «красных» образцах;

• магнитная вязкость несколько выше в «красных» (среднее  $M_{\rm rv}/M_{\rm rs} = 9.19\%$ ) образцах, чем в «черных» (среднее  $M_{\rm rv}/M_{\rm rs} = 5.29\%$ ), что свидетельствует о существенном вкладе мелких однодоменных зерен в общую намагниченность образцов, причем этот вклад выше в «красных» образцах;

• относительный вклад суперпарамагнитных зерен в общую остаточную намагниченность также выше в «красных» (среднее  $M_{\rm sp}/M_{\rm rs} = 6.58\%$ ) образцах, нежели в «черных» (среднее  $M_{\rm sp}/M_{\rm rs} = 3.36$ );

• величина разрушающего поля остаточной намагниченности, полученной в поле 0.5 Т, которая характеризует интегральную магнитную жесткость образцов немного выше в «красных» (среднее  $H_{cr} = 1328 \exists$ ) образцах, нежели в «черных» (среднее  $H_{cr} = 1106 \exists$ );

• минимальные величины отношения  $J_2/J_1$  также наблюдаются в «красных» (среднее  $J_2/J_1 = 0.70$ ) образцах, что свидетельствует об относительно большем содержании в них маггемита, нежели в «черных» (среднее  $J_2/J_1 = 0.82$ ) образцах;

• магнитное текстурирование образцов при нормальном намагничивании несколько больше в «черных» образцах (среднее  $A_{\text{гем}} = 6.35\%$ ), нежели в «красных» (среднее  $A_{\text{гем}} = 4.91\%$ );

 практически во всех случаях однодоменные зерна ферримагнетика обнаруживаются в «черных» образцах (за исключением образца 11/2-4), в то время как среди «красных» образцов только в образце 4/3-1 существует некоторая вероятность наличия однодоменных зерен.

Из приведенных данных вырисовывается модель отличия ферримагнитной фракции «красных» и «черных» образцов:

1. «Красные» образцы обладают большей остаточной намагниченностью, хотя величина общей намагниченности (сумма остаточной и индуктивной – парамагнитной и суперпарамагнитной в поле 0.5 Т) приблизительно одинакова для всех образцов. Причем доля парамагнитной намагниченности преобладает и составляет более 80% общей намагниченности в поле 0.5 Т. По термомагнитным данным в «красных» образцах преобладает магнетит и маггемит, и эти минералы существенно более магнитожесткие, нежели аналогичные минеральные агрегаты в «черных» образцах. Вероятно, они представлены сильно окисленными зернами обломочного магнетита. Этим объясняется и высокое содержание маггемита, и высокая магнитожесткость указанных зерен.

2. В «красных» образцах преобладает мелкая (суперпарамагнитная) фракция. Причем она мельче, чем в «черных» образцах, и, вероятно, магнитный момент этих суперпарамагнитных зерен меньше. Вероятнее всего, что это мелкие зерна гематита, количество которых в «красных» образцах на порядок больше.

3. В «красных» образцах больше маггемита и ферримагнетик, в основном, – многодоменный, хотя жесткость его существенно выше. Это снова свидетельствует о том, что в этих образцах преобладают обломочные (аллотигенные) зерна ферримагнитных минералов. Эти зерна являются, вероятнее всего, обломками изверженных и метаморфических пород.

Кроме того, для интерпретации данных важна следующая информация. «Красные» и «черные» образцы не отличаются по гранулометрическому составу, поэтому можно предположить, что мелкая (суперпарамагнитная) фракция является в значительной мере аутигенной. Цвет пород меняется очень плавно, очень часто плавная граница цветов пересекает литологические границы. Это свидетельствует о «вторичной» окраске пород. Вероятнее всего, окраска произошла в стадию раннего диагенеза, задолго до литификации пород.

Таким образом, можно сконструировать следующую схему формирования окраски исследованных пород на основании исследования их магнитных свойств. Существовало два типа условий седиментации: с высокой (тип А) и низкой (тип В) биопродуктивностью бассейна. В условиях высокой биопродуктивности бассейна сформировались «черные» осадки, а в условиях пониженной биопродуктивности бассейна – «красные» осадки. Уровень палеобиопродуктивности оценивается здесь только качественно. Мы не можем ничего сказать об этом количественно, так как не знаем скорость осадконакопления в данном конкретном случае. Как мы оцениваем уровень палеобиопродуктивности? Присутствие в «черных» образцах однодоменного магнетита позволяет нам предполагать наличие в осадках остатков магнитотактических бактерий [9, 10]. Эти бактерии могут существовать в бассейне только в том случае, если в течение сезона высокой палеобиопродуктивности на дне бассейна накапливалась достаточная толща органического материала, необходимая для того, чтобы граница окислительной и восстановительной зон (ОВЗ) находилась в толще воды. Это является условием для существования магнитотактических бактерий, формирующих внутри себя однодоменные кристаллы магнетита – биологически контролированный магнетит (ВСМ) [3]. При меньшей биопродуктивности бассейна слой органического материала на дне бассейна очень мал, и условия для существования магнитотактических бактерий отсутствуют. Так как граница окислительной и восстановительной зон в этом случае находится в осадке. то бактериям нет надобности ориентироваться в пространстве для путешествия из восстановительной зоны на границу ОВЗ. В этом случае в осадках формируется биологически индуцированный магнетит (BIM) [3]. Этот магнетит обычно представлен очень мелкими (преимущественно) суперпарамагнитными зернами, которые могут слипаться в достаточно крупные агрегаты. Причина повышенной и пониженной биопродуктивности не понятна и требует дополнительного исследования. Следующая стадия процесса, которая как раз и приводит к формированию красного цвета отложений, заключается в окислении осадков. Этот процесс, в частности, может происходить при сезонном перемешивании вод бассейна. Климат позднепермской эпохи [11] и широты, на которых располагался данный бассейн, свидетельствуют о нетривиальном механизме перемешивания вод (охлаждение верхнего слоя и его опускание на дно бассейна). Вероятно, что перемешивание могло происходить за счет погружения вод поступающих в сезон дождей (муссоны?). Эти богатые кислородом воды и являлись «окислителем» биологически индуцированного магнетита (BIM) с формированием тонкого гематита, который составляет пигмент, обеспечивающий окраску пород. Богатые органикой слои, в которых преобладал биологически контролированный магнетит (BCM), оказались менее подвержены окислению. Буфером здесь явилась значительная масса органического материала.

Предложенный механизм формирования красноцветных отложений может объяснить природу этих отложений и позволяет сделать некоторые предположения о характере изменений природной среды в далеком геологическом прошлом. Можно предполагать, что климат позднепермского времени существенно отличался от современного [11]. Главное отличие, по-видимому, состоит в том, что в определенные сезоны в бассейн поступала достаточно холодная вода, богатая кислородом, которая из-за ее высокой (по сравнению с водой бассейна) плотности погружалась в придонную часть бассейна и способствовала быстрому окислению осадков. Происхождение этой воды может быть муссонным. Другой возможный вариант – это сезонное таяние ледников, что может иметь более локальное значение. Широкое распространение красноцветных пород самых различных фаций свидетельствует в пользу первой гипотезы. Здесь необходимо отметить некоторые особенности муссонной деятельности, которые, как нам кажется, имеют принципиальное значение для характеристики особенностей пермского климата и состояния окружающей среды в это время. Во-первых, температура вод осадков, выпадающих на дневную поверхность, должна быть достаточно низка, чтобы обеспечить столь быстрое проникновение вод, богатых кислородом, в придонные слои бассейнов. Во-вторых, объем осадков также был, по-видимому, впечатляющим для того, чтобы растворенного кислорода оказалось достаточно.

Полученные данные позволяют наметить пути исследования происхождения красноцветных пород с использованием изотопных соотношений. Например, если полагать, что кислород, растворенный в метеорных водах, обусловил окисление осадков и формирование красного цвета отложений, то изотопный состав кислорода суперпарамагнитного гематита должен более характеризовать изотопный состав атмосферного кислорода, нежели изотопный состав кислорода в составе воды в бассейне седиментации. В то же время хемогенные (биогенные) карбонаты осадков должны характеризовать изотопный состав воды бассейна.

# Заключение

1. На основе исследования образцов из красноцветных и темноцветных разностей переходных фаций позднепермского бассейна показано существенное различие магнитных свойств указанных типов осадков. Красноцветные

осадки характеризуются наличием суперпарамагнитных зерен гематита, имеющих аутигенное (биогенное) происхождение. Темноцветные осадки содержат биогенный однодоменный магнетит. Это свидетельствует о принципиальных отличиях среды осадконакопления в указанных случаях.

2. Вероятно, в позднепермское время существовало два типа «сезонов», один из которых характеризовался высокой биопродуктивностью бассейна и «комфортными» условиями для развития магнитотактических бактерий. Во время другого сезона биопродуктивность падала, вероятно, за счет продолжительных холодных (?) дождей. В эти «сезоны» возникали условия для окисления ранее сформированного суперпарамагнитного биогенного материала с формированием красного пигмента.

#### Summary

*N.G. Nourgalieva, D.K. Nourgaliev, I.Y. Chernova, L.R. Kosareva, I.V. Khalymbadzha.* Origin of magnetic minerals in the Permian transitional facies sediments from Kama river outcrop.

Have been investigated rock magnetic parameters of samples of "lingula clays" unit from outcrop Tanaika (right bank of Kama River near Elabuga city). It has been shown by comparison of magnetic properties of reddish and "dark" samples that single domain magnetic grains (probably biogenic nature) consist only in "dark" sediment samples. It has been made suggestion about existence of two types "season" at the late Permian time, one of which was characterized by high bioproductivity of the sedimentation basin and "comfortable" condition for development magnetotactic bacteria. During the other "season" bioproductivity was very low, probably, due to cool (?) rains. The condition in the last "season" was very good for oxidation earlier formed superparamagnetic biogenic material (origin of the pigment). Possible this is one of the mechanisms of the red beds origin.

# Литература

- 1. *Evans M., Heller F.* Environmental Magnetism Principles and Applications of Environmagnetics. Amsterdam: Academic Press, 2003. 293 p.
- Dunlop D.J., Ozdemir O. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2001. – 573 p.
- Spring S., Bazylinski D. Magnetotactic bacteria // The Prokaryotes: an Evolving Electronic Resource for Microbiological Community / Ed. M. Dworkin. N. Y.: Springer-Verlag, 2003.
- Нургалиева Н.Г. Изотопные соотношения кислорода и углерода в пермских разрезах востока Русской плиты // Уч. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2005. – Т. 147, Кн. 3. – С. 37–48.
- 5. *Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г.* Палеомагнитный анализ. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1986. 167с.
- 6. *Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 348 с.
- Yasonov P.G., Nourgaliev D.K., Bourov B.V., Heller F. A modernized coercivity spectrometer// Geologica Carpathica. – 1998. –V. 49, No 3. – P. 224–226.
- Bean C.P., Livingston J.D. Superparamagnetism // J. Appl. Phys. 1959. V. 30. P. 120S–129S.
- Moskowitz B.M., Frankel R., Bazylinski D. Rock magnetic criteria for the detection of biogenic magnetite // Earth and Planetary Science Let. – 1993. – V. 120. – P. 283–300.

- 10. *Egli R*. Analysis of the field dependence of remanent magnetization curves // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. doi 10.1029/2002JB002023.
- 11. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек // Тр. ГИН РАН / Гл. ред. М.А. Семихатов, Н.М. Чумаков. М.: Наука, 2004. Вып. 550. 299 с.

Поступила в редакцию 20.09.06

**Нургалиева Нурия Гавазовна** – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геологии нефти и газа Казанского государственного университета.

**Нургалиев** Данис Карлович – доктор геолого-минералогических наук, профессор, заведующий кафедрой геофизики Казанского государственного университета. Email: Danis.Nourgaliev@ksu.ru

**Чернова Инна Юрьевна** – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геофизики Казанского государственного университета.

Косарева Лина Раисовна – инженер кафедры геофизики Казанского государственного университета.

Халымбаджа Инна Вячеславовна – аспирант кафедры геофизики Казанского государственного университета.