

# **ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И МАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД**

**Материалы международной  
школы-семинара по проблемам  
палеомагнетизма и магнетизма  
горных пород**



**7 – 12 октября 2013 г.**

**Казань**



*Научный совет  
по геомагнетизму РАН,  
Институт Физики Земли РАН,  
Казанский (Приволжский)  
федеральный университет*

**Палеомагнетизм  
и магнетизм  
горных пород**

**теория, практика, эксперимент**

**Материалы международной  
школы-семинара  
«Проблемы палеомагнетизма и  
магнетизма горных пород»**

*Казань  
7 – 12 октября 2013 г.*

Проведение международной школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород и издание материалов осуществлено под эгидой Научного совета по геомагнетизму РАН, при финансовой поддержке Президиума РАН и Российского фонда фундаментальных исследований.

Казань, 7–12 октября 2013 г.

Ответственный редактор:  
д.ф.-м.н., профессор Щербаков В.П.

## Предисловие

Международная школа-семинар по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород под эгидой Научного совета по геомагнетизму РАН, при финансовой поддержке Президиума РАН и Российского фонда фундаментальных исследований, проводится ежегодно, с небольшими перерывами, уже с 1979 года. В текущем 2013 году он проводился с 7 по 12 октября на базе Казанского Федерального Университета и был прекрасно организован силами сотрудников Института геологии и нефтегазовых технологий. В работе семинара приняло участие более 60 человек из 22 организаций (Институтов РАН, университетов и др. организаций) 15 городов России. Тематика семинара касалась различных аспектов геомагнетизма - главное геомагнитное поле, проблемы его генерации вековые вариации, определение палеонапряженности, палеоклиматические реконструкции, магнетизм горных пород. Большинство докладов были сделаны на высоком международном уровне, и ряд из них вызвал интересную дискуссию. Значимость конференции и качество представленных на ней докладов подчёркивается и тем обстоятельством, что в ней принимали участие известные учёные из Канады, Германии и Австрии. Читатель может составить своё впечатление о тематике и уровне докладов из предлагаемого сборника; ниже мы кратко осветим некоторые аспекты тематики работ, доложенных на школе-семинаре.

Знание характеристик геомагнитного поля в геологическом прошлом необходимо как для развития теории геодинамо – здесь надо отметить доклады М.Ю. Решетняка и С. В. Старченко, так и для понимания геофизических процессов, происходящих во внутренних оболочках Земли. Гипотеза осевого диполя является одной из основополагающей в палеомагнетизме, и работы по её тестированию всегда привлекают большое внимание. На прошедшей конференции обстоятельный обзорный доклад на эту тему сделал учёный из Канады М. Evans. Результат его анализа можно свести к утверждению, что ГАД не противоречит имеющимся данным, хотя и нельзя исключить присутствие небольшого вклада недипольных компонент в усреднённое (по геологическим масштабам времени) поле.

В последние 10-15 лет была предложена и разработана модель вековых вариаций геомагнитного поля, основанная на предположении о том, что изменение во времени недипольных компонент поля можно описать Большим Гауссовым процессом с некоторыми характерными временами корреляции. Доклад по этой теме был сделан А.В. Хохловым, где он показал, что модель Большого Гауссова Процесса хорошо соответствует эмпирическим данным по палеонаправлениям, полученным для эпохи Брюнес. Сопоставление данных по вариациям палеонаправлений и палеонапряжённости позволили утверждать, что в данные по палеонапряжённости входит неучтённая ошибка порядка 20-30 % от определяемой величины, то есть величины напряжённости поля в данной точке и данное время (В.П. Щербakov).

Магнитные методы давно и широко используются в исследованиях палеоклимата и загрязнения окружающей среды. Эти исследования основываются на анализе состава и размера зёрен ферромагнитной фракции горных пород и, в особенности, морских и озёрных осадков. Данному вопросу на конференции была посвящена целая сессия, на которой с обзорными докладами выступили специалисты из Австрии (R. Egli) и Германии (M. Winkelhofer). Ряд пленарных докладов по этой тематике был сделан исследователями из Казанского Университета (Д.К. Нургулиев и др.)

Значительная часть докладов, представленных на конференции, была посвящена вопросам, связанным с тектоническими и стратиграфическими приложениями палеомагнитного метода. А.Н. Диденко и др., (ИТИГ ДВО РАН) и В.Ю. Водозовов (МГУ) обсудили в своих докладах ряд вопросов, связанных с разработкой палеопротерозойского сегмента траектории кажущейся миграции полюса для Сибирской платформы. Геодинамические приложения полученных палеомагнитных данных по различным регионам Северной Евразии были рассмотрены в докладах Р.В. Веселовского и И.В. Головановой с соавторами. М.Л. Баженов с коллегами из ГИН РАН и ИГ Уфимского научного центра РАН представили аргументы в пользу того, что в конце эдиакария геомагнитное поле крайне часто меняло свою полярность. Эта гипотеза согласуется с результатами, полученными ранее В.В. Поповым (ВНИГРИ) с соавторами и ставит вопрос о возможности “нестандартного” поведения геомагнитного поля вблизи границы докембрия и фанерозоя.

Ряд докладов был посвящен результатам завершившегося недавно международного проекта по исследованию пермо-триасовых траппов Сибирской платформы, как возможного источника крупнейшего в истории нашей планеты массового вымирания. В частности, в ходе этого проекта удалось получить надежные оценки интенсивности вековых геомагнитных вариаций и использовать эти оценки для ограничения длительности ряда вулканоматических трапповых событий (Павлов В.Э. с соавторами).

## Влияние наведенной анизотропии на магнитные состояния многоосной наночастицы

Л.Л. Афремов, И.Г. Ильюшин, М.А. Чернова

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток

Проведено корректное сложение наведенной магнитной анизотропии с кристаллографической анизотропией и анизотропией формы. Установлен критерий магнитной одноосности кубического кристалла. Рассчитаны критические поля перемагничивания наночастицы. Показано, что в зависимости от величины наведенной анизотропии критические поля могут меняться немонотонным образом.

**Введение** Наведенная анизотропия может быть обусловлена многими факторами: магнитным отжигом, прокаткой, кристаллическими превращениями и многими другими (см., например, [1]). Причем наведенная анизотропия является не единственным видом анизотропии определяющей магнитные состояния наночастицы [2-4]. Отметим также, обычно полную магнитную анизотропию оценивают как арифметическую сумму различных видов анизотропий (кристаллографической, формы, напряжений). Такое сложение далеко не всегда возможно, что связано с тензорным характером магнитной анизотропии [2, 3].

В данной работе рассмотрено влияние одноосной наведенной анизотропии (независимо от механизма ее возникновения) на магнитные состояния кристаллографически многоосной наночастицы имеющей форму эллипсоида вращения.

### Модель

1. Наночастица является вытянутым эллипсоидом вращения, кристаллическая структура, которой является кубической.
2. Длинная ось эллипсоида, находящаяся в плоскости (100) составляет угол  $\alpha$  с осью  $\langle 100 \rangle$ .
3. Ось, выделяемая анизотропией наведенной параллельно плоскости (100) составляет угол  $\beta$  с осью  $\langle 100 \rangle$  или она перпендикулярна плоскости (100).
4. Полагается, что объем наночастицы выше объема блокирования.

**Магнитные состояния наночастиц** Равновесные состояния магнитного момента эллипсоидальной наночастицы, можно определить минимизируя сумму плотностей свободных энергий: одноосной наведенной, магнитостатической и кристаллографической анизотропии:

$$F = F(I_s^2) - \frac{1}{4} I_s^2 \sin^2 \vartheta \{k_u (1 + \cos 2\varphi \cos 2\beta + \sin 2\varphi \sin 2\beta)\} - \quad (1) \\ - \frac{1}{4} I_s^2 \sin^2 \vartheta \{k_N (1 + \cos 2\alpha \cos 2\varphi + \sin 2\alpha \sin 2\varphi)\} + \frac{1}{4} I_s^2 k_A \{ \sin^4 \vartheta \sin^2 2\varphi + \sin^2 2\vartheta \},$$

где  $\vartheta, \varphi$  — полярные координаты вектора спонтанной намагниченности  $\vec{I}_s$ , отсчитываемые от осей  $\langle 001 \rangle$  и  $\langle 100 \rangle$  соответственно,  $k_u, k_N, k_A$  —

безразмерные константы наведенной, формы и кристаллографической анизотропии, соответственно.

Если анизотропия наведена перпендикулярно этой плоскости, то

$$F = F(I_s^2) - \frac{1}{4} I_s^2 \sin^2 \vartheta \{k_u (1 + \cos 2\varphi)\} - \frac{1}{4} I_s^2 \sin^2 \vartheta \{k_N (1 + \cos 2\alpha \cos 2\varphi + \sin 2\alpha \sin 2\varphi)\} + \frac{1}{4} I_s^2 k_A \{ \sin^4 \vartheta \sin^2 2\varphi + \sin^2 2\vartheta \}, \quad (2)$$

Минимизация свободных энергий (1), (2) приводит к следующему результату: при всех значениях  $\alpha, \beta, k_u, k_A, k_N$  - удовлетворяющих условию

$$(k_N \cos 2\alpha + k_u \cos 2\beta)^{2/3} + (k_N \sin 2\alpha + k_u \sin 2\beta)^{2/3} > k_A^{2/3} \quad (3)$$

при анизотропии  $k_u$  наведенной параллельно плоскости (100) и

$$(k_N + k_u) > k_A \quad (4)$$

при  $k_u$  перпендикулярной плоскости (100) наночастица является магнитноодноосной.

Для большинства магнитомягких материалов соотношения (3), (4) выполняются при незначительной вытянутости наночастиц. Так при отношении большой полуоси к малой  $q = 1,1 - 1,2$  константа анизотропии формы  $k_N \approx 0,6 - 0,9$ , в то время как, например, для железа  $k_A \approx 0,16$ , для никеля  $k_A \approx 0,2$ , магнетита  $k_A \approx 0,5$ . Таким образом, для анализа магнитных состояний наночастиц энергию кристаллографической анизотропии в соотношениях (1), (2) можно заменить выражением для энергии анизотропии одноосного кристалла:  $F = -I_s^2 \sin^2 \vartheta \{k_A (1 + \cos 2\varphi)\} / 4$ , то есть представить выражение для свободной энергии наночастицы в следующем виде:

$$F = F(I_s^2) - \frac{1}{4} I_s^2 \sin^2 \vartheta \{k_u + k_N + k_A + K \cos 2(\varphi - \gamma)\}, \quad (5)$$

где при  $k_A > 0$  в зависимости от ориентации наведенной анизотропии эффективная константа анизотропии  $K$  и угол  $\gamma$ , задающий положение эффективной оси относительно оси  $\langle k_A \rangle$  параллельной  $\langle 100 \rangle$ , определяются представленными ниже соотношениями (6) – (10).

В случае, когда наведенная анизотропия параллельна плоскости содержащей ось  $\langle k_A \rangle$  и длинную ось эллипсоида:

$$K = \sqrt{k_N^2 + 2k_N K_1 \cos(2\alpha - \psi_0) + K_1^2}, \quad (6)$$

$$\operatorname{tg} 2\gamma = \frac{k_N \sin 2\alpha + k_u \sin 2\beta}{\left| |k_A| + k_N \cos 2\alpha + k_u \cos 2\beta \right|}, \quad (7)$$

$$K_1 = \sqrt{\left( |k_A| + k_u \cos 2\beta \right)^2 + \left( k_u \sin 2\beta \right)^2}, \quad \operatorname{tg} \psi_0 = \frac{k_u \sin 2\beta}{\left| |k_A| + k_u \cos 2\beta \right|}. \quad (8)$$

Во втором случае (наведенная анизотропия перпендикулярна плоскости содержащей ось  $\langle k_A \rangle$  и длинную ось эллипсоида):

$$K = \sqrt{k_N^2 + 2k_N(|k_A| + k_u) \cos 2\alpha + (|k_A| + k_u)^2}, \quad (9)$$

$$\operatorname{tg} 2\gamma = \frac{k_N \sin 2\alpha}{\left| |k_A| + k_N \cos 2\alpha + k_u \right|} \quad (10)$$

Если  $k_A < 0$ , то осью кристаллографической анизотропии  $\langle k_A \rangle$  является ось  $\langle 111 \rangle$ , поэтому для анализа состояний магнитного момента частицы удобнее использовать выражение (5) заменив в нем  $\vartheta$  и  $\varphi$  на  $\Theta$  и  $\Phi$  – углы, определяющие положение магнитного момента частицы относительно оси  $\langle 111 \rangle$ . Эти координаты связаны следующим образом:  $\cos \vartheta = \cos \Theta \cos \tilde{\Theta} + \sin \Theta \sin \tilde{\Theta} \cos(\Phi - \tilde{\Phi})$ , ( $\tilde{\Theta} = \arcsin \sqrt{2/3}$ ,  $\tilde{\Phi} = \pi/4$  – координаты оси  $\langle 111 \rangle$  относительно  $\langle 001 \rangle$ ). В этом случае, выражение для плотности свободной энергии можно привести к виду:

$$F = F(I_s^2) - \frac{1}{4} I_s^2 \cos^2(\Phi - \frac{\pi}{4}) \left\{ -k_u + k_N + k_A + K \cos 2(\Theta - \gamma) \right\} - (\bar{H}, \bar{I}_s). \quad (11)$$

Здесь, также как и выше,  $K$  и  $\gamma$  описываются соотношениями (6) – (10).

В отсутствие магнитного поля, при  $k_A > 0$ , равновесные положения магнитного момента зерна совпадают с положением эффективной оси:  $\vartheta = \pi/2$ ,  $\varphi = \gamma$  и  $\vartheta = \pi/2$ ,  $\varphi = \pi + \gamma$ . Этим состояниям соответствует одинаковая свободная энергия  $F = F(I_s^2) - I_s^2(k_u + k_N + k_A + K)/4$ .

Во внешнем поле  $\bar{H}$  параллельном эффективной оси состояние с антипараллельной полю ориентацией магнитного момента является метастабильным. При достижении  $H$  критического поля  $H_0$  метастабильное состояние исчезает и равновесным остается состояние, в котором магнитный момент частицы параллелен внешнему полю.

Аналогичным образом определяются равновесные состояния магнитного момента (эффективной оси) частицы относительно оси  $\langle 111 \rangle$  при  $k_A < 0$ :  $\Theta = \gamma$ ,  $\Phi = 0$  и  $\Theta = \pi + \gamma$ ,  $\Phi = 0$ . Максимальное критическое поле необратимого

изменения магнитного момента зерна  $H_0$  можно определить минимизируя выражения (5) и (11).

В первом случае ( $k_u // H$ ) оно равно:

$$H_0 = I_s \sqrt{k_N^2 + 2k_N K_1 \cos(2\alpha - \psi_0) + K_1^2}, \quad (12)$$

независимо от знака  $k_A$ , а во втором ( $k_u \perp H$ ):

$$H_0 = I_s \sqrt{k_N^2 + 2k_N (|k_A| + k_u) \cos 2\alpha + (|k_A| + k_u)^2}. \quad (13)$$

Особенностью соотношений (12), (13) является немонотонность зависимости  $H_0$  от анизотропии формы. Если  $k_u // H$ , то с увеличением  $k_N$  критическое поле достигает минимума  $H_{0\min} = K_1 I_s \sin(2\alpha - \psi_0)$  при  $k_N = -K_1 \cos(2\alpha - \psi_0)$ . В случае  $k_u \perp H$ , минимум критического поля  $H_{0\min} = I_s (|k_A| + k_u) \sin 2\alpha$ , реализуется при  $k_N = -(|k_A| + k_u) \cos 2\alpha$ .

Очевидно, в системе частиц имеющих разную вытянутость спектр критических полей должен распределяться от  $H_{0\min}$  до  $H_{0\max} = I_s (k_A + k_N)$ . В силу симметричности соотношений (12), (13) относительно  $k_N$  и  $K_1 = K_1(k_u)$  зависимость  $H_0$  от наведенной анизотропии также немонотонна по отношению к  $K_1 = K_1(k_u)$ .

Отметим также, что согласно соотношениям (7) – (11) эффективная константа анизотропии, как и положение эффективной оси, могут существенно зависеть от наведенной анизотропии.

**Заключение** Анализ магнитных состояний многоосных наночастиц показал, что

- при определенных соотношениях между константами анизотропии определяемых выражениями (3), (4) наночастицы кубической симметрии являются магнитно одноосным;
- с ростом величины наведенной анизотропии критические поля перехода из метастабильного состояния в основное могут меняться немонотонным образом.

*Работа выполнена при поддержке гранта Министерства образования и науки. Ссылочный номер Правительства Order-2013/287, код 2.8649.2013.*

1. Тикадзуми С. Физика ферромагнетизма. Магнитные характеристики и практические применения. – М.: Мир, 1987. – 419 с.
2. Афремов Л.Л., Панов А.В. Остаточная намагниченность ультрадисперсных магнетиков. – Владивосток, Издательство Дальневосточного университета, 2004. – 192 с.
3. Афремов Л.Л., Панов А.В. Влияние механических напряжений на остаточную намагниченность насыщения системы наночастиц// ФММ, 2008, т.106, № 3, с. 1-9
4. Афремов Л.Л., Панов А.В. Влияние упругих и пластических деформаций на остаточную намагниченность ансамбля наночастиц// ФММ, 2011, том 112, № 1, с. 15–27

## Палеомагнетизм пограничных отложений перми и триаса московской синеклизы

Ю.П. Балабанов

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань*

Применяемый в настоящее время в стратиграфической практике сводный палеомагнитный разрез гиперзоны Иллаварра Восточно-Европейской платформы в первоначальном варианте был составлен к 80-м годам прошлого столетия (Храмов и др., 1974; 1982; Молостовский, 1983; Буров, Боронин, 1977). В последующие годы палеомагнитологами Казанского университета в процессе выполнения площадных палеомагнитных исследований на обширной территории центра Московской синеклизы (Кировская и Вологодская области, юг Коми АССР) осуществлена его детализация. В частности установлено более сложное строение ортозоны  $R_3P$  в верхней части вятского яруса, в объеме которой выделено четыре субзоны разной полярности (Балабанов, 1979). Наличие тонкой палеомагнитной зональности предполагалось также в низах триаса при изучении опорных обнажений бассейна р. Ветлуги (Боронин, 1979). В зависимости от полноты разрезов в разных областях исследованной территории на границе перми и триаса наблюдается разное сочетание палеомагнитных зон. В наиболее сохранившихся от размыва участках наблюдается контакт прямополярных верхнепермской субзоны  $n_2R_3P$  и нижнетриасовой ортозоны  $N_1T$ . Таким образом в ряде случаев граница перми и триаса в палеомагнитном отношении может и не проявляться и для ее выделения использовался петромагнитный критерий. В его основе лежит установленный факт существенного увеличения намагниченности и магнитной восприимчивости (~на порядок) нижнетриасовых горных пород по сравнению с верхнепермскими образованиями (Боронин, 1974, Балабанов, 1979).

В последнее десятилетие было проведено тщательное детальное палеомагнитное изучение новых более полных и непрерывных разрезов пермотриасовых отложений и получен существенно новый материал.

Один из таких разрезов расположен в бассейне р. Кичменьга, левого притока р. Юг, у д.д. Глебово, Ваганово Недуброво, в пределах установленной Е.М. Люткевичем зоны Куножо-Кичменгских поднятий. Палеонтологическая характеристика по мнению В.Р. Лозовского свидетельствует о принадлежности изученных здесь образований к «... древнейшим слоям ветлужской серии, ранее не известных в Московской синеклизе... и может быть параллелизована с нижними горизонтами отоцеровых слоев Восточной Гренландии» (Лозовский, Ерощев-Щак, Афонин, 2001). Палеомагнитные исследования, первоначально выполненные здесь Б.В. Буровым (Lozovsky et al., 2001), а затем Ю.П. Балабановым (Муравьев, Балабанов, 2009) позволили установить наличие в триасовой части разреза отрицательной намагниченности и отнести ее к палеомагнитной зоне  $R_0T$ . Учитывая аллювиально-озерно-старичный генезис данных образований и, следовательно, относительно высокую скорость их формирования, выделенную палеомагнитную зону, скорее всего, следует индексировать как субзона  $r_1$  в пределах ортозоны  $N_1T$ . Принадлеж-

ность этой субзоны к нижнему триасу подтверждается данными палеомагнитного изучения нижнего покрова базальтов р. Адзвы (Полярное Предурале, Кортаихинская впадина), для которых была установлена также отрицательная намагниченность (Балабанов, 2009) и определен абсолютный возраст, отвечающий значению  $251,2 \pm 3,4$  млн. лет, что как раз соответствует границе пермской и триасовой систем (Андреичев, Ронкин, Лепихина, Литвиненко, 2007). Кстати, такой же возраст имеют цирконы из бентонитовых глин основания триаса в морском разрезе D округа Чансин провинции Чжецзян Южного Китая (Claoue-Long et al., 1981). В пермской части разреза на р. Кичменьга наблюдается сложный характер изменения намагниченности, выраженный в наличии знакопеременного интервала, включающего субзоны, как прямой, так и обратной (nr) полярности и приуроченного, скорее всего, к верхам ортозоны  $R_3P$ .

Второй из изученных в последнее время разрезов расположен в овраге «Жуков» у д. Слукино и Арефино, в 2-х км западнее г. Гороховец (Владимирская область), в котором переходные пермо-триасовые образования хорошо охарактеризованы палеонтологически. По мнению В.К. Голубева они образуют здесь стратиграфическую непрерывную последовательность (Сенников, Голубев, 2012) и сопоставляются им с обнорской свитой северных районов Московской синеклизы. В свою очередь, обнорская свита подразделяется на две пачки: угличскую (нижнюю) и гороховецкую (верхнюю) (Голубев, Миних А.В., Балабанов, Кухтинов, Сенников, Миних М.Г., 2012). Палеомагнитное изучение данных образований показало, что разрез обнорской свиты почти полностью представлен породами с отрицательной намагниченностью. Нижняя часть этой свиты (угличская пачка) сопоставляется нами с палеомагнитной субзоной  $r_2R_3P$  ортозоны  $R_3P$ . В самых верхах угличской пачки наблюдается интервал (мощн.  $\sim 5,0$  м) чередования небольших по мощности участков положительно и отрицательно намагниченных пород (субзона  $nrR_3P$ ). Ранее она выделялась, по-видимому, как субзона  $n_2R_3P$ . Верхнюю часть обнорской свиты (гороховецкая пачка), сложенную также отрицательно намагниченными породами, следует выделить как субзона  $r_3R_3P$ , которая ранее в пределах Московской синеклизы нигде не устанавливалась. Низы вохминской свиты намагничены положительно и отвечают ортозоне  $N_1T$ . Следует отметить, что наибольшими величинами магнитных свойств, превышающими даже уровень магнитности триасовых образований, отмечаются верхи угличской и низы гороховецкой пачек. Изменение магнитных свойств при переходе от пермских отложений к триасовым носит плавный характер, подчеркивающий непрерывность и полноту рассматриваемого разреза. Таким образом, благодаря исследованиям в овраге «Жуков», к ранее известной структуре ортозоны  $R_3P$  добавлена еще одна субзона  $r_3R_3P$ , а субзону  $n_2R_3P$  следует рассматривать как сложное образование  $nrR_3P$ , включающее интервалы прямой и обратной полярности (в нашем случае не менее трех).

Исследован также разрез верхнепермских отложений у г. Вязники, расположенный  $\sim$  в 35 км северо-западнее обнажения «Жуков» овраг и по геологическим данным отвечающий, скорее всего, средней его части. Этот разрез

сложен исключительно отрицательно-намагнитными образованиями и, по-видимому, отвечает субзоне  $r_3R_3P$ .

Еще одним районом широкого развития опорных разрезов пограничных пермо-триасовых образований является бассейн р. Ветлуги, где нами в среднем ее течении на расстоянии  $\sim 33$  км были исследованы взаимно перекрывающиеся и дополняющие друг друга одиннадцать обнажений (Балабанов, Муравьев, 2010). В нижнетриасовых отложениях установлено наличие палеомагнитной зоны преимущественно положительной намагнитченности, осложненной наличием в двух разрезах небольшого по мощности ( $\sim 2,0$  м) прослоя отрицательно намагнитченных пород. Выделенная палеомагнитная зона сопоставляется нами с ортозоной прямой полярности  $N_1T$ , а интервал внутри этой зоны – с субзоной обратной полярности  $g_1N_1T$ , установленной в разрезе у д. Недуброво. В разрезах верхней перми по знаку намагнитченности выделено четыре субзоны разной полярности (снизу-вверх):  $r_1R_3P$ ,  $n_1R_3P$ ,  $r_2R_3P$  и, по-видимому, основание знакопеременной субзоны  $nrR_3P$ . Здесь также, как и в овраге «Жуков», наблюдается увеличение магнитных свойств верхнепермских образований до уровня, соответствующего нижнему триасу.

Таким образом, палеомагнитное изучение рассмотренных нами разрезов пограничных отложений верхней перми и нижнего триаса Московской синеклизы позволяет оценить их полноту и представительность, а также провести их взаимное сопоставление в соответствии с полученной палеомагнитной характеристикой. Установлены две новые палеомагнитные субзоны  $nrR_3P$  и  $r_3R_3P$  в объеме ортозоны  $R_3P$ , дополняющие сводный палеомагнитный разрез Восточно-Европейской платформы и позволяющие в ближайшем будущем провести, по-видимому, с учетом количества палеомагнитных зон и субзон, корреляцию изученных разрезов с чансинским ярусом разреза Мейшань и разрезом ротлигендесса и цехштейна Польши. Показано также, что в полных разрезах перми и триаса резкого изменения магнитных свойств на границе их раздела не происходит. Существенным увеличением данного параметра отмечаются и позднепермские образования.

1. Андреев В.Л., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П., Литвиненко А.Ф. Изотопный возраст пермо-триасового базальтового магматизма Полярного Предуралья: Rb-Sr и Sm-Nd данные. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007, т.15, №3. С.22-31.
2. Балабанов Ю.П. Палеомагнитная характеристика базальтов нижнего триаса бассейна реки Адыва // Материалы XV геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2009, т.II. С.95-96.
3. Балабанов Ю.П., Муравьев Ф.А. Результаты палеомагнитных исследований пограничных отложений перми и триаса по разрезам бассейнов рек Кичменьга и Ветлуга // Материалы V межд. конф. « Палеонтология и стратиграфия перми и триаса Северной Евразии ». М.: ПИН, 2010. С.45-48.
4. Буров Б.В., Боронин В.П. Палеомагнитная зона Иллаварра в отложениях верхней перми и нижнего триаса Среднего Поволжья // Материалы по стратиграфии верхней перми на территории СССР. Казань: Изд-во КГУ, 1977. С.25-52.
5. Голубев В.К., Миних А.В., Балабанов Ю.П., Кухтинов Д.А., Сенников А.Г., Миних М.Г. Опорный разрез перми и триаса в Жуковом овраге у г. Гороховец, Владимирская область // Бюллетень РМСК, вып.5. Москва, 2012. 30 стр.

6. *Палеомагнетизм палеозоя* // Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1974. 238 с.
7. *Палеомагнитология* // Под ред. А.Н. Храмова. Л.: Недра, 1982. 312 с.
8. *Молоствовский Э.А.* Палеомагнитная стратиграфия верхней перми и триаса востока Европейской части СССР. Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1983. 167 с.
9. *Методика палеомагнитного изучения красноцветов* // Под ред. В.П. Боронина. Казань: Изд-во Казанского университета, 1979. С.114-129.
10. *Боронин В.П.* О взаимосвязи магнитных свойств и геологических особенностей отложений перми и триаса на востоке Русской платформы // Латеральная изменчивость состава и физических свойств осадочной толщи в пределах локальных структур и ее отражение в зональности геофизических полей. Пермь, 1974.
11. *Лозовский В.Р., Ерофеев-Щак В.А., Афонин С.А.* О пепловых горизонтах и продуктах постэруптивных изменений пеплов в нижнем триасе Московской синеклизы // Известия ВУЗов. Геология и разведка, №3. 2001. С.19-28.
12. *Муравьев Ф.А., Балабанов Ю.П.* Литолого-минералогическая и палеомагнитная характеристика пограничных отложений перми и триаса центральной части Московской синеклизы // Верхний палеозой России. Стратиграфия и фациальный анализ. Казань: Изд-во Казанского университета, 2009. С.198-199.
13. *Сенников А.Г., Голубев В.К.* К фаунистическому обоснованию границы перми и триаса в континентальных отложениях Восточной Европы. 1. Гороховец – Жуков овраг. // Палеонтологический журнал. №3. С. 88-98.
14. *Lozovsky V., Krasilov V., Afonin S., Burov B., Yaroshenko O.* Transitional Permian-Triassic deposits in European Russia and non-marine correlations // *Natura Bresciana. Ann. Mus. Giv. sc. Nat., brescia, Monografia. No.25. 2001. 3010310.*
15. *Claoue-Long J.C., Zhang Z.C., Ma G.G., Du S.H.* The age of the Permian-Triassic boundary // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1991. V.105. P.182-190.

## Магнитные свойства метеорита Челябинск

*Н.С. Безаева<sup>1</sup>, Д.Д. Бадюков<sup>2</sup>, М.А. Назаров<sup>2</sup>, Р. Rochette<sup>3</sup>, J.M. Feinberg<sup>4,5</sup>, В.И. Трухин<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

<sup>2</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва

<sup>3</sup> CEREGE, CNRS, Aix-Marseille Université, Экс-ан-Прованс, Франция

<sup>4</sup> Institute for Rock Magnetism, University of Minnesota, Миннеаполис, США

<sup>5</sup> Department of Earth Sciences, University of Minnesota, Миннеаполис, США

Магнитные свойства метеоритов эффективно используются для их классификации [1-3] и имеют принципиальное значение для понимания природы магнитных полей на ранних этапах эволюции Солнечной системы. На сегодняшний день собрана и опубликована расширенная систематическая база данных по магнитной восприимчивости  $\chi_0$  каменных метеоритов, в которую вошли тысячи образцов разных типов, хранящихся в основных метеоритных коллекциях мира (обыкновенные хондриты [1], другие хондриты [2], ахондриты [3]). Созданная база уже многократно успешно использовалась как инструмент для быстрой классификации метеоритов, а также оперативного обнаружения ошибок в их классификации. Магнитная классификация метеоритов по  $\chi_0$  удобна и информативна в связи с тем, что, во-первых, измерения  $\chi_0$

являются быстрыми и неразрушающими; во-вторых, измерители магнитной восприимчивости являются широко распространёнными, а существование их портативных версий делает возможным их применение непосредственно в полевых условиях; в-третьих, величина  $Ig\chi_0$  имеет минимальную дисперсию для метеоритов одного и того же типа. Проведение полного спектра магнитных измерений также позволяет получить независимые оценки содержания ферромагнитных минералов в веществе и выяснить их детальные магнитные свойства.

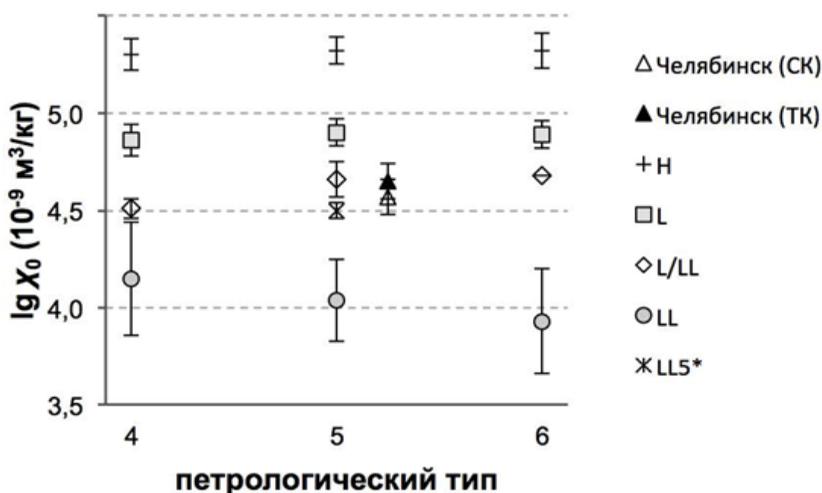
15 февраля 2013 г. над Челябинской областью наблюдался крупный болид, который сопровождался выпадением метеоритного дождя. Вещество найденных метеоритов, которым присвоено название Челябинск, относится к обыкновенным хондритам группы LL петрологического типа 5 со стадией ударной метаморфизма S4 и степенью выветривания W0. Челябинское событие представляет собой самое масштабное катастрофическое явление со времен Тунгусского события 1908 г. Метеорит Челябинск – это 134<sup>ый</sup> метеорит России и 51<sup>ое</sup> падение. Анализ Челябинского метеоритного дождя с точки зрения распределения по массам и размерам, а также оценка возможной массы максимального фрагмента представлены в работе [4].

В результате работ по сбору выпавшего метеоритного вещества, проведенных сотрудниками лаборатории метеоритики ГЕОХИ РАН в районе поселков Депутатский, Первомайский и Еманжелинка примерно в 40 км к юго-западу от Челябинска, в метеоритную коллекцию РАН поступило 464 метеоритных фрагментов общей массой более 3.5 кг. Среди собранных фрагментов установлены две компоненты: светлая, доминирующая (2/3 образцов) и представляющая собой обыкновенный хондрит LL5 с тонкими прожилками ударного расплава, и темная – ударно-расплавная брекчия. По химическому составу светлая и темная компоненты почти не отличаются. Результаты вещественного анализа метеорита Челябинск представлены в работе [5].

Мы изучили распределения магнитной восприимчивости  $\chi_0$  фрагментов хондрита Челябинск из коллекции ГЕОХИ РАН, а также провели полную магнитную характеристику метеоритного вещества (в температурном диапазоне от 10 до 1073К), которая включает в себя термомагнитный анализ (выявляющий характерные точки Кюри или точки фазовых переходов, например,  $\alpha \rightarrow \gamma$  доминирующих магнитных фаз), исследование естественной остаточной намагниченности NRM (от англ. “natural remanent magnetization”) и получение спектров терморазмагничивания и размагничивания в переменных магнитных полях с амплитудой до 170 мТл NRM и остаточной намагниченности насыщения SIRM (от англ. “saturation isothermal remanent magnetization”), и таких характеристик как параметры петель гистерезиса (намагниченность насыщения  $M_s$ , остаточная намагниченность насыщения  $M_{rs}$ , коэрцитивная сила  $B_c$  и остаточная коэрцитивная сила  $B_{cr}$ , отражающая магнитную жесткость образцов) и др. Результаты магнитных исследований изложены в работах [6-7].

Для светлой и темной компонент метеоритного вещества средние значения  $Ig\chi_0$  по коллекции составляют  $4.57 \pm 0.09$  ( $n=135$ ) и  $4.65 \pm 0.09$  ( $n=39$ ) (здесь

и далее  $\lg\chi_0$  представлен в единицах  $\times 10^{-9} \text{ м}^3/\text{кг}$ ), соответственно. Таким образом, темная компонента несколько богаче металлом. На рис. 1 представлена диаграмма распределения значений  $\lg\chi_0$  для обыкновенных хондритов H, L, LL и L/LL разных петрологических типов, а также соответствующие значения для темной и светлой компонент хондрита Челябинск (данные из обновленной базы данных Р. Rochette, по отношению к работе [1]). Метеорит Челябинск в три раза более магнитный, чем типичные метеориты класса LL5, но сходен с подгруппами других богатых металлом метеоритов классов LL5 (например, *Paragould*, *Aldsworth*, *Bawku*, *Richmond*) и L/LL5 (*Glanerbrug*, *Княгиня*, *Qidong*). В частности, среднее значение  $\lg\chi_0$  метеорита *Paragould* ( $4.56 \pm 0.07$ ) совпадает с соответствующим значением для светлой компоненты метеорита Челябинск. Изучение 174 образцов метеорита Челябинск из коллекции ГЕОХИ РАН выявило два необычных образца с аномально высокими значениями  $\lg\chi_0$  (5.24 и 5.47), соответствующими хондритам H типа (Рис.1). Оба образца состоят из темной компоненты. Природа этих аномалий будет изучена и представлена в последующих работах. Других аномалий в коллекции ГЕОХИ РАН не обнаружено.



**Рис. 1.** Диаграмма распределения значений десятичного логарифма магнитной восприимчивости  $\chi_0$  для обыкновенных хондритов H, L, LL и L/LL разных петрологических типов. На диаграмме также представлена подгруппа богатых металлом LL5 хондритов (\**Paragould*, *Aldsworth*, *Bawku*, *Richmond*) и данные для светлой и темной компонент хондрита Челябинск (СК и ТК, соответственно).

Оценки среднего содержания металла по намагниченности насыщения  $M_s$  в светлой и темной компонентах составляют 3.7 мас.% и 4.1 мас.%, соответственно. Эти значения соответствуют хондритам класса LL, среднее содержание металла в которых составляет  $2.94 \pm 1.51$  вес.% ( $n=14$ ) [8]. Оценки содержания металла по магнитной восприимчивости дают завышенные значе-

ния в связи с целым рядом факторов, одним из которых является большое количество суперпарамагнитных зерен металла (с характерным размером менее 20 нм).

При комнатной температуре металлические зерна являются многодоменными и характеризуются низкими значениями коэрцитивной силы  $B_c$  (<2 мТл) и остаточной коэрцитивной силы  $B_{cr}$  (15-23 мТл), что указывает на отсутствие тетраэзнита, характерного для хондритов LL. Это может быть связано с ударным метаморфизмом метеорита Челябинск (S4) и связанного с ударом нагрева, в результате которого тетраэзнит был трансформирован в богатый никелем тэнит. Зависимость магнитной минералогии и, в частности, магнитной жесткости образцов обыкновенных хондритов от степени их ударного метаморфизма (*shockstage*) впервые наглядно продемонстрирована в работе [8].

Термомагнитный анализ образцов метеорита Челябинск показал, что основными носителями магнитных свойств метеорита Челябинск в температурном диапазоне >80 К являются тэнит и камасит. В температурном диапазоне ниже 75К магнитные свойства определяются хромитом; магнитная жесткость образцов максимальна при 10К и составляет 606 мТл для светлой компоненты и 157 мТл для темной компоненты. Низкотемпературные свойства метеорита Челябинск и химических состав входящего в его состав хромита согласуются с ранее опубликованными данными для обыкновенных хондритов [9].

*Работа выполнена при поддержке Программы 22 Президиума РАН и U.S. National Science Foundation IRM Visiting Fellowship.*

1. Rochette P., Sagnotti L., Bourot-Denise M., Consolmagno G. et al. Magnetic classification of stony meteorites: 1. Ordinary chondrites // Meteorit. Planet. Sci. 2003. V. 38 (2), P. 251-268.
2. Rochette P., Gattacceca J., Bonal L., Bourot-Denise M. et al. Magnetic classification of stony meteorites: 2. Non-ordinary chondrites // Meteorit. & Planet. Sci. 2008. V. 43(5), P. 959-980.
3. Rochette P., Gattacceca J., Bourot-Denise M., Consolmagno G. et al. Magnetic classification of stony meteorites: 3. Achondrites. Meteorit. Planet. Sci. 2009. V. 44(3), C. 405-427.
4. Бадюков Д.Д., Дудоров А.Е. Фрагменты Челябинского метеоритного дождя: распределение по массам, размерам и возможная масса максимального фрагмента // Геохимия. 2013. №7. С. 643-646.
5. Галимов Э.М., Колотов В.П., Назаров М.А., Костицын Ю.А. и др. Результаты вещественного анализа метеорита Челябинск // Геохимия. 2013. №7. С. 580-598.
6. Бегаева Н.С., Бадюков Д.Д., Назаров М.А., Рошетт П., Фейнберг Дж. Магнитные свойства метеорита Челябинск: предварительные результаты // Геохимия. 2013. №7. С. 629-635.
7. Bezaeva N.S., Badyukov D.D., Nazarov M.A., Rochette P., Feinberg F.M., Markov G.P., Borschneck D., Demory F., Gattacceca J. Magnetic properties of the LL5 ordinary chondrite Chelyabinsk (fall of February 15, 2013) // Meteorit. Planet. Sci. (submitted).
8. Gattacceca J., Suavet C., Rochette P., Weiss B. et al. Metal phases in ordinary chondrites: magnetic hysteresis properties and implications for thermal history // Meteorit. Planet. Sci. (submitted).

9. *Gattacceca J., Rochette P., Lagroix F., Mathé P.-E. and Zanda B.* Low temperature magnetic transition of chromite in ordinary chondrites // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V.38. P. L10203.

## **Магнитные состояния и магнитных явления в системах с прямым и РККИ взаимодействиями**

*В.И. Белоконь, О.И. Дьяченко*

*Дальневосточный федеральный университет, Владивосток*

Исследование фазовых переходов и критических явлений в системах, находящихся вблизи точки фазового перехода, где происходит спонтанное нарушение симметрии, занимает особое место в теоретической физике. Несмотря на значительные успехи, достигнутые в этой области, вопрос о построении строгой теории фазовых переходов продолжает оставаться в центре внимания в физике твердого тела. Сложность проблемы в том, что в настоящее время не существует математического аппарата, позволяющего за реальное время решать задачи с большим числом зависимых переменных, входящих в статистическую сумму. К настоящему времени точно решаемых моделей получено мало, несмотря на значительные усилия, затраченные в этой области. Большинство моделей, в которых исследуются магнитные фазовые переходы, рассматривают решетку, в узлах которой расположены спины.

В последнее время ряд новых результатов, касающихся концентрационных переходов был получен с использованием метода случайных полей обменного взаимодействия. В рамках модели Изинга оказалось возможным определить функцию распределения случайных полей, параметры которой согласованы между собой и вычисляются с использованием закона взаимодействия спинов (или магнитных моментов частиц, кластеров, зерен и т. п.), описать фазовые переходы в аморфных магнетиках, а также в кристаллических твердых сплавах с короткодействующим обменным взаимодействием, определить критические концентрации ферромагнитных атомов, ниже которых ферромагнитное упорядочение невозможно.

Однако возможности этого метода не исчерпываются уже решенными задачами. Его можно распространить на решение таких актуальных задач, как определение критических концентраций в магнетиках с взаимодействием Рудермана-Киттеля-Касуйя-Иошиды (РККИ), которое важно для понимания гигантского магнитосопротивления гранулированных магнитных материалов, таких как Co/Ag и Co/Cu, оценка влияния диффузии на критические концентрации. Решение этих задач, проведенное в работе, определяет ее актуальность.

### **Метод случайных полей обменного взаимодействия.**

#### **Прямой обмен. Учет диффузии**

Метод случайных полей обменного взаимодействия в рамках модели Изинга позволяет достаточно просто определить тип магнитного упорядочения в зависимости от закона взаимодействия спинов.

Плотность распределения случайных полей взаимодействия вычисляется следующим образом:

$$W(H) = \int \int \delta \left( H - \sum_k \varphi_k(\mathbf{m}_k, \mathbf{r}_k) \right) \prod_k \Phi_k(\mathbf{m}_k, \mathbf{r}_k) d^3 \mathbf{m}_k d^3 \mathbf{r}_k, \quad (1)$$

где  $\varphi_k = \varphi_k(\mathbf{m}_k, \mathbf{r}_k)$  - поле, создаваемое в начале координат частицами, расположенными в точках с координатами  $\mathbf{r}_k$  и обладающими магнитными моментами  $\mathbf{m}_k$ ,  $\Phi_k(\mathbf{m}_k, \mathbf{r}_k)$  – плотность распределения частиц по координатам  $\mathbf{r}$  и магнитным моментам  $\mathbf{m}$ ,  $\delta(H - \sum_k \varphi_k(\mathbf{m}_k, \mathbf{r}_k))$  – дельта функция Дирака

$$\Phi_k(\mathbf{m}_k, \mathbf{r}_k) = f(\mathbf{r}_k) \tau(\mathbf{m}_k). \quad (2)$$

Здесь  $f(\mathbf{r}_k)$  и  $\tau(\mathbf{m}_k)$  – плотности распределения частиц по координатам и магнитным моментам соответственно.

Функция распределения случайных полей  $W(H)$ , оказывается «размазанной»  $\delta$ - функцией вида

$$W(H) = \frac{1}{\sqrt{\pi}B} \exp \left( -\frac{[H - H_0(\alpha - \beta)]^2}{B^2} \right), \quad (3)$$

с моментами распределения

$$(\alpha - \beta)H_0 = (\alpha - \beta) p \sum_k \varphi_k, \quad (4)$$

$$B^2 = 2p[1 - (\alpha - \beta)^2 p] \sum_k \varphi_k^2. \quad (5)$$

Параметром порядка является

$$\langle M \rangle = (\alpha - \beta). \quad (6)$$

При этом

$$\langle M \rangle = \int \text{th} \left\{ \frac{mH_0}{kT} \right\} W(H) dH. \quad (7)$$

В приведенных формулах  $\sum \varphi_k$  и  $\sum \varphi_k^2$  вычисляется при условии, что все спины ориентированы «вверх». Если в системе возникает кластер, в котором реализуется  $\alpha - \beta = 1$ , то для него

$$W(H) = \delta(H - mH_0), \quad \langle M \rangle = m, \quad m = \text{th} \left\{ \frac{mH_0}{kT} \right\}, \quad (8)$$

где  $m$  - локальный магнитный момент для данного кластера. Отсюда получаем температуру  $T_f$  - температуру возникновения отличного от нуля значения модуля среднего магнитного момента, приходящегося на один атом, соответствующее теории среднего поля. В общем случае, для всей системы в

целом  $\langle M \rangle$  при этом может равняться 0, и его следует вычислять по формуле (8).

Существенного упрощения уравнения (8) можно достичь, если заменить функцию распределения

$$W(x) = \frac{1}{\sqrt{\pi B}} \exp\left\{-\frac{x^2}{B^2}\right\} \quad (9)$$

прямоугольной

$$\tilde{W}(x) = \begin{cases} 0, & -B > x, B < x \\ \frac{1}{2B}, & -B \leq x \leq B. \end{cases} \quad (10)$$

После интегрирования выражения  $M = \frac{1}{2B} \int_{-B}^B \text{th}\left[\frac{m_0(H+MH_0)}{kT}\right] dH$ , получим:

$$M^2 = \frac{3\left(\frac{H_0}{B} \text{th}\left\{\frac{m_0 B}{kT}\right\} - 1\right)}{\frac{H_0^3}{Bk^2 T^2} \left[\text{th}\left\{\frac{m_0 B}{kT}\right\} - \text{th}^3\left\{\frac{m_0 B}{kT}\right\}\right]}. \quad (11)$$

Точка Кюри определяется из соотношения

$$\frac{H_0}{B} \text{th}\left\{\frac{m_0 B}{kT}\right\} = 1. \quad (12)$$

Соотношение (12) определяет точку Кюри и дает возможность оценки критических концентраций, необходимых для ферромагнетизма. Очевидно, что условие

$$\frac{H_0}{B_0} = 1, \quad B_0 = B|_{T=0}$$

определяет минимальную концентрацию  $p_c$ , ниже которой упорядочение невозможно даже при  $T = 0$ . Следует отметить, что в случае короткодействующего обменного взаимодействия предельная концентрация  $p_c$  не зависит от интенсивности взаимодействия и определяется лишь видом функции  $\varphi(\mathbf{r})$  и типом кристаллической решетки. Тогда как значение температуры Кюри определяется видом и значением обменного интеграла. Для прямого обмена  $\varphi_k = f_0$ , и суммирование необходимо проводить по ближайшим соседям. Отсюда,

$$\gamma = \frac{H_0}{B} = \frac{p_c z f_0}{\sqrt{2p_c z f_0}} = 1, \quad p_c = \frac{2}{z}, \quad (13)$$

где  $z$  - число ближайших соседей.

Вычисленные с помощью формулы (13) критические плотности  $p_c$  близки к известным результатам, которые получаются в работах по теории протекания [1-2].

При дальнейших вычислениях положим  $m = 1$  и  $k = 1$ , как это принято в монографиях по статистической физике.

Иная картина получается, если допустить возможность диффузии. В этом случае для произвольного узла кристаллической решетки при  $p < 1$  возможны три состояния:

1. Узел занят ферромагнитным атомом со спином, ориентированным «вверх»;
2. Узел занят ферромагнитным атомом со спином, ориентированным «вниз»;
3. Узел занят неферромагнитным атомом.

Тогда большая статистическая сумма имеет вид:

$$Z = 1 + \lambda \exp\left\{\frac{m_0 H}{k T}\right\} + \lambda \exp\left\{-\frac{m_0 H}{k T}\right\}, \quad (14)$$

где  $\lambda = \exp\left[\frac{\mu}{T}\right]$ ,  $\mu$  – химический потенциал. Среднее значение магнитного момента  $\langle pM \rangle$  определяется из соотношения:

$$\langle pM \rangle = \int \frac{2 \lambda \operatorname{sh}\left\{\frac{m_0 H}{k T}\right\}}{1 + 2 \lambda \operatorname{ch}\left\{\frac{m_0 H}{k T}\right\}} W(H) dH, \quad (15)$$

концентрация неферромагнитных атомов имеет вид:

$$(1 - p) = \int \frac{W(H)}{1 + 2 \lambda \operatorname{ch}\left\{\frac{m_0 H}{k T}\right\}} dH. \quad (16)$$

В дальнейших формулах  $\frac{1}{2\lambda} = \beta$ ,  $m_0 = 1$ ,  $k = 1$ , обменный интеграл тоже равен единице.

Таким образом, точка Кюри как функция концентрации  $p$  может быть найдена из совместного решения уравнений (15) и (16).

Из формулы (15) следует

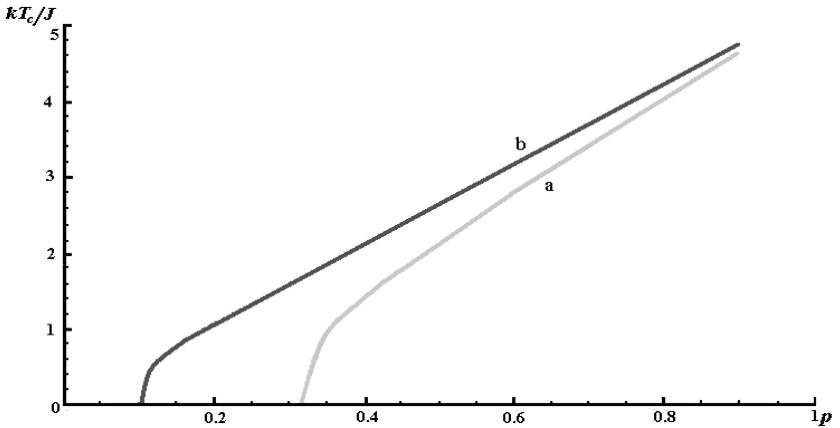
$$\langle pM \rangle^2 = \frac{6 \left( \frac{H_0 \operatorname{sh}\left[\frac{B}{T}\right]}{B \left( \beta + \operatorname{ch}\left[\frac{B}{T}\right]\right)} - 1 \right)}{H_0^3 \left( 2 - \beta^2 + \beta \operatorname{ch}\left[\frac{B}{T}\right] \right) \operatorname{sh}\left[\frac{B}{T}\right]} \cdot \frac{1}{BT^2 \left( \beta + \operatorname{ch}\left[\frac{B}{T}\right] \right)^3}. \quad (17)$$

Так как в данном разложении малым параметром служит  $\langle pM \rangle$ , а не  $\langle M \rangle$ ,  $H_0$  не включает в себя множитель  $p$ .

Из (16):

$$\frac{\frac{\sqrt{\beta^2 - 1} \operatorname{th} \left[ \frac{B}{2T} \right]}{1 + \beta}}{\operatorname{th} \left[ \frac{(1-p)B\sqrt{\beta^2 - 1}}{2\beta T} \right]} = 1. \quad (18)$$

Графики зависимости точки Кюри от концентрации «ферромагнитных» атомов для кубической решетки ( $z = 6$ ) приведены на рисунке 1. Кривая 1а – отсутствие диффузии, кривая 1б – диффузия присутствует.



**Рис. 1.** Зависимость  $kT_c/J$  от  $p$ . Кривая а – отсутствие диффузии, кривая б – диффузия присутствует.

Наличие (см. кривую 1а) критической концентрации  $p_c = 2/z$  означает, что для замороженных примесей при  $p < p_c$  отсутствует «протекающий кластер» и при понижении температуры возможно лишь состояние спинового (точнее, макроспинового) стекла. Если же магнитная примесь может приходить в термодинамическое равновесие с системой, диффузия может способствовать возникновению протекающего кластера и при  $p < p_c$ . Поскольку этот процесс развивается во времени, температура Кюри может расти, что в присутствии внешнего магнитного поля может привести к возникновению стабильной остаточной намагниченности, механизм возникновения которой связан с прохождением точки Кюри от  $T_c < T$  до  $T_c > T$ . Аналогичный переход, как известно, приводит к образованию так называемой термоостаточной намагниченности, с той только разницей, что при этом  $T_c$  статична, а температура понижается от  $T > T_c$  до  $T < T_c$ . Очевидно также, что диффузия в данном случае приводит к возникновению областей с повышенной концентрацией ферромагнитных атомов на фоне областей с их низким содержанием.

## Фазовые переходы в системах магнитных наночастиц в немагнитной матрице с РККИ взаимодействием

Рассматривается ансамбль случайно распределенных ферромагнитных частиц сферической формы с РККИ взаимодействием, которое может быть заметно слабее прямого обмена на малых расстояниях, но становится существенным фактором взаимодействующих частиц.

РККИ взаимодействие приводит к смещению петли гистерезиса отдельно взятой частицы, критическое поле  $H_c$  которой может определяться различными видами магнитной анизотропии. Максимальное смещение изменяется от нуля до величины порядка  $B^2 = 2\sigma^2 = 2n \int \varphi_k^2 dV$ , где где сферические магнитные частицы случайным образом распределены по объему с концентрацией  $n$ .

Как показано в работе [3], для модифицированного закона РККИ взаимодействия между двумя эффективными магнитными моментами  $m_{eff} = \frac{\pi M}{2k_F^3} (\sin[2k_F R_c] - 2k_F R_c \cos[2k_F R_c])$  поле может быть вычислено по формуле:

$$\varphi(R) = J_0 \frac{2k_F R \cos[2k_F R] - \sin[2k_F R]}{(2k_F R)^4} m_{eff}, \quad (19)$$

где  $R$  – расстояние между сферами,  $J_0$  – параметр обменного взаимодействия,  $k_F$  – импульс электрона на поверхности Ферми,  $M$  – намагниченность,  $R_c$  – радиус сферы.

Таким образом, учитывая (31):

$$H_0 = J_0 m^2 n \frac{1}{2k_f^3} \int_{4k_F R_c}^{\infty} \int_0^{\pi} \int_0^{2\pi} \frac{x \cos x - \sin x}{x^4} x^2 dx \sin\vartheta d\vartheta d\varphi, \quad (20)$$

$$B^2 = J_0 m^2 2n \frac{1}{2k_f^3} \int_{4k_F R_c}^{\infty} \int_0^{\pi} \int_0^{2\pi} \left[ \frac{x \cos x - \sin x}{x^4} \right]^2 x^2 dx \sin\vartheta d\vartheta d\varphi, \quad (21)$$

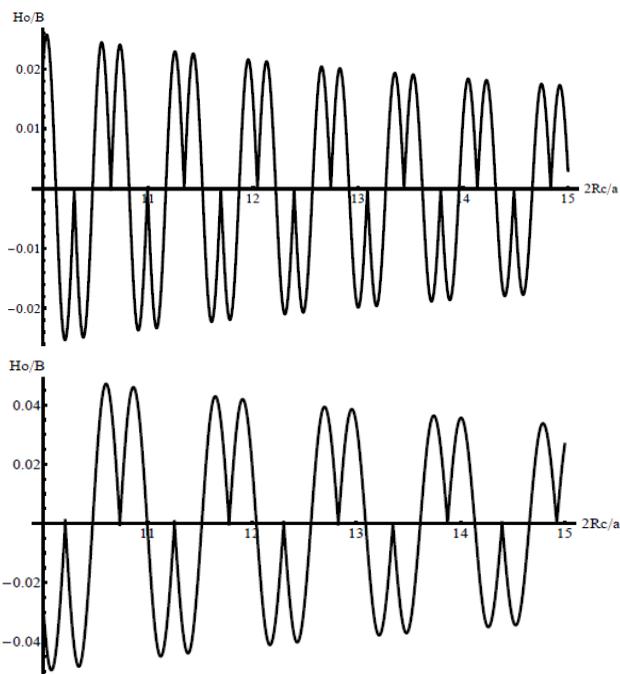
где  $x = 2k_F R$ .

В качестве примера на рисунках 2а и 2б приведено соотношение  $H_0/B$  для различных концентраций «ферромагнитных» частиц железа  $p = n \frac{4}{3} \pi R_0^3$ ,  $M = 20394 \frac{\text{эрг}}{(\text{Гс см}^3)}$ ,  $k_F R_c = 3R_c/a$ ,  $J_0 = J/m_{Fe}^2$ ,  $J = 1.9 \cdot 10^{-14} \text{эрг}$ ,  $m_{Fe} = 2.2 \mu_B \text{эрг}/\text{Гс}$ .

Из рисунков видно, что зависимость  $H_0/B$  от  $2R_c/a$ , где  $a$  - параметр решетки представляет собой периодическую функцию, амплитуда которой уменьшается с увеличением  $2R_c$ . Даже при максимальной концентрации  $p = 0.5$  величина  $H_0/B$  всегда меньше 1.

В случае  $p = 0.3$  (рис.2а): ферромагнитное спиновое стекло:  $\frac{2R_c}{a} = 12$ ; антиферромагнитное спиновое стекло:  $\frac{2R_c}{a} = 13$ ; фрустрированное состояние, когда  $H_0 = 0$ :  $\frac{2R_c}{a} = 11$ .

Для  $p = 0.5$  (рис. 2б) можно увидеть сходную картину.



**Рис. 2.** (а) – Зависимость  $H_0/B$  от  $2R_c/a$  при  $p = 0.3$ . (б) – Зависимость  $H_0/B$  от  $2R_c/a$  при  $p = 0.5$ .

### Выводы

1. Установлено, что система хаотически распределенных сферических частиц с РККИ взаимодействием при низких температурах может находиться только в состояниях ферромагнитного или антиферромагнитного спинового стекла.

2. Показано, что диффузия может существенно уменьшить среднюю критическую концентрацию «ферромагнитных» атомов и при заданном  $p_c$  увеличить температуру Кюри.

3. Определены критические концентрации и характер магнитного упорядочения в зависимости от типа кристаллической решетки и концентрации свободных электронов, отвечающих за РККИ взаимодействие.

1. *Эфрос А.Л.* Физика и геометрия беспорядка. - М.: Наука, 1982, - 264 с.
2. *Kirpatrick S.* Percolation and Conduction // *Rev. Mod. Phys.* – 1973. - Vol. 45. – pp. 547-586.
3. *R. Skomski.* RKKY interactions between nanomagnets of arbitrary shape // *Europhys. Lett.* – 1999. – Vol. 48(4). – P. 455.
4. *V.I. Belokon, K.V. Nefedev, O.I. Dyachenko.* Concentration Phase Transitions in Two-Sublattice Magnets // *Advanced Materials Research.* – 2012. – Vol. 557 – 559. – pp. 731-734.

5. Белоконь В.И., Нефедев К.В., Дьяченко О.И. Распределение случайных полей обменного взаимодействия и магнитные фазовые переходы // *Перспективные материалы.* - 2012. - №6. - С. 5-9.

## **Палеомагнетизм девонских даек Кольского полуострова и его значение для докембрийских реконструкций Балтики**

*Р.В. Веселовский<sup>1,2</sup>, М.Л. Баженов<sup>3</sup>*

<sup>1</sup> *Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва*

<sup>2</sup> *Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва*

<sup>3</sup> *Геологический институт РАН, Москва*

**Введение** Выполненные недавно с целью разработки девонского сегмента кривой кажущейся миграции полюса Восточно-Европейской платформы палеомагнитные исследования даек Кольской девонской щелочной магматической провинции [4] показали, что в составе естественной остаточной намагниченности пород большей части исследованных даек присутствует компонента, среднее направление которой резко отличается от ожидаемого девонского палеомагнитного направления для Восточно-Европейской платформы. В работе [4] приведены доводы в пользу того, что выделенная компонента имеет химическую природу и возникла в результате образования вторичных магнитных минералов при воздействии на породу низкотемпературного флюида. Поскольку в ряде даек эта компонента встречена в среднетемпературном диапазоне блокирующих температур, здесь и далее будем обозначать ее ИТС. Время возникновения этой компоненты намагниченности оценивается путем сравнения палеомагнитного полюса, соответствующего ее среднему направлению, с более молодыми полюсами Восточно-Европейской платформы: его близость к полюсу, полученному по базальтам провинции Скания, возраст которых составляет 190-175 млн. лет [1,2], позволяет предположить раннеюрский возраст компоненты ИТС.

Однако, палеомагнитный полюс, отвечающий среднему направлению компоненты ИТС, на первый взгляд, неплохо согласуется с группой венд-кембрийских полюсов, полученным в ходе палеомагнитных исследований геологических объектов Фенноскандии. В этом случае представляется вполне возможным, что геологические объекты, по которым были получены эти полюсы, также подверглись гидротермальной проработке в раннеюрское время и их использование для построения палеотектонических реконструкций Балтики невозможно.

Для проверки этого предположения мы выполнили сравнение венд-кембрийских полюсов Балтики с рассчитанным нами полюсом компоненты ИТС и полюсом раннеюрских базальтов Скания. С этой целью мы использовали палеомагнитные данные, полученные по 8 дайкам Баренцевоморского побережья Кольского полуострова, обнажающихся неподалеку от населенных пунктов Дальние Зеленцы, Териберка, Печенга и Лиинахамари. Такой выбор определяется значительно более лучшим качеством палеомагнитной

записи в дайках северной части Кольского полуострова, нежели в дайках южной или центральной его областей.

**Палеомагнетизм девонских даек (рис. 1а, 1б)** В палеомагнитной записи образцов даек выделяется низкотемпературная ( $T < 200^\circ\text{C}$ ) компонента намагниченности (PDF) исключительно прямой полярности, среднее направление которой ( $D = 18^\circ, I = 85^\circ, \alpha_{95} = 3^\circ$ ) близко к направлению современного поля в районе исследований ( $D_{PDF} = 16^\circ, I_{PDF} = 79^\circ$ ). Это дает основание предполагать, что компонента намагниченности PDF имеет современный возраст и вязкую природу.

Кроме низкотемпературной компоненты уверенно выделяются еще две компоненты намагниченности: средне- и высокотемпературная. В части образцов среднетемпературная компонента (ИТС) разрушается в интервале  $200\text{--}500^\circ\text{C}$ , она имеет прямую полярность и характеризуется крутым наклоном и восточным склонением ( $D = 91^\circ, I = 76^\circ, K = 60, \alpha_{95} = 7^\circ$ ). Нередко компонента ИТС является конечной и прослеживается вплоть до полного размагничивания образца при температурах  $550\text{--}570^\circ\text{C}$ . Поскольку направления компонент PDF и ИТС различаются незначительно, то в выборку для вычисления среднего направления компоненты ИТС были включены только те образцы, в палеомагнитной записи которых компоненты PDF и ИТС присутствуют одновременно. Таким образом мы минимизировали возможность ошибочного включения в выборку направлений, отвечающих компоненте ИТС, направлений компонент PDF.

Высокотемпературная биполярная компонента намагниченности (НТС) уверенно выделяется более чем в половине исследованных образцов как конечная компонента, или ее направление можно определить по кругам перемагничивания. Она разрушается в интервале  $480\text{--}600^\circ\text{C}$  и характеризуется пологим СВ или ЮЗ средним направлением ( $D = 67^\circ, I = 15^\circ, K = 12, \alpha_{95} = 20^\circ$ ), которое совпадает с ожидаемым направлением компоненты намагниченности девонского возраста на территории Кольского полуострова. Внутрисайтовый разброс направлений этой компоненты значительно больше, чем компоненты ИТС, а средние палеомагнитные направления этой компоненты на уровне сайтов также имеют значительный разброс, что, возможно, связано с плохой сохранностью компоненты НТС в палеомагнитной записи даек.

**Сравнение полюса компоненты ИТС с палеомагнитными полюсами Балтики** Прямое сравнение полюса, отвечающего компоненте ИТС, с палеомагнитными полюсами Балтики, вряд ли будет корректным, поскольку предполагается, что компонента ИТС возникла в ходе перемагничивающего события, продолжительность которого не представляется возможным оценить. Отметим, однако, что монополярность направлений компоненты намагниченности ИТС, возникшей, вероятно, в раннеюрское время, когда частота инверсий достигала максимальных значений за весь фанерозой, можно рассматривать как указание на то, что эта компонента образовалась достаточно быстро. Из этого следует, что при вычислении полюса компоненты ИТС вековые вариации могут быть не осреднены и сравнение этого полюса с «настоящим» палеомагнитным полюсом не будет методически верным.

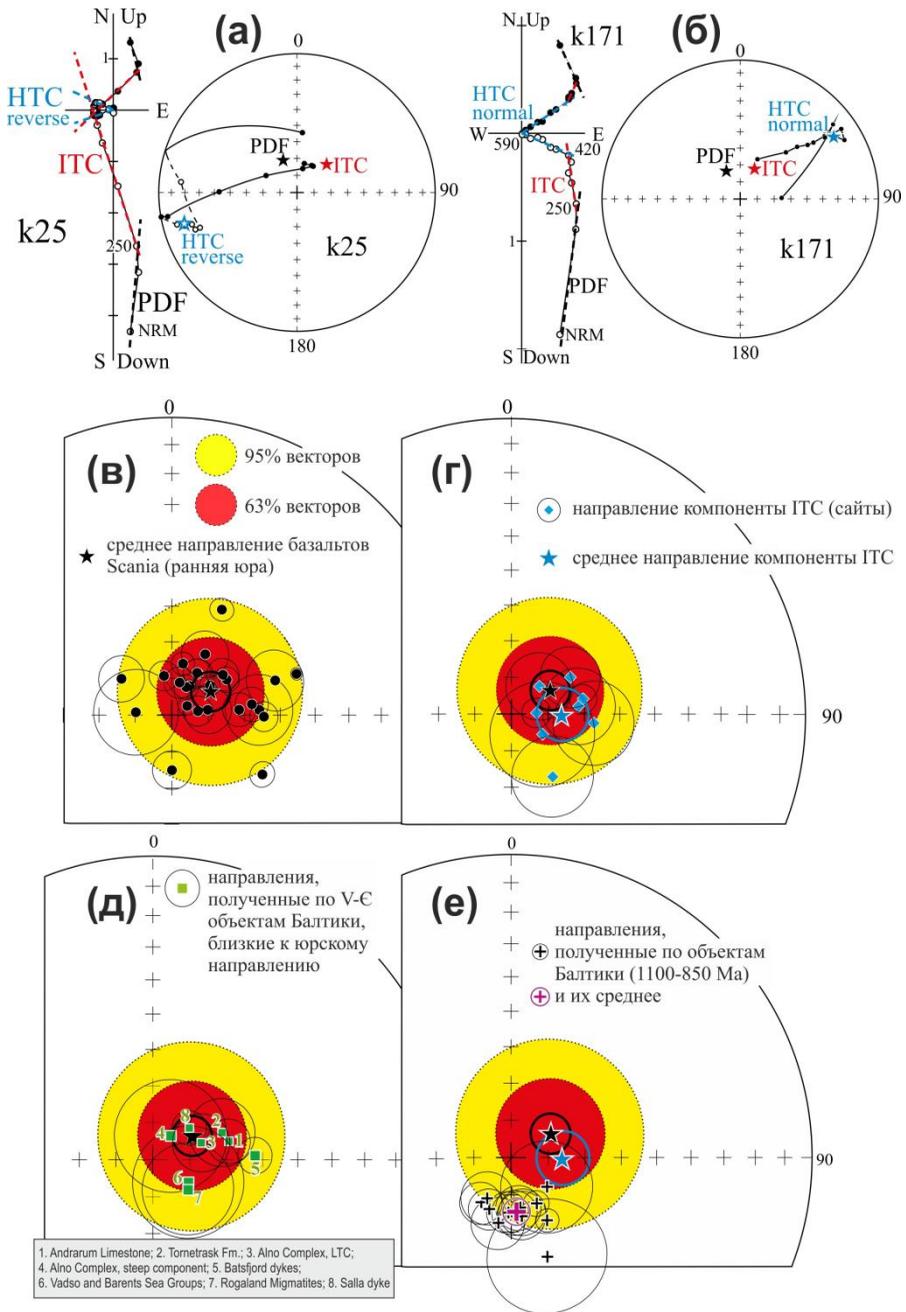


Рис. 1.

В качестве иллюстрации сказанного рассмотрим палеомагнитный полюс, полученный по базальтам юрского возраста провинции Скания юга Швеции [2] и входящий в состав кривой КМП Балтики. Соответствующее ему палеомагнитное направление является результатом осреднения средних направлений биполярной характеристической компоненты намагниченности, полученных по образцам из 21 сайта. Такая процедура в большинстве случаев гарантирует достаточное осреднение вековых вариаций и позволяет рассматривать полученный полюс как палеомагнитный. Иная ситуация наблюдается при рассмотрении палеомагнитных определений, полученных по перемагниченным объектам. Здесь кучность среднесайтовых палеомагнитных направлений в большинстве случаев значительно выше, чем в рассмотренном примере, поэтому вопрос об осреднении вековых вариаций чаще всего остается открытым. Тогда, палеомагнитные определения, полученные для двух крупных одновозрастных объектов – перемагниченного и имеющего первичную намагниченность, могут значимо отличаться друг от друга.

Для корректного сравнения неоднородных палеомагнитных определений, возможно отвечающих разным уровням осреднения исходных палеомагнитных данных, мы использовали распределение средних направлений на уровне сайтов. За основу было взято распределение среднесайтовых палеомагнитных направлений базальтов Скания. Все используемые здесь палеомагнитные направления были пересчитаны относительно одной общей точки с координатами  $69^{\circ}\text{N}$ ,  $35^{\circ}\text{E}$ . На рис. 1 (в), на стереограмме показаны желтая и красная области, в пределах которых располагается, соответственно, 95% и 63% единичных векторов в случае их фишеровского распределения с данной кучностью. Центр этих областей и среднее направление рассматриваемой выборки векторов среднесайтовых направлений характеристической компоненты намагниченности базальтов Скания, совпадают. Среднесайтовые направления компоненты ИТС, как хорошо видно на рис. 1 (г), находятся внутри распределения таковых для базальтов Скания.

Анализ массива палеомагнитных определений по венд-кембрийским геологическим объектам Скандинавии позволил определить как минимум 8 из них, соответствующие палеомагнитные направления которых располагаются внутри красной области (рис. 1, д), из чего следует, что эти объекты также, как и дайки Кольского полуострова, могли быть перемагничены в раннеюрское время. Подобные выводы были сделаны в работе [3], посвященной палеомагнитному изучению карбонатитового комплекса Ально. Кроме того, в 95%-ную область распределения направлений базальтов Скания попадают и палеомагнитные определения, полученные для целого ряда скандинавских объектов, чей возраст лежит в интервале 1100-850 млн. лет (рис. 1, е). Т.е. нельзя полностью исключить возможность того, что эти объекты также были перемагничены в раннеюрское время.

**Выводы** (1) На обширной территории Кольского полуострова, в девонских и протерозойских дайках и вмещающих их метаморфических породах обнаружена метакронная компонента намагниченности ИТС, время возникновения которой косвенно оценивается как раннеюрское. (2) Представляется

вполне возможным, что палеомагнитные определения по докембрийским объектам Фенноскандии, имеющие сходные с компонентой ГТС направления, также являются результатом раннеюрского перемагничивания.

*Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ 12-05-00216 и 13-05-12030, и гранта Президента РФ МК-3383.2012.5.*

1. Bylund G., Halvorsen E. Palaeomagnetic study of Mesozoic basalts from Scania, southernmost Sweden // *Geophys. J. Int.* 1993. V. 114. P. 138-144.
2. Bergelin I., Obst K., Soderlund U., Larsson K., Johansson L. Mesozoic rift magmatism in the North Sea region:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of Scanian basalts and geochemical constraints // *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*. 2011. V. 100. P. 787–804.
3. Meert, J.G., Walderhaug, H.J., Torsvik, T.H. and Hendricks, B.W.H. 2007. Age and paleomagnetic signature of the Alno Carbonatite complex (NE Sweden): Additional Controversy for the Neoproterozoic position of Baltica, *Precambrian Research*, 154, 159-174.
4. Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А., Демина Л.И., Травин А.В., Боцун С.Б. Палеомагнетизм, геохронология и магнитная минералогия даек Кольской девонской магматической провинции // *Физика Земли*. №4. 2013. С. 82-104. DOI: 10.7868/S0002333713030186

### **Новые палеомагнитные определения по раннепротерозойским образованиям юга Сибирского кратона**

*В.Ю. Водовозов<sup>1,2</sup>, А.Р. Зверев<sup>1</sup>, В.М. Петров<sup>1</sup>,  
М.А. Баклан<sup>1</sup>, Е.Л. Щербакова<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> *Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва*

<sup>2</sup> *Геологический институт РАН, Москва*

В работе представлены предварительные результаты изучения палеомагнетизма раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона: вулканогенно-осадочных пород акитканской серии, обнажающихся в долине реки Миня (хребет Аkitкан) в пределах Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, и интрузивных пород хребта Удокан в Забайкалье, принадлежащих Олекминскому блоку Алданской тектонической провинции. Эти исследования продолжают систематическое изучение палеомагнетизма раннепротерозойских образований юга кратона, проводившееся в последние годы под руководством А.Н. Диденко с целью расшифровки сценария становления структуры Сибирского кратона в раннем протерозое и построения палеотектонических реконструкций с участием Сибири для этого интервала времени. С 2002 года были получены 9 новых палеомагнитных определений с положительными тестами палеомагнитной надежности. Это позволило наметить в диссертации [2] тренд палеопротерозойской ветви траектории кажущейся миграции палеомагнитного полюса (ТКМП) Сибири. Впрочем, слишком малое количество палеомагнитных определений по раннему протерозою Сибири до сих пор резко контрастирует не только с гораздо большим количеством определений по Лаврентии и Балтики, но и с целым валом но-

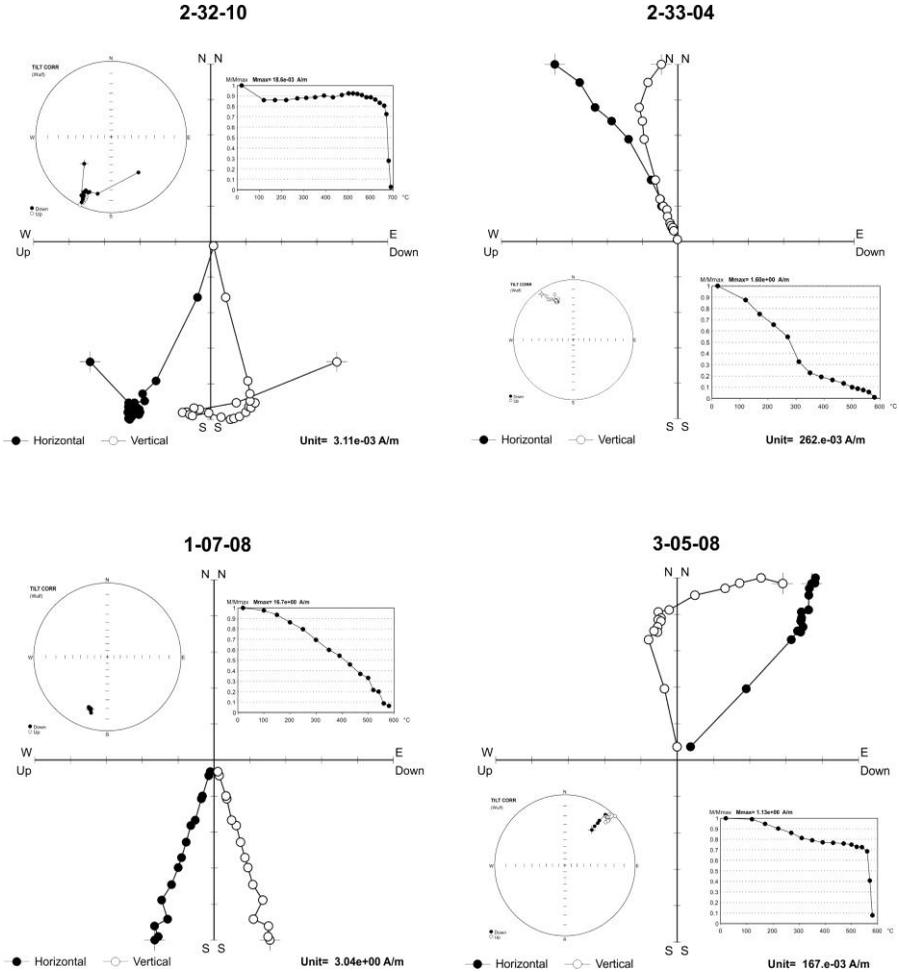
вых прецизионных датировок изотопного возраста, полученных в последние годы по палеопротерозойским образованиям Сибири. Кроме того, все девять палеомагнитных определения получены по раннепротерозойским объектам, отвечающим Тунгусской и Анабарской провинциям и особой структуре фундамента – Аkitканскому орогенному поясу. Назрела необходимость получения новых палеомагнитных определений по раннепротерозойским образованиям, принадлежащим другим блокам фундамента, прежде всего Алданскому. В благоприятном случае мы смогли бы ответить на вопрос, с какого времени все эти террейны перемещались вместе, т.е. с какого времени существовал Сибирский кратон. Помимо этого, создание надежной раннепротерозойской ТКМП – главного инструмента для палеотектонических реконструкций требует получения новых палеомагнитных определений с возрастом между 1850 и 1750 млн. лет, т.к. модель ТКМП [2] основана на единичных определениях и является, по сути, интерполяцией между двумя устойчивыми кластерами 1863-1850 и 1734-1752 млн. лет. Цель настоящей работы, таким образом, была двойная – получение новых палеомагнитных определений по геологическим объектам, имеющим четко определенную геодинамическую позицию и изотопный возраст, отдельно для Ангаро-Анабарской провинции с возрастом 1750-1850 млн. лет и отдельно для Алдано-Становой провинции. Такие объекты были найдены и по ним получены предварительные палеомагнитные результаты.

#### *Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс*

Пояс образовался в конце раннего протерозоя в результате постколлизии-онного растяжения (коллапса орогенного сооружения) на основании Аkitканского орогенного коллизиионного пояса – особой структуре фундамента Сибирского кратона – узкого шва, сшивающего террейны северо-запада и юго-востока [8]. Ранее нами были получены надежные палеомагнитные определения по породам этого пояса – по чайской свите и базитовым дайкам чайского (могольского) комплекса реки Ча́я. В долине реки Миня, прорезающей хребет Аkitкан к юго-западу от Ча́и, в 2012 году были отобраны коллекции образцов из вулканитов и осадочных пород чайской свиты. Породы представлены слабометаморфизованными вишнево-красными алевролитами с сохранившейся волновой рябью, трахи- и риодацитами. Вулканиты чайской свиты являются, по представлениям [1], образованиями Миньского палеовулкана и объединяются в ламборский вулканический комплекс. По этим породам получена датировка изотопного возраста U/Pb методом по цирконам –  $1823 \pm 7$  млн. лет [6], что делает эти образования самыми молодыми в составе аkitканской серии. Судя по элементам залегания алевролитов и одного из тел риодацитов, вся толща наклонена примерно на запад под углом около 15 градусов.

Для всех образцов чайской свиты проведена полная температурная чистка. На диаграммах Зийдервельда (рис. 1) выделяются 2-3 компоненты намагниченности. Низкотемпературная группируется вокруг направления современного поля, в среднетемпературном интервале в большинстве образцов

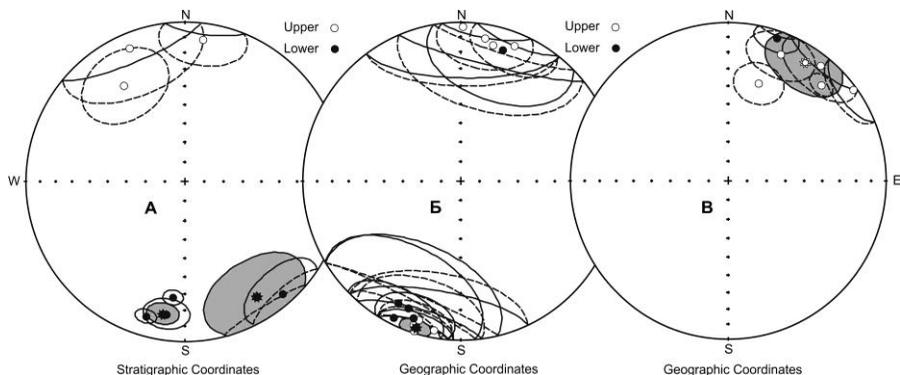
выделяются круги перемангничивания, пересечение которых близко направлениям высокотемпературных компонент.



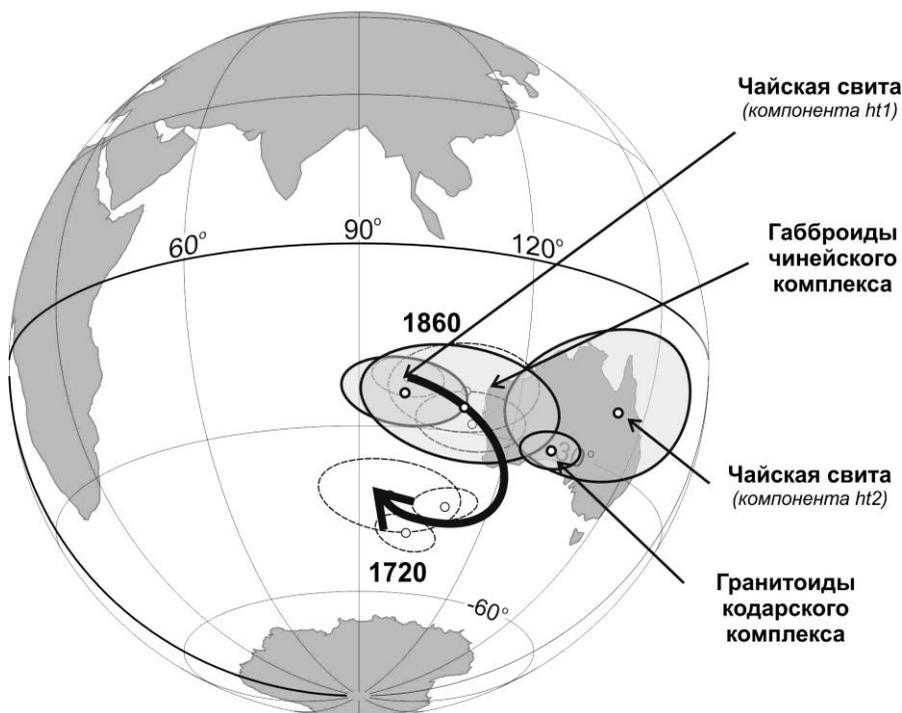
**Рис. 1.** Поведение ЕОН в процессе температурной чистки образцов чайской свиты реки Миня (образцы 2-32-10 и 2-33-04), гранитов кодарского комплекса (1-07-08) и габброидов чинейского комплекса (3-05-08).

В высокотемпературном интервале наблюдаются две компоненты, которые образуют два кучных кластера (рис. 2, таблица). Первая компонента (ht1) выделяется на более широком интервале температур, чаще всего спадает в ноль, а ее среднее направление хорошо коррелирует с направлениями в чайской свите реки Чаи (рис. 3), удаленной от Мины примерно на 160 км. Тест складки для нее положительный. Вторая компонента (ht2) гораздо чаще встречается в образцах вулканитов и имеет биполярное распределение, тест обращения положительный, тест складки неопределенный. Эти компоненты

могут встречаться не только внутри одного сайта, но и в одном образце, такая картина наблюдается в ряде образцов алевролитов.



**Рис. 2.** Стереогаммы распределения средних направлений высокотемпературных компонент ЕОН сайтов чайской свиты (А), гранитов кодарского комплекса (Б) и габброидов чинейского комплекса (В). Звездочкой и серой заливкой показаны среднее направление и круг доверия выборки.



**Рис. 3.** Сравнение полученных определений с палеопротерозойской ТКМП Сибири.

Полюс, рассчитанный по компоненте ht2, ложится на раннепротерозойскую ТКМП Сибири к востоку от самых древних полюсов, т.е. в сторону омоложе-

ния (рис. 3). Подобную картину («двуликости» полученных высокотемпературных компонент) можно объяснить двумя фазами образования чайской свиты реки Мини. Первая фаза отвечает времени накопления чайской свиты реки Чаи, т.е. примерно 1860 млн. лет, вторая фаза связана с внедрением наиболее молодых вулканитов Миньского палеовулкана и отвечает времени примерно 1822 млн. лет.

**Таблица.** Выделенные высокотемпературные компоненты ЕОН образцов раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и рассчитанные по ним палеомагнитные полюсы

	Формация	Возраст, млн. лет	Тес ты	N	Среднее направление				Палеомагнитный полюс			
					D, °	I, °	k	$\alpha_{95}$	$\Phi$ , °	$\Lambda$ , °	dp/dm	$\varphi$ , °
<b>Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс (река Миня)</b>												
1	Гриодациты и алевриты чайской свиты (компонента ht1)	~1860	F	4	189.9	16.9	82.7	10.2	-24.4	98.3	5.4/10.5	8.6
2	Грахидациты чайской свиты (компонента ht2)	1823±7	R	3	148.2	15.1	30.3	22.8	-20.7	142.4	12.0/23.4	7.7
<b>Олекминский блок Алданской провинции</b>												
3	Гранитоиды кодарского комплекса Ханинский и Ат-Бастахский массивы)	1873±3	R	13	196.9	3.2	46.7	6.1	-29.8 -30.2*	100.6 129.5*	3.1/6.1	1.6
4	Габброиды чинейского комплекса (Чинейский массив)	1867±3		6	33.4	-11.9	15.9	17.3	-21.8 -26.0*	82.5 109.5*	8.9/17.6	6

\* Полюс повернут вокруг полюса вращения 62° сш, 117° вд на угол +25°, согласно [9].

### **Олекминский блок Алданской провинции**

После анализа геологической литературы в качестве основных объектов были выбраны Ат-Бастахский массив гранитов кодарского комплекса, по которому была получена изотопная датировка U/Pb методом по цирконам – 1873±3 млн. лет [5] и габброиды Чинейского расслоенного плутона (1867±3 млн. лет [7]). Также были отобраны образцы гранитов кодарского комплекса Ханинского, Кодарского и Кеменского массивов. Расстояние между крайними массивами, Чинейским и Ат-Бастахским, составляет около 130 км. К настоящему времени примерно по половине образцов из Ат-Бастахского, Чинейского и Ханинского массивов прошли полную температурную чистку, результаты термомагнитной чистки несколько различаются.

**Чинейский массив.** Лополитообразное анортозит-габброноритовое тело размером 9x16 км, имеет сложное внутреннее строение – здесь отчетливо выделяются четыре блока, различающиеся петрографическим составом и текстурой (расслоенные и массивные разности) и имеющие интрузивные взаимоотношения между собой [3]. Крупное месторождение ванадия, железа (магнетит), меди и платиноидов. В центральной части массива из пород 3 фазы (габбро-норитовой) было отобрано 120 образцов, 60 образцов изучено. Почти все характеризуются сильным магнитным сигналом и схожим поведе-

нием ЕОН в процессе чистки. На диаграммах Зийдервельда (рис. 1) выделяются: на низкотемпературном интервале до 250° компонента, которая на стереограмме группируется вокруг направления современного магнитного поля; в среднетемпературном интервале от 250-300 до 500-540 градусов в половине образцов круги перемагничивания. Их пересечение практически совпадает со средним направлением высокотемпературной компоненты. Высокотемпературные характеристические компоненты выделяются от 430-470 до 560-580 градусов, зачастую в узком интервале от 520 до 560-580 градусов. На стереограмме образуют кластер (рис. 2, табл.) в северо-восточном румбе. Рассчитанный по среднему направлению этой компоненты и скорректированный за счет раскрытия Виллюйского палеорифта согласно [9] полюс попадает ровно на раннепротерозойскую ТКМП, смещаясь в сторону более молодых полюсов (рис. 3). Впрочем, надо заметить, что овал доверия перекрывает и «одно-временные» полюсы. Лучшего совпадения можно добиться поворотом против часовой стрелки не на 25 градусов, а на 20.

**Ат-Бастахский массив.** Крупное, в диаметре около 21 км, интрузивное тело, имеющее двухфазное строение: первая фаза – крупнокристаллические биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, вторая фаза – среднекристаллические двуслюдяные граниты. Датировка изотопного возраста [5] получена по породам первой фазы. В 2011-2012 годах было отобрано 250 образцов из 25 точек, изучено 175 образцов. Обработка рекогносцировочной коллекции 2011 года выявила уникальные магнитные свойства гранитов этого массива – на фоне аномально высоких величин остаточной намагниченности и анизотропии магнитной восприимчивости выделяются характеристические компоненты намагниченности, близкие к известным раннепротерозойским определениям. Поведение ЕОН в процессе чистки достаточно простое, на диаграммах Зийдервельда (рис. 2) обычно выделяются две компоненты – низкотемпературная, зачастую большая по величине – до 200-250 градусов, и высокотемпературная, почти всегда характеристическая. Характеристическая компонента может выделяться и на узком интервале от 560-580 до 640°, и на широком от 250-300 градусов вплоть до размагничивания. Примерно в трети образцов в среднетемпературном интервале наблюдаются круги перемагничивания. На стереограмме распределение низкотемпературной компоненты хаотичное, высокотемпературные компоненты образуют биполярное распределение (рис. 2, табл.).

**Ханинский массив.** Диаметром около 10 км, находится примерно в 25 км к юго-западу от Ат-Бастахского массива. В 2011-2013 годах здесь было отобрано 110 образцов из 8 точек, изучено 55 образцов. В отличие от гранитов Ат-Бастахского массива образцы из Ханинского массива отличаются гораздо меньшей (некоторые в 10000 раз!) величиной ЕОН и анизотропией магнитной восприимчивости. Несмотря на очень слабые величины ЕОН, сравнимые с шумом прибора, в ряде образцов удалось выделить высокотемпературные компоненты двух полярностей и круги перемагничивания.

Для вычисления полюса гранитов кодарского комплекса образцы Ат-Бастахского и Ханинского массивов анализировались совместно. Тест обра-

щения для них положительный:  $\gamma/\gamma_c=13.3/13.8$ . После обращения и вычисления среднего, мы рассчитали положение палеомагнитного полюса (табл.). После разворота согласно [9] полюс ложится вблизи раннепротерозойской ТКМП Сибири, смещаясь в сторону более молодых определений (рис. 3).

В результате проведенных работ было получено четыре новых палеомагнитных определения, два из которых – по чайской свите реки Миня можно использовать для уточнения раннепротерозойской ТКМП Сибири. Два других определения, полученные по интрузивным породам Забайкалья, не смотря на близость к ожидаемым направлениям, в настоящий момент использовать нельзя. Практически одновременные полюсы по чинейским габброидам и кодарским гранитоидам различаются, хотя и перекрываясь овалами доверия. Кроме того, они смещаются в сторону более молодых определений. Все это может свидетельствовать как о локальных разворотах отдельных массивов Забайкалья, так и о незначительном повороте Олекминского блока (или Алданской провинции) относительно Ангаро-Анабарской провинции в раннем протерозое, т.е. более позднем времени становления фундамента Сибирского кратона. В статье [4] это было показано на примере образований раннепротерозойских образований Улканского прогиба.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-01138).*

1. Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканно-плутонического пояса. Иркутск: ИГУ. 2005. 184 с.
2. Водовозов В.Ю. Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и геотектонические следствия. Дисс. канд. геол.-мин. наук. МГУ, 2010.
3. Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С. Строение, состав и формирование Чинейского анортзит-габброноритового массива в Северном Забайкалье // Геохимия. 2008. № 7. С. 691-720.
4. Диденко А.Н., Песков А.Ю., Гурьянов В.А. и др. Палеомагнетизм Улканского прогиба (юго-восток Сибирского кратона) // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 31-53.
5. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267-279.
6. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З. и др. Новые данные о возрасте пород акитканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам U-Pb датирования цирконов // ДАН СССР. 1991. Т. 320. № 1. С. 182-186.
7. Попов Н.В., Котов А.Б., Постников А.А. и др. Возраст и тектоническое положение Чинейского расслоенного массива (Алданский щит) // ДАН. 2009. Т. 424. № 4. С. 517-521.
8. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазность. Научн. ред. С.И. Митюхин. М.: Научный мир, 2006. 212 с.
9. Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V. New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar-Angara blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 276. P. 229-242.

## Многообразие гистерезисных магнитных свойств в естественных слоистых наноструктурах (конкреции Южного Вьетнама)

Т.С. Гендлер<sup>1</sup>, Н.С. Бортников<sup>2</sup>, В.М. Новиков<sup>2</sup>, Н.М. Боева<sup>2</sup>,  
А.П. Жухлистов<sup>2</sup>, Е.А. Жегалло<sup>3</sup>, Л.В. Зайцева<sup>3</sup>, С.В. Соболева<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва

<sup>2</sup> ИГЕМ РАН, Москва

<sup>3</sup> Палеонтологический институт РАН, Москва

*Светлой памяти Ю.К. Виноградова,  
сконструировавшего замечательный прибор,  
без которого эта работа не могла бы быть осуществлена*

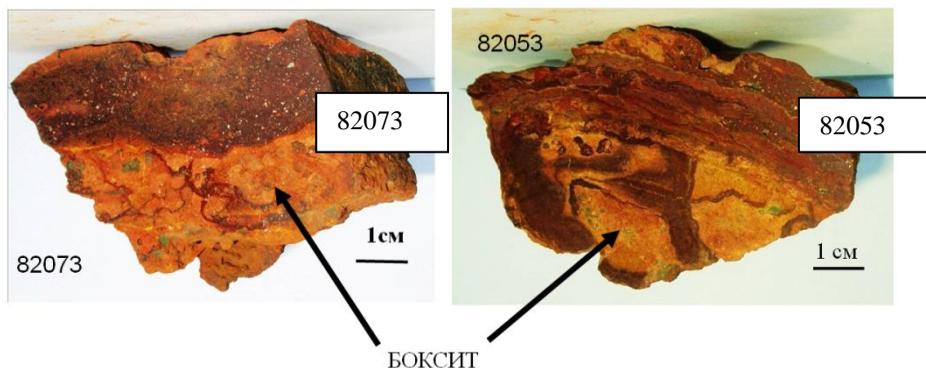
Особенностью коры выветривания (КВ) базальтов Южного Вьетнама является широкое развитие в них микробиальных форм (бактерий, биопленок, бактериальных матов, гликокаликса), участвующих в образовании минералов оксидов и гидроксидов железа. Их максимальное содержание связано с зоной латеритных бокситов и развитой выше в подпочвенном горизонте кирасой [1, 4]. Новые возможности обнаружения и изучения различных морфоструктурных разновидностей биоминералов и их свойств появились в связи с созданием современной прецизионной аппаратуры, в частности высокоразрешающих электронных микроскопов. Изучение структурных, морфологических, термических, магнитных и др. характеристик образцов, отобранных из различных горизонтов кирасы является комплексным и проводится группой исследователей из ряда институтов РАН (ИГЕМ, ИФЗ, ПИН) и физического факультета МГУ [1-5]. Среди используемых методов просвечивающая и сканирующая микроскопии, ИК спектроскопия, рентгеновская дифракция, термический анализ, электронография, мессбауэровская спектроскопия, магнитные измерения. Изучаемый объект оказался чрезвычайно интересным не только с точки зрения явного проявления биогенного влияния на формирование Fe-содержащих минералов, но и необычайно разнообразных их магнитных свойств, что делает последние предметом отдельного объемного и детального исследования.

По данным комплексных исследований основными железосодержащими минералами, кристаллизовавшимися в данной толще, являются **гетит**, **гематит** и слабо окристаллизованный ферригидрит (очевидно как протоминерал) в различных пропорциях. Исходя из такого состава, вполне резонно ожидать достаточно простых и явных магнитных свойств, однако разнообразные сочетания этих фаз и меняющиеся морфоструктуры, отражающие вариации условий кристаллизации под бактериальным контролем, проявились в многообразии магнитных свойств и в первую очередь сказались на формах петель гистерезиса.

Ранее [1, 3-5] многообразие и необычность магнитных характеристик были показаны авторами на примере изучения зональной конкреции из кирасы. Оказалось, что в пределах одной (10-см в поперечнике) конкреции можно было выделить целый ряд слоев, отличавшихся окраской, плотностью и толщиной, и демонстрировавших разнообразные термомагнитные кривые и пет-

ли гистерезиса. При этом особых различий в структуре этих минералов в различных зонах по данным РФА не было обнаружено. Содержание железа в пересчете на  $Fe_2O_3$ - 80-89%, в качестве примесей присутствуют Al, Si, Mn, P. Было выделено 3 типа петель: почти прямолинейные с незначительным раскрытием в зонах 2 и 4, перетянутые в зонах 1 и 5, расширенная, так называемая "potbelly" [6, 7] в зоне 3. Все эти типы петель, особенно "перетянутые", не впервые наблюдаются в физике магнитных явлений, в первую очередь в сплавах и материалах сверхпроводящих магнитов, но предметом пристального внимания они стали несколько десятилетий назад с развитием исследований в области наномангнетизма [8]. Однако, для природных объектов, с которыми имеет дело магнетизм горных пород, это достаточно редкое явление, хотя есть целый ряд публикаций об аналогичных наблюдениях в подводных базальтах, лавовых потоках, перемагнитченных палеозойских карбонатных породах (см., например, обзоры в [6, 7].).

После таких необычных результатов по зональной конкреции исследования были продолжены на образцах из различных горизонтов кирасы. Были отобраны 3 типа образцов. 1. Явно полосчатые образцы (рис. 1) из зоны контакта кирасы и латеритных бокситов выветривания (КВ) по базальту (например, обр.82053) или габбро (например, обр. 82073). Темная часть представляет собой развитие кирасы по бокситу, в то время как светлая – реликты латеритного боксита. 2. Шлаковидные текстуры со следами роющих организмов из самого верха кирасы по КВ базальта. 3. Различные образцы со склона сопки из кирасы, залегающей в форме языка в делювиальном слое, вне контакта кирасы и боксита. В случае цветовой и плотностной неоднородности образцы были разделены на отдельные слои. Кроме этого были отобраны гематитовая (82071) и гетитовая (82082) конкреции.



**Рис. 1.** Образцы и зоны контакта кирасы и боксита.

Всего было исследовано с учетом послойного разделения 28 образцов. Поскольку зональная конкреция была отобрана из этой же кирасы, то при классификации по магнитным характеристикам учитывались зоны конкреции с аналогичными свойствами. Магнитные измерения проводились в лаборатории геомагнетизма ИФЗ РАН на вибромагнитометре (ООО "Орион", Борок).

Последовательность экспериментов без смены образцов и их ориентации в магнитном поле включала: измерение петли гистерезиса исходного состояния (1) в магнитном поле электромагнита, меняющемся от (+0.85 Тл) до (-0.85 Тл); измерение намагниченности в зависимости от температуры- J(T) в цикле нагрев (2)-охлаждение (3) в магнитном поле в диапазоне 20-750-20°C, (скорость нагрева 0.5 град/с); измерение петли гистерезиса после охлаждения образца (4). Для дублей выбранных образцов на лабораторном термоманометре (ОАО «Орион», ГО Борок) были измерены температурные зависимости остаточной намагниченности  $J_r$  (Т) в непрерывном режиме в диапазоне 20-700°C после намагничивания образцов в максимальном магнитном поле  $H=0.85$  Тл.

Петли гистерезиса исходных образцов продемонстрировали в целом пять типов I-V, изображенных на рис. 2: прямолинейные-I, однодоменные-II, расширенные (potbellied)-III, перетянутые (wasp-wasted)- IV, зигзагообразные-V.

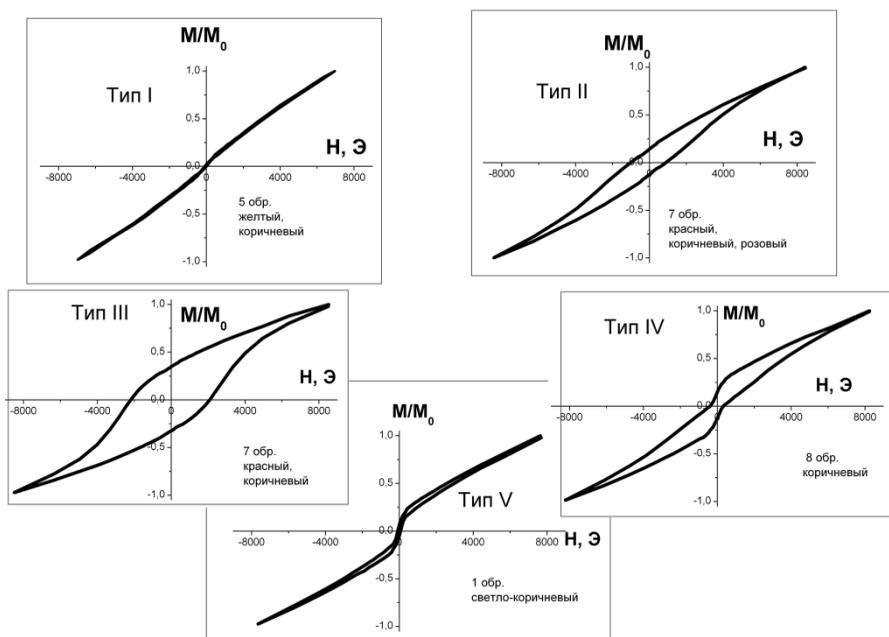
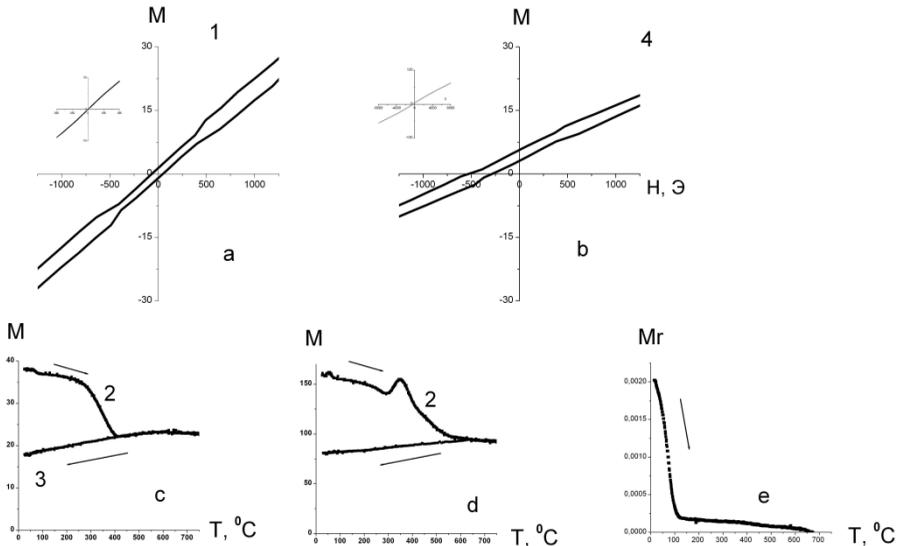


Рис. 2. Типы петель гистерезиса, изученных образцов.

Мы расклассифицировали все изученные образцы по принадлежности к основным пяти типам. В первую очередь обращает на себя внимание общее для всех образцов отсутствие насыщения в полях до 0.85 Тл и "незакрытость" петель в полях порядка 0.3 Тл. Это свидетельствует о том, что в изучаемых образцах присутствуют только магнитомягкие минералы, такие как гетит и гематит, что совпадает с данными РФА и микроскопии. Как уже было отмечено выше, физическая природа отличия форм петель гистерезиса от класси-

ческой явилась предметом обсуждения последние десятилетия. В геофизической литературе наиболее значимыми на сегодня являются работы [6, 7]. В первой авторы провели эксперименты на композитных образцах и численное моделирование для объяснения причин перетянутости петель гистерезиса, во второй численное моделирование было применено для объяснения причин возникновения как перетянутых (IV тип), так и potbellied (III тип) петель гистерезиса. В первом приближении их выводы можно сформулировать следующим образом: 1) перетянутость петель может являться следствием бимодальности (или многомодальности) распределения фаз с значительно различающимися коэрцитивностями (магнетит-гематит, грейгит-гематит и т.п.); 2) перетянутость (или расширение) петель происходит от комбинации суперпарамагнитных (SP) и однодоменных (SD) зерен одного и того же минерала в образце. Во втором случае выбор реализации формы композиционной петли гистерезиса зависит от наклона петли SP частиц, что в свою очередь определяется размером наночастиц. Рассматривая модель SP/SD смеси невзаимодействующих частиц магнетита L. Таухе с соавторами [7] получили, что при размере наночастиц магнетита порядка 30 нм наблюдаются только перетянутые петли, при более мелких SP частицах (порядка 8 нм) петли гистерезиса становятся "potbellied" (III тип). Никакого численного моделирования для более сложных слабых ферромагнетиков с некубической решеткой, таких как гетит и гематит, никто не проводил, поскольку это значительно более сложная задача. Поэтому с определенными натяжками мы вынуждены в дальнейшем основываться на этих выводах. В рассматриваемом случае никаких "магнитомягких" минералов в изученных образцах нет, в связи с чем, как единственную причину, объясняющую наблюдаемые формы петель гистерезиса, мы должны рассматривать комбинацию SD/SP зерен одного минерала. Однако, необходимая информация о реальном фазовом составе магнитных минералов должна быть получена из термомагнитного анализа. Рассмотрим эти данные для образцов, сгруппированных по типу петель.

***Imun*** В эту группу вошли образцы 2-ой и 4-й зон зональной конкреции, желтый пигмент и ряд образцов с желто-коричневой коркой (82080/1, 82080/4, 82082) из наиболее ожелезненных частей Кирасы ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  75-90%). На рис. 3 приведены типичные для всех этих образцов данные. Петли гистерезиса до нагрева и после охлаждения в магнитном поле приведены как полностью, так и в увеличенном масштабе в области начала координат. Цифрами указана последовательность эксперимента. Хорошо видно, что петли 1, 4 являются не только прямолинейными, что характерно для гетита и получаемого из него гематита, но и перетянутыми. Для природных гетитовых образований, насколько нам известно, перетянутые прямолинейные петли гистерезиса наблюдаются впервые. Исходя из данных электронной микроскопии, скорее всего можно предположить расслоение гетитовых ориентированных вдоль (010) волокон на SD образования внутри волокна и SP пограничные взаимодействующие нанообласти между тесно соприкасающимися волокнами (интерфейс).

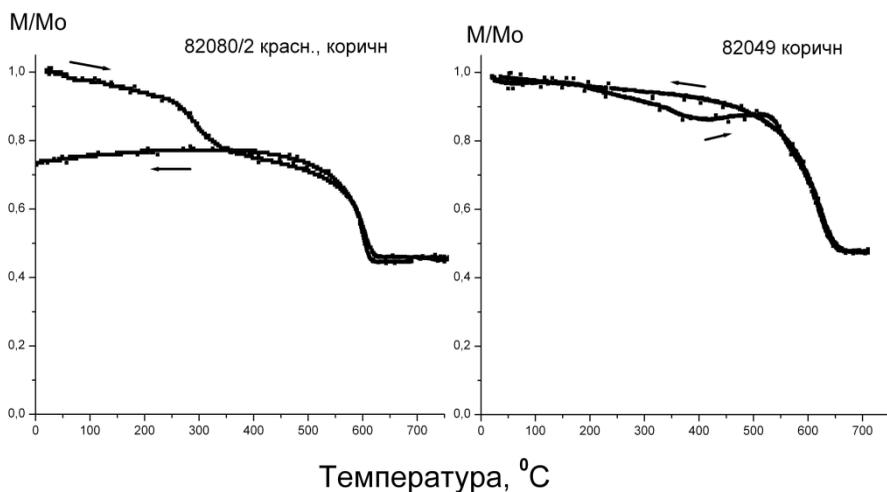


**Рис. 3.** Типичные петли гистерезиса I-го типа (а – до нагрева, б – после охлаждения в магнитном поле) и соответствующие термомагнитные кривые. Цифрами указана последовательность экспериментов.

Таким образом, каждая волокнистая частица может быть рассмотрена как конгломерат плотно присоединенных ориентированных (раз'ориентировка не больше нескольких градусов) игольчатых частиц меньшего размера [9], образующих систему SP/SD. По форме термомагнитных кривых нагревания (2) изученные гетитовые конкреции делятся на 2 типа: 1) типичные (рис. 3, внизу слева) для мелкокристаллического волокнисто-игольчатого гетита [10]; 2) нетипичные для гетита кривые (рис. 4, внизу в середине), описанные нами ранее для зональной конкреции [1, 3] и связанные с присутствием органики (биогенных остатков). Как правило, это более рыхлые прослои. Дополнительную важную информацию о составе конкреций обоих типов "in situ" дает температурная зависимость нормализованной остаточной намагниченности  $M_r/M_{r0}(T)$ , из которой очень четко видно, что образцы все-таки изначально двухфазны (рис. 3, внизу справа). Преобладающей фазой является хорошо окристаллизованный гетит с четкой температурой Кюри ~порядка 115°C, но кроме этого в исходных образцах носителем остаточной намагниченности является и практически стехиометрический гематит ( $T_c=670^\circ\text{C}$ ) в подчиненном количестве. Известно [10], что гематит, кристаллизующийся при дегидратации игольчато-волокнистого гетита, полностью наследует морфологию прекурсора, поэтому разделение этих фаз по микроскопическим изображениям практически невозможно, однако магнитное взаимодействие между этими генетически связанными и структурно-ориентированными фазами в интерфейсе может также быть причиной "перетяжки".

**III mun** – расширенные петли («potbellied»). Этот тип петель продемонстрировали образцы разных зон кирасы: 82080/2 красный и коричневый слой,

82080/4 – красный, 3 – красно-коричневая зона зональной конкреции из железной зоны (язык кирасы на склоне,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -83-86%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -0.8-1.5%); 82049-красный и коричневый прослой из богатой алюминием зоны контакта с бокситом ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ - 42-48%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -10-30%); 82057-светло-коричневый с натеками из самого верха кирасы, также обогащенный Al. Таким образом, как химический состав основных элементов –Fe и Al, так и цветовая гамма, и расположение в толще Кирасы разнообразны. На рис. 4 приведены типичные типы термомагнитных кривых образцов, дающих расширенные петли. Основной фазой здесь является хорошо окристаллизованный гематит, однако кроме этого наблюдается необратимое падение намагниченности в области 270-350°C, характерной для дегидратации гетита, и в ряде случаев последующий подъем, вероятно, связанный с превращением в присутствии органических биогенных остатков. Нс всех этих образцов порядка 0.2 Тл, Нсг в районе 0.4 Тл.



**Рис. 4.** Нормализованные термомагнитные кривые образцов с расширенными петлями.

***IV min- перетянутые петли (wasp-waisted)*** Их демонстрировали образцы, отобранные из самых разных участков кирасы: зональная железистая конкреция в 1-ой и 5-ой зонах [1, 3-4]; гематитовая конкреция 82071[5]; темно-коричневые прослой образцов 82053 и 82073, а также образец 82059 с красно-кирпичными и черными прослоями и явными следами органики из той же зоны; коричневый образец 82065 из верхней зоны кирасы. Кривизна петель и степень перетяжки были различны, что можно видеть на рис.2 и 5 и в [1, 3]. Также различными являются и термомагнитные кривые соответствующих образцов, хотя они вновь подтверждают гематит как преобладающую или единственную фазу. Таким образом, ясно, что в рассматриваемом случае гетит-гематитовых образцов термомагнитный анализ не дает возмож-

ности объяснить причину различия в формах петель гистерезиса и подтвердить или опровергнуть закономерности, полученные при численном моделировании SD/SP комбинаций зерен магнетита.

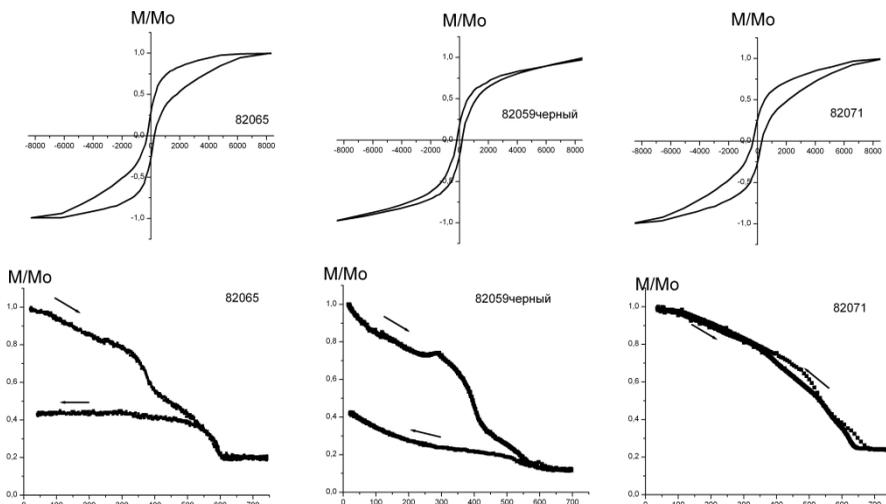


Рис. 5.

Необходим метод, дающий возможность определения как распределения размеров наночастиц, так и их относительного вклада в общий природный слоистый композит. Следует также упомянуть о проявляющейся анизотропии, которая сказывалась в изменении формы петель гистерезиса и термомагнитных кривых в зависимости от ориентации образца в магнитном поле, что подтверждает существенно слоистую структуру этих осадков. Очень интересным экспериментальным фактом для всех изученных образцов оказался существенный сдвиг петель гистерезиса после цикла нагрев-охлаждение в магнитном поле вдоль оси полей влево и по оси намагниченности вверх, так же проявляющий анизотропные свойства. Поскольку конечным продуктом лабораторных нагревов всех образцов является гематит, образующийся по гетиту, и наследующий его морфологию, он также представляет собой слоистую наносистему–ядро-оболочка. В таких системах формируется интерфейс с чередующимся антиферро- и ферро магнитным упорядочением, в результате которого возникает однонаправленная обменная анизотропия, проявляющаяся в сдвиге петель [8]. Такие структуры в нанофизике являются на сегодня предметом детального изучения, однако сообщения о проявлении обменной анизотропии в природных объектах пока крайне редки [11] и должны быть предметом отдельного исследования.

1. Бортников Н.С., Новиков В.М., Гендлер Т.С. и др. ДАН. 2011. Т. 441. № 6. С. 788–791.

2. Бортников Н.С., Новиков В.М., Жухлистов А.П. и др. ДАН. 2013. Т. 451. № 2. С. 207–210.
3. Бортников Н.С., Новиков В.М., Гендлер Т.С., Жегалло Е.А и др. Материалы Всероссийского семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород, Борок, 27-30 октября 2011 г. Ярославль: ООО "Сервисный центр". 2011. ISBN 978-5-904457-21-1, Стр. 10-16.
4. Гендлер Т.С., Антонов А.Н., Бортников Н. С., Новиков В.М. и др. Материалы международной школы-семинара "Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород" - СПб: СОЛО, 2012 - 314 с. ISBN 978-5-98340-296-66, с.23-29
5. Н.С. Бортников, В.М. Новиков, Н.М. Боева, А.П. Жухлистов, Е.А. Жегалло, Т.С. Гендлер, Л.В. Зайцева, С.В. Соболева. ДАН, 2013, Т.453, № 3, с. 1–5
6. Andrew P. Roberts, Yulong Cui and Kennet L. Verosub. J. Geophys. Res., 10 (1995), N B9, 17909-17924
7. L.Tauxe, T.A.T. Mullender, and T.Pick. J. Geophys. Res., 101, N B1, 571-583, 1996.
8. Skomski R. J. Phys.: Condens. Matter. 2003. V 15. № 20. P. 841–896.
9. D.E. Madsen, L. Cervera-Contard, T.Kasama et al. J. Phys. Condens. Matter 21. 2009. 016007. 11 p.
10. Багин В.И., Гендлер Т.С., Авилова Т.Е. Магнетизм α окислов и гидроокислов железа. М.: Наука, 1988. 157 с.
11. Valera P. Shcherbakov, Karl Fabian and Suzanne A. McEnroe. Phys. Rev. B **80**, 174419, 2009.

### **Что может дать Мессбаэровская спектроскопия для объяснения гистерезисных свойств в естественных слоистых наноструктурах (конкреции Южного Вьетнама)**

*Т.С. Гендлер<sup>1</sup>, А.Н. Антонов<sup>2</sup>, А.А. Новакова<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> *Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва*

<sup>2</sup> *Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва*

В предыдущем сообщении [1] и ранее в [2-4] сообщалось о пяти (I-V) типах форм петель гистерезиса (рис.2. [1]), демонстрируемых при измерении образцов железистых конкреций и осадков, отобранных из коры выветривания (КВ) базальтов Южного Вьетнама. Особенностью этих отложений является с одной стороны однообразие железосодержащих минералов (гетит-гематит), с другой широкое развитие в них различных микробиальных форм (бактерий, биопленок, бактериальных матов, гликокаликса), участвующих в образовании этих оксидов и гидроксидов железа [1-4]. Их максимальное содержание связано с зоной латеритных бокситов и развитой выше в подпочвенном горизонте кирасой. Разнообразие форм петель гистерезиса от прямолинейных до перетянутых и расширенных ("potbellied") и выяснение причин их генерации связаны со значительными сложностями. Как было показано в работе [5] при отсутствии низкокоэрцитивных фаз типа магнетита причиной этих двух видов петель гистерезиса является существование в образцах системы однодоменных (SD) и суперпарамагнитных (SP) частиц различного размера, принадлежащих одному минералу. В этом случае "искаженные" петли того или иного типа образуются за счет комбинации прямолинейной

петли (SP) и классической (SD). Таким образом, "искаженные" петли есть свидетельство влияния наночастиц или наноструктур в изучаемом объекте. Численное моделирование перетянутых и "potbellied" петель пока было осуществлено для наиболее простого по структуре и магнитным характеристикам ферритмагнетика-магнетита [5]. При этом прямолинейные петли с разным наклоном моделировались за счет изменения размера наночастиц в модели. Затем рассчитывалась комбинация SD петель и SP петель различного наклона. В результате сотен вариантов расчета синтетических петель гистерезиса, в которых рассматривались SD/SP комбинации с различной заселенностью и варьируемым распределением размеров наночастиц, было установлено, что перетянутые петли генерируются только при размере наночастиц порядка 30нм, в то время как при размерах порядка 8нм, реализуются расширенные "potbellied" петли. Кроме того, что это моделирование относилось только к магнетиту, оно еще для простоты основывалось на допущении однофазности, не взаимодействия наночастиц и пренебрежения энергией анизотропии в SP зернах.

Однако, как было показано в [1-4] в данных образцах из кирасы, образованных кристаллизацией из обогащенных железом растворов, возможно через стадию ферригидрита, состав почти везде двухфазный (гетит-гематит) с различным соотношением этих фаз. Оба минерала являются в первую очередь антиферромагнетиками со слабым ферромагнетизмом и существенным проявлением анизотропии. Их магнитные свойства очень сильно зависят от предыстории образцов и условий кристаллизации. Термомагнитные исследования показали так же определенное разнообразие форм кривых, но не смогли помочь ответить на вопрос о корреляции каких либо характеристик с получаемой формой петель гистерезиса. Поэтому было предпринято выборочное исследование образцов с наиболее характерными формами петель гистерезиса с помощью мессбауэровской спектроскопии на изотопе Fe57. Спектры поглощения были получены на физическом факультете МГУ на спектрометре электродинамического типа при комнатной температуре с использованием источника Co57(Rh). Попробуем рассмотреть спектры в соответствии с классификацией типов петель гистерезиса . предложенной в [1].

**1 тип-прямолинейные перетянутые петли** Такого типа петли гистерезиса показали образцы, отобранные в основном из кирасы, залегающей в виде "языка" на склоне сопки. Спектры всех этих образцов оказались характерными для антиферромагнитного гетита с уширенными асимметричными линиями за счет распределения сверхтонких магнитных полей (Нэфф). Они демонстрируют чрезвычайно сложную картину и являются суммой большого числа неразрешенных секстетов. На рис. 1 приведен спектр биогенного образца 82080/4, магнитные данные по которому можно увидеть на рис.3 в предыдущей статье этого сборника [1]. Математическая обработка такого типа спектров должна проводиться с применением программы, выявляющей характер распределения Нэфф. Однако в данном случае мы применили модель дискретного разложения на сумму 13 секстетов с одинаковыми величинами изо-

мерного сдвига и квадрупольного расщепления и различными величинами сверхтонких магнитных полей Нэфф от 360 до 180 кЭ.

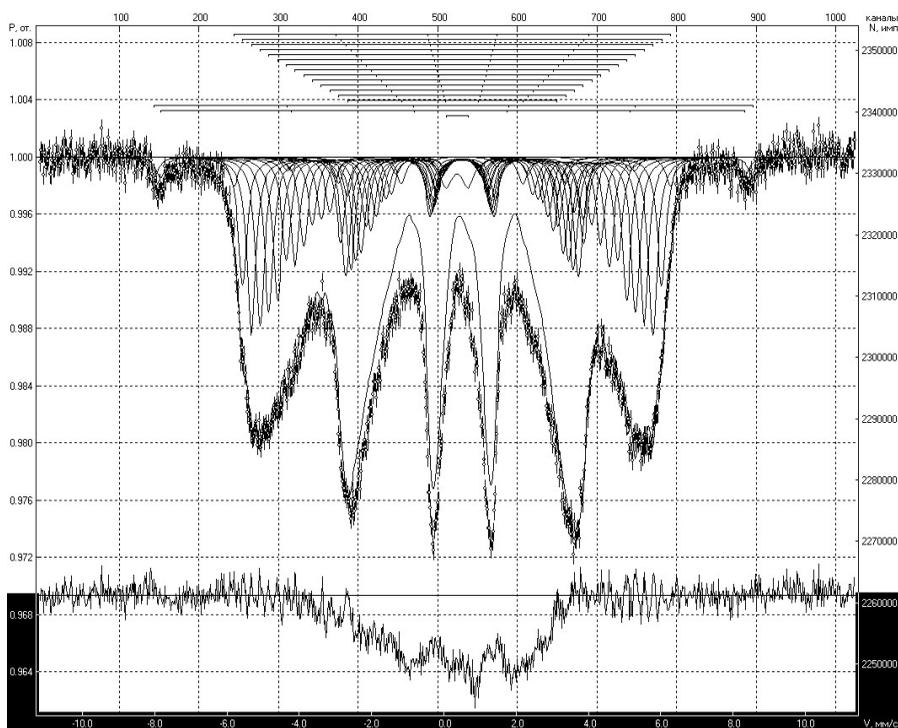
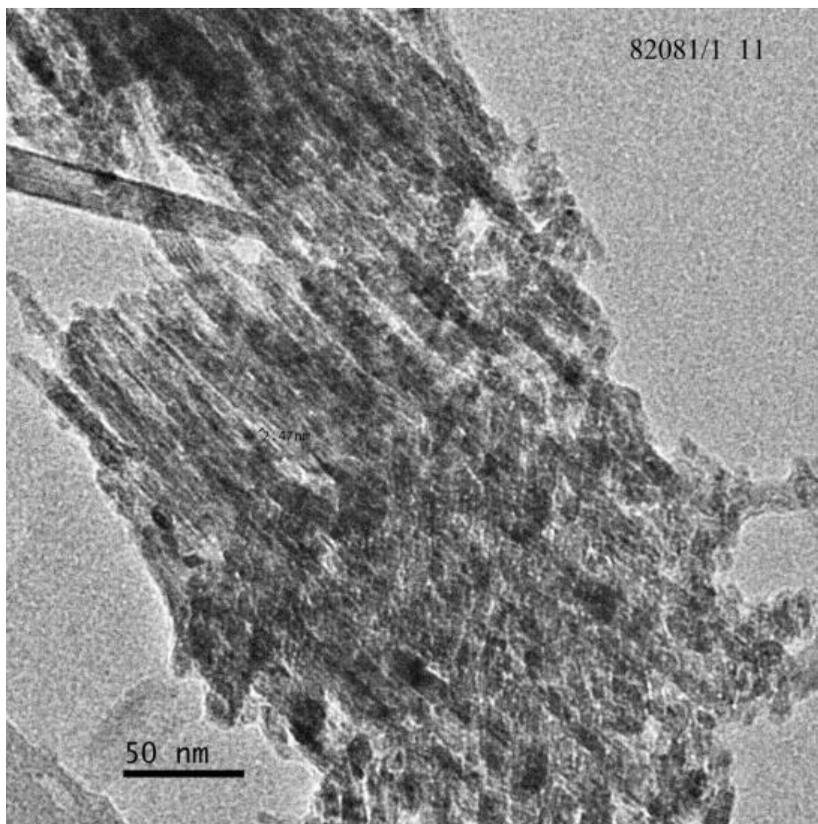


Рис. 1. Мессбауэровский спектр образца 82080/4.

Выбор этой модели определялся хорошим совпадением экспериментального и расчетного спектров образца из 2-ой зоны зональной конкреции, где гетит был единственной фазой. Как видно из рис. 1, незначительную долю суммарного спектра этого образца составляли секстет со значительно большим эффективным полем 515 кЭ, принадлежащий гематиту (~ 3% общей площади) и дублет от SP частиц с размером < 15 нм (~1% общей площади). Из рис. 1 также ясно, что применяя дискретную модель невозможно удовлетворительно описать спектр данного образца. Внизу приведен разностный релаксационный спектр. Основываясь на данных микроскопии аналогичного образца 8280/1 (рис. 2) и спектрах гетита, приведенных, например в [7], можно оценить размер вытянутых вдоль [010] частиц основной генерации гетита как (25-30) x (5-7) нм. Разностный релаксационный спектр либо принадлежит второй генерации гетита с более тонкими частицами, либо указывает на необходимость внесения в модель разложения параметров, связанных с магнитным межчастичным взаимодействием [7]. При синтезе невзаимодействующих наночастиц гетита с помощью применения различных поверхностно ак-

тивных веществ (ПАВ) никогда не получались такого типа спектры. Они всегда были комбинацией секстета с довольно узкими линиями и дублета [8, 9].



**Рис. 2.** Электронно-микроскопический снимок биогенного гетита из кирасы.

В предыдущей статье этого сборника [1] было показано, что все образцы, дающие прямолинейные петли, демонстрировали на измеряемых кривых зависимости  $J_g(T)$  две четкие блокирующие температуры 115-120<sup>0</sup>С и 670-675<sup>0</sup>С, принадлежащие хорошо окристаллизованному гетиту и гематиту. Таким образом, считать прямолинейные петли, отвечающими только SP состоянию, в данном случае невозможно. Это особенности магнито жестких антиферромагнетиков со слабым ферромагнетизмом и специфика текстуры гетита, образующего относительно крупные волокна (или "rod-like" структуры), которые состоят из тесно "притаченных" друг к другу вдоль направления [010] более мелких игл. В результате для макроскопических магнитных характеристик, таких как  $J(T)$ ,  $JR(T)$  образцы гетита являются аналогичными "объемным" [10], а для методов микроскопических (высокоразрешающая электронная микроскопия, рентгеновская дифракция, эффект мессбауэра) - взаимодействующими наночастицами. Таким образом, в тех случаях, когда

основным магнитным минералом (96-100% в образцах из кирасы) является хорошо окристаллизованный волокнисто-игольчатый гетит, генерируются прямолинейные петли с небольшими перетяжками, которые при дальнейшем рассмотрении могут условно рассматриваться как аналог SP заселенности в природных композитах.

***II min – SD петли*** (рис. 2 [1]). Их демонстрировали как шлаковидные образцы из самого верха кирасы вне зоны контакта с бокситом (82129, 82077), так и более светлые участки образца 82073, представляющие собой развитие боксита по габбро. Строго говоря, выделение петель гистерезиса этих образцов в отдельный тип несколько условно, поскольку все петли также имеют очень незначительную перетяжку. На рис. 3 приведен спектр образца 82129. Он разительно отличается от спектра рис. 2 и представляет собой секстет со слегка уширенными линиями, принадлежащий гематиту (51.2% общей площади спектра), и интенсивный дублет (33% 51.2% общей площади спектра). Порядка 16% можно отнести к гетиту. Дублет отражает вклад SP не взаимодействующих частиц с размерами <12-15 нм гетита, либо гематита (дифференцировать по спектру при комнатной температуре это невозможно).

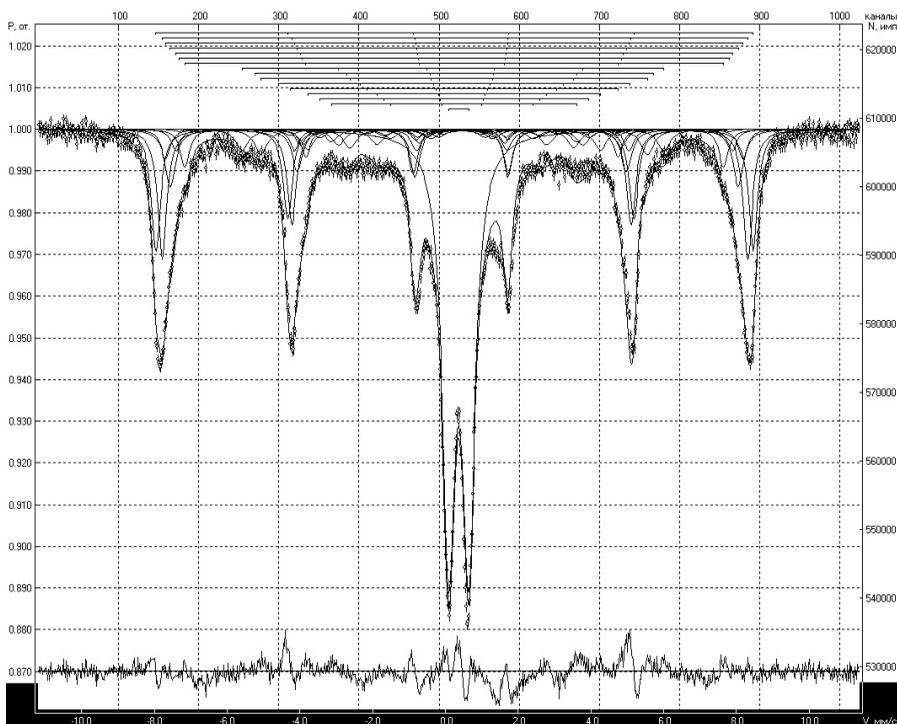


Рис. 3. Мессбауэровский спектр образца 82129 из верха кирасы.

Таким образом узкие петли с очень незначительными перетяжками генерируются в том случае, когда основной фазой является мелкодисперсный гематит ( $H\text{эфф}_{\text{max}}=500\text{кЭ}$ , что меньше, чем у массивного гематита), и также мелкодисперсный гетит в подчиненном количестве. На кривых  $J_r(T)$  доля гематита по остаточной намагниченности составляет 80%. Существенный вклад SP невзаимодействующих частиц при этом не приводит к прямолинейной петле гистерезиса, а форма, видимо, диктуется только свойствами гематита.

**III mun** – расширенные петли ("potbellied"). На рис. 4 показан спектр одного из образцов, демонстрировавших "potbellied" петли (зона 3 зональной конкреции). Он представляет собой в основном сумму спектров гематита с довольно узким распределением размеров частиц (70% общей площади спектра) и гетита (27% общего спектра), доля SP дублета не превышает 3%.

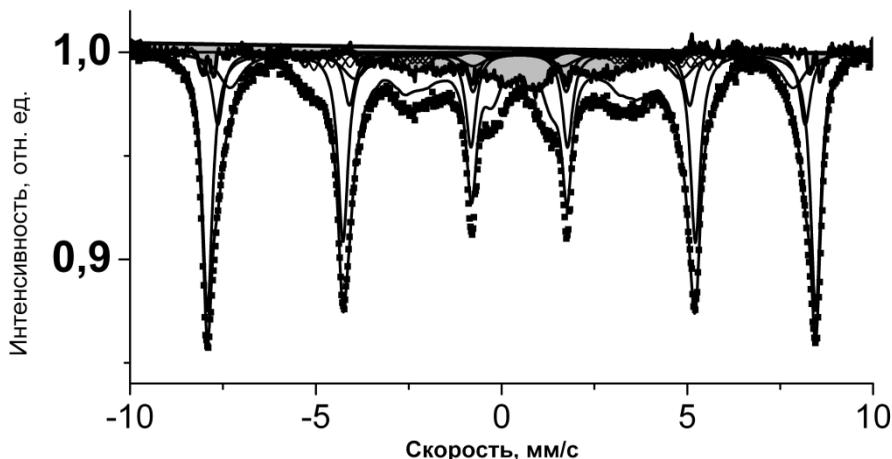
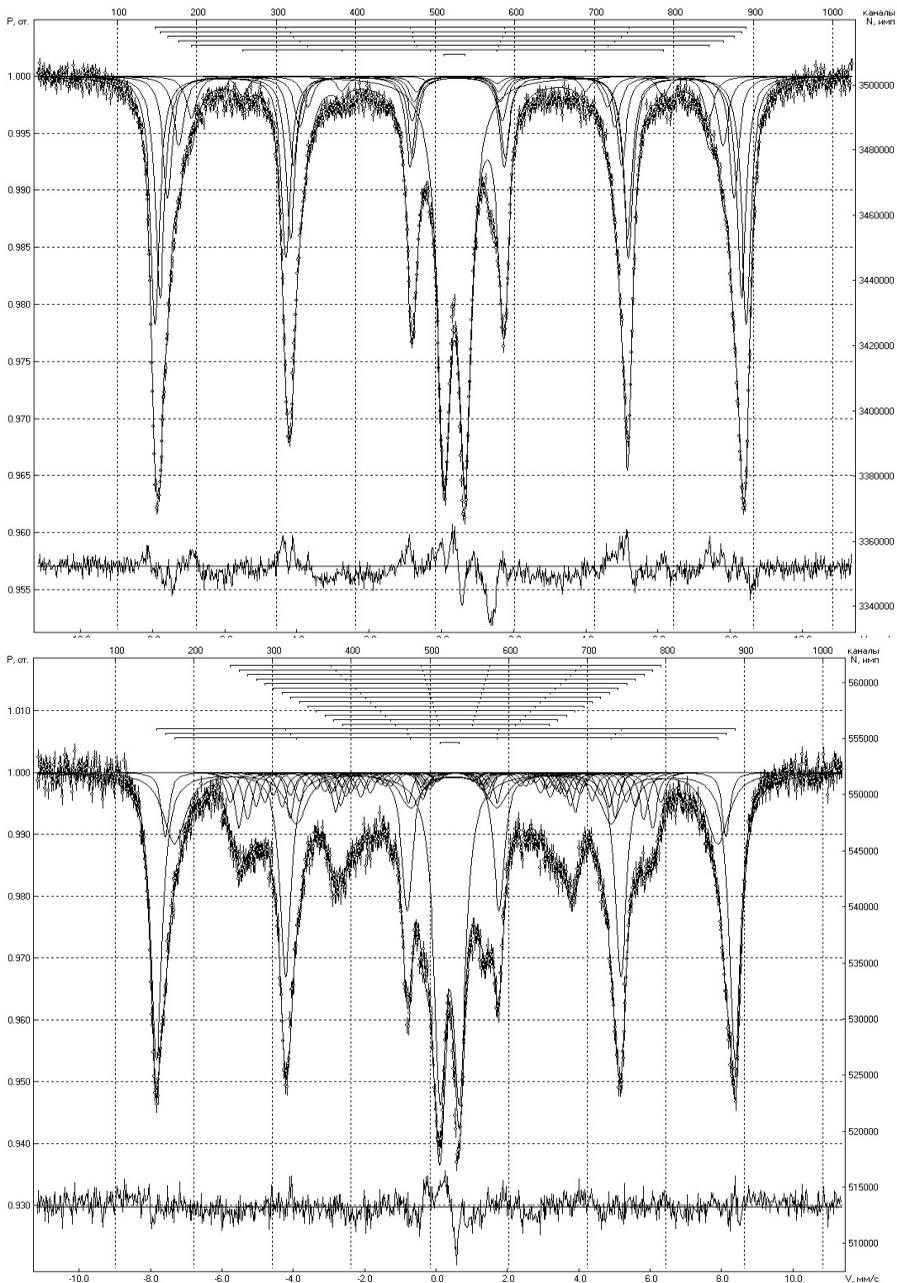
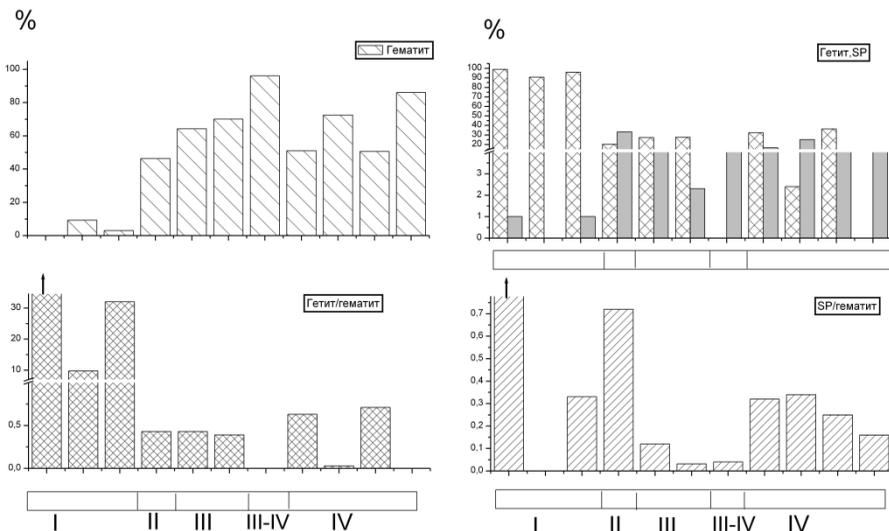


Рис. 4. Мессбауэровский спектр образца из 3-ей зоны зональной конкреции.

**IV mun** – перетянутые петли. Спектры образцов демонстрирующих перетянутые петли могли существенно отличаться между собой соотношением гетита и гематита от 0 до 0.7, однако, вклад SP дублета был значительным (от 13 до 25%). На рис. 5а, б приведены спектры двух образцов из зон контакта с бокситами. В их составе было много алюминия, за счет чего можно предположить, что образуются алюмогетиты и алюмогематиты. Однако, перетянутые петли демонстрировали как образцы из зоны контакта, так и чисто железистые образцы (82071-гематитовая конкреция, зоны 3,5 зональной конкреции и др. [1]). К настоящему моменту были получены и обработаны спектры 11 образцов, демонстрирующих петли разного типа. Это, конечно, нельзя считать статистически значимым результатом, но, тем не менее, некие предварительные выводы сделать можно. На рис. 6 графически показаны результаты обработки спектров природных композитов гетит-гематит. где показаны % вклады гетита, гематита, SP-частиц с размерами <15 нм и их соотношения.



**Рис. 5.** Мессбауэровские спектры образцов из зоны контакта с бокситом. (а – сверху) – 82073, (б – снизу) – 82053 темно-коричневые прослои.



**Рис. 6.** Результаты математической обработки мессбауэровских спектров. Цифрами I-V указаны типы петель гистерезиса для измеренных образцов.

Анализ этих результатов, формы спектров, магнитных, микроскопических, рентгендифракционных и других данных приводит к следующим закономерностям:

- 1) прямолинейные петли в системе гетит-гематит формируются только тогда, когда хорошо окристаллизованный гетит составляет порядка **90%**, представляет собой взаимодействующие частицы не менее 20 нм в длину, плотно спрессованные в волокна большего размера, которые способны как целое закреплять остаточную намагниченность, наличие или отсутствие SP частиц <15 нм не имеет значения;
- 2) для формирования других типов петель гистерезиса (II-IV типы) в данной системе фаз необходим гематит; 3) условно SD петли (II тип) формируются тогда, когда количество гематита с размерами частиц 18-15 нм и SP частиц <15-12 нм доходит до **40%** и **30%** соответственно; 4) для генерации расширенных "potbellied" петель (III-тип) необходимо порядка **65-70 %** гематита и вклад SP частиц <15-12 нм не более **8.5%**; 5) перетянутые петли в этой системе могут формироваться при соотношении гетит/гематит от **0** до **36%** и вкладе SP частиц <15-12 нм от **13** до **25 %**. К этим цифрам, конечно, надо относиться, как к первому приближению, однако ясно, что различия лежат, например, при формировании расширенных или перетянутых петель, как в относительном количестве гематита, так и во вкладе наночастиц с размерами <15 нм. Для более детального рассмотрения и получения уточненных критериев необходимы измерения спектров при низких температурах, что уменьшит диапазон размеров наночастиц, а так же позволит дифференцировать их фазовую принадлежность. В целом, мессбауэровская спектроскопия представляется чрезвычайно информативной для рассмотрения специфики маг-

нитных гистерезисных свойств природных нанокompозитов. Описанный комплексный подход к пониманию закономерностей формирования петель гистерезиса различной формы должен дать параметры, необходимые для моделирования петель в такой сложной двухфазной системе, где причудливым образом могут проявляться как антиферромагнитные, так и слабые ферромагнитные свойства внутри фаз и взаимодействие в интерфейсе.

1. Гендлер Т.С. и др. Этот сборник., стр. 33-40.
2. Бортников Н.С., Новиков В.М., Гендлер Т.С. и др. ДАН. 2011. Т. 441. № 6. С. 788–791.
3. Бортников Н.С., Новиков В.М., Гендлер Т.С., Жегалло Е.А. и др. Материалы Всероссийского семинара по палеомагнетизму и магнетизму горных пород, Борок, 27-30 октября 2011 г. Ярославль: ООО "Сервисный центр". 2011. ISBN 978-5-904457-21-1, Стр.10-16
4. Н.С. Бортников, В. М. Новиков, Н. М. Боева, А. П. Жухлистов, Е. А. Жегалло, Т. С. Гендлер, Л. В. Зайцева, С. В. Соболева. ДАН, 2013, Т.453, № 3, с. 1–5
5. L.Tauche, T.A.T. Mullender, T.Pick. J. Geophys. Res., 101, N B1, 571-583, 1996
6. Гендлер Т.С., Антонов А.Н., Бортников Н.С., Новиков В.М. и др. Материалы международной школы-семинара "Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород" - СПб: СОЛО, 2012 - 314 с. ISBN 978-5-98340-296-66, с.23-29
7. D.E. Madsen, L. Cervera-Contard, T.Kasama et al. J. Phys. Condens. Matter 21 (2009) 016007 (11p)
8. А.А. Novakova, А.Н. Antonov, T.S. Gendler, Е.А. Kolesnikov, I.I. Puzik, V.V. Levina. Solid State Phenomena, vol. 190 (2012), p.447-450
9. А.Н. Антонов, А.А. Новакова, Т.С. Гендлер. Вестник Московского Университета, Серия 3. Физика. Астрономия. 2012, №2, с. 82-84
10. Багин В.И., Гендлер Т.С., Авилова Т.Е. Магнетизм  $\alpha$ -окислов и гидроокислов железа. М.: Наука, 1988. 157 с.

## **Палеомагнетизм интрузивных тел и туфопесчаников среднеюрского возраста Горного Крыма**

*А.А. Герасимова<sup>1</sup>, Р.В. Веселовский<sup>1,2</sup>*

<sup>1</sup>Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва

В работе представлены результаты палеомагнитных исследований туфопесчаников карадагской свиты и интрузивных тел бодракского субвулканического комплекса Качинского поднятия Горного Крыма, целью которых является оценка перспективности изучаемых объектов для получения среднеюрского (байосского) палеомагнитного полюса Крыма и построения в дальнейшем на его основе палеотектонических реконструкций. В 2010-2012 гг. мы провели исследования в долине р.Бодрак (Бахчисарайский район), в ходе которых были опробованы интрузивные и вулканогенно-осадочные породы байосского возраста. Полный список опробованных нами геологических объектов приведен в табл. 1. Для рекогносцировки нами также было опробовано одно интрузивное тело диоритов (шток?), вскрытое карьером у

с.Соколиное, и расположенное в 25 км к Ю от основного района исследований. В карьерах Первомайский и Школьный образцы отбирались в двух сайтах, разнесенных друг от друга на первые десятки метров.

Обработка палеомагнитной коллекции проводилась в Институте физики Земли РАН и Петромагнитной лаборатории МГУ. В результате проведения температурной магнитной чистки и чистки переменным магнитным полем была выделена палеомагнитная запись хорошего качества. Естественная остаточная намагниченность большинства образцов является суммой двух компонент намагниченности: низкотемпературной (20-120°C) (она же низкокоэрцитивная – 1-5 мТ) вязкой природы и современного возраста, и наиболее стабильной характеристической компоненты (деблокирующие температуры до 620°C).

**Таблица 1.** Объекты исследований и палеомагнитные направления.

N п/п	Объекты (номера образцов)	Slat/ slong	Палеомагнитные направления (географическая/ стратиграфическая система координат)				
			n/N (S)	D°	I°	K	$\alpha_{95}^\circ$
1	Силл Короновского (1–16)	44°46,858' 33°59,238'	16/15	213,8	-70,8	101	3,8
				168,3	-20,3		
2	Шток (старая каменоломня, овраг Шара) (17–28)	44°46,447' 33°58,720'	12/10	35,8	59,4	23	10,3
				358,7	14,5		
3	Дайка в 500 м к северу от остановки Трудолюбовка (41–52)	44°47,472' 34°00,020'	12/10	48,3	69,9	36	8,2
				351,6	24,2		
4	Школьный карьер (i1–i8)	44°49,735' 34°04,528'	8/7	358,6	69,9	20	14
				339,7	12,0		
5	Первомайский карьер* (p21–p32)	44°46,777' 34°01,651'	12/11	111,6	68,8	30	8,5
				348,6	45,4		
6	Школьный карьер* (v1–v8)	44°49,735' 34°04,528'	8/5	300,2	51,1	46	11,4
				311,8	-4,7		
7	Дайка, левый борт долины р. Бодрак (107–116)	44°45,192' 34°01,217'	10/4	359,4	50,5	47	13,6
				348,3	-5,4		
8	Туфопесчаники («байосский цирк»), 2010 год, (86–98)	44°47,122' 33°59,270'	13/10	4,6	57,1	58	6,4
				348,0	1,9		
9	Силл Лебединского (117–126)	44°45,191' 34°03,053'	9/6	21,2	64,4	20	15,5
				350,2	12,5		
10	Первомайский карьер (p1–p20)	44°46,767' 34°01,718'	20/20	36,7	76,4	39	15,0
				343,7	23,9		
11	Интрузивное тело (северная окраина с. Соколиное) (21–33)	44°33,425' 33°57,067'	13/9	40,3	65,6	15	13,8
				354,4	19,6		
12	Туфопесчаники за гостиницей Трудолюбовка (1-12)	44°47'14.7" 33°59'45.2"	12/8	3,2	51,6	26	12
				353,8	-16,6		

**Таблица 1.** (продолжение)

13	Туфопесчаники «Байосский цирк»*, 2012 год, (25-36)	44°47'07.3" 33°59'16.0"	12/8	344,9	58,2	16	14,2
				332,9	-5,2		
14	Село Плотинное, туфопесчаники (64-78)	44°35'24,7" 33°58'44,0"	15/11	356,8	54,6	15	12
				331,2	59,4		
15	Петропавловский карьер, туфопесчаники (113-127)	44°53'59,2" 34°08'26,0"	15/11	295,1	-78,8	9	16,6
				155,8	-23,2		
16	Мыс Гусиный, туфопесчаники (128-142)	44°24'00,2" 33°49'31,2"	15/9	342,5	70,7	15	13,7
				352,3	28,7		
17	Шток (заброшенный карьер в левом борту Мендерского оврага)*, 2012 год, (29-40)	44°46,745' 33°59,529'	12/0	-	-	-	-
18	Дайка «на розовом поле»	44°46,652' 33°59,736'	12/0	-	-	-	-
19	Интрузивное тело в с. Трудолюбовка	44°47,062' 33°59,802'	8/0	-	-	-	-
20	Большой каньон (37-51), (52-63)	44°31'03,2" 33°59'12,3"	27/0	-	-	-	-
<b>Среднее</b>		<b>44°46' 34°00'</b>	<b>(9)</b>	<b>21,7</b>	<b>66,0</b>	<b>51</b>	<b>7,3</b>
<b>Палеомагнитный полюс:</b>		<b>plat, град.</b>	<b>Plong, град.</b>	<b>dp/dm, град.</b>		<b>paleolat, град.</b>	
- географическая СК		74,7	102,8	10/12		48	
- стратиграфическая СК		51,1	231,2	4/8		7	

Примечания:  $\phi, \lambda$  - широта и долгота места отбора образцов; N - количество образцов; D, I - склонение и наклонение палеомагнитного направления, K,  $\alpha_{95}$  - кучность и радиус круга 95% доверия (параметры статистики Фишера); slat, slong - средние координаты района работ; plat, plong - широта и долгота палеомагнитного полюса; dp/dm - величины полуосей овала 95% доверия; paleolat - палеоширота района работ. Определения, помеченные «\*», не учитывались при вычислении среднего палеомагнитного направления.

Среднее направление стабильной компоненты намагниченности силла Короновского (1) и Петропавловского карьера (15), в отличие от четырнадцати других объектов, имеет обратную полярность и антиподально среднему палеомагнитному направлению компоненты прямой полярности: тест обращения [3] пройден на уровне С ( $\gamma/\gamma_c=7.4^\circ/24.4^\circ$ ). Среднее палеомагнитное направление, рассчитанное для 10 интрузивных тел и 6 обнажений туфопесчаников на уровне сайтов, приведено в табл. 1 и рис. 1. Средние палеомагнитные направления для трёх сайтов (Школьный (6) и Первомайский (5)

карьеры, туфопесчаники села Плотинное (14)) расположены на сфере относительно далеко от довольно кучной группы направлений других сайтов, поэтому при вычислении общего среднего направления они не учитывались. Для объяснения причин наблюдаемого различия палеомагнитных направлений в соответствующих объектах необходимы дополнительные исследования.



**Рис. 1.** Средние палеомагнитные направления для исследованных тел в географической и стратиграфической системах координат (по сайтам). Номера объектов совпадают с таблицей.

Наличие биполярной компоненты намагниченности может рассматриваться как указание на первичность наиболее стабильной компоненты намагниченности интрузивных тел долины р.Бодрак. Кроме того, наличие противоположно направленных компонент намагниченности в расположенных друг от друга на расстоянии 300 м объектах (силл Короновского и туфопесчаники «байосского цирка»), позволяет предполагать отсутствие регионального перемагничивания в районе исследований.

Совпадение направлений стабильной компоненты намагниченности в субвулканических телах и туфопесчаниках карадагской свиты позволяет говорить о том, что внедрение этих тел происходило до дислокации вулканогенно-осадочной толщи. На настоящий момент мы не можем полностью исключить из рассмотрения возможность перемагничивания бодракской свиты после её дислокации, но до внедрения силла Короновского и отложения туфопесчаников Петропавловского карьера, однако этот сценарий видится нам маловероятным в силу отсутствия видимых источников такого перемагничивания, (высокотемпературные изменения в минералах в шлифах также не были найдены). Из отмеченного совпадения направлений стабильных компонент намагниченности в изученных объектах также следует, что все исследованные интрузивные тела принадлежат единому тектоническому блоку, ко-

торый был дислоцирован в послебайосское время. Степень дислокации определяется средними элементами залегания туфопесчаников карадагской свиты (азимут падения СЗ 330, угол падения 60).

Палеомагнитный полюс, отвечающий среднему палеомагнитному направлению изученных тел в стратиграфической системе координат (табл. 1), также находится в непосредственной близости от области распределения позднеюрских-раннемеловых полюсов Крыма, полученных О.Б.Ямпольской [2] и Д.М.Печерским [1], однако значимо отличаясь от них. При этом следует отметить, что в отличие от позднеюрских и раннемеловых палеомагнитных полюсов, единичные известные среднеюрские полюсы Крыма имеют значительный разброс по земному шару, что не позволяет, на настоящий момент, провести корректное вычисление среднего палеомагнитного полюса, отвечающего средней юре.

Таким образом, по среднему палеомагнитному направлению изученных тел рассчитан новый палеомагнитный полюс Крыма, отвечающий байосскому времени. Полученные данные свидетельствуют о том, что интрузивные тела бодракского субвулканического комплекса находятся в нарушенном залегании и их дислокация определяется залеганием туфопесчаников карадагской свиты.

*Авторы искренне благодарны В.В.Юдину за консультации и помощь в выборе объектов исследования, а также В.Ю.Водовозову и И.В.Федюкину за помощь в проведении полевых работ.*

1. Печерский Д.М., Сафонов В.А. Палинспастические реконструкции положения Горного Крыма в средней юре – раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. 1993. №1. С. 96-105.
2. Ямпольская О.Б., Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Пименов М.В., Никульшин А.С. Палеомагнитный разрез нижнего мела юго-западного Крыма // Вестник МГУ. Сер. 4. 2006. Геология. № 1. С. 3-15.
3. McFadden P.L., McElhinny M. Classification of reversal test in paleomagnetism. // Geophys.J.Int..1990. V.103. P. 725-729.

## **Палеомагнетизм верхнемеловых отложений юго-востока Западной Сибири**

*З.Н. Гнибиденко, А.В. Левичева*

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск*

Представлены результаты комплексного палеомагнитного и палеонтологического изучения верхнемеловых отложений Бакчарского железорудного месторождения осадочного происхождения (юго-восток Западной Сибири, Томская фациальная зона), вскрытых двумя скважинами С-114 и С-124. Бакчарское месторождение является одним из самых хорошо разведанных участков крупнейшего железорудного бассейна, расположенного в центральной части Западной Сибири [1, 2].

Исследуемая палеомагнитная коллекция состоит из 118 образцов-кубиков, ориентированных «верх-низ» и представляющих 150 м разреза. Отложения скважин представлены славгородской, ганькинской (верхний мел) и люлин-ворской (палеоген) свитами. В литологическом отношении это глины, алевролиты, песчаники и пески.

Расчленение разреза и обоснование возраста исследуемых отложений проведено на основании палеонтологических данных и данных абсолютного датирования. **Верхний отдел мела. Славгородская свита ( $K_2sl$ ).** Свита сложена алевролитами, песчаниками и глинами, в ней установлен комплекс диноцист ДК-I (*Trithyrodinium suspectum*, *Chatangiella niiga*, *C. vniirii*, *C. serratula*, *C. bondarenkoi*, *C. tripartita*, *Rhiptocorys veligera*, *Isabelidinium microarmum*, *I. belfastense*, *I. rectangulatum*, *Dinogymnium* spp. и др.). Этот комплекс диноцист сопоставляется с кампанскими комплексами Западной Сибири. **Верхний отдел мела. Ганькинская свита ( $K_2gn$ ).** Свита представлена глинами и алевролитами. Эту свиту характеризует комплекс диноцист и палинокомплекс. Комплекс диноцист ДК-II (*Cerodinium diebelii*, *Achomosphaera ramulifera*, *Fromea chytra*, *Cladopyxidium* spp., *Membranosphaera maastrichtica*, *Microdinium kustanaicum*, *Palaeocystodinium golzowense*) позволяет датировать отложения маастрихтом. В обоих свитах установлен палинокомплекс ПК-I, соответствующий кампан-маастритскому комплексу.

Были определены магнитные и палеомагнитные параметры пород. Так, магнитная восприимчивость меняется в пределах  $9,2 - 424,9 \times 10^{-5}$  ед. СИ, естественная остаточная намагниченность варьирует от 0,3 до 96,1 мА/м., Фактор Кенигсбергера меньше 1. Основные минералы-носители намагниченности горных пород – магнетит, гематит, гидроокислы железа – определены с помощью анализа кривых нормального намагничивания  $J_{rs}(H)$  и кривых терморазмагничивания  $J_n(T)$  пород. Присутствие гематита с точкой Кюри в  $675^\circ\text{C}$  устанавливается по потере породой намагниченности в интервале температур  $675-680^\circ\text{C}$ , а также по положим кривым насыщения ( $H_s=600$  кА/м) и малым значениям намагниченности насыщения ( $J_{rs}=40-60$  мА/м), а присутствие магнетита – по спаду намагниченности в интервале температур  $560-580^\circ\text{C}$ . Ориентационная природа намагниченности исследуемых пород установлена исходя из условий образования пород и по фактору Кенигсбергера. Были выполнены эксперименты по ступенчатому терморазмагничиванию и размагничиванию переменным магнитным полем. Тот и другой методы ступенчатого размагничивания показывают одинаковые результаты. По результатам ступенчатого терморазмагничивания естественная остаточная намагниченность (NRM) состоит из низкотемпературной и высокотемпературной компонент. Низкотемпературная компонента разрушается при температуре  $300-400^\circ\text{C}$ , высокотемпературная компонента (ChRM) выделяется в пределах  $400-675^\circ\text{C}$ . При размагничивании переменным магнитным полем выделяется две компоненты – стабильная и нестабильная. Нестабильная компонента снимается переменными полями 5-20 мТл, стабильная сохраняется в полях 20-50 мТл. Палеомагнитные разрезы обеих скважин, построенные по харак-

теристической (первичной) компоненте, характеризуются прямой и обратной полярностью (рис. 1 и 2).

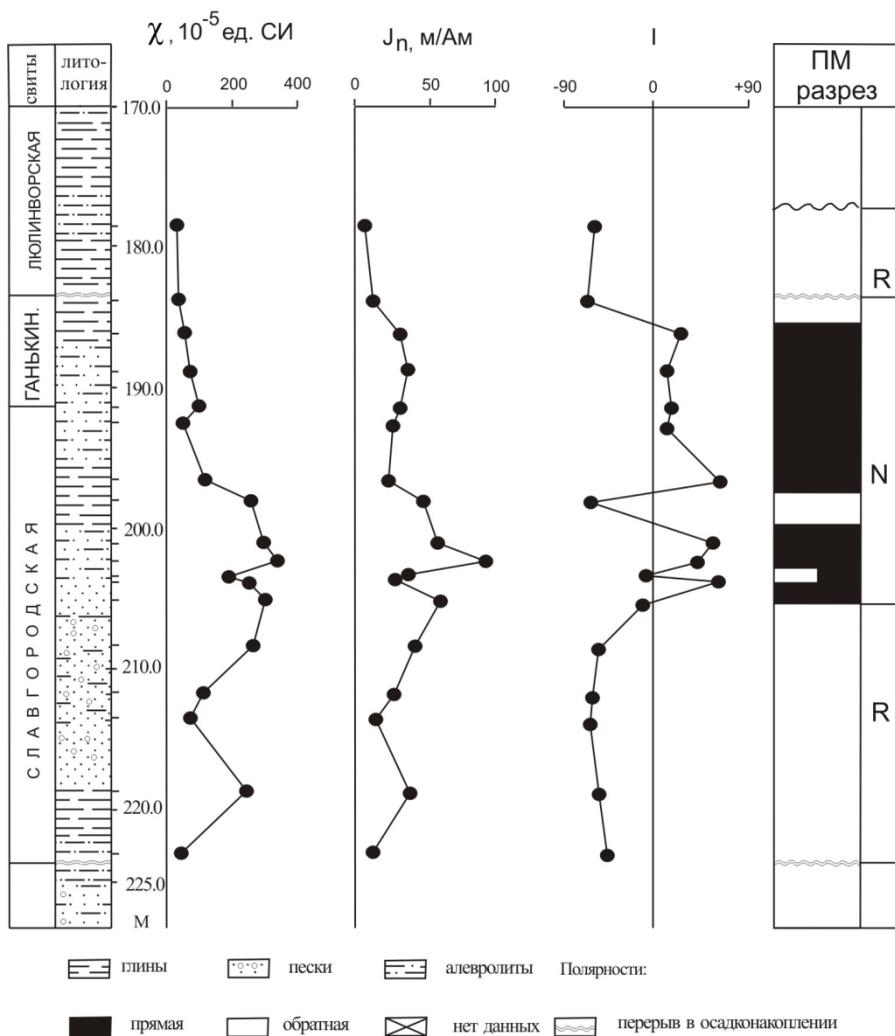


Рис. 1. Палеомагнитный разрез верхнемеловых отложений (сква № 114)

Славгородская свита в двух исследуемых скважинах имеет преобладающую обратную полярность с небольшим горизонтом прямой намагниченности, а ганькинская свита характеризуется в основном прямой полярностью с одним горизонтом обратной намагниченности. На основании палинологических данных, полученных Н.К. Лебедевой, палеомагнитные разрезы скважин С-

114 и С-124, были привязаны к региональной стратиграфической шкале и получили ранг магнитостратиграфических разрезов (рис. 3 и 4).

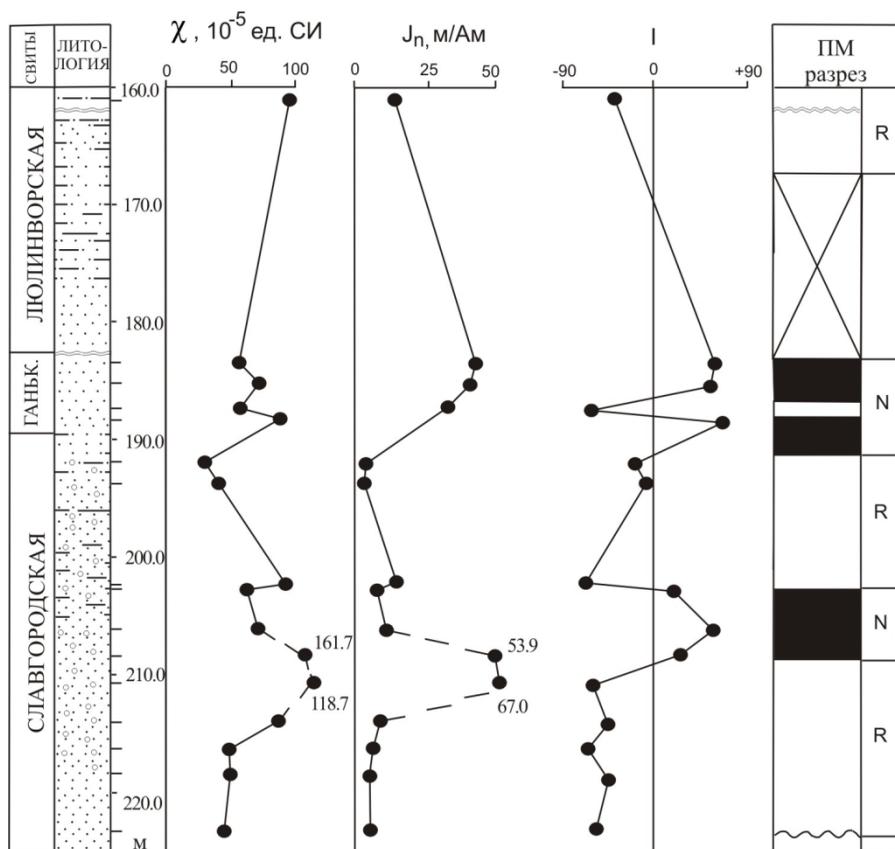


Рис.2. Палеомагнитный разрез верхнемеловых отложений (скв. № 124)

Согласно этим данным славгородская свита по комплексу диноцист ДК-I датируется кампаном, а ганькинская свита на основании комплексов диноцист ДК-II и палинокомплекса ПК имеет маастрихтский возраст. Магнитостратиграфические разрезы этих скважин были сопоставлены между собой и с магнитохронологической шкалой Градштейна [3]. Обратно намагниченная славгородская свита с прямой полярностью в верхней части, датируемая кампаном, сопоставляется с хроном С33г (верхняя часть) и С33(п) (нижняя часть) шкалы Градштейна. Ганькинская свита, характеризующаяся прямой полярностью и датируемая маастрихтом, коррелируется с хроном С30.

*Работа выполнена при финансовой поддержке фонда РФФИ (грант 13-05-00051).*

СИСТЕМА		ОТДЕЛ		ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ	ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ	ПМ РАЗРЕЗ	
ПАЛЕОГЕН	ПАЛЕОЦЕН	ТАНЕТ	ЯРУС ГОРИЗОНТ				
М Е Л В Е Р Х Н И Й К А М П А Н С Л А В Г О Р О Д С К И Й			ЛЮЛИНВОРСКИЙ	<b>Люлинворская свита</b>  Глины серые.			 R
			МАССТРИХТ ГАНЬКИНСКИЙ	<b>Ганькинская свита</b> кварц-глауконитовые песчаники, глауконитовые алевролиты.	DK II		 N
				<b>Славгородская свита</b>  кварц-глауконитовые песчаники, глины, серые алевролиты.	DK I	ПК I	 R

Рис. 3. Магнитостратиграфический разрез верхнемеловых отложений (скв № 114)

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ГОРИЗОНТ	ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ	ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ		палеомагнитный разрез	
М Е Л	В Е Р Х Н И Й	К А М П А Н	С Л А В Г О Р О Д С К И Й	<p><b>Люлинворская свита</b> кварц-глауконитовые гравелиты, глины.</p>				R
				<p><b>Ганькинская свита</b> кварц-глауконитовые гравелиты, глины.</p>	DK II			N
				<p><b>Славгородская свита</b> Кварц-глауконитовые песчаники и гравелиты, глины, серые алевриты.</p>	DK I	PK I		R
								

Рис. 4. Магнитостратиграфический разрез верхнемеловых отложений (скв. № 124)

1. *Западно-Сибирский железорудный бассейн*. Изд-во Сибирского отделения АН СССР, 1964, 448 с.
2. *Николаева И.В.* Бакчарское месторождение оолитовых железных руд. Изд-во Наука, Сибирское отделение. Новосибирск. 1967, 129 с.
3. *Gradstein F.M., Ogg J.G. and Van Kranendonk M.* On the Geological Time Scale 2008 // *Newsletters on Stratigraphy*. Vol. 43. No 1. June 2008. P. 5-13.

## **Использование позднепалеозойского перемагничивания пород на Южном Урале для изучения палеогеографии Балтики в неопротерозе**

*И.В. Голованова<sup>1</sup>, К.Н. Данукалов<sup>1</sup>, А.Ф. Кадыров<sup>1,2</sup>, М.М. Хидиятов<sup>1,2</sup>, Р.Ю. Сальманова<sup>1</sup>, М.Л. Баженов<sup>3</sup>*

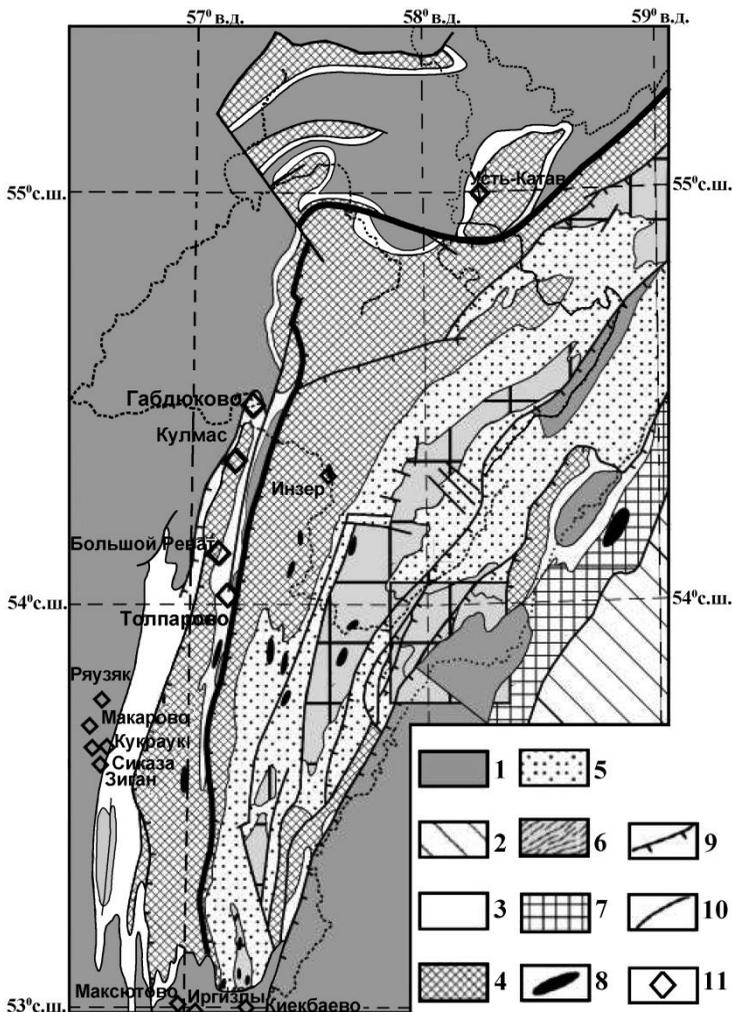
<sup>1</sup> *Институт геологии УНЦ РАН, Уфа*

<sup>2</sup> *Башкирский государственный университет, Уфа*

<sup>3</sup> *Геологический институт РАН, Москва*

При палеомагнитном изучении венда западной части Южного Урала (рис. 1) возникает вопрос: можно ли экстраполировать результаты на всю Восточно-Европейскую платформу (Балтику). Установлено, что верхнерифейские и вендские комплексы западной половины Урала прослеживаются на платформе [1, 2] и, следовательно, эта часть Уральского складчатого пояса является деформированной окраиной платформы. Таким образом, сколь либо значительных перемещений Башкирского мегантиклинория относительно платформы не было. С другой стороны, основные деформации в западной части Южного Урала происходили в пермское время [3], и, значит, возможны локальные вращения отдельных структур. Происходившие в это время вращения между складчатым поясом и платформой можно оценить по широко развитым здесь вторичным компонентам намагниченности. Для учета вращений нужно изучить палеозойские (девонские, каменноугольные и раннепермские) породы, согласно или почти согласно перекрывающие вендские толщи, и определить величины поворотов путем сравнения палеозойских палеомагнитных результатов с соответствующими участками кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса Восточно-Европейской платформы. В итоге вендские данные, после учета поворотов, можно будет использовать для определения палеомагнитных полюсов всей платформы.

Известно, что связанная с перемагничиванием компонента остаточной намагниченности с умеренно крутым отрицательным наклоном и юго-западным склонением, широко распространенная на Урале в палеозойских и докембрийских породах, хорошо согласуется с пермским направлением для Балтики [4, 5, 6]. Однако немногочисленные опубликованные данные получены на слишком большой территории, охватывающей почти весь Урал. Поэтому желателен более концентрированный взгляд на его самую западную часть. Нами было проведено исследование, направленное на выделение такой компоненты остаточной намагниченности, и в данной работе представлены его предварительные результаты.



**Рис. 1.** Схематическая карта юго-западного Урала [7; упрощено]. Обозначения: 1 – палеозой Балтики и западного Урала; 2 – палеозой восточного Урала; 3 – венд; 4 – верхний рифей; 5 – средний рифей; 6 – нижний рифей; 7 – метаморфические комплексы; 8 – интрузии; 9 – надвиги; 10 – прочие разломы; самая толстая линия обозначает Зильмердакский надвиг, к западу от которого нет углового несогласия между вендскими и палеозойскими породами; 11 – изученные разрезы.

Ключевым фактом для нашего исследования является то, что к западу от Зильмердакского надвига не существует углового несогласия между частями разреза от вендских до среднепермских, а все деформации здесь имеют среднепермский возраст [3]. Поэтому, вероятно, что вращения, если они происходили, имеют такой же возраст. Действительно, вряд ли вращения, которые могли здесь происходить, не оставили структурных изменений. Поэтому мы

отобрали образцы различных палеозойских пород, в основном карбонатных, из ряда обнажений на западе Башкирского антиклинория (рис. 1). Как правило, из моноклиального разреза отбиралось от 10 до 40 ориентированных образцов. Коллекции изучались в палеомагнитных лабораториях ИГ УНЦ РАН в Уфе и ГИН РАН в Москве. По одному образцу из всех штуфов были подвергнуты ступенчатому (до 20 шагов) температурному размагничиванию вплоть до 700°C. Размагничивание проводилось в экранированных печах с остаточным полем около 10 нТ. Намагниченность измерялась на спинмагнитометрах JR-4 и JR-6. Данные по образцам из одного сайта осреднялись, и полученные таким образом средние вектора по сайтам использовались для вычисления среднего направления всей толщи. При обработке данных использованы программы Р. Энкина [8] и Ж.-П. Конье [9].

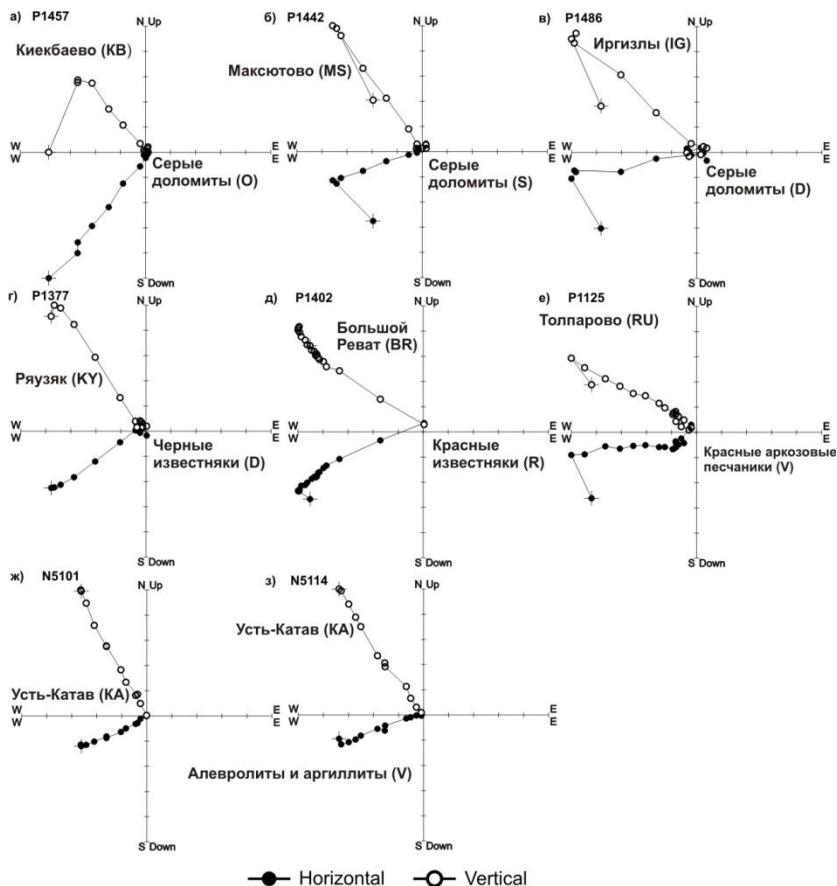
При нагреве до 200–250 °С разрушается нестабильная компонента намагниченности. Направления этой намагниченности хаотичны. Вероятнее всего она является суммой вязкой и так называемой лабораторной намагниченностей. В значительной части коллекции при нагреве выше 250 °С другие компоненты не выделяются.

Более чем в половине палеозойских образцов в интервале 200–500 °С выделена отчетливо выраженная и хорошо сгруппированная компонента намагниченности, часто составляющая более 90% остаточной намагниченности (рис. 2, а-г; табл.). Сходная по направлению компонента намагниченности выделена и в нескольких коллекциях карбонатных и терригенных неопротерозойских пород (рис. 2, д-з). Наиболее вероятно, что эта компонента также соответствует позднепалеозойскому перемагничиванию [5, 6], поэтому палеозойские и верхнепротерозойские данные для этой компоненты могут быть объединены.

Средние по сайтам направления перемагничивания лучше сгруппированы в стратиграфических координатах (рис 3, а-б). При постепенном выпрямлении складок наилучшее группирование данных достигается при 60 % распрямлении, хотя разница между максимальным и скорректированным значениями параметров концентрации не является значимой (рис 3, в-г).

Предварительно мы делаем вывод, что, в целом, обратная остаточная намагниченность палеозойских и верхнерифейских пород может рассматриваться как синскладчатая, однако, это заключение все же нуждается в дополнительном подтверждении. Этот недостаток, однако, в значительной степени компенсируется тем простым фактом, что среднее направление перемагничивания приблизительно одно и то же во всех точках отбора, то есть поворотов отдельных блоков по отношению друг к другу не было.

Для того, чтобы оценить возможные повороты отдельных блоков на изучаемой территории по отношению к платформе, мы сравнили среднее направление перемагничивания по всем сайтам (табл.) с известными направлениями, пересчитанными из кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса Балтики для общей точки 54° с.ш., 57° в.д. и обнаружили их очень хорошее соответствие для интервала времени от 300 до 270 млн. лет назад (рис. 3д).



**Рис. 2.** Диаграммы Зийдверelda палеозойских (а-г) и неопротерозойских (д-з) горных пород западной части Южного Урала в стратиграфических координатах.

Так как основные деформации в изучаемой нами самой западной части Южного Урала происходили в кунгурское время [3], то наблюдаемое соответствие свидетельствует против относительного вращения между этой частью Южного Урала и платформой. Таким образом, и геологические и палеомагнитные данные по изученной западной части Южного Урала могут быть использованы для уточнения палеогеографии Балтики в венде. Это исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00137) и Программы № 10 ОНЗ РАН.

Таблица.

Направления позднепалеозойского перемагничивания в палеозойских и верхнерифейских породах

Таблица

Объект	Воз-раст	Координаты		АП	УП	ССК					ДСК				Примечание
		с.ш.	в.д.			n	D	I	k	$\alpha_{95}$	D	I	k	$\alpha_{95}$	
AM	D	54.6	57.3	95.3	30.8	13/6	197.6	-63.1	19	15.9	235.9	-45.8	12	20.1	Габдуково
Gb	D	54.5	57.3	90.2	33.8	32/20	214.1	-66.7	34	5.7	251.3	-43.1	24	6.8	Разрез Габдуково
IG	D	53.0	57.0	109.4	33.9	10/6	203.1	-41.5	24	13.9	228.1	-31.5	19	15.6	Разрез Иргизлы
KY-1	D	53.7	56.7	287.0	32.1	11/7	249.9	-23.0	37	10.1	233.7	-46.1	35	10.4	р. Раузяк
Rau	D	53.7	56.6	269.6	27.8	38/34	238.2	-26.1	16	6.3	225.3	-46.5	17	6.1	р. Раузяк
KY-2*	D	53.7	56.7	94.0	44.0	2/2	234.8	-32.2	-	-	241.6	4.2	-	-	р. Раузяк
MS	S	53.0	56.9	83.3	35.9	12/9	203.7	-69.5	24	10.7	239.7	-40.9	31	9.4	д. Максиготово
KB-1	O	53.0	57.3	126.1	10.9	18/13	219.8	-42.7	38	6.8	229.6	-41.1	36	7.0	д. Киекбаево - 1
KB-2*	O	53.0	57.3	74.4	25.1	9/5	232.5	-22.5	28	14.6	234.2	1.0	44	11.7	д. Киекбаево - 2
KA	V	54.9	58.2	281.5	14.6	[20/7]	244.0	-37.5	584	2.5	234.9	-48.4	328	3.3	Усть-Катав
RU	V	54.0	57.2	100.7	47.4	[12/6]	222.2	-57.5	29	12.7	251.3	-21.3	29	12.7	д. Толпарово
UK	R <sub>3</sub>	54.3	57.2	292.2	25.4	7/5	249.6	-28.2	20	17.3	234.9	-44.8	16	19.5	д. Кулмас
IZ	R <sub>3</sub>	54.2	57.6	317.8	50.5	8/6	239.3	-46.2	34	11.6	193.1	-34.4	53	9.3	Инзер
BR	R <sub>3</sub>	54.1	57.1	98.5	50.4	14/14	182.8	-46.2	38	6.6	225.2	-30.9	38	6.5	р. Большой Реват
Zn	D	53.5	56.6	272.7	23.8	23/19	232.8	-33.0	21	7.6	217.1	-49.3	19	8.0	Разрез Зиган
Kk	D	53.6	56.7	254.9	22.7	26/17	249.4	-32.0	15	9.4	243.1	-53.5	17	8.9	Разрез Куккараук
Sz	D	53.6	56.7	254.3	24.1	24/22	230.5	-34.1	21	6.9	218.3	-54.7	23	6.7	Разрез Сиказа,
Mk	C	53.6	56.6	57.3	23.5	34/17	212.0	-70.1	19	8.4	226.8	-48.4	24	7.4	Разрез Макарово
Ср. **						[16]	228.4	-46.5	15	10.0	230.7	-43.4	34	6.4	Среднее

\* - не учитывалось при вычислении общего среднего

\*\* - общие средние направления вычислены по средним по сайтам, пересчитанным на общую точку 54° с.ш., 57° в.д.

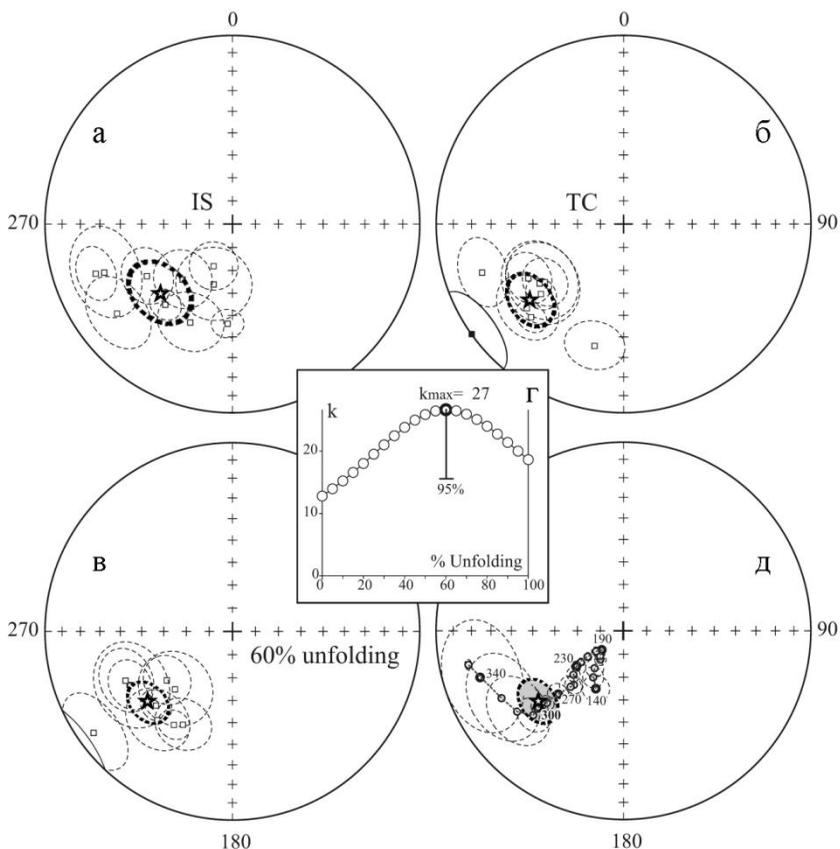
АП - азимут падения. УП - угол падения. n - число образцов [сайтов]: изучено/использовано. ССК, ДСК, современная

и древняя системы координат соответственно. D - склонение. I - наклонение. k - кучность.  $\alpha_{95}$  - радиус круга доверия.

Референтные направления (ДСК):

	D	I	$\alpha_{95}$
250 Ma	222.7	-58	3.9
260 Ma	223.5	-56.3	4.7
270 Ma	226.0	-49.9	4.6

1. *Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология.* Редактор Б.М. Келлер. М.: Наука, 1983. 183 с.
2. *Козлов В.И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука: 1982. 128 с.
3. *Пучков В.Н.* Уралыды и Тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // *Геология и Геофизика.* 2003. № 1-2. С. 28-39.
4. *Храмов А.Н., Шолпо Л.Е.* Палеомагнетизм. Л.: Недра, 1967. 252 с.
5. *Храмов А.Н., Гинчаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнетизм палеозоя. Л.: Недра, 1974. 236 с.
6. *Данукалов Н.Ф., Комиссарова Р.А., Михайлов П.Н.* Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. Редактор Б.М. Келлер. М., Наука, 1982. С. 121-162.
7. *Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории республики Казахстан.* Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист N-40 (41) – Уфа, ответственный редактор Козлов В.И. СПб: ВСЕГЕИ. 2002.
8. *Enkin R.I.* A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.
9. *Cogné, J.P.* PaleoMac: a Macintosh application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. V. 4 (1). 1007. doi:10.1029/2001GC000227.
10. *Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M.* Norway in space and time: a Centennial cavalcade // *Norwegian Journal of Geology,* 2005, 85, 73–86.



**Рис. 3.** Направления позднепалеозойского перемагничивания: **а** - в современной системе координат; **б** - после коррекции наклона (древняя система координат); **в** - после 60% распрямления, когда наблюдается наибольшая кучность среднего направления по сайтам; квадратами и тонкими линиями показаны средние направления сайтов с овалами доверия; звездочками и жирными линиями показаны общие средние направления с овалами доверия; **г** - график зависимости концентрационного параметра кучности ( $k$ ) от процента распрямления; максимальное значение при 60% показано жирным кружочком; **д** - стереограмма опорных направлений, пересчитанных из кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса для Балтики [10] для общей точки  $54^\circ$  с.ш.,  $57^\circ$  в.д. с интервалом в 10 млн. лет для сегмента 120–350 млн. лет.

## Особенности магнитно-минералогического преобразования природных титаномагнетитов на воздухе в изотермических условиях

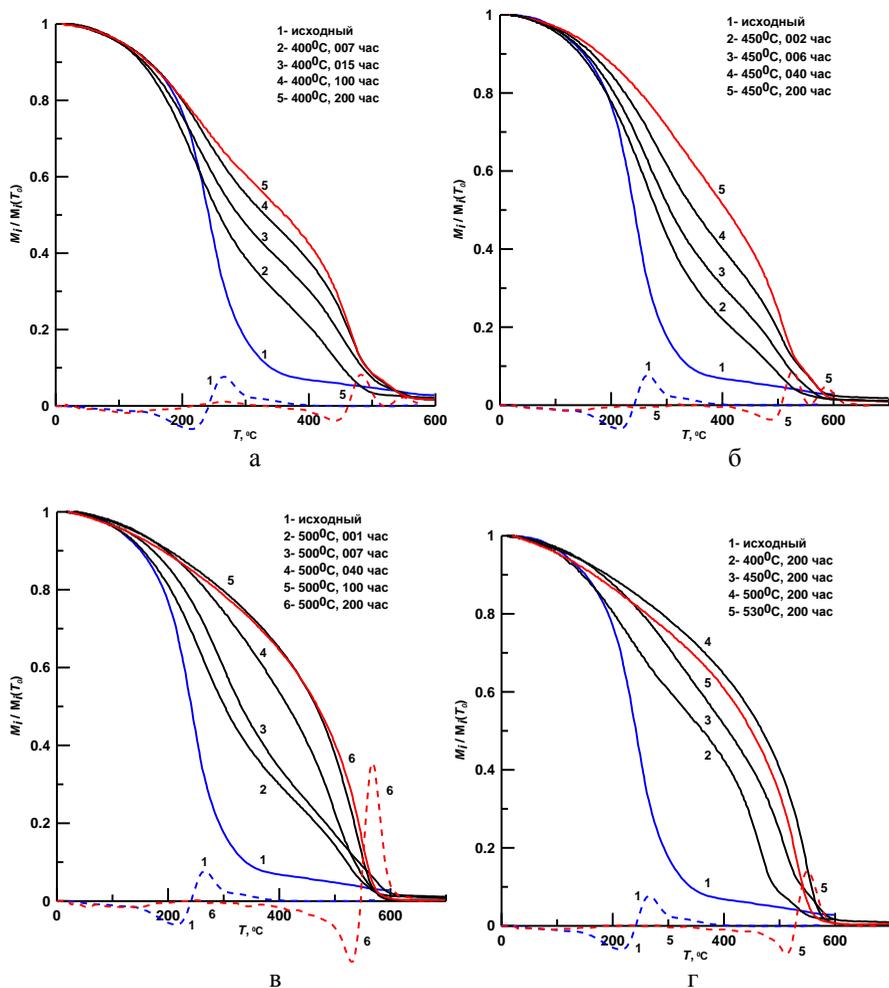
С.К. Грибов, А.В. Долотов, В.А. Цельмович

ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область

В ходе моделирования процесса термохимического намагничивания природных титаномагнетитов (ТМ) [1] для проведения корректной интерпретации выявленных закономерностей поведения  $TCRM$  в зависимости от времени ( $t$ ) и температуры ( $T$ ) возникла крайняя необходимость установления взаимосвязи свойств  $TCRM$  с изменениями структурных и магнитных параметров термически преобразованных ТМ. Поэтому параллельно собственно моделированию  $TCRM$  нами были выполнены дополнительные изотермические отжиги на воздухе исходного материала при тех же  $T, t$ -режимах, а именно выдержка исходных образцов в течение 200 часов при 400, 450, 500 и 530°C. При этом на разных этапах временной выдержки данные образцы охлаждались до комнатной температуры, и отдельные их кусочки изучались методами порошковой рентгеновской дифрактометрии, оптической и растровой (сканирующей) электронной микроскопии, рентгеноспектрального электронно-зондового анализа, а также термомагнитного анализа и измерения характеристик петель магнитного гистерезиса. Результаты этого исследования представлены в настоящей работе.

**Термомагнитный анализ (ТМА)** На рис. 1 приведены примеры температурных зависимостей изменения относительных значений индуктивных (в поле 4500 э) намагниченностей  $M_i(T)/M_i(T_0)$  для образцов с различной выдержкой при 400, 450, 500 и 530°C. Хорошо видно, что после отжигов при всех этих температурах ход кривых терморазмагничивания образцов примерно одинаковый: кривые  $M_i(T)$  обнаруживают сходство в интервале 25–120°C, а при более высоких температурах ТМА показывают существенные различия в характере их изменения с увеличением времени отжига, связанные, очевидно, с концентрацией ферромагнетиков с разными точками Кюри ( $T_c$ ). Так, в ходе изотермических выдержек при 400°C на кривых температурной зависимости  $M_i(T)$  всегда отмечаются три магнитные фазы (см. рис. 1а), одна из которых с минимальной  $T_c$  (~ 270°C), отвечает исходному ТМ, фаза с максимальной точкой Кюри ( $T_c$  ~ 560°C) близка по ее значению к слабо изоморфнозамещенному магнетиту, в то же время фаза с промежуточным параметром  $T_c$  (~ 480–500°C) указывает на высокоокисленное состояние ТМ [2]. В ходе отжига образцов при 450°C по термомагнитным кривым также отмечаются три фазы с точками Кюри в интервалах 315–323°C, 525–535°C и 575–586°C (рис. 1б). После пятисотградусных изотермических выдержек образцов при  $t < 100$  часов кривые  $M_i(T)$  опять-таки позволяют выделить три фазы с точками Кюри ~ 320–326°C, 540°C и 575–586°C, однако при более длительных нагревах зависимость  $M_i(T)$  становится уже однокомпонентной с  $T_c$  ~ 570°C (рис. 1в). После термообработки образцов при 530°C в течение 100 и 200 часов

термокривые  $M_i(T)$  также являются однокомпонентными с точками Кюри  $\sim 550\text{--}556^\circ\text{C}$ .



**Рис. 1.** Термомагнитный анализ образцов, предварительно отожженных в течение разного времени при различных температурах: а –  $400^\circ\text{C}$ , б –  $450^\circ\text{C}$ , в –  $500^\circ\text{C}$ , г –  $400\text{--}530^\circ\text{C}$ . Пунктиром показана  $d^2M_i/dT^2$ .

**Оптическая и растровая электронная микроскопия (ОМ-РЭМ)** По результатам оптических наблюдений полированных аншлифов исходного образца основным ферромагнитным минералом является гомогенный титаномагнетит с признаками однофазного (ОФ) окисления: наличие системы извилистых трещин, не привязанных к кристаллографическим плоскостям ТМ и разбивающих зерна на блоки субмикронного размера. Однако в некоторых зернах ТМ были обнаружены гетерогенные участки с единичными четко вы-

раженными пластинчатыми выделениями ильменита (Ил); последний также наблюдается в породе как в виде обособленных зерен, так и виде неправильной формы ростков с ТМ зернами.

Для образцов, отожженных в течение 200 часов при 400 и 450°C, электронно-микроскопическое исследование не выявило заметных минералогических преобразований ТМ исходного вещества. Однако дополнительное травление поверхности аншлифа соляной кислотой (HCl) и нанесение ферроколлоида показало, что в этих образцах наряду с действительно неизменными ТМ зернами, довольно плотно покрываемыми магнитной суспензией, присутствуют и такие, на которых наблюдается неравномерное точечное магнитное покрытие поверхности, свидетельствующее о некотором воздействии на нее HCl, что указывает на структурную микронеоднородность этих ТМ, диагностировать которую при данной разрешающей способности электронного микроскопа не представляется возможным. Тем не менее, подобные явления все же позволяют предположить присутствие в ТМ зернах мелко-масштабных фаз, представляющих собой, в общем-то, весьма обычный для катион-дефицитных титаномагнетитов магнетит-ильменитовый распад [3,4]. Это не противоречит результатам ТМА данных образцов, показывающим присутствие в них фаз с точками Кюри, близкими к магнетитовым, рост величины индуктивной намагниченности в ходе изотермических выдержек при 400 и 450°C, а также незначительное снижение максимальной  $T_c$  после их (образцов) последующего нагрева до 600°C, что можно соотнести с наложенным при высокой температуре процессом регомогенизации даже на воздухе тончайших структур подобного типа выделений.

На образцах, отожженных в течение 100 и 200 часов при 500 и 530°C, в протравленных аншлифах уже при увеличении порядка  $\times 1000$  обнаруживаются отчетливые пластинки (ламели) ильменита шириной до  $\sim 0.1$  мкм, образующие косоугольную решетчатую структуру, обусловленную закономерным расположением их по трем направлениям под углом  $60^\circ$  друг к другу. Следует подчеркнуть, что и пластинчатая форма указанных выделений ильменита, и их кристаллографическая ориентировка (по трем кристаллографически эквивалентным направлениям  $\langle 111 \rangle$ , отвечающим октаэдрическим плоскостям ТМ) согласуются с морфологическим критерием срастаний магнетита и ильменита, образующихся при гетерофазном окислении титаномагнетитового твердого раствора [5].

**Рентгенофазовый анализ (РФА)** РФА проводился при комнатной температуре на предварительно отсепарированной магнитной фракции и показал присутствие в исходных образцах шпинельной (титаномагнетитовой) фазы с параметром элементарной ячейки  $a_0 = 8.4482 \text{ \AA}$ . В соответствии с результатами микрорентгеноспектрального анализа присутствие в исходном материале ильменита на дифрактограммах регистрировалось исключительно только по единичному слабому рефлексу ( $d_{104} = 2.754 \text{ \AA}$ ), являющегося максимально интенсивным для данного минерала.

Особенностью дифрактограмм магнитных фракций термообработанных при 400 и 450°C образцов является наличие развитого диффузного фона в

области малых углов отражения рентгеновских лучей, свидетельствующее об изменении кристаллической структуры на микроскопических расстояниях, что вполне согласуется с результатами электронной микроскопии этих образцов. Кроме этого наблюдается уширение дифракционных «шпинельных» отражений и развитие их асимметрии (по мере увеличения длительности изотермических выдержек) в сторону больших углов дифракции; последнее указывает на появление в анализируемой фракции составов ТМ с меньшим периодом кристаллической решетки. Важно подчеркнуть также, что в случае 400°- и 450°-отжига исходных образцов дополнительных рефлексов ильменита на полученных дифрактограммах не зафиксировано.

Компонентное разложение дифракционного профиля от образца, отожженного в течение 200 часов при 400°C, показывает присутствие фазы со структурой шпинели, близкой к исходной ( $a_0 = 8.4459 \text{ \AA}$ ), а также целого набора других шпинельных фаз, судя по сильной «размытости» выделенных составляющих этих рефлексов ( $a_0$  колеблется от 8.427  $\text{\AA}$  до 8.330  $\text{\AA}$  при точности измерений  $\pm 0.002 \text{ \AA}$ ). Заметим, что последний параметр  $a_0$  близок к таковому для титаномагнетитов с высокой степенью однофазного окисления ( $Z \sim 1.0$ , соответственно  $T_c \sim 450\text{--}550^\circ\text{C}$  [2]). Согласно рентгеновским дифрактограммам образца, выдержанного в течение 200 часов при 450°C, для шпинельной фазы параметр  $a_0$  испытывает разброс значений от 8.4217  $\text{\AA}$  до 8.374  $\text{\AA}$  при точности измерений  $\pm 0.0014 \text{ \AA}$ . Для образцов, отожженных при 500°C, уже после 7-часовой термообработки наблюдается увеличение числа дифракционных рефлексов ильменита (т.е. происходит увеличение количества данного соединения в виде самостоятельной фазы), что уже позволило рассчитать параметры ее элементарной ячейки. Так, значения этих параметров после 200-часовых выдержек исходного образца при 500°C составили  $a_0 = 5.091 \text{ \AA}$  и  $c_0 = 13.990 \text{ \AA}$ , что несколько завышено по сравнению со стехиометрическим ильменитом. Для этого же образца параметр кристаллической решетки шпинельной фазы равен 8.393  $\text{\AA}$ , т.е. близок к таковому для чистого стехиометрического магнетита (8.396  $\text{\AA}$ ). Следует отметить также, что в ходе воздействия  $T = 500^\circ\text{C}$  при выдержках  $t > 40$  часов на некоторых «ильменитовых» рефлексах со стороны больших углов дифракции проявляются дополнительные слабые максимумы, индицируемые нами как дифракционные отражения фазы со структурой типа корунда. Однако в данном случае количества расщепленных рефлексов оказалось все же недостаточным для надежного определения параметров ее кристаллической ячейки. Рентгенофазовый анализ образцов, прогретых в течение 200 часов при 530°C, уверенно показал присутствие трех фаз: шпинельной (с  $a_0 = 8.3901 \text{ \AA}$ ), ильменита ( $a_0 = 5.090 \text{ \AA}$  и  $c_0 = 13.990 \text{ \AA}$  при рассчитанном объеме элементарной ячейки  $V = 314.0 \text{ \AA}^3$ ), а также ромбоэдрической фазы с параметрами  $a_0 = 5.07 \text{ \AA}$ ,  $c_0 = 13.91 \text{ \AA}$  и  $V = 309.2 \text{ \AA}^3$ , отвечающими гемоильмениту с гематитовым компонентом  $\sim 0.3\text{--}0.4$  (или  $y \sim 0.6\text{--}0.7$  в гемоильмените  $\text{Fe}_{2-3}\text{Ti}_3\text{O}_3$ ), обладающим ферромагнитными свойствами при комнатной температуре (расчетная  $T_c \approx 60\text{--}150^\circ\text{C}$  [6]).

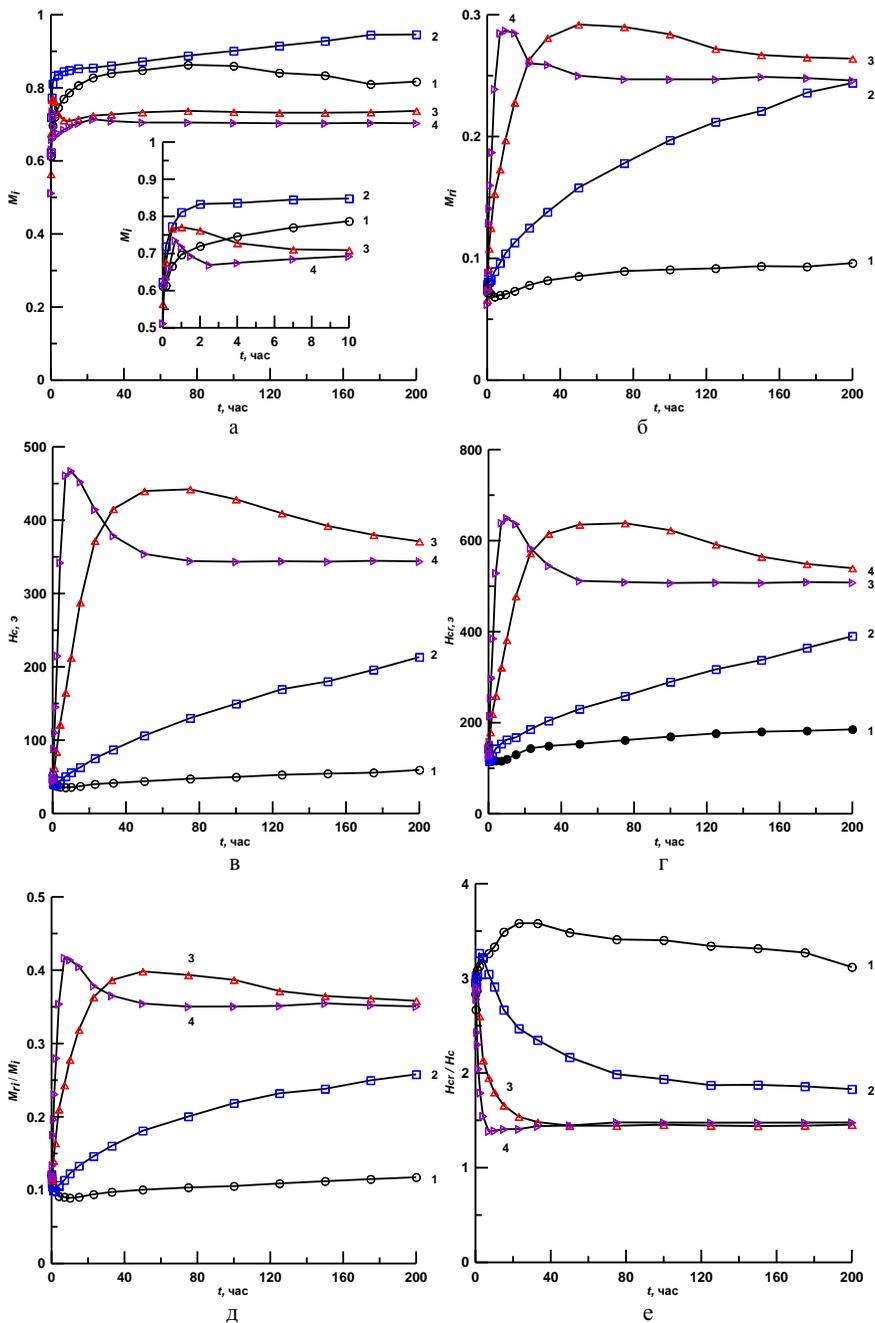
Сопоставление данных РФА и ТМА позволяет заключить, что оба вида анализа подтверждают присутствие в исследованных образцах на соответствующих этапах термообработки следующих фаз:

- близкой по составу и степени окисления к исходной, а также титаномагнетитов с параметрами  $a_0$  и  $T_c$ , соответствующими высокой степени однофазного окисления (при 400°- и 450°-отжигах);
- с параметрами  $a_0 \sim 8.42 \text{ \AA}$  и  $T_c \sim 325^\circ\text{C}$ , характерными для эквивалентного ТМ с  $x = 0.6$  и  $Z = 0.5$  [2] (в ходе отжигов при 450 и 500°С);
- с параметрами  $a_0$  и  $T_c$ , отвечающими слабо замещенному магнетиту (после нагревов при всех заданных температурах).

Таким образом, данные термомагнитного и рентгенофазового анализов свидетельствуют об одновременном с ОФ окислением распаде некоторой части зерен ТМ уже, вероятно, в первые же минуты изотермической выдержки образцов при 400°С. Процесс преобразования зерен ТМ при 500°С меняет свой характер (преобладает распад), рентгенофазовый анализ фиксирует появление новых объемов гемоильменитовой фазы.

**Изменение параметров магнитного гистерезиса** Измеренные при комнатной температуре значения характеристик петель магнитного гистерезиса в зависимости от продолжительности и температуры отжига исходных образцов представлены на рис. 2, из которого четко прослеживаются определенные закономерности в характере изменения параметров магнитного насыщения образцов на разных этапах их термообработки. С учетом выявленных в ходе проводимых экспериментов особенностей процесса минералогического преобразования зерен ТМ относительно временного поведения  $J_s$ ,  $J_{rs}$ ,  $H_c$ ,  $H_{cr}$ ,  $J_{rs}/J_s$  и  $H_{cr}/H_c$  в различных температурных интервалах можно высказать ряд соображений.

1. Прежде всего, следует сказать, что закономерный рост  $J_s$ , фиксируемый с самого начала изотермических выдержек образцов (минимальное  $t = 5$  мин) во всем исследованном диапазоне температур (400-530)°С, определенно связан с распадом катион-дефицитного ТМ, а именно с возникновением собственно шпинельной фазы, близкой к магнетиту. Отметим также, что обнаруженная в ходе 400° – отжига несогласованность первоначальных изменений  $J_s$  и  $J_{rs}$  указывает на суперпарамагнитное (СП) состояние новообразованных выделений, вносящих вклад в создание индуктивной намагниченности, но не участвующих в намагниченности  $J_{rs}$ . Причем по мере отжига образца при данной температуре концентрация этих СП частиц увеличивается, о чем свидетельствуют наблюдаемые согласованные изменения параметров коэрцитивности: постепенные падения значений  $H_c$  и  $H_{cr}$ , возрастание величины  $H_{cr}/H_c$  а также понижение значений отношения  $J_{rs}/J_s$ , характеризующего способность образца приобретать остаточную намагниченность.



**Рис. 2.** Зависимость параметров  $M_i$  (а),  $M_{ri}$  (б),  $H_c$  (в),  $H_{cr}$  (г),  $M_{ri}/M_i$  (д) и  $H_{cr}/H_c$  (е) от продолжительности и температуры отжига исходных образцов: 1 – 400°C, 2 – 450°C, 3 – 500°C, 4 – 530°C. Все измерения гистерезисных характеристик выполнены при 20°C.

Не исключено также, что дополнительное снижение характеристик магнитной жесткости исходного образца происходит и за счет снятия (или уменьшения) при воздействии  $T=400^{\circ}\text{C}$  остаточных внутренних напряжений в зернах ТМ, обусловленных процессом их ОФ окисления *in situ*, приводящего, как известно, к значительному градиенту концентрации катионных вакансий по объему ТМ частиц и связанному с этим напряженному состоянию зерна. Судя по относительному изменению параметров насыщения, по-видимому, именно релаксация внутренних напряжений вследствие явления «отжига» в основном определяет и первоначальное снижение коэрцитивности исходных образцов при изотермических выдержках при более высоких температурах; причем, как показывает эксперимент, в этих случаях уровень уменьшения каждого из параметров  $H_c$ ,  $H_{cr}$  и  $J_{rs}/J_s$  все же не превышает уровня, достигнутого в ходе изотермических выдержек образца при  $400^{\circ}\text{C}$ .

2. Согласованное изменение (рост) обеих намагниченностей,  $J_s$  и  $J_{rs}$ , наблюдаемое после  $400^{\circ}$  – отжига, начиная с  $t > 7$  час, происходит, по-видимому, в основном за счет перехода новообразованных суперпарамагнитных «магнетитовых» фаз в однодоменное состояние и только в небольшой степени за счет дальнейшего роста однодоменных частиц. В пользу этого соображения свидетельствует смена падения параметров  $H_c$ ,  $H_{cr}$  и  $J_{rs}/J_s$  на их рост, как раз приходящийся на семичасовую выдержку образца при данной температуре ( $400^{\circ}\text{C}$ ).

3. Значительное и относительно быстрое возрастание значений  $H_c$ ,  $H_{cr}$  и  $J_{rs}/J_s$  в ходе прогревов образцов при  $500$  и  $530^{\circ}\text{C}$ , скорее всего, связано с усилением при повышенных температурах роста когерентных выделений как шпинельной (магнетитовой), так и ромбоэдрической (гемоильментовой) фаз за счет развития процесса рекристаллизации. Действительно, как уже отмечалось, именно после последовательных изотермических отжигов при этих температурах рентгенофазовый анализ фиксирует появление новых объемов гемоильментитовой фазы; решетчатые выделения последней, ограничивающие богатые магнетитом ячейки, становятся также видимыми (на протравленных НСІ полированных аншлифах) с помощью электронной микроскопии. Очевидно, что укрупнение объемов когерентных фаз сопровождается увеличением несоответствия их кристаллических решеток в плоскости сопряжения, что приводит к генерации значительных упругих напряжений в зернах преобразованных ТМ, и, следовательно, к увеличению параметров магнитной жесткости вещества, отмеченному в проведенных экспериментах. Естественно, превышение критического уровня упругих напряжений на данной стадии окисления приведет к срыву когерентности на границе раздела фаз путем образования дислокаций несоответствия и соответственно к частичной релаксации внутренних упругих напряжений, то есть к уменьшению коэрцитивности образцов, что также зафиксировано в нашем эксперименте.

4. Наблюдаемое падение величины  $J_s$  с продолжением отжига после достижения ею максимальных значений, очевидно, отражает последующее окисление образовавшейся межламелльной магнетитовой фазы. Как известно

[7], этот процесс приводит не к выделению гематита как самостоятельной фазы, а к его «растворению» в ламелях ильменита. В результате объем магнетитовых ячеек уменьшается, а объем гемоильменитовой фазы увеличивается с одновременным уменьшением ее титанистости, и, следовательно, закономерным повышением точки Кюри. В этой связи новый незначительный рост величины  $J_s$ , наблюдаемый после выдержек образцов при повышенных температурах, по-видимому, следует отнести именно за счет вклада в намагниченность появляющейся ферримагнитной гемоильменитовой фазы.

Представленные экспериментальные данные могут быть использованы для интерпретации изменений магнитных свойств субмикронных зерен ТМ в процессе их термических преобразований в условиях земной поверхности.

1. Щербаков В.П., Грибов С.К., Смирнова Р.В., Долотов А.В. Свойства термохимической намагниченности, полученной при окислении титаномагнетита / Материалы международной школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. Казань. 2013. С. 256-262.
2. Nishitani T., Kono M. Curie temperature and lattice constant of oxidized titanomagnetite // Geophys. J. R. Astr. Soc. 1983. V. 74. P. 585-600.
3. Readman P.W., O'Reilly W. The synthesis and inversion of non-stoichiometric titanomagnetites // Phys. Earth Planet. Interiors. 1970. V. 4. N 2. P. 121-128.
4. O'Reilly W., Readman P.W. The preparation and unmixing of cation deficient titanomagnetites // Z. Geophysik. 1971. V. 37. N 3. P. 321-328.
5. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностранной литературы. 1962. 1142 с.
6. Hunt C.P., Moscovitz B.M., Banerjee S.K. Magnetic properties of rocks and minerals. In: Rock physics and phase relation: A handbook of physical constants, ed. Ahrens T.J. Washington: AGU. 1995. 189-204 pp.
7. Ганеев А.К., Цельмович В.А. Состав гетерофазно-окисленных природных и синтетических титаномагнетитов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 10. С. 42-49.

## **Новые магнитостратиграфические данные по кампану Саратовского Правобережья**

*А.А. Гужикова, М.И. Багаева*

*Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского, Саратов*

На севере Саратовского Правобережья комплексным исследованиям были подвергнуты разрезы пограничного интервала кампана–маастрихта, вскрытые карьерами по добыче цементного сырья «Большевик» и «Коммунар» на северной окраине г. Вольска (расстояние между карьерами ~ 5 км). Залегание пластов в целом субгоризонтальное, хотя и в «Большевике», и (в большем количестве) в «Коммунаре» присутствуют оползневые деформации, возникшие во время активных неотектонических поднятий территории (неоген – начало голоцена).

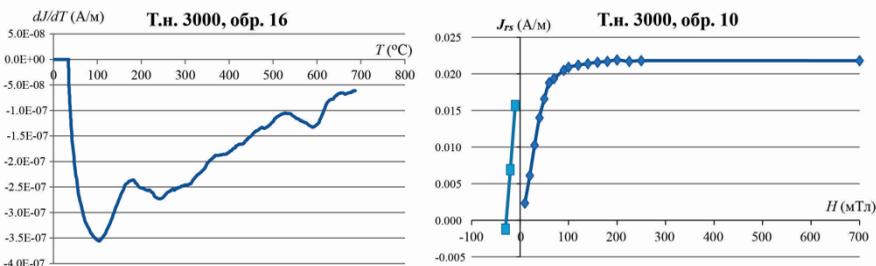
Верхний мел в Вольске, имеющий мощность около 100 м и представленный исключительно карбонатными породами – мелоподобными мергелями и

писчим мелом, без признаков углового несогласия, залегает на черных глинах альба. Кампану–маастрихту соответствуют сенгилеевская, карсунская и радищевская свиты. Сенгилеевская свита принадлежит нижнему кампану, низы карсунской свиты датированы верхами кампана, но ее большая часть, также, как и радищевская свита отвечают маастрихтскому ярусу. Возраст свит обоснован как макро-, так и микрофаунистическими данными (белемниты, аммониты, двустворки, морские ежи, бентосные фораминиферы, наннопланктон) [1, 2]. В карьере "Коммунар", вероятно, не представлена радищевская свита (или присутствуют только ее низы). В остальном разрезы «Большевик» и "Коммунар" являются практически полными аналогами и в стратиграфическом, и литологическом, и петромагнитном смыслах.

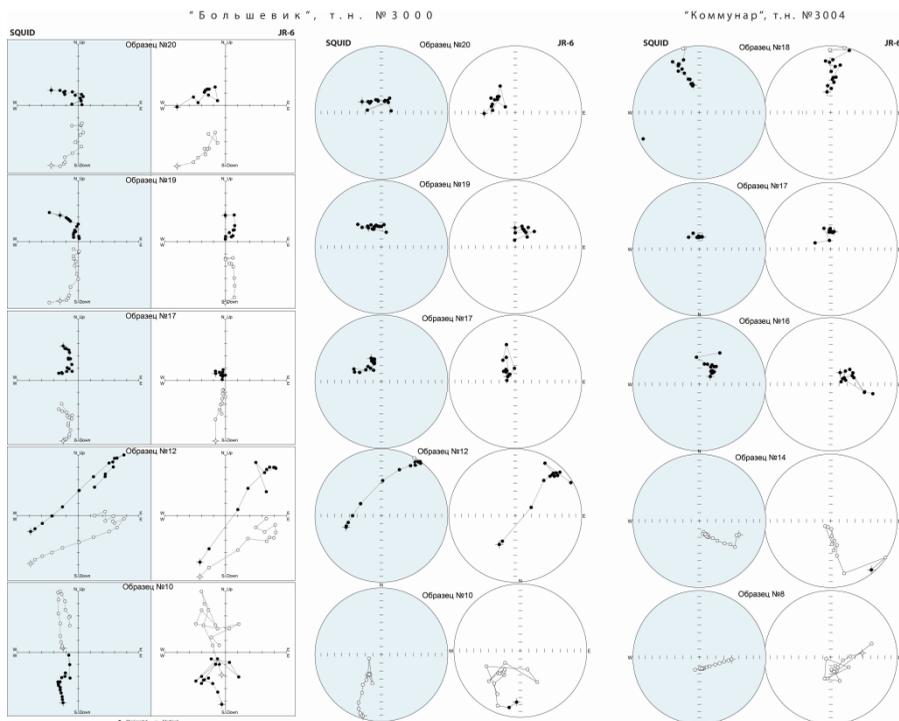
Изученные отложения чрезвычайно слабомангнитны и зачастую диамагнитны: магнитная восприимчивость ( $K$ ) варьирует от (-1) до  $1 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ, за исключением низов разреза (сенгилеевская свита и низы карсунской), где она достигает  $5 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ; естественная остаточная намагниченность ( $J_n$ ), за редкими исключениями, не превышает  $0,1 \cdot 10^{-3}$  А/м. Измерения  $K$  проводились на каппабридже МФК1-FB,  $J_n$  - на спин-магнитометре JR-6.

В первую очередь из-за чрезвычайно низкой магнитности пород (на пределе чувствительности измерительной аппаратуры) приемлемые для магнитопольярной интерпретации данные и в «Большевике», и в «Коммунаре» удалось получить пока только по кампанским отложениям, в которых  $K$  варьирует от  $0,1$  до  $9,3 \cdot 10^{-5}$  ед. СИ,  $J_n$  - от  $0,007$  до  $0,434 \cdot 10^{-3}$  А/м.

Для определения минералов-носителей намагниченности в породах проводился дифференциальный термомангнитный анализ (ДТМА) образцов и опыты магнитного насыщения. Магнитную фракцию не удалось выделить из проб, даже с помощью электромагнита, а результаты ДТМА по несепарированным пробам, к сожалению, в большинстве случаев оказались безинформативными (вероятно, полезный сигнал от носителя намагниченности сопоставим с предельной чувствительностью прибора ТАФ-2 «Магнитные весы»). В единичных случаях на кривых ДТМА фиксировался пик в районе точки Кюри магнетита  $578^\circ\text{C}$  (рис. 1а), что дает некоторые основания предполагать именно  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  в роль главного носителя намагниченности. Результаты магнитного насыщения (рис. 1б) во всех образцах фиксируют типичную для тонкодисперсного магнетита магнитомягкую фазу (насыщение происходит в полях до 100 мТл, остаточная коэрцитивная сила варьирует от 15 до 30 мТл) и, таким образом, согласуются с нашим предположением.



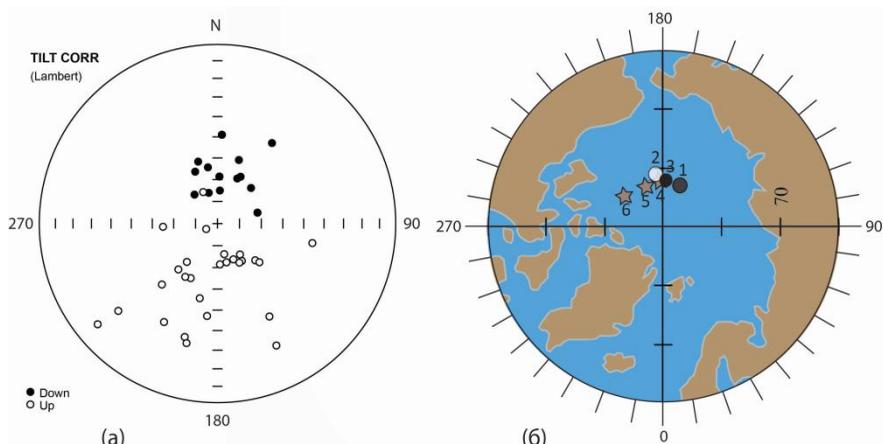
**Рис. 1.** Результаты магнито-минералогического анализа: (а) кривая ДТМА, (б) типичная кривая магнитного насыщения ( $J_{rn}$  - остаточная намагниченность насыщения).



**Рис. 2.** Сравнительные результаты компонентного анализа после измерений на JR-6 в СГУ (Саратов) и СКВИД-магнитометре в ИФЗ РАН (Москва).

Все кампанские образцы (по одному с каждого из 50 опробованных уровней) были подвергнуты магнитным чисткам переменным полем (на установке LDA-3 AF) с последующими измерениями  $J_n$  на спин-магнитометре JR-6. Палеомагнитные измерения дублей 20 образцов были проведены на криогенном магнитометре в Институте Физики Земли (ИФЗ РАН, Москва), и результаты магнитных чисток после замеров  $J_n$  на спин- и СКВИД-магнитометре обнаружили хорошую сходимость, при лучшем качестве диаграмм Зийдер-

вельда, полученных на СКВИДе (рис. 2). В 29 из 70 образцов характеристическую компоненту намагниченности (*ChRM*) с приемлемой точностью выделить не удалось, в остальных случаях проекции *ChRM* закономерно группировались либо в северных румбах нижней полусферы (N-компоненты), либо в южных румбах верхней (R-компоненты) (рис. 3а). В таблице 1 приведена палеомагнитная статистика по выборкам, соответствующим прямой (N) и обратной (R) полярности поля, а также по объединенной выборке (N+R), в которой все палеомагнитные векторы нормализованы к прямой полярности. Палеомагнитная кучность более чем в три раза выше в выборке, соответствующей N-полярности. Мы думаем, что главным фактором большого разброса R-векторов является разная степень «загрязненности» *ChRM* вторичной компонентой, связанной с современным полем, и невозможностью полного разрушения последней в ходе чисток. На палеомагнитной статистике по N-образцам этот же эффект практически не сказывается, потому что направления древнего геомагнитного поля прямой полярности и перемагничивания пород современным полем близки.



**Рис. 3.** Стереопроекции совокупностей *ChRM*, соответствующих прямой (N) и обратной (R) полярности (а) и виртуальных геомагнитных полюсов (ВГМП) (б). Номера ВГМП соответствуют номерам в крайнем левом столбце таблицы 1.

Палеомагнитные колонки разрезов «Большевик» и «Коммунар» идентичны и выглядят следующим образом: сенгилеевской свите соответствует исключительно обратная, а низам карсунской свиты, отнесенным по микрофаунистическим данным к верхам кампана [1, 2], – прямая полярность (рис. 4). В пользу древней природы (первичности) *ChRM* свидетельствуют: наличие в разрезе двух разнополярных магнитозон, прослеженных в разных разрезах (рис. 4); положительные результаты теста обращения (табл. 1); статистическое совпадение рассчитанных ВГМП с положениями стандартных полюсов (рис. 3б, табл. 1); согласованность полученных данных с общепринятыми представлениями о палеомагнитной зональности верхнего мела (рис. 4).

Таблица 1. Статистические параметры распределений *ChRM*.

		$n$	$D_{cp.}$	$I_{cp.}$	$\kappa$	$a_{95}$	$Lat$	$Lon$	$dp$	$dm$	$B_{95}$
1	N	14	9.7	67.2	31.1	7.2	83.6	152.3	12.0	9.9	10.9
2	R	27	188. 5	- 63.2	8.6	10.1	80.8	186.5	15.9	12.5	14.1
3	N+ R	41	8.9	64.6	11.5	6.9	82.0	177.6	11.1	8.9	9.9
4	75.4 млн. лет (осреднение 5 млн. лет) [3]						81.3	188.6	Тест обращения [4]		
5	77.9 млн. лет (осреднение 10 млн. лет) [3]						81.4	206.1	У (°)	Ук (°)	Кл.
6	79.1 млн. лет (осреднение 5 млн. лет) [3]						81.0	232.5	4.0	12.2	С

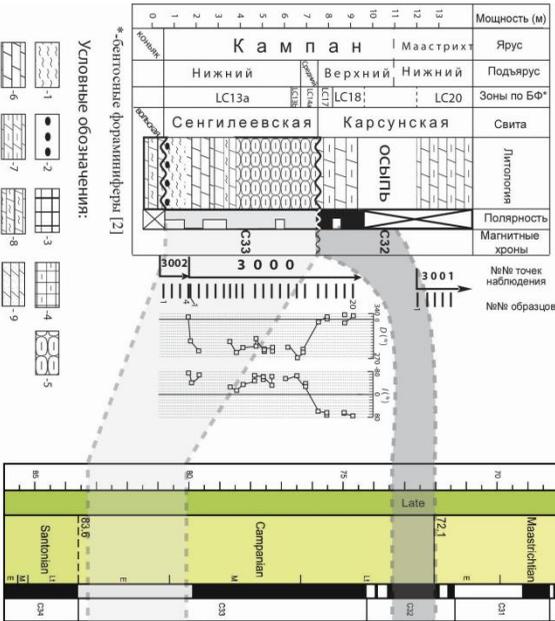
$n$  – число образцов в выборке;  $D_{cp.}$ ,  $I_{cp.}$  – среднее палеомагнитное склонение и наклонение, соответственно;  $\kappa$  – кучность,  $a_{95}$  – радиус круга доверия вектора;  $Lat$ ,  $Lon$ ,  $dp$ ,  $dm$ ,  $B_{95}$  – широта, долгота, полуось овала погрешности и радиус круга доверия, соответственно, для среднего ВГМП.

Сопоставление полученных нами данных с магнитохронологической шкалой [5], с учетом имеющихся биостратиграфических материалов [1, 2] позволяет оценить длительность перерыва в осадконакоплении на границе сенгилеевской и карсунской свит не менее, чем в 6.5 миллионов лет (рис. 4).

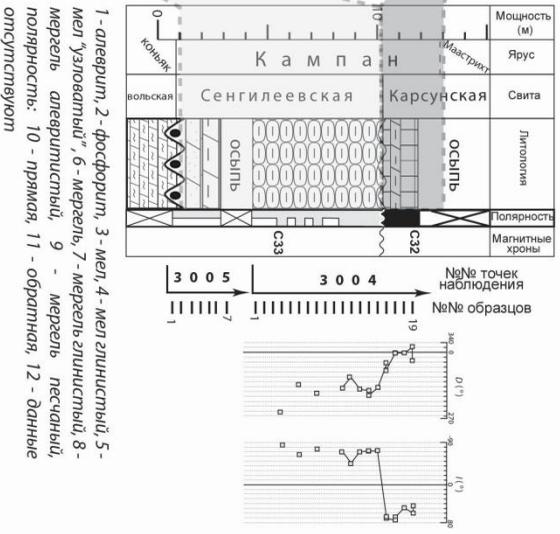
*Авторы выражают искреннюю благодарность Владимиру Павлову и Андрею Шаццло (ИФЗ РАН, Москва) за предоставленную возможность измерений на СКВИД-магнитометре. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 12-05-00196-а).*

1. Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Иванов А.В. и др. 2009 Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 1. Разрез карьера “Большевик” в окрестностях Вольска // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. Т. 84. Вып. 2. С. 5-22.
2. Олферьев А.Г., Беньямовский В.Н., Иванов А.В. и др. 2009 Верхнемеловые отложения севера Саратовской области. Статья 2. Биостратиграфическое расчленение разреза карьера «Большевик» в окрестностях Вольска // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 84. №4. С.29-46
3. Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № 11. P. 1-31.
4. McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725–729.
5. Ogg J.G., Hinnov L.A. Cretaceous // Gradstein F., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The Geologic Time Scale 2012. – Elsevier. 2012. P. 793-853.

«Большевик»



«Коммунар»



- 1 - алевроит, 2 - фосфорит, 3 - мел, 4 - мел глинистый, 5 - мел "узловатый", 6 - мергель, 7 - мергель глинистый, 8 - мергель алевроитистый, 9 - мергель песчаный, полярность: 10 - прямая, 11 - обратная, 12 - данные отсутствуют

**Рис. 4.** Магнитостратиграфическое сопоставление разрезов "Большевик" и "Коммунар" с магнитохронологической шкалой [5]. Значения палеомагнитного склоновения (D) и наклонения (I) вынесены только для СнРМ. На уровнях с образцами, в которых СнРМ невозможно было выделить ввиду плохого качества диаграмм Зейдверельда, знак полярности (показанный в годовую толщину палеомагнитной колонки) определен по тенденциям к обособлению проекции Jn в ходе магнитных чисток либо в северных румбах нижней полушферы, либо в южных - верхней полушферы.

## **Некоторые данные о вариациях наклона вектора геомагнитного поля на основании анализа результатов глубоководного бурения**

*Г.З. Гурарий*

*Геологический институт РАН, Москва*

За последние десятилетия, начиная со второй половины 60-х годов, при работах по Международным программам DSDP, ODP и IODP было изучено большое количество разрезов морских и океанских пород в различных местах Земли. В результате были получены многочисленные данные по характеристикам геомагнитного поля за последние десятки миллионов лет. В частности, уже к 2004 году имелись данные по бурению примерно в 50 местах на акваториях, позволяющие с достаточной детальностью судить о характеристиках поля эпохи Брюнес [1]. Естественно, полученные данные анализировались, при этом основное внимание уделялось анализу палеонапряженности. Результатом этих исследований было создание нескольких моделей палеомагнитного аксиального дипольного момента [2].

В то же время, с начала 70-х годов появляются работы, в которых отмечается возможное влияние на результаты определения относительной палеонапряженности геомагнитного поля климата (зависимость от климата литологии, т.е. параметров, на которые нормируется NRM), орбитальных параметров, их влияния на климат или на процесс генерации магнитного поля, неточности временных характеристик и т.д. [3]. В конце очень полного анализа проблемы авторы этой монографии приходят к выводу, что «arguments about the coherence of paleointensity with orbital frequencies and the ability to correlate globally paleointensity features on a millennial scale remain unresolved» (стр. 555). Дискуссия по этим вопросам продолжается и после выхода упомянутой монографии [4-6 и др.]

Скорее всего, именно эти хоть и неоднозначные, но очень интересные и важные результаты вызвали вновь интерес к анализу механизмов возникновения намагниченности в осадочных породах [7]. Авторы этой работы пришли к крайне неутешительным выводам. Приведу только две фразы из сделанного ими заключения: «Despite the successes of sedimentary paleointensity studies, we remain remarkably ignorant of the physical processes by which sediments record paleomagnetic signals... Much work remains to be done to place relative paleointensity analyses on a secure theoretical and empirical foundation».

В связи с трудностями, возникающими при интерпретации результатов изучения палеоинтенсивности по осадочным породам, несколько удивляет крайне незначительное внимание, уделяемое анализу данных по направлению вектора NRM. Естественно, в данном случае – его наклона. Несомненно, недостаточное знание механизмов приобретения намагниченности осадочными породами в определенной степени относится и к направлению этой намагниченности. Более того, в целом ряде случаев отмечается занижение наклона намагниченности в осадочных породах. Однако степень этого занижения легко определяется при изучении относительно молодых пород сравнением полученных данных с ожидаемым наклоном дипольного поля

в месте исследований. Основное - нет необходимости проводить нормировку полученных данных. Несомненно, в ряде работ проводился анализ данных по наклонению. Полученные характеристики присутствующих в рядах наклонения вектора колебаний сравнивались с характеристиками колебаний в рядах относительной палеонапряженности [5, 8-10]. К сожалению, далеко не во всех. Только в единичных статьях проводился анализ выявленных в рядах наклонения периодов вариаций для независимых выводов о характеристиках геомагнитного поля [4, 11]).

Несомненно, эти выводы сделаны на основании случайной, далеко не полной выборки.

В предлагаемой краткой статье приводятся результаты анализа некоторых рядов наклонения вектора NRM, полученные при изучении осадочных пород при бурении на акваториях.

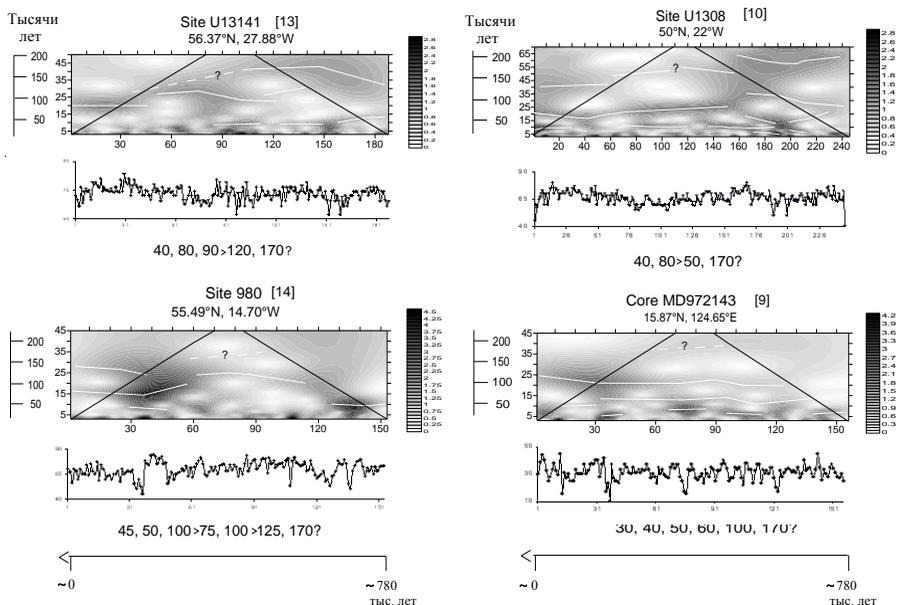
**Методика** Методом выявления имеющихся в рядах наклонения колебаний являлся вейвлет-анализ с использованием вейвлета Морле. Это позволило, помимо выделения периодов колебаний, определять интервалы разреза (времени), в которых данные колебания присутствуют, и проследить изменение их мощности. Мною использовалась программа анализа, составленная М.В. Алексютиным. Данные для анализа брались из опубликованных статей, в которых авторы приводили окончательные значения наклонений вектора NRM, в основном привязанные к шкале времени. В ряде случаев эту привязку приходилось проводить, пользуясь приводимыми авторами статей данными по скорости седиментации. По вполне понятным причинам, ряды наклонения в статьях представлялись в виде графиков, которые приходилось переводить с определенным временным интервалом в цифровые значения. Несомненно, это могло привести к определенным ошибкам. Эти ошибки, по моему мнению, в основном могли сказаться на выделении высокочастотных колебаний. В связи с этим, реальными колебаниями в изученных рядах могут считаться выделенные колебания с периодами (характерными временами), превышающими 30-50 тысяч лет. Для анализа были использованы только «длинные» временные ряды, в которых были представлены характеристики поля хронов Брюнес, Матуяма и части хрона Гаусс, т.е. ряды, позволяющие, в принципе, выделять колебания с периодами до 150 – 700 тысяч лет. При анализе данных по рядам, в которых отражалось геомагнитное поле разной полярности, чтобы избежать эффекта, связанного с резким изменением наклонения при смене полярности, анализировались абсолютные значения наклонения. Для того чтобы избежать влияния мощных высокочастотных колебаний, связанных с экскурсами, на четкость выделения менее мощных низкочастотных вариаций, при анализе этих рядов количество данных в них сокращалось осреднением с шагом 2-3 точки. Правомочность этого была проверена сопоставлением результатов, полученных при анализе полных и сокращенных рядов.

К сожалению, значимость выделяемых колебаний на данном этапе работы не определялась, основным было соотношение мощностей колебаний, несомненно, отражающее и их амплитуду.

(Приношу глубокие извинения авторам статей за использование их данных без разрешения).

**Результаты** Вейвлет-диаграммы изученных рядов и анализируемые ряды представлены на рис 1 и 2.

Ряды, построенные мною по снятым значениям, приводятся для того, чтобы можно было оценить их совпадение с рядами, представленными в использованных статьях. Мощность выделяемых колебаний отражается интенсивностью окраски, моя интерпретация этих колебаний – тонкие белые линии. Внизу, под анализируемыми рядами, приведен перечень выделенных характерных времен колебаний. Всего были получены результаты при анализе данных по 12 скважинам. В связи с ограниченным объемом статьи ниже приводятся данные по 5 изученным скважинам, пробуренным в северном полушарии, в разрезе которых зафиксированы характеристики поля наиболее продолжительных интервалов времени. На каждом рисунке диаграммы приведены в едином масштабе.



**Рис. 1.** Вейвлет-диаграммы, полученные при анализе данных, характеризующих поле хрона Брюнес. Над каждой вейвлет-диаграммой – место бурения и литературный источник. На диаграммах снизу указано количество анализируемых данных и скобу – значение характерных времен колебаний в количестве данных. Отдельно слева приведена временная шкала. Тонкие белые линии – интерпретация выделенных колебаний, тонкие черные линии ограничивают область уверенности, в пределах которой краевой эффект незначителен. Под диаграммами приведены анализируемые ряды.

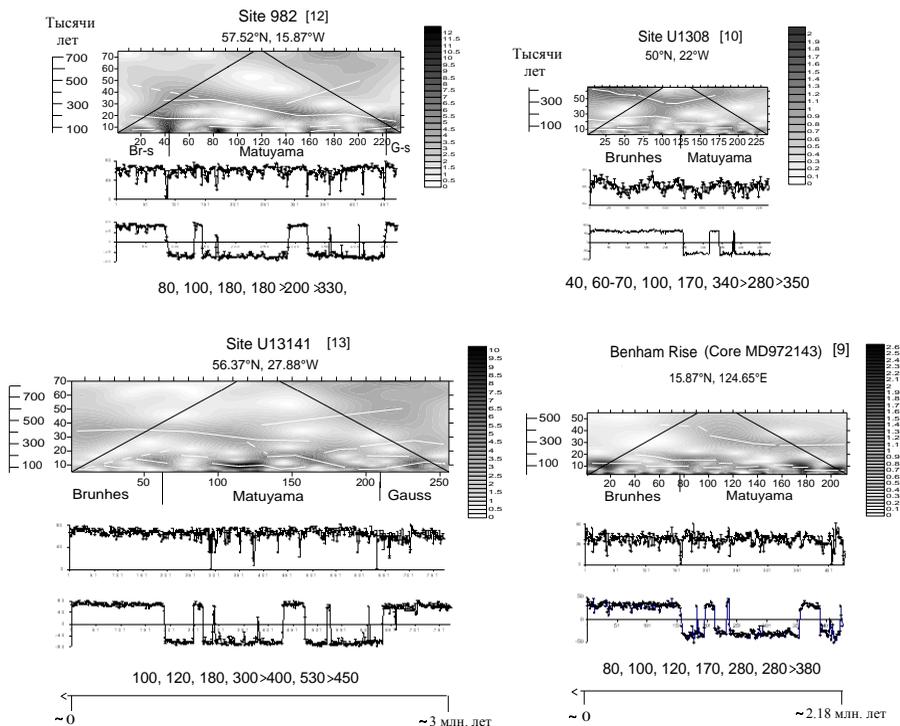
На рис. 1 приведены результаты, полученные при анализе части разрезов этих скважин, в намагниченности которых отражено поле хрона Брюнес. Как

следует из полученных данных, общий список содержит следующие характерные времена близких к квазипериодическим колебаний: 30, 40, 45, 50, 60, 70, 80, 100, 120 и 170? тысяч лет. Выделяются замедляющиеся и ускоряющиеся процессы (80→50, 100→75 и 100→125). Направление стрелки – по ходу времени. Наличие подобных колебаний и привело к необходимости употреблять понятия «период» и «характерное время колебания». Во всех рядах выделяются колебания с характерным временем 40 тыс. лет, а в 3-х рядах из 4-х – с характерным временем 100 тыс. лет, однако проявляются эти колебания на отдельных временных интервалах и не выделяются увеличением мощности, скорее наоборот.

На рис. 2 приведены результаты, полученные при анализе данных, в которых зафиксировано поле более длительных интервалов времени. На каждой диаграмме можно выделить целую серию колебаний с различными характерными временами, как квазипериодических, так и отражающих ускоряющиеся и замедляющиеся процессы. Они указаны под каждой диаграммой. Практически на всех диаграммах выделяются квазипериодические колебания с периодами 80, 100, 170-180 тыс. лет, на единичных – с периодами 60-70, 120 и 280 тыс. лет. Присутствуют замедляющиеся колебания с характерными временами 180→200→330, 280→380, 300→400→450 и 340→280→350 тыс. лет и, в двух самых продолжительных рядах, на границе Гаусс-Матуяма и в ранней части хрона Матуяма - ускоряющиеся колебания с характерными временами 100→80, 160→100, 300→200, 420→320? и 530→450 тыс. лет.

**Обсуждение** Несомненно, незначительное количество представленных данных ни в коем случае не позволяет проводить полноценный их анализ. Столь же несомненно, что в любом случае при определении временных характеристик при анализе геологических разрезов следует учитывать возможное наличие в них перерывов и колебания скорости седиментации. Уже только эти причины заставляют относиться к выделенным периодам (характерным временам) колебаний, как к приблизительным. Вряд ли точность их определения превышает 10% для низкочастотных колебаний и, скорее всего, еще меньше для колебаний высокочастотных. К этому следует добавить определенную произвольность автора при интерпретации вейвлет-диаграмм.

Приведенные результаты по характерным временам колебаний, выделяемых в трех северных скважинах, сразу вызывают определенные вопросы. Все эти скважины расположены практически в одном регионе. Некоторые различия относительно коротких (границу провести не берусь) времен колебаний можно объяснить отмеченными выше причинами, к которым можно добавить изменение литологии и определенные ошибки разного рода. Однако представляется странным различие более продолжительных периодичностей, несомненными источниками которых являются процессы в значительной части ядра Земли, как в их значениях, так и по времени их проявления,



**Рис. 2.** Вейвлет-диаграммы, полученные при анализе данных по скважинам, в которых зафиксировано поле длительных интервалов времени. Под диаграммами приведены ряды абсолютных и реальных значений наклонения. Остальные пояснения – см. рис. 1.

В то же время, характеристики колебаний с большими характерными временами (рис. 2) позволяют сделать некоторые предварительные, выводы: 1. Наиболее продолжительные колебания, которые уверенно проявляются в изученных рядах - колебания с характерными временами 300-500 тыс. лет. 2. На границе хронов Гаусс и Матуяма и в ранней части хрона Матуяма (2 северные колонки) выделяются ускоряющиеся колебания, для остальной части хрона Матуяма характерны квазипериодические и замедляющиеся колебания. 3. Подтверждается наличие колебания с характерным временем около 170 тыс. лет, выделение которого при анализе коротких рядов вызывало сомнение.

Следует отметить полное совпадение выделенного в данной работе и в статье [9] времени проявления колебания с периодом 100 тыс. лет.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 12-05-00173-а.*

1. Lunda, S., Stoner, J. S., Channell, J.E.T., Acton, G. 2006. A summary of Brunhes paleomagnetic field variability recorded in Ocean Drilling Program cores. Phys. Earth Planet. Inter. 156, 194–204

2. Ziegler, L.B., Constable, C.G., Johnson, C.L., Tauxe, L. 2011. PADM2M: a penalized maximum likelihood model of the 0-2 Ma palaeomagnetic axial dipole moment. *Geophys. J. Int.* 184, 1069-1089.
3. Tauxe, L., Yamazaki, T. 2007. Paleointensities. In: Kono, M. (Ed.), *Treatise on Geophysics. Geomagnetism*, vol. 5. Elsevier, pp. 509-563
4. Channell, J.E.T., Xuan, C., Hodell, D.A. 2009. Stacking paleointensity and oxygen isotope data for the last 1.5 Myr (PISO-1500). *Earth Planet. Sci. Lett.* 283, 14–23
5. Macri, P., Sagnotti, L., Dinareš-Turell, J., Caburlotto, A. 2010. Relative geomagnetic paleointensity of the Brunhes Chron and the Matuyama–Brunhes precursor as recorded in sediment core from Wilkes Land Basin (Antarctica). *Phys. Earth Planet. Inter.* 179, 72–86
6. Yokoyama, Y., Yamazaki, T., Oda, H. 2010. Geomagnetic 100-kyr variation excited by a change in the Earth's orbital eccentricity. *Geophys. Res. Lett.*, V. 37, L11302, 6 PP., doi:10.1029/2010GL042898
7. Roberts, A. P., Tauxe, L., Heslop, D. 2013, Magnetic paleointensity stratigraphy and high-resolution Quaternary geochronology: successes and future challenges. *Quaternary Sci. Rev.* 61, 1-16
8. Yamazaki, T., Oda, H. 2004. Intensity-Inclination Correlation for Long-Term Secular Variation of the Geomagnetic Field and Its Relevance to Persistent Non-Dipole Components. *AGU Geophys. Monogr. Ser.* 145, 287-298.
9. Horng, C-S., Roberts, A. P., Liang, W-T. A 2.14-Myr astronomically tuned record of relative geomagnetic paleointensity from the western Philippine Sea. *Journal of Geophys. Res.*, V. 108, N. B1, 2059, doi:10.1029/2001JB001698, 2003, p. EPM 8-1 – 8-15
10. Channell, J.E.T., Hodell, D.A., Xuan, C., Mazaud, A., Stoner, J.S. 2008. Age calibrated relative paleointensity for the last 1.5 Myr at IODP Site U1308 (North Atlantic). *Earth Planet. Sci. Lett.* 274, 59–71
11. Jovane, L., Acton, G., Florindo, F., Verosub, K. L. 2008. Geomagnetic field behavior at high latitudes from a paleomagnetic record from Eltanin core 27–21 in the Ross Sea sector, Antarctica. *Earth Planet. Sci. Lett.* 267, 435–443
12. Channell, J.E.T., Guyodo, Y. 2004. The Matuyama Chronozone at ODP Site 982 (Rockall Bank): evidence for decimeter-scale magnetization lock-in depths. *AGU Geophys. Monogr. Ser.* 145, 205-219.
13. Channell, J.E.T., Kanamatsu, T., Sato, T., Stein, R., et al. 2006. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, Vol. 303/306, Site U13141, p. 1-95.
14. Channell J. E. T., Raymo M. E. 2003. Paleomagnetic record at ODP Site 980 (Feni Drift, Rockall) for the past 1.2 Myrs. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4, N 4, 1033, doi:10.1029/2002GC000440.

## Рекогносцировочные определения палеонапряженности на юрских породах Южного Крыма

Г.В. Жидков<sup>1</sup>, В.В. Щербакова<sup>1</sup>, А.А. Герасимова<sup>2</sup>, Р.В. Веселовский<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область

<sup>2</sup> Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

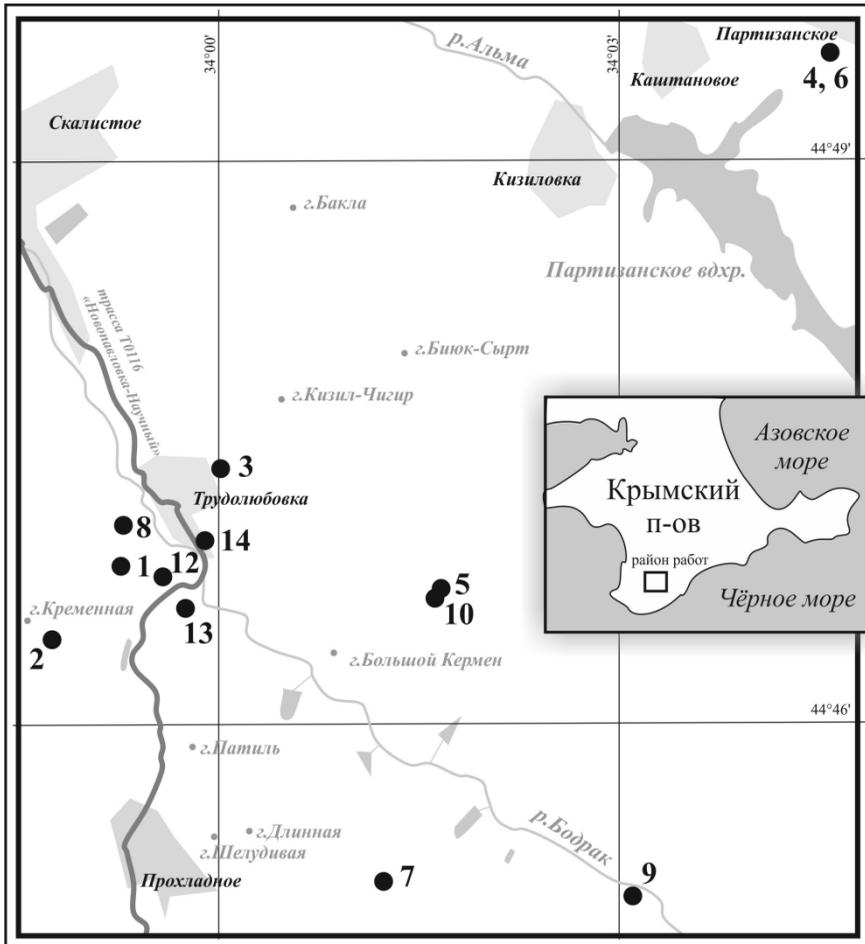
<sup>3</sup> Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва

В данной работе представлены результаты определения палеонапряженности геомагнитного поля на образцах горных пород субвулканических тел Южного Крыма, обнажения которых располагаются в долине р. Бодрак в пределах второй гряды Крымских гор (рис. 1).

**Описание коллекции образцов** Стратиграфически эти породы относятся к байосскому ярусу (средняя юра), для нескольких точек имеются изотопные определения возраста [3, 6]: а) силл Лебединского –  $171.3 \pm 2.6$  млн. лет (плагиоклаз); б) интрузив в Первомайском карьере –  $160.4 \pm 2.0$  млн. лет (плагиоклаз); в) базальты в с. Трудолюбовка –  $158.3 \pm 7.0$  млн. лет (плагиоклаз); г) базальтовые лавы в с. Трудолюбовка –  $165.7 \pm 1.3$  млн. лет (валовая проба); д) джидаирская интрузия (правобережье р. Бодрак) –  $169.7 \pm 1.5$  млн. лет. Породы представлены небольшими дайками, штоками и силлами андезибазальтов и базальтов (долеритов) [7]. В среднем из каждого объекта отбиралось по 10-15 ориентированных образцов [5].

**Определение палеонаправлений** выполнено в работе [5]. Здесь же кратко можно сказать, что температурная чистка велась до  $590-620^\circ\text{C}$ , выделена стабильная характеристическая компонента намагниченности, имеющая биполярное распределение, что говорит в пользу первичности *NRM*. Вид кривых терморазмагничивания образцов изученных объектов позволяет предполагать, что основными минералами-носителями намагниченности в изученных породах являются, преимущественно, титаномagnetиты с разным содержанием титана. Результаты представлены в Таблице 1.

**Исследования магнитных свойств** Дальнейшие исследования шли на небольшой группе образцов (31 шт.), отобранных из общего числа. Для этих образцов оценивались температуры Кюри и устойчивость магнитных минералов к нагревам по сериям температурных кривых намагниченности насыщения  $M_{si}$  снимавшихся при последовательных нагревах образцов до возрастающих температур  $T_i$  в магнитном поле  $H = 450$  мТл (рис. 2).



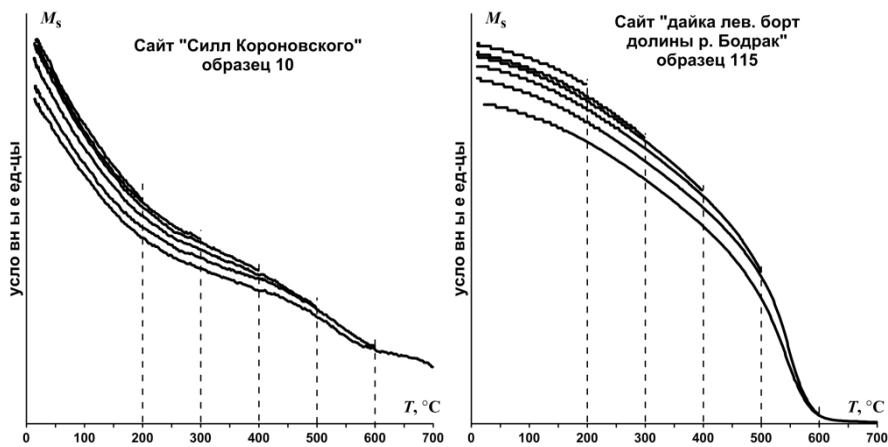
**Рис. 1.** Район исследований на схеме Крымского полуострова (врезка) и расположение исследованных сайтов (черные кружки, нумерацию сайтов см. в Таблице 1) [Корнейко, Веселовский, 2013]. См. также на Яндекс.Карты: <http://maps.yandex.ru/?um=78nHT0qMb3YaGBx6UorwfyvVr-U2u1Zn&l=sat%2Cskl>

Таблица 1. Палеомагнитные направления и палеомагнитный полюс [Корнейко, Веселовский 2013].

№	Объекты (номера образцов)	slat	slong	Палеомагнитные направления (географическая/ стратиграфическая СК)				
				n/N	D°	I°	K	$\alpha_{95}^{\circ}$
1	Силл Короновского (1-16)	44°46.858'	33°59.238'	16/15	213.8	-70.8	101	3.8
					168.3	-20.3		
2	Шток (старая каменоломня, овраг Шара) (17-28)	44°46.447'	33°58.720'	12/10	35.8	59.4	23	10.3
					358.7	14.5		
3	Дайка в 500 м к северу от ост. Трудолобовка (41-52)	44°47.472'	34°00.020'	12/10	48.3	69.9	36	8.2
					351.6	24.2		
4	Школьный карьер (i1-i8)	44°49.735'	34°04.528'	8/7	358.6	69.9	20	14
					339.7	12.0		
5	Первомайский карьер* (p21-p32)	44°46.777'	34°01.651'	12/11	111.6	68.8	30	8.5
					348.6	45.4		
6	Школьный карьер* (v1-v8)	44°49.735'	34°04.528'	8/5	300.2	51.1	46	11.4
					311.8	-4.7		
7	Дайка, лев. борт долины р.Бодрак (107-116)	44°45.192'	34°01.217'	10/4	359.4	50.5	47	13.6
					348.3	-5.4		
8	Туфопесчаники («байосский цирк») (86-98)	44°47.122'	33°59.270'	13/10	4.6	57.1	58	6.4
					348.0	1.9		
9	Силл Лебединского (117-126)	44°45.191'	34°03.053'	9/6	21.2	64.4	20	15.5
					350.2	12.5		
10	Первомайский карьер (p1-p20)	44°46.767'	34°01.718'	20/20	36.7	76.4	39	15.0
					343.7	23.9		
11	Интрузивное тело (северная окраина с.Соколиное) (21-33)	44°33.425'	33°57.067'	13/9	40.3	65.6	15	13.8
					354.4	19.6		
12	Шток (заброшенный карьер в левом борту Мендерского оврага) (29-40)	44°46.745'	33°59.529'	12/0	-	-	-	-
13	Дайка «на розовом поле»	44°46.652'	33°59.736'	12/0	-	-	-	-
14	Интрузивное тело в с.Трудолобовка	44°47.062'	33°59.802'	8/0	-	-	-	-
<b>Среднее:</b>		<b>44°46'</b>	<b>34°00'</b>	<b>(9)</b>	<b>21.7</b> <b>349.2</b>	<b>66.0</b> <b>13.8</b>	<b>51</b>	<b>7.3</b>
<b>Палеомагнитный полюс:</b>			<b>plat°</b>	<b>plong°</b>	<b>dp/dm</b> (°)	<b>paleolat°</b>		
- географическая СК			74.7	102.8	10/12	48		
- стратиграфическая СК			51.1	231.2	4/8	7		

Примечания: slat, slong – географические координаты; n/N – общее количество образцов/число результативных образцов; D, I – склонение и наклонение палеомагнитного направления; K,  $\alpha_{95}$  – кучность и радиус круга 95% доверия (параметры статистики Фишера) [Ade-Hall et al. 1968]; plat, plong – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp/dm – величины полуосей овала 95% доверия; paleolat – палеоширота района

работ. Среднее палеомагнитное направление рассчитано для всех изученных тел, кроме отмеченных (\*) [5].



**Рис. 2.** Примеры кривых терморазмагничивания намагниченности насыщения  $M_s(T)$  при последовательных нагревах. Форма кривых с ростом температуры нагрева остаётся практически стабильной, что свидетельствует об устойчивости магнитных минералов к нагревам и является условием достоверного определения  $H_{др}$  методом Телье.

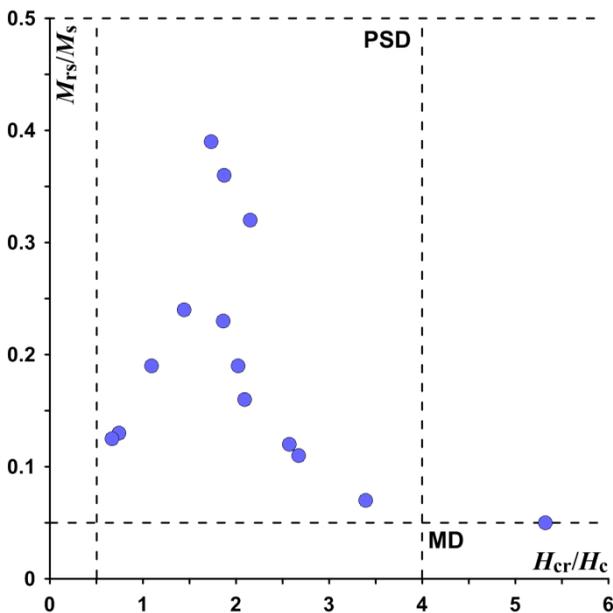
Для оценки доменной структуры ферритмагнитных зёрен – носителей природной остаточной намагниченности  $NRM$  – измерялись параметры петли гистерезиса: коэрцитивная сила  $H_c$ , остаточная коэрцитивная сила  $H_{cr}$ , намагниченность насыщения  $M_s$  и остаточная намагниченность насыщения  $M_{rs}$  (рис. 3).

**Определение  $H_{др}$**  Определение  $H_{др}$  проводилось по методу Телье-Коу с обязательной процедурой проверочных нагревов («check-points») после каждого двух температурных шагов [1, 4] (рис. 4). В экспериментах использовались кубики с ребром 1 см, выпиленные из штуфов.

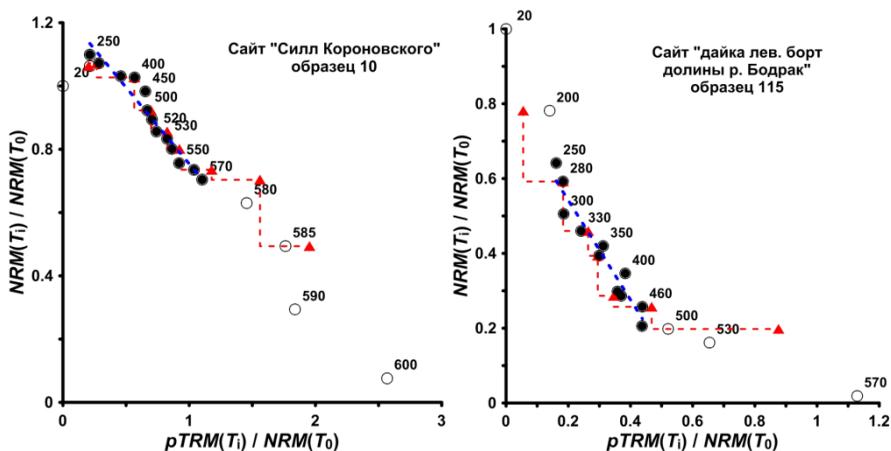
Удовлетворительные определения палеонапряженности удалось получить на 12 образцах из 5 сайтов. Полученная величина  $H_{др}$  варьируется в пределах 7-33 мкТл. Соответствующие значения VDM рассчитаны с учетом палеонаклонений, полученных ранее в работе [5], и варьируется в пределах  $(1.2-5.2) \times 10^{22}$  Ам<sup>2</sup>. (Табл. 2, рис. 5). Это примерно на 35-85% ниже современного значения VDM.

Подводя итог этой работы и учитывая другие определения палеонапряженности полученные ранее методом Телье по юре, можно сделать вывод о том, что подавляющее большинство этих данных, включая результаты этой работы, по величине VDM была заметно ниже современной.

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 12-05-00288а и 13-05-00235а.*



**Рис. 3.** Диаграмма Дзя [2], отображает гистерезисные параметры всех образцов, по которым получены определения  $H_{др}$ . В данном случае практически все образцы относятся к псевдооднодоменным, что является одним из условий применимости метода Телье для определения  $H_{др}$ .



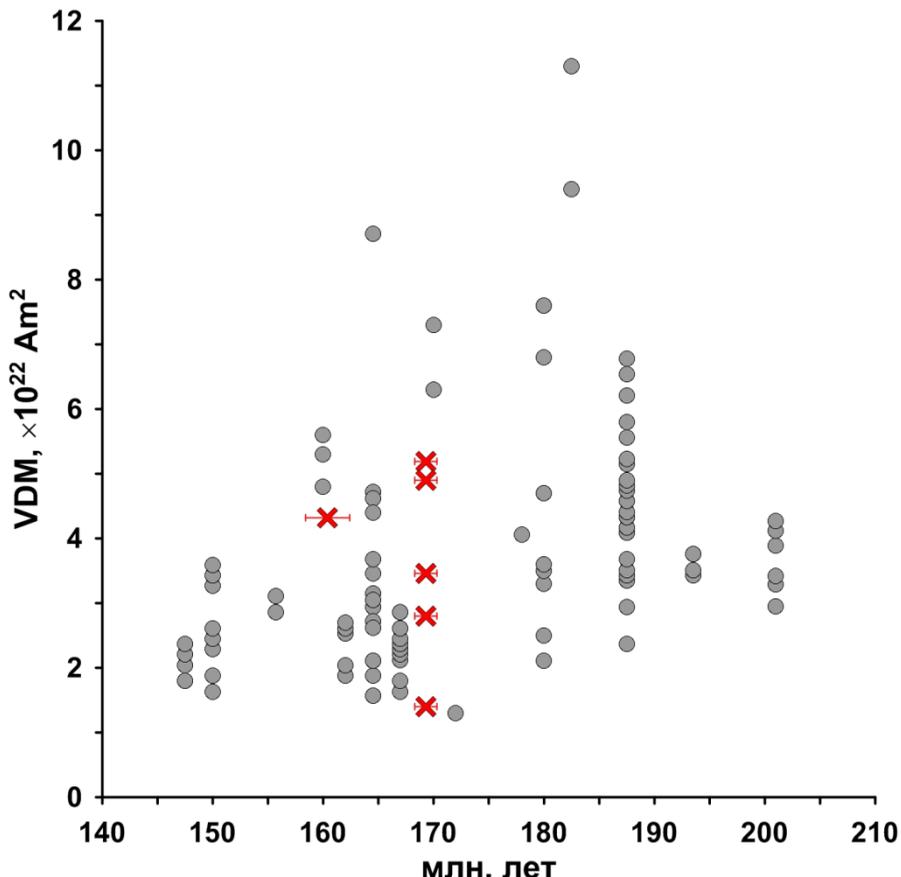
**Рис. 4.** Примеры результатов экспериментов по определению  $H_{др}$  методом Телье в виде графиков Арай-Нагата, на которых по оси ординат представлено падение  $NRM(T_i)$ , по оси абсцисс – рост  $pTRM(T_i)$ . Средний тангенс угла наклона этого графика на каком-либо температурном интервале  $(T_1, T_2)$  представляет собой отношение  $\Delta NRM(T_2, T_1) / \Delta pTRM(T_2, T_1)$ . Теоретически, при соблюдении условий метода Телье, это соотношение равно соотношению  $H_{др} / H_{лаб}$ , из которого, зная величину  $H_{лаб}$  (напряженность лабораторного магнитного поля), можно вычислить величину  $H_{др}$ . Треугольниками обозначены повторные проверочные нагревы («чек-точки»). Пунктирная линия представляет линейную аппроксимацию участка, по которому определяется  $H_{др}$ .

**Таблица 2.** Результаты определения палеонапряженности  $H_{др}$ .

Сайт	Возраст, млн. лет	S/N/n	$H_{др}$ , мкТл	$I_{др}$ , °	VDM, $\times 10^{22}$ Ам <sup>2</sup>
1	169.3±1 (байос)	7/4/5	7.7 ± 0.3	-70.8	1.4 ± 0.3
11	169.3±1 (байос)	2/1/1	17.6	65.6	2.8
3	169.3±1 (байос)	4/2/4	23.0 ± 5.4	69.9	3.5 ± 0.8
7	169.3±1 (байос)	1/1/4	27.0 ± 3.9	50.5	5.2 ± 0.1
9	169.3±1 (байос)	1/1/1	7.3	64.4	1.2
10	160.4±2	2/2/2	31.0 ± 3.9	76.4	4.3 ± 0.4
5	169.3±1 (байос)	3/2/4	32.1 ± 4.5	68.8	4.9 ± 0.7

Примечание: Номера сайтов соответствуют номерам в Таблице 1. S/N/n – общее число образцов взятых с сайта для изучения / число результативных образцов / число результативных образцов-дубликатов.  $H_{др}$  – средняя палеонапряженность по результативным образцам-дубликатам.  $I_{др}$  – среднее палеонаклонение для сайта

1. *Coe R.S., Grommé S., Mankinen E.A.* Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. No. B4. pp. 1740–1756. doi:10.1029/JB083iB04p01740.
2. *Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. V. 13. No. 4. pp. 260–267. doi:10.1016/0031-9201(77)90108-x.
3. *Meijers M.J.M.* Tethyan evolution of the Black Sea region since the Paleozoic: a paleomagnetic approach // *Geologica Ultraiectina.* 2010. V. 319. 247 pp.
4. *Thellier E., Thellier O.* Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Ann. de Geophys.* 1959. V. 15. pp. 285–376.
5. *Корнейко А.А., Веселовский П.В.* Новые данные о палеомагнетизме среднеюрского магматического комплекса долины р. Бодрак (Горный Крым) и их геологическая интерпретация // *Вестник Московского университета. Серия 4. Геология.* 2013. № 4. стр. 10-17.
6. *Морозова Е.Б., Сергеев С.А., Суфиев А.А.* U-Pb цирконовый (SHRIMP) возраст джидарской интрузии как реперного объекта для геологии Крыма (Крымский учебный полигон СПбГУ) // *Вестник СПбГУ. Сер. 7. Вып. 4.* 2012. С. 25-33.
7. *Федорчук А.В., Глухов А.М.* 1980. Петрографические типы субвулканических тел долины р. Бодрак и их возраст // *Региональная геология некоторых районов СССР.* Вып. 4. С. 39-45.



**Рис. 5.** Диаграмма распределения данных по VDM для юрского периода (201.3–145.0 млн. лет), полученных методом Телье. Крестиками обозначены данные, полученные в данной работе. Возраст объектов по которым нет изотопных определений (5 из 6) отнесен в среднем к байосскому ярусу (170.3-168.3 млн. лет).

### **Оценка механизмов генерации диполя и квадруполя исходя из геомагнитных наблюдений с 1700 по 2010 гг.**

*В.В. Иванов, С.В. Старченко, С.В. Яковлева*

*ИЗМИРАН, Троицк, Москва*

Произведена оценка генерирующих механизмов геомагнитного поля с использованием известных исторических моделей, метода "робастного SOM-PI" и оригинальной теории описания крупномасштабных гармонических магнитно-конвективных источников главного магнитного поля Земли. Это описание базируется на полной системе собственных функций уравнения магнитной диффузии в однородно проводящем шаре, который окружен изо-

лятором. Таким образом, электрические токи порождающие главное геомагнитное поля описываются сглаженными функциями. При этом дипольные токи непосредственно связаны с наблюдаемым геомагнитным диполем, квадрупольные – с квадруполем и т.д.

Установлено, что главный гармонический источник осевого диполя может быть аппроксимирован трехмерной кольцевой токовой системой, охватывающей ось вращения Земли и неоднократно меняющей свое направление. Современный осевой геомагнитный диполь определяет диффузионная составляющая, которая может уменьшиться в 10 раз за примерно 5000 лет, что и является минимально возможным интервалом, отделяющим нас от ближайшей инверсии или экскурса геомагнитного полюса. Сравнение результатов нашей экстраполяции с другими историческими моделями показало, что даже признанная наилучшей модель **gufm1** не вполне корректна, по сравнению с нашей моделью, на интервале 1700-1840.

Для квадруполя в настоящее время наиболее значимыми являются процессы генерации, что указывает на близость инверсии, как это следует из палеомагнитных оценок. При этом рост квадрупольных составляющих, в известной мере, компенсирует диффузионные процессы, преобладающие в диполе, и замедляет убывание модуля результирующего магнитного поля Земли.

Для разложения геомагнитного поля вне проводящего ядра Земли используется метод сферического гармонического анализа. Потенциал геомагнитного поля  $U$  вне его источников традиционно [1] раскладывается по зависящим только от времени коэффициентам Гаусса  $g_n^m$  и  $h_n^m$  в точке с координатами  $(\theta, \lambda, r, t)$ . Из-за влияния магнитосферы, ионосферы, коры, мантии и других внешних (по отношению к ядру Земли) источников число коэффициентов разложения  $N$  ограничивается максимумом тринадцатью даже для интервалов до десятков лет. Для значительно более долговременных оценок это число обычно ограничивают тремя, что позволяет учесть геомагнитный диполь ( $n=1$ ), квадруполь ( $n=2$ ) и иногда октуполь ( $n=3$ ). Поэтому в дальнейшем мы преимущественно ограничимся рассмотрением лишь крупномасштабных геомагнитных структур.

Поскольку нас интересует только токовые источники наблюдаемого геомагнитного поля, то в дальнейшем мы ограничимся рассмотрением не всего магнитного поля  $\mathbf{B}$ , а только его полоидальной составляющей, переходящей на внешней границе ядро-мантия в наблюдаемое потенциальное геомагнитное поле. Представим полоидальный геомагнитный скаляр  $P$  в виде гармонического разложения по системе собственных функций задачи магнитной диффузии [1, 2]:

$$P = \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \sum_{k=1}^{K_n} [G_{nk}^m(t) \cos(m\lambda) + H_{nk}^m(t) \sin(m\lambda)] P_n^m(\theta) J_{n+\frac{1}{2}} \left( r \sqrt{\frac{\mu\sigma}{T_{nk}}} \right) / \sqrt{r \sqrt{\mu\sigma/T_{nk}}} \cdot \quad (1)$$

Здесь  $K_n$  – число, ограничивающее длину радиального ряда;  $G_{nk}^m$  и  $H_{nk}^m$  зависящие только от времени коэффициенты разложения,  $J_{n+\frac{1}{2}}$  – функция Бес-

сея. Параметр  $\sqrt{T_{nk}/\mu\sigma}$  задает радиальный масштаб, пропорциональный диффузионным периодам  $T_{nk}$ . Эти периоды определяют граничные условия сшивки с потенциальным полем  $-\nabla U$ , сводящиеся к равенству нулю предшествующих функций Бесселя.

Зависящие от времени коэффициенты разложения в (1) естественно сами разложить по удобно заданной системе временных функций, которые обязательно должны включать чисто диффузионные составляющие (далее они указаны в первых слагаемых) [2]:

$$G_{nk}^m = G_{nk}^{m0} e^{\frac{-t}{T_{nk}}} + \sum_{l=1}^{L_{nk}^m} G_{nk}^{ml} F_{kl}(t), \quad H_{nk}^m = H_{nk}^{m0} e^{\frac{-t}{T_{nk}}} + \sum_{l=1}^{L_{nk}^m} H_{nk}^{ml} F_{kl}(t). \quad (2)$$

Здесь:  $L_{nk}^m$  - число ограничивающее длину временного ряда,  $F_{kl}$  - заданная система функций, а  $G_{nk}^{ml}$  и  $H_{nk}^{ml}$  являются константами. Эти константы определяются временной динамикой геомагнитного поля в ядре Земли и могут быть, по крайней мере, частично, определены динамикой наблюдаемого поля  $U$ .

Аппроксимации временного ряда суммой конечного числа экспоненциальных и гармонических зависимостей с изменяющимися по экспоненте амплитудами производилась с помощью метода "робастного SOMPI" [3]. Метод основан на минимизации ошибки предсказания с помощью неопределенных множителей Лагранжа. Такой подход сводит поиск коэффициентов авторегрессии для анализируемого процесса к нахождению собственных значений и соответствующих им собственных векторов нетеплицевой положительно определенной симметричной матрицы и позволяет достоверно выявлять даже такие интервалы экспоненциального роста/падения и гармонические периоды, которые превышают длину ряда и строить физически более обоснованные модели анализируемых процессов. Данный метод был успешно апробирован нами в [4]. Подход, развиваемый методом "робастного SOMPI", оказывается особенно актуальным для описания динамики геомагнитного поля, имеющего значимые интервалы и периоды от нескольких сотен до многих тысяч лет.

Описанная методика была применена к общепринятой международной модели IGRF (1900-2010) и к известной исторической модели `gufm1` на интервале 1840-1990. Полученные методом "робастного SOMPI" зависимости затем экстраполировались в прошлое на 150 лет вплоть до 1700 г. Результирующие зависимости коэффициентов Гаусса для диполя и квадруполья представлены в таблицах 1 и 2 далее.

На основе полученных зависимостей нами были выделены генерирующая, диффузионная и дрейфующая составляющие магнитного поля Земли. Растущей со временем зависимости сопоставлялась генерирующая геомагнитный диполь или квадруполь составляющая, убывающей – диффузионная составляющая, а гармоническая зависимость определяет дрейфующую составляющую.

Таблица 1. Коэффициенты диполя. Здесь время  $t$  измеряется в годах, коэффициенты Гаусса - в мкТл.

Зависимости коэффициентов Гаусса, рассчитанные по модели **IGRF**      Зависимости коэффициентов Гаусса, рассчитанные по модели **gufm1**

$$g_1^0 = -30,98 \cdot e^{\frac{-t}{2110}}$$

$$g_1^0 = -29,83 \cdot e^{\frac{t}{1879}}$$

$$g_1^1 = 2,39 \cdot e^{\frac{-t}{5120}} \cos\left(\frac{2\pi t}{46400} - 0,04\right)$$

$$g_1^1 = -3,43 \cdot e^{\frac{t}{1668}} + 1,51 \cdot e^{\frac{-t}{472}}$$

$$h_1^1 = 7,08 e^{\frac{t}{541}} - 1,18 e^{\frac{t}{98}}$$

$$h_1^1 = 5,75 \cdot e^{\frac{t}{323}} \cos\left(\frac{2\pi t}{296} + 0,37\right) +$$

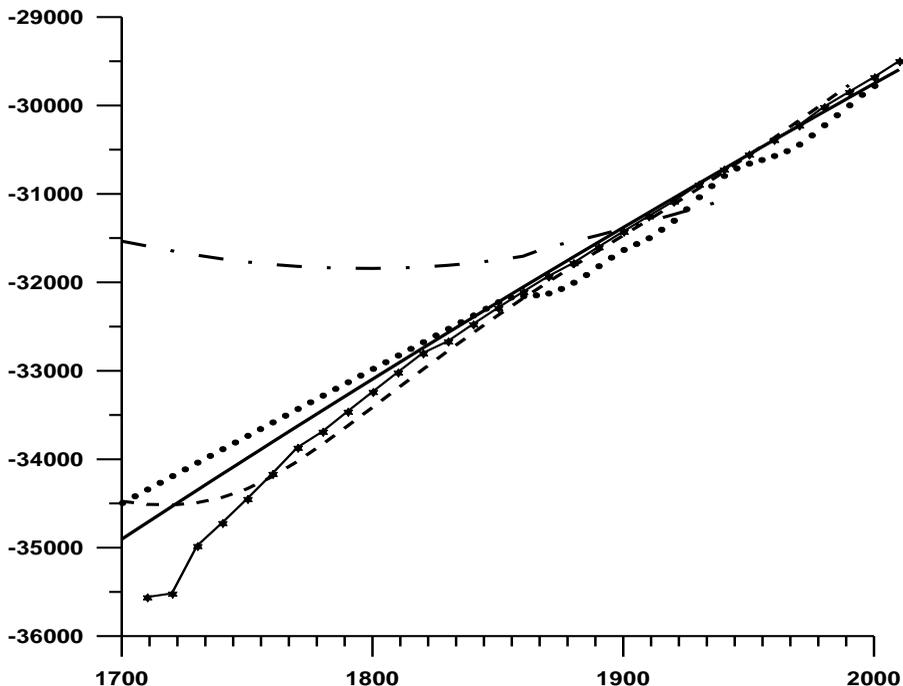
$$+ 4,30 e^{\frac{-t}{37}} \cos\left(\frac{2\pi t}{11} - 2,71\right)$$

Для модели IGRF был выполнен прогноз развития дипольных и квадрупольных составляющих магнитного поля Земли до 2050 года. Глубина прогноза, таким образом, составляла 40 лет, т.е. 33% от длины имеющегося ряда. Выбор глубины прогноза основывался на общих теоретических принципах прогнозирования и наблюдаемой динамике изменения дипольных и квадрупольных составляющих.

Из полученных зависимостей видно (см. табл. 1), что главная осевая дипольная компонента подвержена исключительно процессу магнитной диффузии, в результате которого она имеет тенденцию уменьшиться в  $e$  раз за 2110 или 1879 лет. Этот временной интервал позволяет уточнить значение проводимости ядра, грубо оценить конфигурацию токового источника осевого диполя в ядре и минимальное время, отделяющее нас от грядущей инверсии или экскурса. Так, если принять современную оценку проводимости ядра  $10^6$  См/м, то осевой диполь описывает собственная функция из (1) с  $n=0$ ,  $m=0$  и  $k=7$ . Соответствующий объемный кольцевой ток симметричен относительно оси вращения Земли, 7 раз меняя свое направление при следовании по радиусу от центра до границы ядра с мантией. Перпендикулярные оси вращения дипольные компоненты на порядок меньше главной осевой компоненты и имеет генерирующую, дрейфующую и диффузионную составляющую. Основная генерирующая  $h_1^1$  составляющая характеризуется средним (по двум IGRF и одной gufm1 компоненте из табл. 1) интервалом роста в  $e$  раз около 300 лет. Это позволяют оценить  $\alpha$  – эффект кинематического геодинамики как  $4 \cdot 10^{-5}$  м/сек из формул, приведенных в [5]. Дрейфующая IGRF составляющая состоит из разнонаправленных волн равной амплитуды, огибающих земной шар за 46 тыс. лет.

На рис. 1 представлено сравнение результатов нашей экстраполяции главной осевой компоненты геомагнитного диполя с другими историческими моделями. Полученные результаты показывают, что даже признанная наи-

лучшей модель  $gufm1$  не вполне корректна на интервале 1700-1840. Вместе с тем, следует отметить хорошее совпадение параметров коэффициентов  $g_1^0$ , полученных нами для построенной на достоверных данных модели IGRF и для модели  $gulfm1$ . Полученные близкие значения интервалов роста коэффициента в  $e$  раз (2110 и 1879 лет, соответственно, отличие 11%) позволяет предположить, что выполненная нами аппроксимация модели  $gulfm1$  может быть отнесена к числу наиболее достоверных.



**Рис. 1.** Эволюция главной осевой компоненты геомагнитного диполя в нанотеслах. Точки - модель  $gufm1$  [6], сплошная кривая - наша аппроксимация, кривая с точками – модель ИЗМИРАН [7], штрих-точечная кривая - модель CALS7K.2, полученная по археологическим и палеомагнитным данным [8], штриховая кривая - усовершенствованная модель CALS10K.1, основанная на отобранных данных с применением специальной регуляризации привязки к модели  $gufm1$  на интервале 1650-1990 гг [9].

Оценка динамики инверсий, следующая из полученных нами параметров геодинамо, показывает, что минимально возможное время, отделяющее нас от грядущей инверсии или экскурса, определяется интервалом порядка 5000 лет, через которые осевая компонента диполя уменьшится на порядок.

Квадрупольные компоненты (см. таблицу 2) также имеют генерирующую, дрейфующую и диффузионную составляющие. По амплитуде квадрупольные составляющие несколько меньше дипольных составляющих, перпендикуляр-

ных оси вращения. Преобладают здесь составляющие, моделирующие потенциал квадруполя с помощью двух антипараллельных диполей, лежащих на одной оси и описываемых выражением для  $g_2^0$ , и двух антипараллельных диполей  $g_2^1$  и  $h_2^1$ , лежащих в полярной плоскости.

Таблица 2. Коэффициенты квадруполя. Здесь время  $t$  измеряется в годах, коэффициенты Гаусса - в мГл.

$$\begin{aligned}
 g_2^0 &= 0,78 \cdot e^{\frac{t}{89}} \cdot \cos\left(\frac{2\pi t}{95} + 2,41\right) & g_2^0 &= 2,10 \cdot e^{\frac{t}{188}} \cdot \cos\left(\frac{2\pi t}{100} - 3,05\right) \\
 g_2^1 &= 2,93e^{\frac{t}{2631}} + & g_2^1 &= 3,07 \cdot e^{\frac{-t}{1925}} \\
 &+ 0,0008e^{\frac{t}{26}} \cos\left(\frac{2\pi t}{2870} - 5,25\right) & & \\
 h_2^1 &= -0,83e^{\frac{t}{104}} - 0,40e^{\frac{-t}{909}} & h_2^1 &= -2,8 \cdot e^{\frac{-t}{155}} + 0,31 \cdot e^{\frac{t}{135}} \\
 g_2^2 &= 1,69e^{\frac{t}{94340}} - 0,66e^{\frac{-t}{29}} + & g_2^2 &= 1,86 \cdot e^{\frac{-t}{323}} \cdot \cos\left(\frac{2\pi t}{81} - 0,35\right) \\
 &+ 0,07e^{\frac{-t}{71}} \cos\left(\frac{2\pi t}{2820} - 5,00\right) & & \\
 h_2^2 &= 1,37e^{\frac{-t}{628}} \cos\left(\frac{2\pi t}{25990} + 0,59\right) + & h_2^2 &= 1,23 \cdot e^{\frac{t}{850}} \cdot \cos\left(\frac{2\pi t}{67} - 1,95\right) \\
 &+ 0,02e^{\frac{t}{133}} \cos\left(\frac{2\pi t}{2150} - 4,90\right) & &
 \end{aligned}$$

Для составляющей  $g_2^0$  характерен монотонный рост по модулю, что указывает на преобладание здесь процесса генерации и можно прогнозировать дальнейший рост модуля составляющей  $g_2^0$  на всю глубину прогноза. В моделируемых диполями  $g_2^1$  и  $h_2^1$ , наиболее значима  $h_2^1$ , где также преобладает генерация.

Изменения прогнозных значений компоненты  $g_2^1$  имеют сложный характер, они сравнительно малы по модулю и сколько-нибудь существенного вклада в динамику компоненты не вносят. Прогноз изменения компоненты  $h_2^1$  указывает на ее монотонный рост по модулю с некоторым ускорением.

Для квадруполя в настоящее время наиболее значимыми являются процессы генерации, что указывает на близость инверсии, как это следует из палеомагнитных оценок. При этом рост квадрупольных составляющих, в известной мере, компенсирует диффузионные процессы, преобладающие в ди-

поле, и замедляет убывание модуля результирующего магнитного поля Земли.

*Эта работа была поддержана грантом РФФИ № 13-05-00893-а.*

1. Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. Пер. с англ. М.: Мир. 528 с. 1986.
2. Старченко С.В. Гармонические источники главного геомагнитного поля в Ядре Земли. Геомагнетизм и Аэрономия. 2011, Т. 51, № 3, С. 412-418.
3. Иванов В.В., Ротанова Н.М. Робастные оценки в спектральном методе SOMPI при анализе временных рядов геомагнитного поля. Геомагнетизм и аэрономия, 1999. - Т.39, № 1, с.55-61.
4. Старченко С.В., Иванов В.В. Природа диффузии, генерации и дрейфа геомагнитного диполя с 1900 по 2010 Г. Доклады Академии Наук, 2013, том 448, № 1, с. 89–91.
5. Starchenko S.V. Dynamo models with strong generation 1. Kinematic solution and axisymmetric  $\alpha\omega$ -dynamo. Geophys. Astro. Fluid. 1994. V.77, P.55-77.
6. Jackson A., Jonkers A.R.T., Walker M.R. Four centuries of the geomagnetic secular variation from historical records. Phyl. Nrans. R. Soc. Lond. A 358, p.957-990. 2000.
7. Бондарь Т.Н., Головков В.П., Яковлева С.В. Пространственно-временная модель вековых вариаций геомагнитного поля в интервале с 1500 по 2000 гг. Геомагнетизм и аэрономия. № 6. С.831-837. 2002.
8. Korte M., Constable C.G. Continuous geomagnetic field models for the past 7 millenia: 2. CALS7K. Geochem. Geophys. Geosyst., v.6, Q02H16, 18pp., 2005.
9. Korte M., Constable C.G. Improving geomagnetic field reconstructions for 0-3 ka. Physics of the Earth and Planetary interiors. V.188., p.247-259. 2011.

### **Корреляция между магнитными и гранулометрическими параметрами в четвертичных отложениях опорного разреза Усть-Ода (Предбайкалье)**

*А.Ю. Казанский<sup>1</sup>, Г.Г. Матасова<sup>2</sup>, А.А. Щетников<sup>3</sup>, И.А. Филинов<sup>3</sup>*

<sup>1</sup> *ИЗМИРАН, Троицк, Москва*

<sup>2</sup> *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск*

<sup>3</sup> *Институт земной коры СО РАН, Иркутск*

Усть-Одинский опорный разрез расположен на юге Иркутско-Черемховской равнины, на правом берегу р. Китой в районе впадения в нее р. Ода в 10 км от Ангарска (уступ 20-метровой террасы). На размытой поверхности юрских песчаников, выступающих на 1–1,5 м над урезом воды, здесь залегает верхнеплейстоценового возраста толща эолово-делювиальных и аллювиальных отложений с заключенными в них погребенными почвами. Традиционно [1] в структуре четвертичной части разреза выделяется пять стратиграфических горизонтов (рис 1).

1 (голоценовый, OIS1). Представлен коричневыми супесями и суглинками современных подзолистых почв. Мощность 0,6 м.

2 (сартанский, OIS2). Светло-бежевые супеси с тонкой пологоволнистой слоистостью и линзами разнородных пылеватых песков. Мощность 2,5-3,5 м.

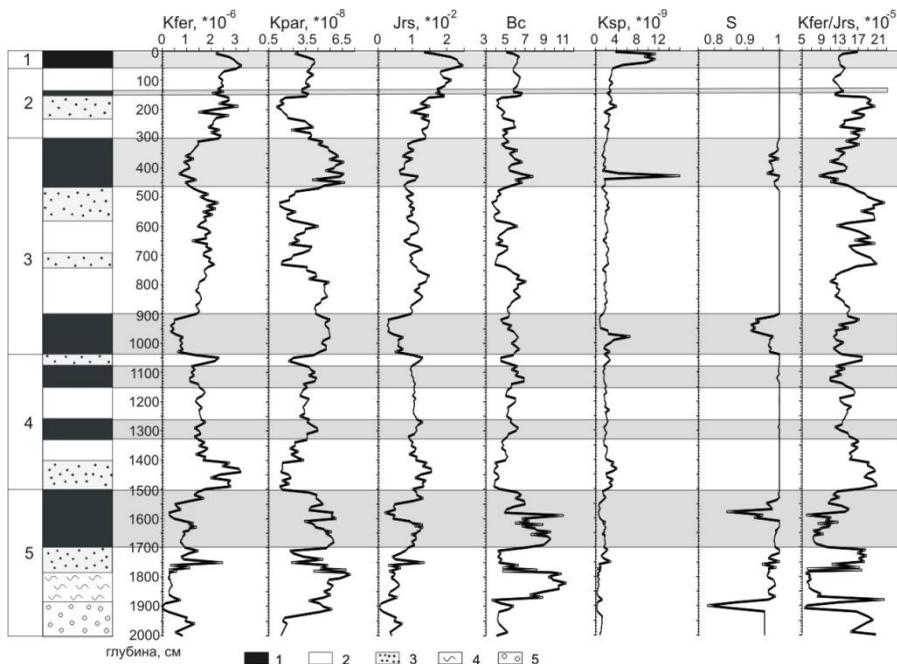
**3** (каргинский, OIS3). Коричневато-серые супеси и оглеенные суглинки, переслаивающиеся с темно-коричневыми палеопочвами. Общая мощность горизонта составляет 5-6 м. Из верхнего почвенного горизонта, залегающего на глубине около 4 м, были получены (по гумусу) радиоуглеродные даты  $34190 \pm 1510$  л.н. и  $35480 \pm 820$  л.н. [2], а также по костям крупных млекопитающих даты  $34600 \pm 600$  л.н. (AMS, OxA-25677) и  $> 29700$  л.н. (JY 6676) [3].

**4** (муруктинский, OIS4). Отложения горизонта представлены пологоволнистыми пойменными и косослойчатыми русловыми песками и супесями коричневого цвета с прослоями и линзами суглинков. Пески разнозернистые, от мелко- до крупнозернистых, с прослоями гравия и гальки. Мощность горизонта 6-7 м.

**5** (казанцевский, OIS5). Этот горизонт объединяет отложения довольно пестрого литологического состава и генезиса. В его верхней части залегают темно-серый обогащенный разнообразными органическими включениями слой глин и суглинков старичных фаций аллювия с развитыми по ним палеопочвами сложного строения мощностью до 2 м. Ниже следует 2-3 метровой мощности слой охристого валунно-галечного горного аллювия с прослоями и линзами хорошо сортированных крупнозернистых песков, характеризующихся косой русловой слойчатостью. Общая мощность горизонта составляет 4-6 м.

**Петромагнитные исследования** Петромагнитные параметры были получены на основе анализа кривых магнитного гистерезиса индуктивной и остаточной намагниченности. Использовались следующие параметры: остаточная намагниченность насыщения ( $J_{rs}$ ), намагниченность насыщения после исключения парамагнитной составляющей ( $J_s$ ), парамагнитная ( $K_{par}$ ) и ферромагнитная ( $K_{fer}$ ) составляющие магнитной восприимчивости, коэрцитивная сила после исключения парамагнитной составляющей ( $B_c$ ), суперпарамагнитная восприимчивость в поле 8 мТ ( $K_{sp}$ ), показатель магнитной жесткости ( $S = J_{rs(-300\text{ мТ})} / J_{rs(700\text{ мТ})}$ ), относительный размер магнитного зерна ( $K_{fer} / J_{rs}$ ). Интерпретация результатов выполнена по общепринятым методикам [4] с учетом закономерностей, выявленных на лессовидных породах Западной Сибири [5, 6]. Поведение петромагнитных характеристик позволяет провести дробное расчленение разреза на горизонты, обладающие специфическим набором параметров. Горизонты ископаемых почв выделены в интервалах глубин: 300–470 см, 900–1040 см и 1500–1700 см (серая заливка на рисунке). Они в основном характеризуются пониженными значениями концентрационно-чувствительных магнитных параметров ( $K_{fer}$ ,  $J_{rs}$ ,  $J_s$ ), повышенным содержанием парамагнитного материала ( $K_{par}$ ). Структурно-чувствительные петромагнитные характеристики палеопочв указывают на повышение магнитной жесткости ( $B_c$ ,  $B_{cr}$ ,  $S$ ), присутствие суперпарамагнитных зерен ( $K_{sp}$ ) и уменьшение относительного размера магнитного зерна ( $K_{fer} / J_{rs}$ ). Поведение магнитных характеристик говорит о том, что при формировании ископаемых почв поступление магнитного материала в осадок было несколько меньше, чем при формировании суглинистых, супесчаных и песчаных горизонтов разреза. Напротив, парамагнитного материала

ла, который представлен главным образом глинистыми минералами, поступало (или образовывалось на месте) значительно больше. Основные петромагнитные признаки палеопочв - увеличение значений коэрцитивных сил и параметр  $K_{fer}/J_{rs}$  указывающий на уменьшение размеров магнитного зерна, присутствие субмикронных суперпарамагнитных частиц ( $<0,03$  мкм) и магнитожестких (гематит и др.) магнитных минералов полностью соответствуют «сибирской» модели формирования магнитных характеристик автоморфных палеопочв на территории Сибири [5], что предполагает единый «магнитный механизм» для ископаемых педокомплексов верхнего неоплейстоцена на территории Западной и Восточной Сибири.



**Рис.1.** Литологическая колонка и петромагнитные характеристики опорного разреза Усть-Одинский. Условные обозначения: 1- горизонты современной и ископаемых почв; 2-лессовидные суглинки; 3- суглинки опесчаненные и супеси (делювий); 4- субаквальные суглинки; 5-аллювиальные пески. Цифры слева от колонки - номера горизонтов по [1]. Расшифровка петромагнитных параметров в тексте.

Кроме того, в разрезе дополнительно выделяются еще три маломощных горизонта, которые по своим магнитным характеристикам близки к ископаемым почвам: 135–150 см; 1080–1150 см и 1260–1330 см (рис. 1). Эти горизонты, по-видимому, являются рудиментами ископаемых почв, редуцированных в процессе последующего размыва. С учетом результатов абсолютного датирования, верхний горизонт можно рассматривать как аналог суминской ископаемой почвы с возрастом  $14\ 000 \pm 150$  лет назад [7]. Нижние два горизонта, вероятно, составляют единую последовательность с палеопочвенным горизонтом в интервале глубин 900–1040 см, поэтому весь интервал 900–1330 см

можно рассматривать как единый педокомплекс с тремя горизонтами ископаемых почв, разделенных прослоями песка и суглинка.

Горизонты песков, супесей и опесчаненных суглинков характеризуются высокими значениями концентрационно-чувствительных параметров, пониженными значениями парамагнитной восприимчивости, низкими значениями структурно-чувствительных параметров и увеличением эффективного размера магнитного зерна (рис. 1). Суперпарамагнитные зерна и магнитожесткие минералы здесь практически отсутствуют. Это свидетельствует о том, что магнитная фракция песчаных и опесчаненных пород представлена главным образом крупными зернами, не затронутыми процессами поверхностного окисления ( $S=1$ ). По данным термомагнитного анализа магнитные зерна представлены магнетитом. В составе немагнитной фракции, по-видимому, доминируют кварцевые зерна, что и приводит к снижению  $K_r$ . Исключение представляет прослой ожелезненных песков в пятом горизонте (глубина 1900 см), где магнетит практически полностью окислен, что привело к резкому уменьшению концентрационных параметров и росту магнитной жесткости (рис. 1).

Значения петромагнитных параметров в прослоях суглинков являются промежуточными между значениями в ископаемых почвах и песчаных горизонтах. В отличие от ископаемых почв, в суглинках отсутствуют суперпарамагнитные зерна и магнитожесткие минералы (рис. 1). Это означает, что педогенные процессы, приводящие к образованию мелких магнитных частиц, и химические процессы, обуславливающие окисление магнитных зерен, здесь не проявились.

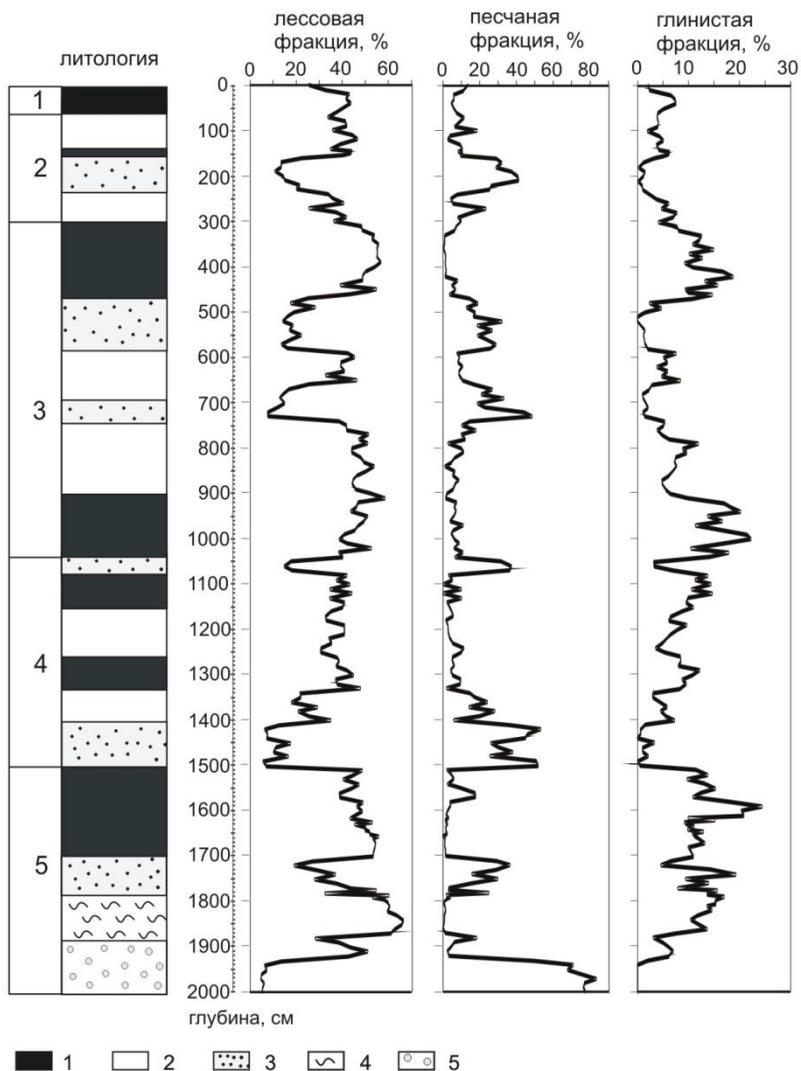
Специфическим набором петромагнитных характеристик обладает горизонт суглинков в интервале глубин 1790–1880 см. Здесь наблюдаются самые низкие значения концентрационно-чувствительных параметров, самые высокие значения  $V_s$  и  $V_{sg}$ , самый мелкий размер зерна, что отличает их от субаэральные суглинков и супесей. От развитых погребенных почв эти породы отличаются относительно высокими значениями  $S$  (0,96–0,98). То есть магнитная фракция этих суглинков представлена более мелкими, менее окисленными зернами при отсутствии или малом содержании магнитожестких минералов, что говорит об ином, чем в палеопочвах, механизме формирования их магнитных свойств.

**Гранулометрические исследования** Для изучения гранулометрического состава отложений применялся анализатор размера частиц Microtrac X100, позволяющий анализировать 60 фракций (от 704 до 0.146 мкм), представляемых в объемных процентах по каждому образцу. Гранулометрические данные приводятся по результатам, полученным после диспергирования пробы ультразвуком, что позволяет оценить степень агрегированности зерен по разнице фракционного состава до и после ультразвукового воздействия. Фракции были объединены в 3 группы в соответствии с классификацией Н.И.Кригера для лессовидных пород [8]: **П** - песчаная (>250 мкм); **Л** - лессовая (пылеватая) (10-50 мкм) и **Г** -глинистая фракция (<5 мкм). Всего проанализировано 216 образцов, взятых через 5-10 см по разрезу. Распределение гранулометри-

ческих фракций по разрезу представлено на рис. 2. Большинство осадков разреза имеет эоловое происхождение, поскольку содержание фракции Л в них составляет 30-55%. Часть этих пород представлена типичными лессами (Л=30-55%, Г>5%, П<5%) или опесчаненными лессами ((Л=30-55%, Г>5%, П<10%). Лессы переслаиваются с супесями (Л<30%, Г<5%, П>10%). Нижняя часть разреза в интервале глубин 1790-1880 см представлена суглинками (Л>60%, Г>12%, П<2%), ниже которых, начиная с глубины 1885 см, залегают пески (П>50%, Л<5%, Г - отсутствует). Лессовые породы по содержанию глинистой фракции можно разделить на собственно лессы (Г<10%) и ископаемые почвы (Г>10%). В целом расчленение разреза по гранулометрическим характеристикам соответствует визуальному геологическому описанию, за исключением двух палеопочвенных горизонтов (1080-1150 см и 1260-1330 см), которые при полевых наблюдениях не были установлены, но хорошо фиксируются по петромагнитным характеристикам. Следующим шагом было построение графиков усредненного гранулометрического состава для каждого литологического горизонта. Оказалось, что для одинаковых литологических типов такие графики очень близки, что позволило усреднить распределения для каждого литотипа. Очевидно, что гранулометрический состав для каждого литотипа существенно различается, что отражает специфику накопления осадков. Палеопочвы отличаются от лессов увеличением содержания фракций <10 мкм, что, вероятно, связано с процессами педогенеза. Супеси имеют бимодальный характер распределения, что свидетельствует об их делювиальном генезисе [6]. Пески имеют аллювиальное происхождение, о чем свидетельствует полное отсутствие фракции <10 мкм и преобладание фракции крупного песка. Суглинки (интервал глубин 1790-1880 см), судя по уменьшению лессовой фракции и росту фракции 8-10 мкм, имеет субаквальный (старичный или пойменный) генезис, как это и предполагалось по геологическим данным [1].

#### ***Корреляция петромагнитных и гранулометрических параметров.***

Сходство в поведении петромагнитных и гранулометрических параметров предполагает наличие корреляционных связей между ними. В таблице 1 представлены коэффициенты корреляции по 216 образцам разреза Усть-Одинский (значимые коэффициенты корреляции при данном объеме выборки > 0.18). Здесь мы анализируем только прямые корреляции с высокими значениями (>0.36) коэффициентов. Все магнитные параметры четко разделяются на две группы: «концентрационно-чувствительные» параметры, связанные с крупными фракциями (прямая корреляция с фракцией «физического песка» (частицы >50 мкм)) и «структурно-чувствительные» параметры (прямая корреляция с фракцией «физической глины» (частицы <50 мкм)).



**Рис.2.** Литологическая колонка и гранулометрические характеристики разреза Усть-Одинский. Условные обозначения те же, что и на рис.1.

Приведенные выше результаты можно интерпретировать следующим образом. Магнитные свойства лесовидных суглинков, опесчаненных суглинков, супесей и песков Усть-Одинского разреза обусловлены, в основном, крупными магнитомягкими (магнетитовыми) зернами. Эти зерна слабо окислены и, безусловно, имеют эоловое происхождение. Судя по относительно низким значениям  $J_{\text{раг}}$ , немагнитный матрикс пород представлен, в основном, кварцевыми зернами. Близость гранулометрического состава магнитной фракции и породы в целом определяет высокие значения коэффициента кор-

реляции между эффективным размером магнитного зерна и средним размером зерен по гранулометрии (dcp). Таким образом, параметр  $K_{fer}/J_{rs}$  может служить оценкой среднего размера частиц для данного типа осадков.

**Таблица 1.** Коэффициенты корреляции между петромагнитными и гранулометрическими параметрами.

фракция параметр	песчан. >100 мкм	кр.алев. 100-50 мкм	м.алевр. 50-10 мкм	глинист. 10-0.5 мкм	илистая <0.5 мкм	ф.песок >50 мкм	ф.глина <50 мкм	dcp	агрегир.
прямая корреляция с крупными фракциями									
K	0.44	0.32	-0.49	-0.63	-0.56	0.58	-0.58	0.38	-0.07
$K_{fer}$	0.45	0.32	-0.51	-0.64	-0.57	0.59	-0.59	0.39	-0.08
$J_{rs}$	0.16	0.49	-0.25	-0.46	-0.43	0.35	-0.35	0.09	-0.06
$J_s$	0.50	0.30	-0.56	-0.65	-0.57	0.63	-0.63	0.42	-0.16
$V_{cr}/V_c$	0.26	0.06	-0.33	-0.20	-0.15	0.29	-0.29	0.15	0.25
$J_s/J_{rs}$	0.52	0.26	-0.63	-0.55	-0.43	0.63	-0.63	0.39	-0.18
$K_{fer}/J_{rs}$	0.72	0.10	-0.76	-0.73	-0.60	0.78	-0.78	0.65	-0.08
S	0.14	0.44	-0.25	-0.36	-0.31	0.31	-0.31	0.03	-0.25
прямая корреляция с мелкими фракциями									
$J_{par}$	-0.89	-0.05	0.93	0.82	0.69	-0.93	0.93	-0.78	0.40
$V_{cr}$	-0.72	-0.17	0.81	0.72	0.54	-0.81	0.81	-0.63	0.05
$V_c$	-0.64	-0.18	0.75	0.62	0.47	-0.73	0.73	-0.54	0.10
HIRM	-0.49	-0.41	0.55	0.75	0.72	-0.66	0.66	-0.39	0.26

Горизонты ископаемых почв и субаквальных суглинков содержат существенно меньше крупных частиц эолового происхождения. В них также присутствуют мелкие магнито жесткие зерна (гематит?) и велика концентрация парамагнитных (вероятно, глинистых) частиц. Высокий коэффициент корреляции между  $J_{rag}$  и агрегированностью частиц свидетельствует в пользу вторичного происхождения парамагнитных минералов. Наличие магнито жесткого гематита объясняет слабые корреляционные связи между параметром  $V_{cr}/V_c$  и гранулометрическими показателями.

В целом, зависимости между петромагнитными и гранулометрическими параметрами, выявленные в отложениях Усть-Одинского разреза, прямо противоположны таковым для Китайского лессового плато [4], что свидетельствует о различных механизмах формирования лессовых пород в Сибири и Китае.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты №№ 13-05-00130, 12-05-31214.*

1. Филиппов А.Г., Ербаева М.А., Хензыхенова Ф.И. Использование верхнекайнозойских мелких млекопитающих юга Восточной Сибири в стратиграфии. -Иркутск: ВостСибНИИГТИМС, 1995. -117 с.

2. Арсланов Х.А., Бердникова Н.Е., Воробьева Г.А., Енущенко И.В., Кобылкин Д.В., Максимов Ф.Е., Рыжов Ю.В., Старикова А.А., Чернов СБ. Каргинский мегаинтерстадиал Прибайкалья: геохронология и палеогеография // Квартер во всем его многообразии. Материалы конференции. Т.1. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2011. – С. 39-42.
3. Щетников А.А., Клементьев А.М., Семеней Е.Ю., Сизов А.В., Филинов И.А., Никитёнок В.В. Ископаемая фауна млекопитающих Усть-Одинского местонахождения (верхний плейстоцен, Предбайкалье) // Байкальский зоологический журнал. -2012. – Т.10. №2. – С.5-12.
4. Evans M.E., Heller F. Environmental Magnetism. New York: Academic Press. 2003. 299 p.
5. Matasova G.G., Kazansky A.Yu. Magnetic properties and magnetic fabrics of Pleistocene loess/palaeosol deposits along west-central Siberian transect and their palaeoclimatic implications // Magnetic Fabric: Methods and Applications. Geological Society, London, Special Publications. London, 2004. V. 238. P. 145–173
6. Жданова А.И., Казанский А.Ю., Зольников И.Д., Матасова Г.Г., Гуськов С.А. Опыт фациально-генетического расчленения субаэральных отложений Новосибирского Прибыя геолого-петромагнитными методами // Геол. и геофиз. 2007. Т. 48. № 4. С. 446–459.
7. Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука. 1971. 254 с
8. Кригер Н.И. Лесс, его свойства и связь с географической средой. – М.: Наука. 1965. - 269 с.

### **Изменения магнитных минералов в изверженных породах активных вулканических областей (на примере Курильских островов)**

*А.Ю. Казанский<sup>1</sup>, Л.В. Кунгурцев<sup>2</sup>, В.Ю. Брагин<sup>2</sup>, А.Я. Шевко<sup>3</sup>*

<sup>1</sup> *ИЗМИРАН, Троицк, Москва*

<sup>2</sup> *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск*

<sup>3</sup> *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск*

Изверженные горные породы являются наиболее информативным объектом для геодинамических построений, особенно при реконструкции структур океанических бассейнов и континентальных окраин, то есть в зонах активной вулканической деятельности. Однако вопрос о сохранности первичной палеомагнитной и петромагнитной информации в породах из зон активного вулканизма остается открытым. В данной работе мы ставили перед собой задачу на примере пород острова Итуруп проследить, какие изменения происходят с изверженными породами на этапе постмагматической (фумарольной и гидротермальной) деятельности и как они влияют на сохранность первичной палео- и петромагнитной информации. Геологические комплексы острова Итуруп были выбраны для исследования, потому что по ним уже известна палеомагнитная [1] и петромагнитная [2] информация

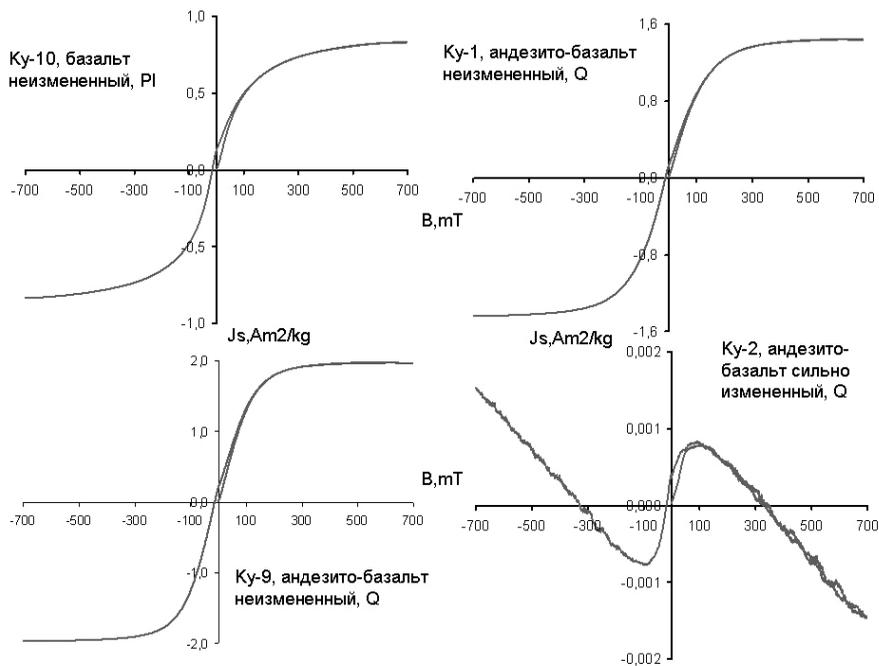
Остров Итуруп, самый крупный из островов Курильского архипелага имеет сложное геологическое строение. Согласно [3] здесь выделяются вулканогенно-осадочные комплексы олигоцена-нижнего миоцена; среднего-верхнего миоцена; верхнего миоцена-плиоцена; верхнего плиоцена и плейстоцена-голоцена. Образцы для палео- и петромагнитных исследований были

отобраны в 10 точках, представленных изверженными породами (преимущественно лавами), измененными в различной степени. Неизменные базальтоиды парусной свиты (верхний плиоцен) отобраны в северной части острова (точки Ку-5 и Ку-10). Остальные точки отбиралась в пределах вулканического аппарата вулкана Баранского, где продолжается постмагматическая деятельность. Это, в основном, верхнеллейстоцен-голоценовые андезиты и андези-базальты центрального конуса вулкана и внутрикальдерных конусов, одна точка (Ку-8) представлена дацитами вершинного купола и одна точка – кальдерными туфами (Ку-7). Вторичные изменения пород визуально наблюдаются в точках, расположенных в пределах фумарольных полей (Ку-2, К-3, Ку-4, Ку-6). В первую очередь, это трещиноватость, ожелезнение, карбонатизация, окварцевание.

Исследования были проведены в Палеомагнитном центре ИНГГ СО РАН. Петромагнитные исследования включали терромагнитный анализ на весах Кюри конструкции Ю.К.Виноградова и изучение гистерезисных параметров на коэрцитивном спектрометре J\_meter конструкции П.Г.Ясонова [4]. Для всех образцов было выполнено ступенчатое терморазмагничивание на установке ММТД80А (Magnetic measurements) с шагом 20-40°C. Измерения величины и направления намагниченности проводились на спин-магнитометре JR-6A (AGICO).

**Петромагнитные исследования** показали, что основными магнитными минералами в изученных образцах являются высокожелезистые титаномагнетиты. Температура Кюри при первом нагреве – 540-560°C, при повторном нагреве она смещается до 520-540°C, а величина намагниченности насыщения ( $J_s$ ) уменьшается, что, по-видимому, свидетельствует о гомогенизации титаномагнетита. Существенных различий в составе магнитных минералов измененных и неизмененных пород не установлено. По форме кривой магнитного гистерезиса породы делятся на три типа (рис.1).

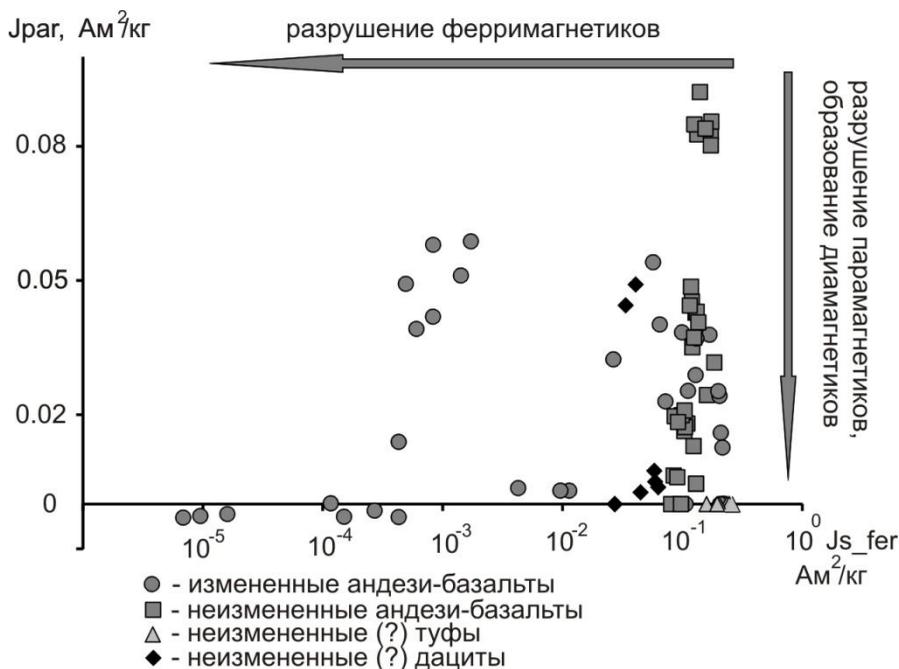
**Тип 1** - ферримагнитные кривые с присутствием парамагнитного компонента ( $J_{par}$ ). Такой тип кривых характерен для неизмененных образцов (рис.1, обр.Ку-10 и Ку-1). **Тип 2** - ферримагнитные кривые (нет роста  $J_s$  в высоких полях, рис.1, обр. Ку-9). Особенностью этого типа является очень малая величина парамагнитного компонента или его практическое отсутствие, тогда как величина  $J_s$  такая же, как у кривых первого типа. Кривые второго типа встречаются как у измененных, так и у неизмененных образцов. **Тип 3** - диамагнитные кривые (рис.1, обр.Ку-2). В этих образцах преобладает диамагнитный компонент (наклон кривой отрицательный), при этом величина  $J_s$  и в 100-1000 раз меньше, чем для кривых первого и второго типов. Такие кривые характерны для измененных пород, причем для наиболее измененных разностей (точка Ку-2).



**Рис. 1.** Кривые магнитного гистерезиса различных типов (пояснения в тексте).

Если рассматривать зависимость между ферримагнитной ( $J_{s\_far}$ ) и парамагнитной ( $J_{par}$ ) составляющими  $J_s$ , то она имеет два ярко выраженных тренда – субвертикальный и субгоризонтальный (рис. 2). Субвертикальный тренд, свидетельствующий об уменьшении концентрации парамагнетиков при постоянстве содержания ферримагнетиков, характерен как для неизменных, так и для измененных пород. Второй тренд, субгоризонтальный, отражает уменьшение содержания ферримагнитных минералов на фоне малых концентраций парамагнитных и/или диамагнитных минералов. Этот тренд установлен только для измененных пород, причем величина диамагнитной восприимчивости увеличивается (по абсолютной величине) с увеличением степени вторичных изменений. Существование таких обособленных трендов дает основание предполагать, что изменения магнитных свойств изверженных пород в результате постмагматической деятельности определяются двумя последовательными процессами. На первой стадии происходит разрушение парамагнитных минералов (например, выщелачивание плагиоклазов [2]), которые менее устойчивы, чем ферримагнитные, и одновременно новообразование диамагнитных минералов (кальцит, кварц, опал и др. [2]). В результате парамагнитная часть магнитной восприимчивости уменьшается, а диамагнитная часть увеличивается. В какой-то момент диамагнитная часть компенсирует парамагнитную, и результирующая кривая магнитного гистерезиса будет иметь чисто ферримагнитный вид. На второй стадии начинают разру-

шаться уже ферримагнитные минералы, что приводит к уменьшению  $J_{s\_fer}$ . в результате чего диамагнитный компонент начинает преобладать и кривая магнитного гистерезиса приобретает отрицательный наклон.



**Рис. 2.** Диаграмма зависимости  $J_{rag}$  и  $J_{s\_fer}$  и основные тренды изменений магнитных минералов.

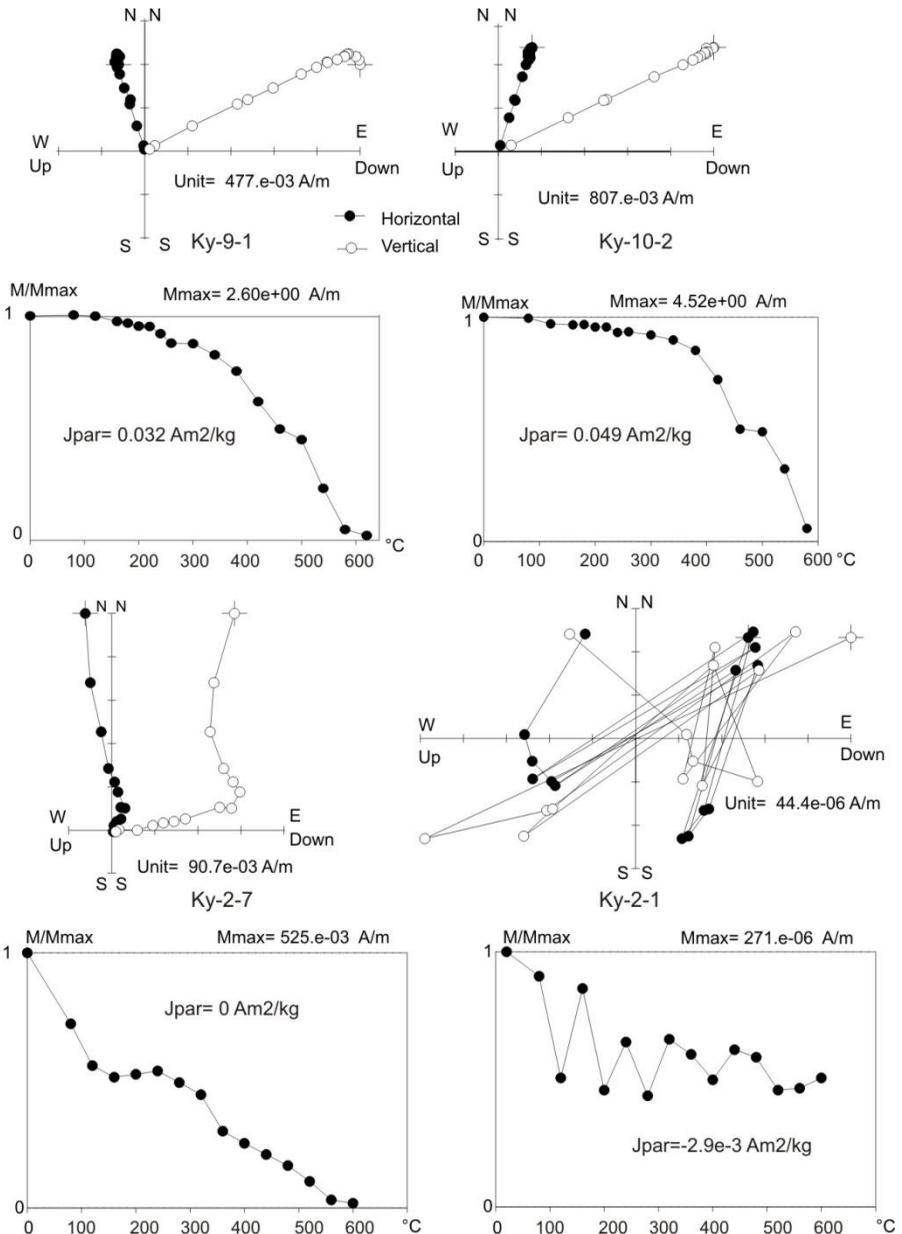
Судя по тому, что в вертикальный тренд попадают как измененные породы, так и породы, которые мы визуально определяли как неизменные, разрушение парамагнитных минералов в различной степени проявилось практически во всех изученных породах. Более того, образцы из одной точки могут иметь различную степень изменений (например, дациты из точки 8), а единичные образцы из точек в пределах фумарольных полей могут быть слабо изменены (например, в точке 3).

Аналогичные тренды в поведении магнитных свойств пород (и, соответственно, процессов изменения магнитных минералов) были установлены нами в изверженных породах острова Парамушир (северная часть Курильской гряды), что предполагает единый механизм постмагматических изменений изверженных пород для всего архипелага. Следует отметить, что, несмотря на интенсивное ожелезнение пород в процессе изменений и присутствие новообразованных гидроокислов железа в измененных разностях [2], магнито-жесткие магнитные минералы (гетит и/или гематит) в измененных образцах отсутствуют, что следует из относительно низких значений коэрцитивных

сил. Это свидетельствует о том, что вторичные железосодержащие минералы (гидроокислы железа) представлены немагнитными разностями.

**Палеомагнитные исследования** показали, что сохранность первичной палеомагнитной информации существенно зависит от степени изменения пород и, в соответствии с нашими представлениями, напрямую связана с величинами  $J_{\text{раг}}$  и  $J_{\text{s\_fer}}$ . Действительно, терморазмагничивание неизмененных и слабоизмененных образцов, в которых сохранились первичные парамагнитные минералы, показало, что их стабильная намагниченность практически однокомпонентная и всегда характеристическая (рис. 3, образцы Ку-9-1 и Ку-10-2). Вторичная компонента в таких образцах составляет менее 5%. С уменьшением величины  $J_{\text{раг}}$  роль вторичной компоненты возрастает, и у сильно измененных образцов (с  $J_{\text{раг}}$  близкой к 0) она может превышать 60% от общей величины исходной остаточной намагниченности, но характеристическая компонента при этом сохраняется (рис. 3, образец Ку-2-7). Для всех точек, где удалось выделить стабильную характеристическую компоненту, были рассчитаны средние направления намагниченности и координаты соответствующих палеомагнитных полюсов. Сходство полученных направлений и полюсов для пород с различной степенью изменений между собой и с результатами предыдущих исследований [1] может свидетельствовать о том, что выделенная характеристическая компонента отражает геомагнитное поля на момент формирования пород. Таким образом, на первой стадии изменений (разрушение парамагнитных минералов) породы (хотя бы частично) сохраняют первичное направление намагниченности. В этом случае сохранившаяся часть первичной намагниченности может быть использована для тектонических или стратиграфических построений.

Образцы со значительными изменениями, у которых  $J_{\text{раг}} \leq 0$  и  $J_{\text{s\_fer}} < 10^{-2}$  Ам<sup>2</sup>/кг, как правило, не несут стабильной компоненты намагниченности - ортогональные диаграммы в этих образцах непредставительны (рис.3, образец Ку-2-2). В отдельных случаях (например, точка 6) характеристический компонент присутствует, но его направления распределены хаотически. Повидимому, в процессе химических изменений ферромагнетиков происходит частичное самообращение намагниченности. Таким образом, на второй стадии изменений (разрушение ферромагнитных минералов) первичная палеомагнитная информация не сохраняется. Разрушение первично-магматических ферромагнетиков приводит к полной потере стабильной части остаточной намагниченности или к существенному искажению ее направления. Намагниченность этих пород непригодна для решения тектонических или стратиграфических задач.



**Рис. 3.** Результаты терморазмагничивания (ортогональные диаграммы и графики спада намагниченности) для образцов, измененных в различной степени. Пояснения в тексте.

Приведенные выше результаты позволяют сформулировать следующие выводы:

1. Практически все изверженные породы в зонах активного вулканизма в той или иной степени изменены под действием постмагматических, в основном гидротермальных, процессов.

2. Эти изменения в общем случае определяются двумя последовательными процессами, существенно изменяющими первичный состав пород: первая стадия - разрушение парамагнитных и новообразование диамагнитных минералов; вторая стадия - разрушение ферримагнитных минералов. При этом, несмотря на сильное ожелезнение, образования магнито жестких минералов не происходит.

3. Первичная палеомагнитная информация, в основном, сохраняется в течение первой стадии и практически полностью уничтожается во время второй стадии, что объясняется различной стабильностью парамагнитных и ферримагнитных минералов к гидротермальному воздействию.

4. Низкие значения парамагнитной компоненты или присутствие заметного по величине диамагнитной компоненты может служить индикатором вторичных изменений пород и, таким образом, позволяет устанавливать плохую сохранность первичной намагниченности.

1. *Бретштейн Ю.С., Климов А.В., Каретников А.С.* Палеомагнетизм мезо-кайнозойских вулканогенно-осадочных и магматических комплексов Южных Курил // Палеомагнитная стратиграфия мезо-кайнозойских отложений. Киев: Наукова думка, 1982. С.41-50.
2. *Ладыгин В.М., Рычагов С.Н.* Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: блоковая структура, интенсивность гидротермального метасоматоза и интенсивность гидротермально-метасоматического перерождения пород по петрофизическим данным // Вулканология и сейсмология. 1995. №3. С. 28-44.
3. *Рычагов С.Н.* Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: модель геологической структуры // Вулканология и сейсмология. 1993. №2. С. 59-74.
4. *Iassonov P.G., Nourgaliev D.K., Burov B.V., Heller F.* A modernized coercivity spectrometer // *Geologica Carpatica*. 1998. V.49. P. 224-226.

### **Петрофизические и палеомагнитные исследования основных структурно-вещественных комплексов Молодо-Поппайской зоны разломов**

*И.К. Константинов<sup>1,2</sup>, К.М. Константинов<sup>1,3</sup>, А.А. Яковлев<sup>3</sup>*

<sup>1</sup> *Институт земной коры СО РАН, Иркутск*

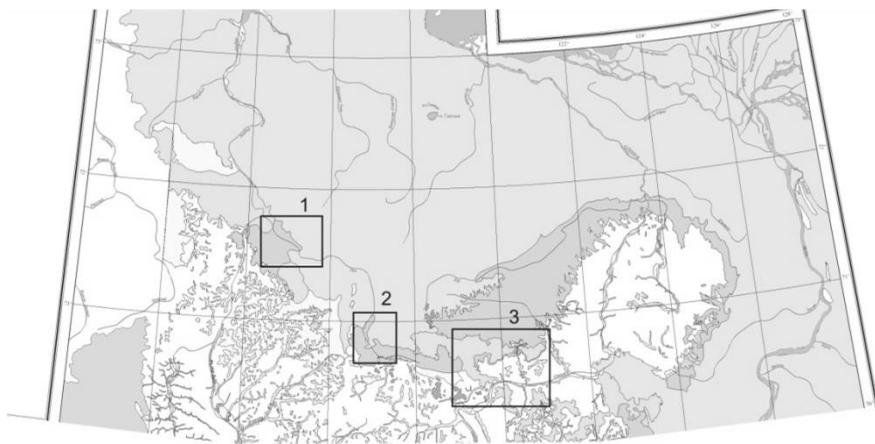
<sup>2</sup> *Иркутский государственный университет, Иркутск*

<sup>3</sup> *Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», Мирный*

Задача поисков коренных месторождений алмазов на северо-востоке Сибирской платформы (территория между Анабарским щитом и Оленекским поднятием), которые служат источниками многочисленных россыпей, является актуальной для геолого-разведочного комплекса АК «АЛРОСА» [1]. Для изучения геологического строения и развития территории, а так же интерпретации данных магниторазведки необходимо получить петрофизические и

палеомагнитные характеристики горных пород верхней части разреза (ВЧР). Магматическая деятельность в районе контролировалась Молодо-Попигайской зоной разломов (МПЗР) северо-западного простирания и носила многоактный характер – в среднем палеозое и раннем мезозое. Магматиты основного состава представлены производными толеит-базальтового и щелочно-базальтового исходных магматических расплавов, которые отражаются и на распределении значений магнитных параметров [2].

В геологическом строении ВЧР Молодо-Попигайской зоны разломов (МПЗР) принимают участие кимберлиты (трубки, дайки) и базиты (силлы, дайки) среднепалеозойского и мезозойского возраста, которые прорывают известняки, алевро-песчаники, мергели раннего палеозоя (рис. 1) [3].



**Рис. 1.** Схема петрофизической изученности Молодо-Попигайской зоны разлома. Участки отбора ориентированных образцов: 1 – восточный борт Анабарского щита; 2 – Уджинское поднятие; 3 - Нижнеоленинский алмазonoсный район.

Для изучения петромагнитных характеристик горных пород были проведены полевые работы по отбору ориентированных образцов из коренных обнажений рр. Уджа, Куойука, Сектелях и Оленек. Ориентировка на образцы наносилась с помощью горного компаса в современной и/или древней системах координат [4]. Кроме того, базиты опробовались на геохимические и петрографические исследования. Из образцов изготавливались по два-три кубика с ребром 20 мм, шлифы и др.

Лабораторные петромагнитные измерения магнитной восприимчивости  $\alpha$  и векторов естественной остаточной намагниченности (ЕОН)  $\mathbf{I}_n$  выполнены, соответственно, на каппа-мосте MFK1-FA и спин-магнитометре JR-6 (Респ. Чехия).

Статистическая обработка и расчет производных параметров (склонение  $D$  и наклонение  $J$  вектора  $\mathbf{I}_n$ , вектора индуктивной  $\mathbf{I}_i = \alpha \mathbf{H}$  и суммарной  $\mathbf{I} = \mathbf{I}_n + \mathbf{I}_i$  намагниченностей, коэффициент Кенигсбергера  $Q = I_n / I_i$ ) проведены по программам Statistica-6 [5] и OPAL-3 [6], позволяющим рассчитывать дескриптивные характеристики для нормального и логнормального законов

распределения физических параметров как на плоскости, так и на сфере (табл. 1 - 3, рис. 2).

Таблица 1. Распределение петрофизических параметров основных структурно-вещественных комплексов восточного борта Анабарского щита.

№ пп	Объект, возраст	n	$\bar{\alpha}$ (ε), 10 <sup>5</sup> СИ	$\bar{I}_n$ (ε), 10 <sup>3</sup> А/м	D, °	J, °	$\alpha$ , °	Q (ε), ед.
1	26 – силл долеритов, $\nu\beta T_1$	30	440 (1.04)	975 (1.08)	345	80	7.3/10.4	4.65 (1.06)
2	34 – штокообразное тело долеритов, $\nu\beta T_1$ *	44	860 (1.07)	1090 (1.12)	320	-65	1.3/39.4	2.64 (1.15)
3	58 – силл долеритов, $\nu\beta T_1$	17	485 (1.15)	4765 (1.25)	55	35	1.8/38.9	20.6 (1.20)
4	58 <sup>7</sup> – силл долеритов $\nu\beta T_1$ *	14	800 (1.05)	1305 (1.16)	335	-50	4.1/22.3	3.44 (1.16)
5	72 – силл долеритов, $\nu\beta T_1$	16	1470 (1.04)	5580 (1.08)	105	80	35.2/6.3	7.93 (1.12)
6	74 – силл долеритов, $\nu\beta T_1$	21	1295 (1.09)	6325 (1.21)	20	45	3.1/21.7	10.25 (1.20)
7	79 – жерло вулкана, долериты, $\nu\beta T_1$ *	49	495 (1.06)	950 (1.16)	110	-80	4.6/10.7	4.03 (1.15)
8	28 – силл трахидолеритов, $\tau\beta T_2$	34	2350 (1.04)	1200 (1.23)	310	50	1.7/30.1	1.07 (1.22)
9	30 – дайка трахидолеритов, $\tau\beta T_2$	47	3875 (1.04)	1480 (1.04)	0	-25	12.8/6.1	0.80 (1.03)
10	56 – дайка трахидолеритов, $\tau\beta T_2$	21	2690 (1.13)	800 (1.09)	10	50	13.2/9.1	0.62 (1.07)
11	76 – силл трахидолеритов, $\tau\beta T_2$	54	4270 (1.02)	545 (1.12)	30	30	1.9/20.4	0.27 (1.13)
12	57 – дайка монцонит-порфиров, $\tau\beta T_1$	35	3635 (1.07)	1380 (1.20)	355	20	2.3/21.1	0.80 (1.18)
13	71 – дайка трахиандезитов, $\tau\beta T_2$	6	3530 (1.01)	1345 (1.04)	340	50	21.4/14.8	0.80 (1.04)
14	71 <sup>7</sup> – дайка трахиандезитов, $\tau\beta T_2$	12	2525 (1.11)	9630 (1.51)	20	45	3.2/29.1	7.98 (1.40)

Примечание: n – количество, соответственно, штуфов и выпиленных их них кубиков;  $\bar{\alpha}$ ,  $\bar{I}$ , Q – средние геометрические значения, соответственно, магнитной восприимчивости, ЕОН, коэффициента Кенигсбергера; ε – ошибка среднего геометрического; D и J – средние склонение и наклонение вектора ЕОН, α – радиус овала доверия рассеивания векторов ЕОН с вероятностью 95%.

По значениям петрофизических параметров горные породы МПЗР сильно дифференцированы. Вмещающие породы раннего кембрия практически немагнитные (строка 9 в табл. 3), поэтому большинство магматических образований на их фоне будут выделяться в магнитном поле положительными и отрицательными аномалиями разной интенсивности. Как не странно, но относительно повышенными значениями магнитных параметров характеризуются не разновозрастные долериты, а кимберлиты дайки Великан среднемеозойского возраста (строка 8 в табл. 3, рис. 2).

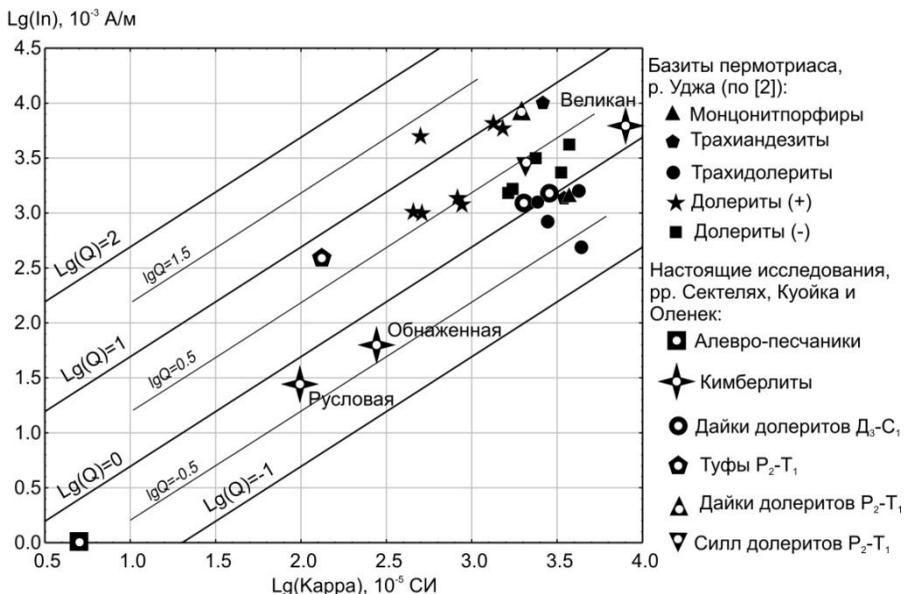
Таблица 2. Распределение петрофизических параметров основных структурно-вещественных комплексов Уджинского поднятия.

№ пп	Объект, возраст	n	$\bar{\alpha}$ (ε), 10 <sup>-5</sup> СИ	In (ε), 10 <sup>-3</sup> А/м	D, °	J, °	α, °	Q (ε), ед.
1	4 - дайка долеритов, $\nu\beta\Gamma_1$	17	2290 (1.04)	3010 (1.13)	315	-15	2.3/30.7	2.75 (1.13)
2	6 - дайка долеритов, $\nu\beta\Gamma_1$	21	3230 (1.03)	2230 (1.16)	15	-65	4.3/17.3	1.45 (1.16)
3	8а, 8б - 2 дайки долеритов, $\nu\beta\Gamma_1$	36	1650 (1.05)	1550 (1.12)	315	-25	1.8/26.7	1.97 (1.10)
4	17 - силл долеритов, $\nu\beta\Gamma_1$	57	1645 (1.04)	1505 (1.15)	325	-25	2.6/15.1	1.92 (1.14)

Таблица 3. Распределение петрофизических параметров основных структурно-вещественных комплексов Нижнеоленинского алмазоносного района.

№ пп	Объект, возраст	n	$\bar{\alpha}$ (ε), 10 <sup>-5</sup> СИ	In (ε), 10 <sup>-3</sup> А/м	D, °	J, °	α, °	Q (ε), ед.
1	Долериты, силл, $P_2-\Gamma_1$	219	2054 (1.02)	2916 (1.04)	140	83	3.4	2.82 (1.05)
2	Долериты, дайки, $P_2-\Gamma_1$	83	1928 (1.06)	7839 (1.06)	60	77	5.8	8.37 (1.11)
3	Туфы, $P_2-\Gamma_1$	21	132 (1.29)	394 (1.51)	156	81	6.1	6.14 (1.23)
4	Долериты, дайки, $D_3-C_1$	68	2813 (1.04)	1550 (1.04)	11	54	3.6	1.13 (1.04)
5		34	2015 (1.08)	1248 (1.08)	12	-25	10.0	1.28 (1.04)
6	Кимберлиты, трубка Обнаженная	40	273 (1.16)	63 (1.18)	341	-47	16.5	0.47 (1.17)
7	Кимберлиты, трубка Русловая	14	97 (1.12)	28 (1.19)	323	-39	28.4	0.59 (1.16)
8	Кимберлиты, дайка Великан	17	8204 (1.22)	5773 (1.23)	180	86	10.5	1.47 (1.15)
9	Осадки, $Cm_1$	310	5 (1.04)	1 (1.05)	350	62	2.4	0.4 (1.04)

В гравитационном поле кимберлиты (2667 кг/т), рвушие осадочные образования раннего кембрия (2660 кг/т), проявляться не будут, поскольку разница значений их объемной плотности несущественная. Положительные гравитационные аномалии, как правило, соответствуют среднепалеозойским (2940 кг/т) и пермотриасовым (2915 кг/т) долеритам, а отрицательные – туфам (2130 кг/т) пермотриаса.

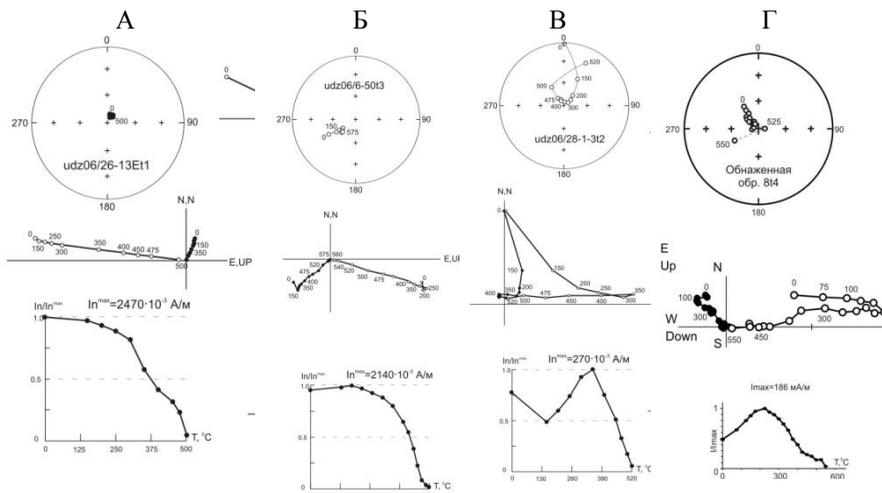


**Рис. 2.** График распределения магнитных параметров ( $\alpha$ ,  $I_n$  и  $Q$ ) основных структурно-вещественных комплексов МПЗР.

На диаграмме  $\alpha$ ,  $I_n$  и  $Q$  (рис. 2) фигуративные точки долеритов образуют единое облако рассеивания. Согласно петрогеохимическим данным силлы и дайки долеритов пермотриаса коррелируются с траппами востока Тунгусской синеклизы, относящимся к I и III петрохимическому типу базитового магматизма Западной Якутии [7].

В то же время, фигуративные точки среднепалеозойских долеритов совпадают с отрицательно намагнитченными долеритами и трахидолеритами пермотриаса. Среднепалеозойские и пермотриасовые дайки долеритов имеют как положительную так и отрицательную полярность векторов ЕОН, что свидетельствует об относительной продолжительности процессов их внедрения, протекающих в периоды инверсии магнитного поля Земли.

Результатами палеомагнитных исследований свидетельствуют длительность процессов кимберлитов- и трапповнедрения в пределах МПЗР (рис. 3). Исследования по изучению петромагнетизма структурно-вещественных комплексов северо-востока Сибирской платформы с целью поисков коренных месторождений алмазов продолжаются.



**Рис. 3.** Примеры ступенчатого размагничивания перidotитовых базитов (А – толеитовые долериты участка 1, Б – толеитовые долериты участка 2, В – субщелочных трахидолеритов) и кимберлитов (Г – трубка Обнаженная) МПЗР. Стереограммы: залитые/прозрачные кружочки – направления прямой/обратной полярности векторов  $\mathbf{In}^{ch}$ ; сплошная/пунктирная дуга – часть круга перемагничивания векторов  $\mathbf{In}$ , лежащего, соответственно, на положительной/отрицательной полусфере. Диаграммы Зейдверельда: линии с залитыми/прозрачными кружочками – проекции векторов  $\mathbf{In}^{ch}$  на горизонтальную/вертикальную плоскости. Цифры – значения температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) или переменного магнитного поля (мТл).

1. *Томшин М.Д.* Магматиты Эбеханского дайкового пояса как возможный источник россыпных алмазов на северо-востоке Сибирской платформы. Доклады АН. Т. 431, № 1, 2010. С. 78-80.
2. *Константинов К.М., Томшин М.Д., Гладкочуб Д.П., Васильева А.Е.* Палеомагнитные исследования раннемезозойских базитов р. Уджа (северо-восток Сибирской платформы) / Литосфера, 2012, № 3. - С. 80-98.
3. *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия).* М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 517 с.
4. *Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнитология / Под ред. Храмова А.Н. - Л.: Недра, 1982. - 312 с.
5. *Боровиков В.П.* STATISTICA: искусство анализа данных на компьютере. Для профессионалов. – СПб.: Питер, 2001. – 658 с.: ил.
6. *Винарский Я.С., Житков А.Н., Кравчинский А.Я.* Автоматизированная система обработки палеомагнитных данных ОПАЛ. – Алгоритмы и программы. Вып. 10(99) / ВНИИ экон. минер. сырья и геологоразвед. работ. - М.: ВИЭМС, 1987. - 86 с.
7. *Васильева А.Е., Томшин М.Д., Константинов К.М.* Трапповый магматизм зоны сочленения Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклизы. Наука и образование, 2006, № 4. С. 40-44.

## Оценка возможности грави-магниторазведки при поисках кимберлитовых трубок на территориях развития пермотриасовых траппов (Якутская алмазоносная провинция)

К.М. Константинов<sup>1,2</sup>, А.В. Новопашин<sup>1</sup>, И.К. Константинов<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», Мирный

<sup>2</sup> Институт земной коры СО РАН, Иркутск

<sup>3</sup> Иркутский государственный университет, Иркутск

Успех физико-геологического моделирования потенциальных геофизических полей с целью поисков месторождений полезных ископаемых зависит от уровня наших представлений о геологическом строении и развитии, а также распределении петрофизических свойств в структурно-вещественных комплексах (СВК) исследуемой территории.

Считается, что поиск кимберлитовых трубок (коренных источников алмазов) на площадях развития пермотриасовых траппов (IV и V геотипы) Далдыно-Алаkitского алмазоносного района (ДААР) путем выявления грави-магнитных аномалий трубочного типа малоэффективен. По мнению исследователей [1], при отсутствии корректной петрофизической информации по пермотриасовым траппам (долериты, туфы и др.), все попытки разработать алгоритмы обработки потенциальных полей для выявления аномалий «трубочного» типа в данной геологической ситуации не приведут к положительным результатам. В отличие от гравитационного, магнитное поле горных пород определяется рядом скалярных и векторных параметров ( $\mathbf{I}$  – суммарная намагниченность равная  $\mathbf{In} + \mathbf{Ii}$ , где  $\mathbf{In}$  – естественная остаточная намагниченность,  $\mathbf{Ii}$  – индуцированная намагниченность, пропорциональная  $\alpha \mathbf{H}$ , где  $\alpha$  – магнитная восприимчивость,  $\mathbf{H}$  – вектор напряженности магнитного поля Земли), широко варьирующих как по величине, так и по направлению. Векторы  $\mathbf{In}$ ,  $\mathbf{Ii}$  и  $\mathbf{I}$  определяют сложный рисунок современного магнитного поля ДААР, поэтому при отсутствии этих данных вероятность пропуска магнитных аномалий от кимберлитовых трубок под траппами или заверка ложных аномалий от имеющих место в траппах неоднородностей строения и состава достаточна высока. Наибольший вклад в вектор  $\mathbf{I}$  долеритов вносит вектор  $\mathbf{In}$ , о чем свидетельствует коэффициент Кенигсбергера: фактор  $Q = (\mathbf{In}/\mathbf{Ii}) \gg 1$ . На сложность распределения современной намагниченности траппов ДААР влияют геологические и геофизические факторы, такие как:

1. Многостадийность траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы. В принятой на вооружение геологами схеме выделено три фазы: 1 – интрузивная  $\gamma\beta P_2$ , 2 – вулканно-субвулканическая  $\beta_0\text{-}\gamma\beta P_2\text{-}T_1$  и 3 – интрузивная  $\gamma\beta T_1$  [2]. Для корректного моделирования важно учесть стратиграфическую приуроченность траппов разных фаз внедрения (сверху вниз): траппы 1 фазы обычно бронируют современные водоразделы, 2 фазы – интродуцируют терригенно-осадочные образования пермо-карбона от подошвы по всей мощности, а базиты 3 фазы – развиты в раннепалеозойском карбонатном цоколе, но возможны ее переходы и верхние этажи по зонам повышенной трещиноватости (разломам).

2. Многообразие форм проявления, изменчивость химического и петрографического состава (дифференциация, контаминация и т. п.).

3. Инверсии магнитного поля Земли в момент формирования векторов первичной  $\mathbf{In}^0$ . Согласно палеомагнитным исследованиям на момент внедрения базитов 1 и 2 фаз магнитное поле Земли было положительным, а для 3 фазы – отрицательным [3].

4. Высокоширотные палеогеографическое и современное положения Сибирской платформы.

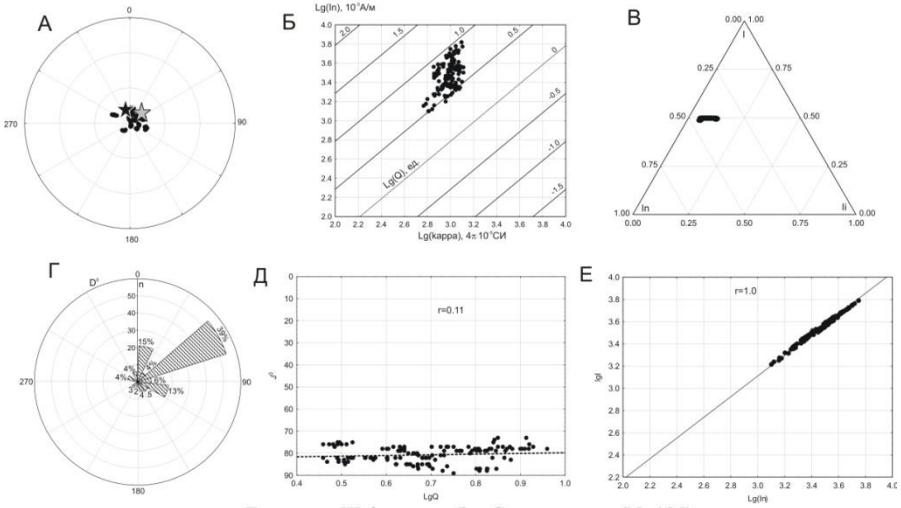
В результате траппы образуют множество петромагнитных групп (ПМГ) [4] и петромагнитных неоднородностей (ПМН) разной природы [3, 5], которые определяют широкое разнообразие петрофизических моделей (ПФМ). В процессе широкомасштабных петрофизических исследований базитов установлены некоторые закономерности в характере поведения векторов  $\mathbf{In}$  и  $\mathbf{I}$  (рис. 1), позволяющие подобрать для моделирования наиболее вероятностные значения петрофизических параметров.

Выполненное физико-геологическое моделирование на примерах коренных месторождений алмазов показало принципиальную возможность выделения грави-магнитных аномалий «трубчатого» типа (кимберлитовой природы) на территориях развития пород трапповой формации (рис. 2) [6]. Главная проблема математического моделирования заключается в том, чтобы определить, при каких значениях физических и геометрических параметров СВК такие расчеты информативны и целесообразны, а при каких следует применять дополнительные поисковые технологии. Аналогичные исследования проводились ранее при составлении петромагнитных карт [1], но все они сводились к бесконечному увеличению числа частных случаев ПФМ. В нашем подходе проведена попытка создания универсальной ФГМ, которая могла бы учитывать весь возможный спектр вариантов геологических ситуаций в районах со схожими геологическим строением.

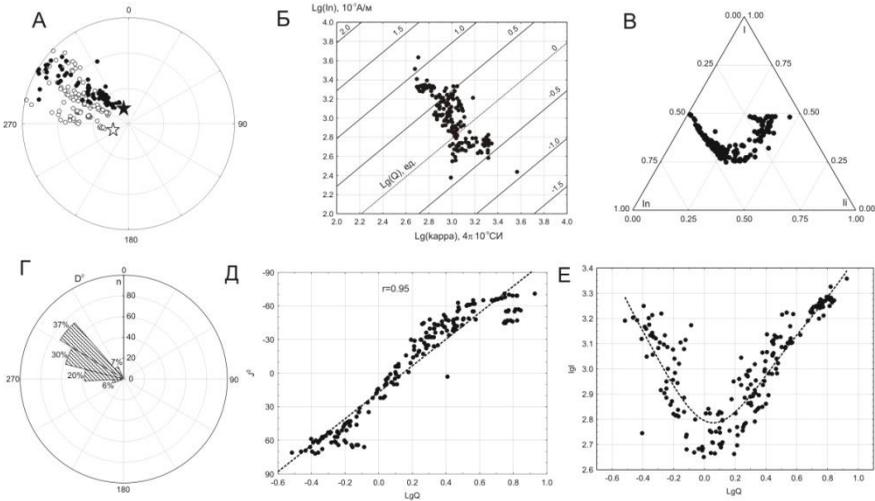
Для нахождения области определения грави-магнитных аномалий «трубчатого» типа в условиях IV и V геотипов, выбраны наиболее информативные (универсальные) физические и геометрические параметры ПФМ [6]. К геометрическим параметрам относятся мощность перекрывающих траппов ( $h$ ) и средний диаметр кимберлитовой трубки ( $d$ ). Отношение  $h/d$  может использоваться при математическом моделировании грави-магнитных полей (рис. 3).

Для гравитационного поля приняты плотность траппов  $\sigma_t$  и кимберлитов  $\sigma_k$ , которые могут варьировать в широких пределах. В нашем случае отношение  $\sigma_t/\sigma_k$  отражает практически весь спектр плотностных изменений СВК (от терригенных пород до базитов). Для расчета гравитационного эффекта обязательно учитывать плотность вмещающего раннепалеозойского цоколя  $\sigma_c$ . Например, для  $\sigma_c=2.65$  г/см<sup>3</sup> при соотношении  $\sigma_t/\sigma_k$  от 1.15 до 1.20 и  $h/d$  от 0.8 до 1.2 будут выделяться аномалии до -0.1 мГал, а при соотношении  $h/d<0.4$  аномалии до -0.3 мГал (рис. 3А).

Долериты II фазы, трубка Айхал (N=140)

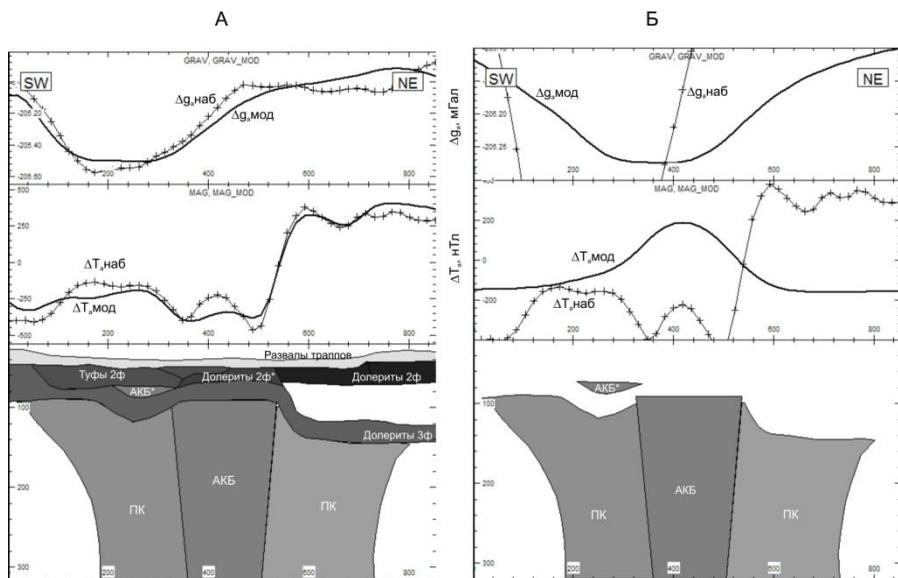


Долериты III фазы, трубка Сытыканская (N=195)

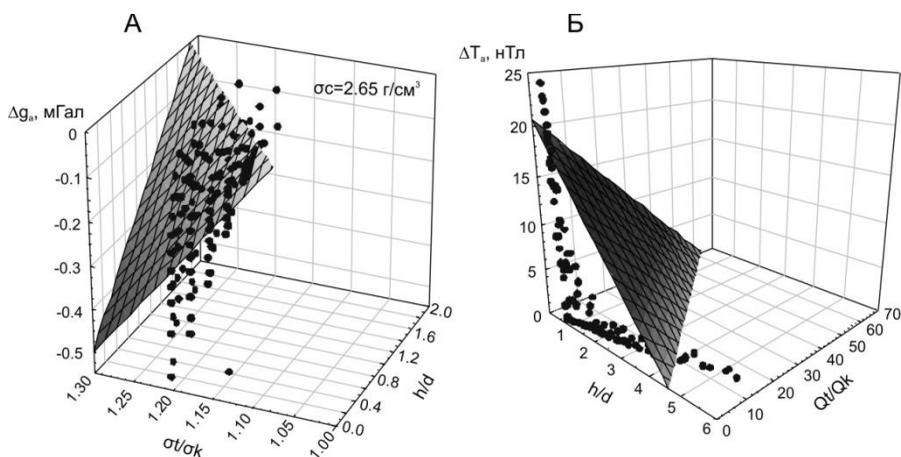


**Рис. 1.** Результаты статистической обработки магнитных параметров пермотриасовых долеритов ДААР. А - стереограмма векторов суммарной намагниченности  $I$ ; черные (светлые) кружочки – проекции векторов  $I$  на положительную (отрицательную) полу-сферу; звездочки – древнее  $H_p$  (серая и белая) на момент формирования траппов и современное  $H$  (черная) направления магнитного поля. Г - гистограмма склонений  $D$  векторов  $I$ .

В принципе, область определения гравитационных аномалий может быть продолжена и в положительное измерение  $\Delta g_a$ , если трубки сложены более плотными, по сравнению с вмещающими, горными породами (базальтами, железными рудами и т. п.)



**Рис. 2.** ПФМ кимберлитовой трубки Комсомольская с перекрывающим экраном (А) и без (Б). АКБ, КБ – соответственно, автолитовые и кимберлитовые брекчии. \* - ПМН зон обжига.



**Рис. 3.** Области определения гравитационных (А) и магнитных (Б) аномалий для IV и V геотипов.

Более сложный случай связан с расчетами магнитных эффектов, поскольку надо учитывать не только скалярные, но и векторные параметры СВК. В качестве универсальных магнитных параметров приняты факторы  $Q_t$  и  $Q_k$ , связывающие между собой скалярные  $\alpha$  и векторные  $\mathbf{I}_n$  магнитные параметры для, соответственно, траппов и кимберлитов (рис. 3 Б). Следует особо отметить, что при значениях  $Q_t < 2.0$ , в ряде случаев, данный параметр может

характеризовать отрицательное намагничение пермотриасовых траппов [3]. Согласно нашим расчетам, при соотношении  $Q_t/Q_k$  от 0 до 10 и  $h/d$  от 3 до 4 будут выделяться аномалии до 5 нТл, а при соотношении  $h/d$  менее 2 аномалии от 10 до 20 и более нТл.

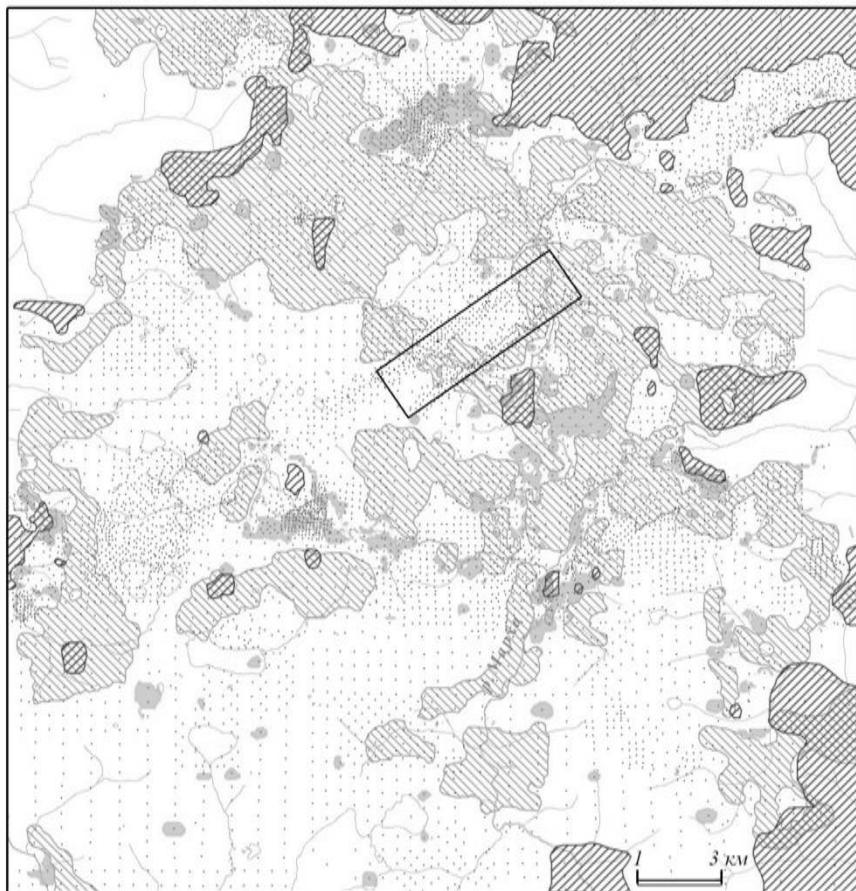
Расчеты показали, что даже при таких благоприятных характеристиках намагниченности траппов ( $Q_t=2$ ), эффективное использование гравимагниторазведки в ДААР ограничивается областями безтрапповых «окон» (рис. 4), и количественно подтверждает известное положение о том, что метод прямых поисков кимберлитовых трубок в данной геологической ситуации не работает.

В сложившейся ситуации решением поисковой задачи гравимагниторазведки для данной геологической обстановки может являться:

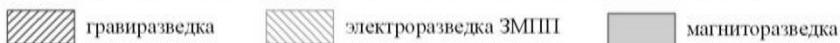
- получение спектра магнитных параметров СВК по данным каротажа (векторный магнитометр) с целью расчета магнитного эффекта траппового экрана и его последующего исключения из полигеничного поля (рис. 2) и т. п.

- переориентация геофизических методов на обнаружение структур, генетически связанных с диатремами, которые создают аномалии «структурного» типа (разноранговые тектонические нарушения, амагнитные «окна» и «коридоры», ПМН зон обжига в «ранних» фазах траппов и др.).

1. *Миков Б.Д., Парасотка Б.С. и др.* Методические рекомендации по крупномасштабным магнитным и гравиметрическим съемкам при поисках кимберлитовых тел в условиях развития траппов Западной Якутии. Новосибирск, СНИИГиМС, 1986. - 121 с.
2. *Томишин М.Д., Лелюх М.И. и др.* Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы / Отечественная геология № 5, 2001. - С. 19-24.
3. *Константинов К.М., Мишенин С.Г. и др.* Разработка петромагнитной легенды трапповых образований Якутской алмазоносной провинции / Вулканизм и геодинамика: материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Улан-Удэ. Изд-во БНЦ СО РАН, 2006. Т. 1. – С. 33-36.
4. *Мишенин С.Г.* Петромагнетизм трапповых пород северо-востока Тунгусской синеклизы. Дис. на соиск. уч. ст. к. г.-м. н. Казань, 2002. - 192 с.
5. *Константинов К.М., Гладков А.С.* Петромагнитные неоднородности зон обжига пермотриасовых траппов месторождения трубки Комсомольская (Якутская алмазоносная провинция). Доклады АН. Т. 427, № 2, 2009. – С. 245-252.
6. *Константинов К.М., Новопашин А.В., Евстратов А.А., Константинов И.К.* Физико-геологическое моделирование грави-магнитных полей коренных месторождений алмазов в условиях развития пермотриасовых траппов (Далдыно-Алаakitский алмазоносный район). Геофизика 2012, № 6. С. 64-72.



Надежно опосвоенные площади геофизическими методами:



**Рис. 4.** Области надежного опосвоения геофизическими методами участка Структурный.

### **Изучение магнитных свойств осадков Харбейских озер (Полярный Урал)**

*Л.Р. Косарева, Д.К. Нургалиев, А.В. Фаттахов, Д.М. Кузина*

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань*

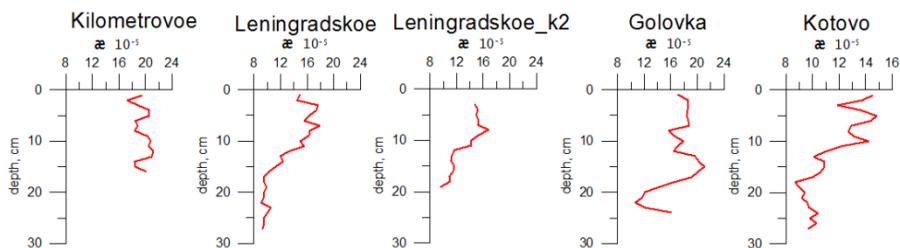
Комплексные лимнологические исследования внутриконтинентальных озер Арктического региона РФ начинают свою историю с экспедиции 1957-1966 [1]. Важным аспектом изучения этой категории озер является понимание процесса осадконакопления и, вследствие восстановление климатических

особенностей региона в голоцене. Привлекательность циркумполярных регионов связана с малой заселенностью, они являются самыми чистыми и практически незатронутыми. Биологическая, химическая и физическая динамика высокоширотных озер более тесно связана с климатическими изменениями в разных временных масштабах. Экосистемы полярных озер имеют примитивные пищевые цепи по сравнению с низкоширотными озерами, и поэтому даже малейшие климатические изменения приводят к большим изменениям в биоте и процессах осадконакопления. С пониманием того, что арктические экосистемы очень чувствительны к малейшим изменениям окружающей среды интерес ученых к ним возрос.

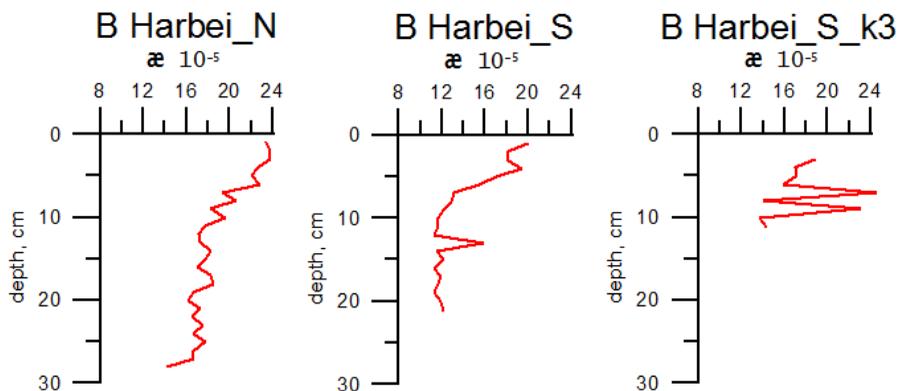
В июле 2013 г. сотрудниками К(П)ФУ была организована экспедиция к озерам Харбейской группы, расположенным на территории Полярного Урала. Озеро Большой Харбей ( $67^{\circ}33'$  с.ш.,  $62^{\circ}53'$  в.д.) самое крупное озеро восточной части Большеземельской тундры. Расположено в верховье р. Харбей-тывис, правого притока р. Сейды, в 49 км к западу от города Воркута (по озеру проходит граница между Республикой Коми и Ненецким автономным округом). Площадь акватории составляет  $21 \text{ км}^2$ , преобладающие глубины 1.0-1.5 м, максимальная глубина достигает 17 м. Согласно ботанико-географическому районированию европейской части России [2], озеро располагается в Европейско-Западносибирской тундровой провинции в пределах Циркумполярной тундровой области. Более мелкие озера соединены протоками с о. Большой Харбей. Озера Ленинградское и Километровое расположены на северо-западе, о. Головка – в северо-восточной, а о. Котово - в западной части.

С целью определения магнитных свойств донных отложений изучаемых озер было отобрано 8 керновых колонок. Отбор образцов проводился при помощи специализированного пробоотборника «Uwitec coreg». Длина керновых колонок составила от 9 до 32 см. Каждая колонка была разделена на образцы с шагом 1 см. По всем 170 образцам коллекции определены значения магнитной восприимчивости ( $\alpha$ ) на двух частотах (LF и HF) при помощи измерителя магнитной восприимчивости фирмы Bartington MS-2B. Нормировка проведена по массе при одинаковом объеме проб. Коэрцитивные спектры по всем образцам были получены при помощи коэрцитивного спектрометра «J\_meter» [3, 4, 5]. По кривым нормального остаточного намагничивания и перемагничивания были определены следующие параметры: намагниченность насыщения ( $J_s$ ), поле насыщения ( $B_s$ ), остаточная намагниченность насыщения ( $J_{rs}$ ), коэрцитивная сила ( $B_c$ ), остаточная коэрцитивная сила ( $B_{cr}$ ), положение максимума производной  $dJ_r/dB_a$  (нормальное намагничивание вдоль оси  $a$  диаграммы Прейзаха-Нееля) ( $B_{da}$ ), положение максимума производной  $dJ_r/dB_b$  (нормальное перемагничивание вдоль оси  $b$  диаграммы Прейзаха-Нееля) ( $B_{db}$ ), суперпарамагнитная восприимчивость в поле до 8 мТ ( $\alpha_{sp}$ ). По нескольким образцам проведен Термомагнитный анализ [6]. ТМА по индуцированной намагниченности выполнен на авторегистрирующих крутильных магнитных весах. Для образцов получены две диаграммы последовательного нагрева до  $800^{\circ}\text{C}$  в поле 0.5 Тл.

Измерениями образцов было обнаружено, что значения магнитной восприимчивости осадков озер Харбейской группы изменяются в пределах  $8.7\text{--}24.0 \cdot 10^{-5}$  СИ (рис. 1 и 2). Спад значений магнитной восприимчивости в образцах озер наблюдается на глубинах 8-20 см.



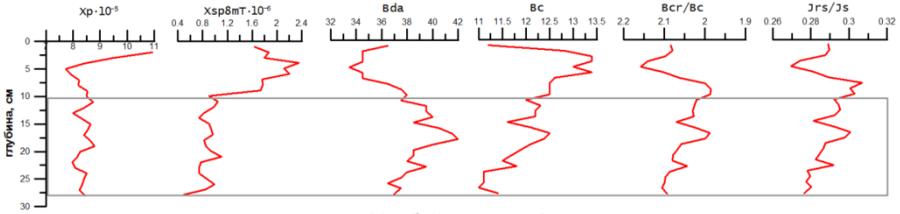
**Рис. 1.** Сопоставление значений магнитной восприимчивости образцов озер Километровоое, Ленинградское, Головка, Котово.



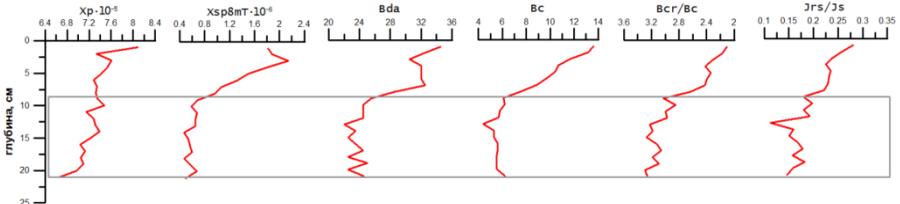
**Рис. 2.** Сопоставление значений магнитной восприимчивости образцов о. Большой Харбей.

Параметры  $J_s$  и  $J_{fs}$  являются концентрационно-зависимыми, их величины в первую очередь определяются концентрацией магнитных минералов в горных породах. Поведение  $V_{cr}$  сильно зависит от присутствия однодоменных (ОД) магнитных частиц, а величина и поведение  $V_c$  определяются, главным образом, многодоменными (МД) магнитными частицами. Отношение  $V_{cr}/V_c$  отражает содержание низкокоэрцитивных (магнитомягких) и высококоэрцитивных (магнито жестких) минералов в породах. Распределение по разрезу парамагнитных и суперпарамагнитных частиц отражают такие параметры как парамагнитная ( $\chi_p$ ) и суперпарамагнитная восприимчивость в поле до 8 мТ ( $\chi_{sp}$ ). Вариации некоторых магнитных параметров (рисунок 3 и 4) демонстрируют изменения свойств зерен магнитных минералов, содержащихся в осадках.

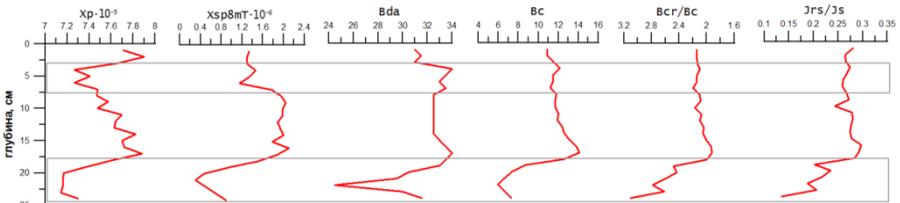
### Харбей, колонка N



### Харбей, колонка S



**Рис. 3.** Вариации магнитных параметров в осадках о. Харбей.  
Головка

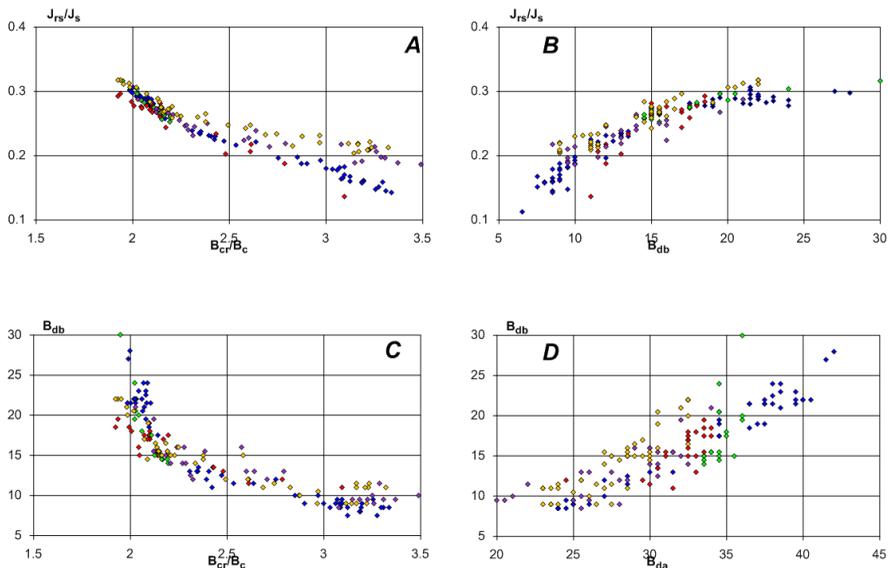


**Рис. 4.** Вариации магнитных параметров в осадках о. Головка.

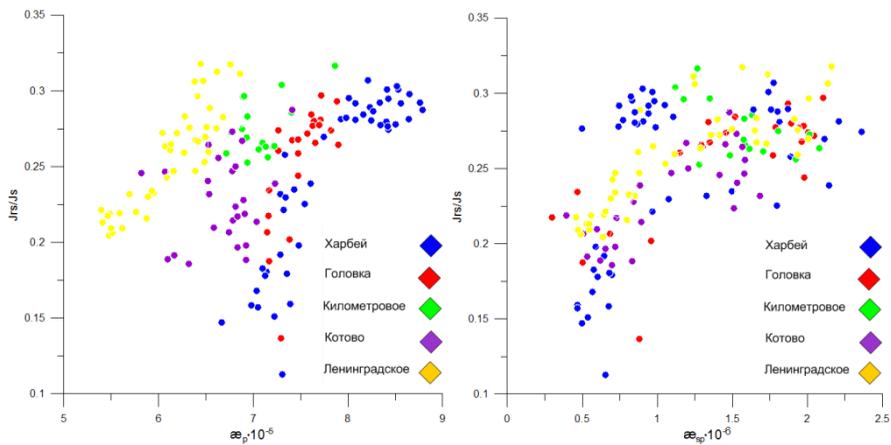
На рисунках 5-6 представлены соотношения между гистерезисными магнитными параметрами образцов. Диаграмма Дзя свидетельствует о наличии в образцах ОД и суперпарамагнитных зерен (рис.5). А отношение параметров  $V_{da}$  и  $V_{db}$  говорит о магнитостатическом взаимодействии между зернами ферромагнитной фракции.

Соотношение петромагнитных параметров образцов позволяет сделать вывод об отличии магнитных свойств осадков о. Ленинградское от остальных озер Харбейской группы. Скорее всего, это связано с вкладом парамагнитных зерен в общую намагниченность осадка.

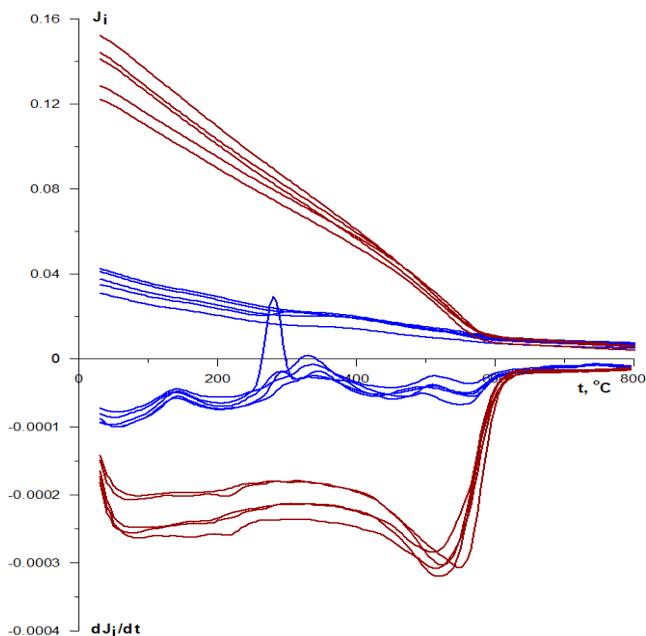
ДТМА проводился по 5 образцам озер Харбей и Ленинградское. Все полученные диаграммы (рисунок 7) однотипны и характерны для отложений с большим количеством органики. Фаза с температурой Кюри  $570^{\circ}\text{C}$  на дифференциальной кривой первого нагрева свидетельствует о наличии в образцах магнетита.



**Рис. 5.** Соотношения между гистерезисными магнитными параметрами образцов озер Харбейской группы. Синим – о.Харбей, красным – о. Головка, зеленым – о.Километровое, сиреневым – о. Котово, желтым – о. Ленинградское.



**Рис. 6.** Соотношения между параметрами  $J_{rs}/J_s$  и  $ae_p$  и  $ae_{sp}$  образцов озер Харбейской группы.



**Рис. 7.** (А) Интегральные и (В) дифференциальные кривые первого (синие) и повторно (красные) нагрева. Образцы о.Харбей и о.Ленинградское.

**Выводы** Колебания значений  $\alpha$  в пределах одного порядка отражают незначительные изменения в условиях осадконакопления и связаны с наличием ферромагнитного материала. Снижение значений  $\alpha$  может быть связано с сокращением популяции магнитотактических бактерий, производящих магнитные минералы [7, 8]. Все магнитотактические бактерии синтезируют неорганические ферримагнитные кристаллы, такие как магнетит ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) или грейгит ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ) [9, 10]. Большинство наблюдаемых магнитных частиц бактериального происхождения являются однодоменными и их размеры варьируют в очень небольшом диапазоне 40-120 нм [11, 12]. После смерти бактерий и разрушения защитной клеточной мембраны химическая среда окружающая магнитосомы внутри бактерии меняется. И их сохранность зависит от фактической окружающей среды. В осадках скорость окисления магнетита является такой, что более крупные частицы сохраняются в течение геологического времени, а мелкие подвержены сильному окислению и разрушению. Предположение о том, что ферримагнитная фракция осадков изучаемых озер в основном представлена остатками магнитотактических бактерий подтверждается анализом полученных петромагнитных параметров и ТМА.

*Исследование выполнено при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации, соглашения 14.А18.21.0882 и 14.А18.21.0616.*

1. Говоруха Л.С., Симонов И.М. Новый тип высокоширотных озер // Доклады академии наук СССР. Т. 175, № 2. 1967. – С. 415-417.
2. Исследование ледников и ледниковых районов. Вып. 2. М.: Изд-во Акад. Наук СССР. 1962. – 235 с.

3. Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Патент на полезную модель «Коэрцитивный спектрометр» № 81805. Зарегистрировано в Государственном реестре полезных моделей Российской Федерации 27 марта 2009 г.
4. Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. Казань: Изд-во Казан. ун-та. 1986. - 168 с.
5. Yassonov, P.G., Nourgaliev D.K., Burov B.V., Heller F. A modernized coercivity spectrometer // *Geologica Carpathica*. 1998. V.49.P.224-226.
6. Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань. изд-во Казанского государственного университета. 1979. 159 с.
7. Frankel R. B., Blakemore R.P., Wolfe R.S. Magnetite in Freshwater Magnetotactic Bacteria. *Science*, Volume 203, Issue 4387, 1979, pp. 1355-1356.
8. Balkwill D. L., Maratea D., Blakemore R. P. Ultrastructure of a Magnetotactic Spirillum. *Journal of bacteriology*. Vol. 141, No. 3, 1980, p. 1399-1408, 0021-9193/80/03-1399/10\$02.00/0
9. Farina M., Esquivel D. M. S., Lins de Barros. H.G.P. Magnetic iron-sulphur crystals from a magnetotactic microorganism. *Nature*, vol. 343, no. 6255, pp. 256-258, 1990. DOI: 10.1038/343256a0
10. Frankel R. B., Papaefthymiou G. C., Blakemore R. P., Brien W. O. Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub> Precipitation in Magnetotactic Bacteria. *Biochim. Biophys. Acta* 763, 147 (1983).
11. Butler, R. F. Banerjee S. K. (1975). "Theoretical single-domain size range in magnetite and titanomagnetite." *Journal of Geophysical Research* 80: 4049-4058.
12. Diaz-Ricci, J. C., J. L. Kirschvink (1992). "Magnetic domain state and coercivity predictions for biogenic greigite (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>): A comparison of theory with magnetosome observations." *Journal of Geophysical Research* 97: 17309-17315.

### **Сейсмоакустические исследования озера Чебаркуль при поиске Челябинского метеорита**

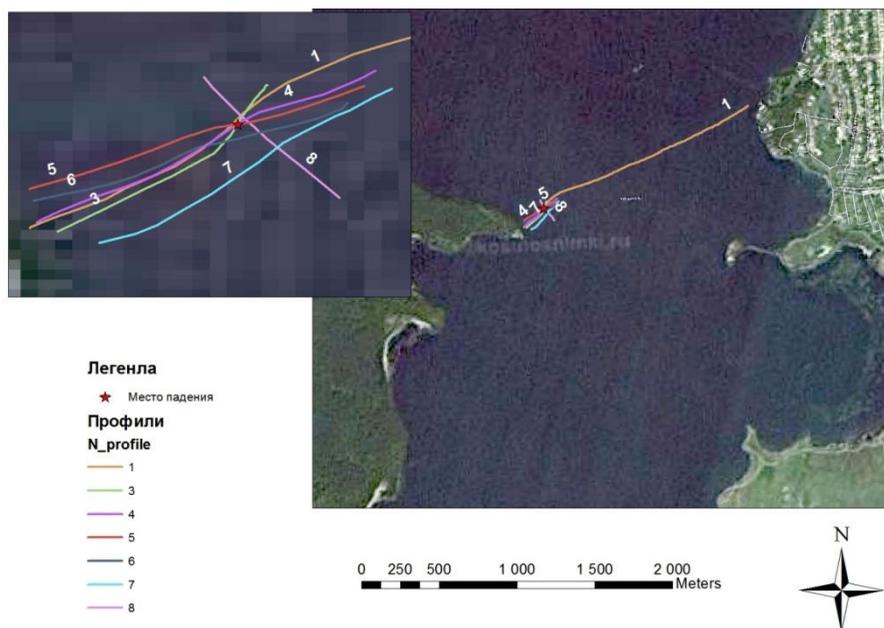
*П.С. Крылов, Д.К. Нургалиев, П.Г. Ясонов*

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань*

15-го февраля 2013 года произошло событие планетарного масштаба: в центральную часть Озера Чебаркуль (природный водоем, питьевой источник города Чебаркуль с населением 42 500 жителей) упало небесное тело - осколок Челябинского болида. При ударе об лед и воду тело взорвалось, и мелкие осколки разлетелись более чем на 100 м. При этом образовался участок открытой поверхности воды округлой формы (попынья) около 8м в диаметре. В месте падения метеорита для определения его положения на дне озера многие ученые проводили различные исследования. По данным магниторазведки было выявлено много аномальных зон, некоторые из которых обуславливались наличием характерных для данной местности серпентинитов и горных пород, в состав которых входят магнитные минералы. Георадарное зондирование дна озера в непосредственной близости от опыньки оказалось малоэффективным при поиске положения метеорита. На линейных профилях георадарных исследований выявлены некоторые особенности котловины озера и нарушение структуры ледового покрова[1]. Для уточнения вероятного паде-

ния метеорита были произведены водолазные погружения. Однако их работу затрудняло наличие толстого слоя рыхлого ила слоем 2 и более м.

В ходе работы конференции «Астероид и кометы. Челябинское событие и изучение падения метеорита в озеро Чебаркуль. 21-22 июня 2013 г.» было принято решение об организации научной экспедиции. Целью данной экспедиции являлось определение места падения метеорита сейсмоакустическим методом. История проведения сейсмоакустических исследований озер сотрудниками Казанского университета относится к началу 90-х годов прошлого столетия. Были организованы экспедиции на многие уникальные озера. В 2002 и 2004 гг. научная экспедиция была направлена на изучение котловины самого крупного соленого пересыхающего озера на планете – Аральского моря [2]. В конце 90-х году проводились сейсмоакустические исследования котловин озер Свирь и Нарочь (Белоруссия). В 2007 году изучение оз. Большое Яровое (Алтайский край, РФ)[3]. В 2012 изучение оз. Балхаш (Казахстан)[4]. В 2013 изучение озер Аслыкуль и Кандрыкуль (Башкирия РФ). 14 июля 2013 года нами были проведены сейсмоакустические исследования озера Чебаркуль. В ходе работы было получено 7 профилей примерно по 230 метров каждый. Схематичное расположение профилей представлено на рис. 1.



**Рис. 1.** Схематичное расположение профилей.

Сейсмоакустическое профилирование проводилось с помощью специализированного комплекса, разработанного и изготовленного на базе КФУ. В состав комплекса входят: источник упругих волн, приемник, сеймостанция,

ноутбук, GPS-приемник, надувная лодка, электромотор, элементы электрического питания. В качестве источника упругих колебаний использовался индукционный излучатель, в зарубежных литературных источниках получивший название “boomer”. Конструктивно излучатель представляет собой забортное буксируемое устройство-катамаран. Излучатель буксируется на удалении 2 м от борта исследовательского катера, на него по 3-х жильному кабелю подается низковольтное (12 в) питание и импульсы управления. В используемой нами системе наблюдения непрерывного сейсмопрофилирования по принципу центрального луча применялось одноканальное приемное устройство. Данное устройство представляет собой одиночный пьезоэлектрический преобразователь. Приемное устройство крепится через акустический изолятор за бортом лодки на глубине 0,2 м. Энергопитание бортового комплекса сейсмоакустической установки, излучателя и лодочного мотора осуществлялось от аккумуляторной батареи и преобразователя напряжения. Приемник GPS использовался для координатной привязки профилей и локация судна.

В результате исследований получены сейсмоакустические разрезы. Обработка полученной информации проводилась при помощи специализированного программного обеспечения, разработанного сотрудниками КФУ. Анализ полученной информации позволяет определить рельеф дна, характер залегания слоев, наличие газа в осадках, профундаль (рис 2). На разрезе 5-го профиля в месте падения метеорита глубина озера составляет 9,5 м. На сейсмоакустическом разрезе наблюдается слабое отражение от дна озера, так как осадок представляет собой слабоконсолидированную взвесь и рыхлый ил. Мощность осадка достигает 2 м, что подтверждено подводными работами, проведенными на дне озера. Далее на сеймопрофиле выделяются особенности характерные для стратифицированного плотного осадка, в котором предположительно находится метеорит.

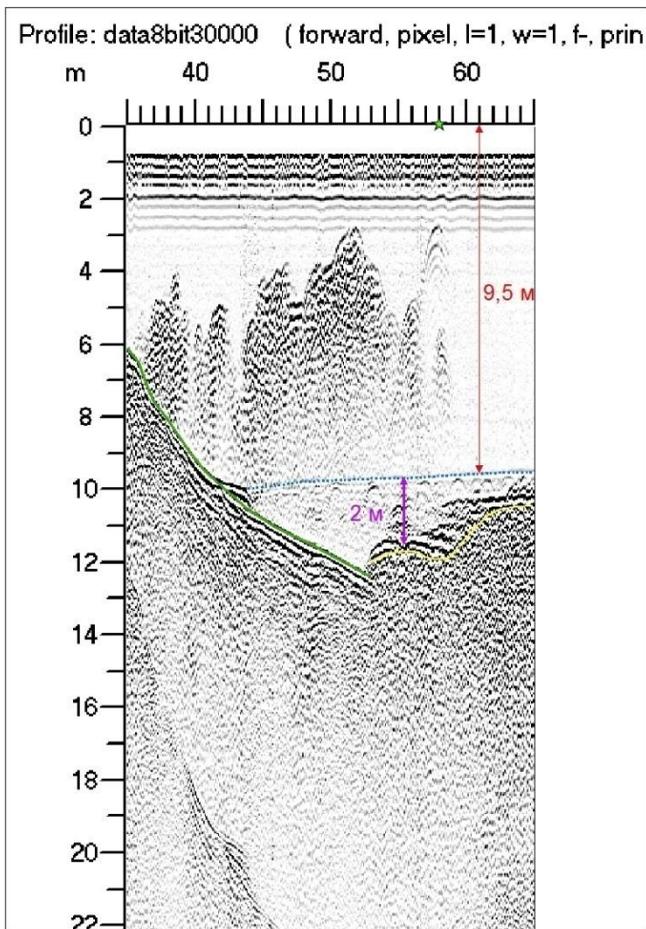
На разрезах профилей 1, 3, 4, 5 в месте падения метеорита, наблюдается зона дегазации и нарушение стратификации слоев. Скорее всего, это связано с механическим воздействием метеорита на осадок при падении. На других участках, как например, на разрезе профиля 7 (рис 3), который располагался в 40 метрах от полыньи, такой картины не наблюдается. Здесь все слои залегают относительно параллельно, без нарушений стратификации.

По полученным данным метеорит располагается непосредственно под полыньей на глубине 3-4 метров от дна озера.

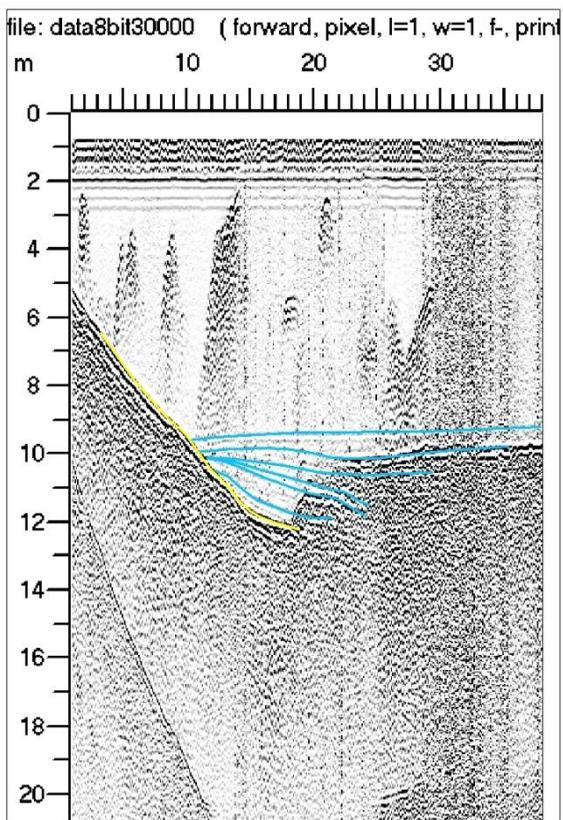
1. Коппейкин. В.В., Кузнецов В.В., Морозов П.А., Попов А.В. и др. Астероиды и кометы. Челябинское событие и изучение падения метеорита в озеро Чебаркуль: материалы международной научно-практической конференции (Чебаркуль, 21-22 июня 2013 г.) / Администрация Чебаркульского городского округа; Институт астрономии РАН; науч.ред.: В.А. Алексеев, А.В. Орлов, С.Г. Захаров, Е.В. Сюткина – Челябинск: «Край Ра», 2013. – 168 с.
2. Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г., Хеди Оберхенсли, Фридрих Хеллер, Борисов А.С., Чернова И.Ю., Акдасов Э.И., Буров Б.В.. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ: использование особенностей вековых геомагнитных вариаций для расчлене-

ния и корреляции голоценовых отложений Аральского моря. // Физика земли. 2007. № 10. с. 41-48.

3. Нурғалиев Д.К., Косарева Л.Р., Ясонов П.Г.. Магнетизм и палеомагнетизм донных отложений озера Большое Яровое (Алтайский край) // Материалы семинара палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Борок. 2011. с 136-143.
4. Krylov P.S., Gilmanova G.I. The acoustic analysis of the quaternary sediments of Balkhash Lake. Геология в развивающемся мире: сб. науч. тр. (по материалам VI науч.-практ. конф. студ. асп и молодых ученых с междунар. участием): в 2 т./отв. ред. Е.Н. Батурин; Перм. гос. нац. исслед. ун-г.-Пермь, 2013. Т.2.-312 с.:ил.



**Рис 2.** Разрез профиля 5. Синий пунктир – поверхность дна озера, желтая линия – подошва дегазации осадка, зеленая линия – коренные породы, звездой обозначено место полыньи



**Рис 3.** Профиль 7.  
Синие линии – не нарушенный стратифицированный осадок, желтая линия – коренные породы.

## Магнитные свойства ксенолитов из кимберлитовых трубок Якутии

*В.И. Максимочкин, А.Н. Целебровский*

*Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва*

Нижняя континентальная кора является слабо изученной в силу своей ограниченной доступности. Одним из источников информации о формировании нижних частей коры является изучение ксенолитов нижнекоровых пород, встречающихся в кимберлитах, в основном это перидотиты, эклогиты и др., вынесенные кимберлитовой магмой на поверхность с больших глубин.

В геологии вопросам исследования магнитных параметров магматитов и их минералогии в части ферримагнитных минералов уделяется весьма слабое внимание. В тоже время, с помощью магнитных методов могут быть решены задачи, связанные, с одной стороны, с определением фазового состава природных ферримагнетиков, ответственных за магнитные свойства горных по-

род, а с другой – с установлением термодинамических условий, в которых они формировались, т.е. с их генезисом.

Например, в работах [1-4] было установлено, что температурная зависимость намагниченности насыщения существенно различается у кимберлитов высокой и слабой алмазоносности. Обнаружены различия в магнитных свойствах кимберлитов, отобранных из трубок поля Орапа (Ботсвана, южная Африка) с различной алмазоносностью [5]. Выяснение взаимосвязи магнитных характеристик пород с их алмазоносностью может дать новые критерии для экспресс-оценки перспективности кимберлитовых и других тел на алмазы.

В настоящей работе были проведены подробные исследования магнитных свойств образцов ксенолитов из 10 кимберлитовых трубок Якутии, любезно предоставленных доктором геолого-минералогических наук В. К. Гараниным. Остаточная намагниченность измерялась с помощью ротационного магнитометра JR6 фирмы AGICO, измерение магнитной восприимчивости в температурном интервале от  $-196^{\circ}\text{C}$  до  $+700^{\circ}\text{C}$  - с помощью прибора MFK-1A фирмы AGICO. Измерение температурной зависимости намагниченности в поле 0.24 Тл в интервале температур от  $-196^{\circ}\text{C}$  до  $+700^{\circ}\text{C}$  проводилось на вибрационном магнитометре. Намагниченность насыщения ферромагнитных образцов определялась по кривой зависимости намагниченности от поля с учетом парамагнитного вклада. Парамагнитный вклад в намагниченность, представленный в табл.1, рассчитывался для поля 0.4 Тл. Точка Кюри ферромагнитных фаз определялась по линейной аппроксимации зависимости квадрата намагниченности от температуры, а также по температурному ходу кривой магнитной восприимчивости. Исследование фазового и химического составов минералов было проведено А.В. Бовкун и В.К. Гараниным на геологическом факультете МГУ с использованием растрового электронного микроскопа «Jeol JSM-6480LV». Результаты исследований представлены в таблице 1 и на рисунках 1-2.

Как видно из таблицы 1, Gt-перидотит из трубок с высокой продуктивностью алмаза (Удачная, Мир, Юбилейная) характеризуется низкими величинами естественной остаточной намагниченности ( $I_n$ ) и намагниченности насыщения ( $I_s$ фм).

Естественная остаточная намагниченность ( $I_n$ ) и магнитная восприимчивость ( $k_0$ ) исследованных образцов колеблется в очень широких пределах: для перидотита  $I_n=(0.002-0.32)$  А/м,  $k_0=(0.23-3.28)*10^{-3}$  ед. СИ, для эклогитоподобной породы  $I_n=(0.58-12.59)$  А/м,  $k_0=(12.5-59.9)*10^{-3}$  ед. СИ, для кристаллического сланца  $I_n=(0.004-22.86)$  А/м,  $k_0=(0.41-84)*10^{-3}$  ед. СИ. Однако среднее значение естественной остаточной намагниченности перидотитов ( $I_{n\text{cp}}=0.07$  А/м из 8 образцов) более чем порядок меньше эклогитоподобных пород ( $I_{n\text{cp}}=3.77$  А/м из 4 образцов). В целом, была выявлена довольно высокая корреляция между величинами  $I_n$ ,  $k_0$  и  $I_s$ фм. Учитывая, что термомагнитный анализ исследованных образцов ксенолитов показал наличие точки Кюри близкой к  $T_c$  магнетита (таблица 1, рисунки 1, 2), можно сделать вывод, что магнитные свойства изученных пород при температурах выше комнатной в значительной степени определяется концентрацией в них магнетита. Кроме

магнетита термомагнитным анализом были также выявлены ферримагнитные фазы с точками Кюри от  $-50^{\circ}\text{C}$  до  $-125^{\circ}\text{C}$ .

Для того, чтобы понять какие минералы отвечают за ферримагнитные свойства ксенолитов, был проведен минералогический анализ на трех образцах Gt-перидотитов из трубок Удачная, Юбилейная и Мир и двух образцах эклогитов из трубок Удачная и Комсомольская (в таблице 1 отмечены \*). Оказалось, что магнитные свойства образца эклогита из трубки Комсомольская определяются собственно эклогитом и кимберлитом. Рудные минералы глубинной породы составляют 2-3 % объема породы и представлены гемогилеменимом, образующим зерна размером до 1 мм изометричной и неправильной формы с округлыми очертаниями, расположенные в межзерновом пространстве и в краевых участках гранатовых выделений. Гемогилеменимит характеризуется низким содержанием магния (1,3-2,8 мас.% MgO) и хрома (0,1-0,6 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ). В его составе резко преобладает собственно ильменитовый минал (80,5-80,7 мол.%  $\text{FeTiO}_3$ ) при переменном количестве гематитового минала (7,8-14,4 мол.%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). В кимберлитовой компоненте также был обнаружен пикроильменит однородного строения с содержанием 10-12,5 мас.% MgO, 0,3-0,9 мас.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , низким содержанием хрома (0,7-0,8 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) и умеренным количеством гематитового минала (8,3-9,5 мол.%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Расчетные значения точек Кюри ( $T_c$  расч) исходя из содержания миналов гемогилеменимитов [7, 8] колеблются в интервале от  $-82^{\circ}\text{C}$  до  $-142^{\circ}\text{C}$ , причем, измеренная точка Кюри  $T_c = -125^{\circ}\text{C}$  для этого образца лежит в интервале расчетных значений. По краям пикроильменитовых зерен обнаружен магнетит.

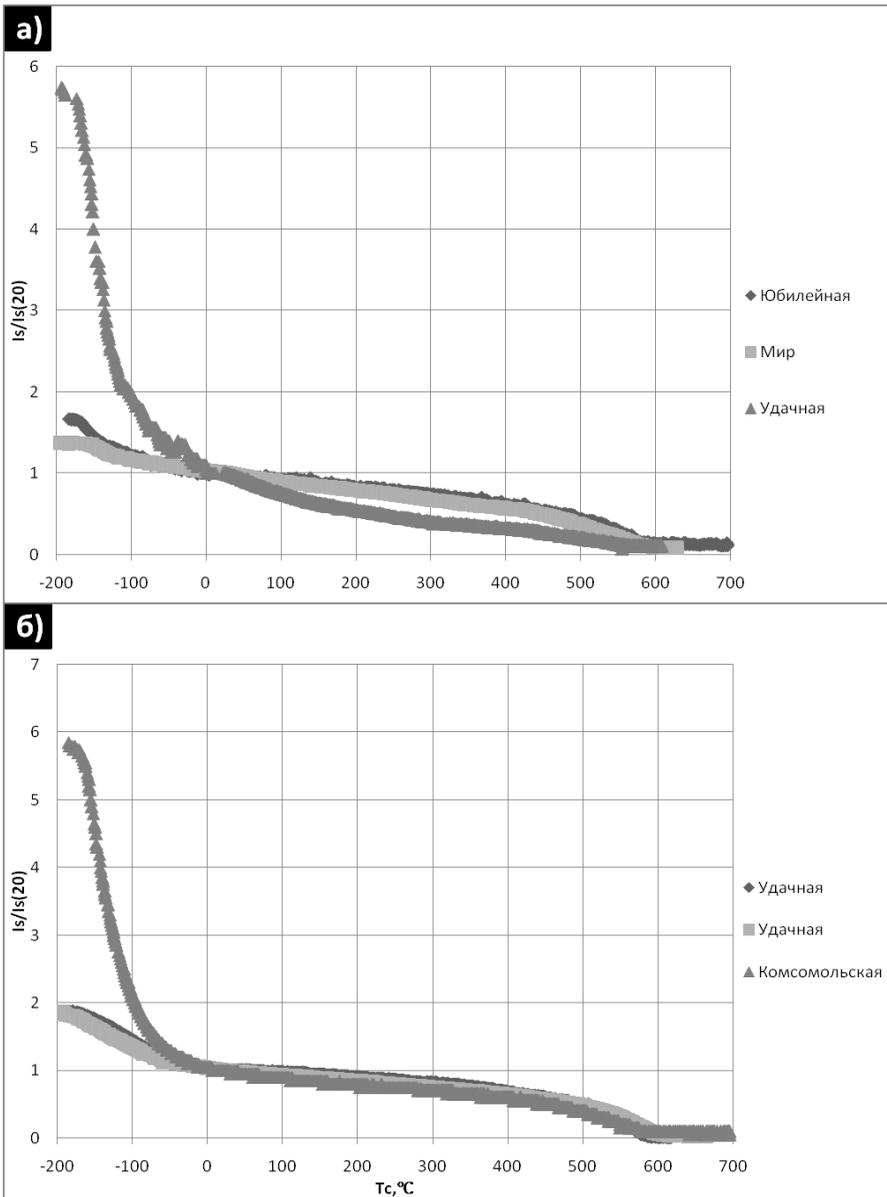
В образце эклогитоподобной породы из трубки Удачная также был обнаружен гемогилеменимит в виде крупных (до 0.1 мм) пластин. Состав ильменита отвечает собственно ильмениту (79,2-80,3 мол.%  $\text{FeTiO}_3$ ) с примесью гематитовой компоненты (15,8-16,5 мол.%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) и малым количеством примесей магния, алюминия и марганца (0,6-0,7 мас.% MgO; 0,2 мас.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 0,5-0,7 мас.% MnO). Расчетная точка Кюри  $T_{c, \text{расч}} = -(75 \div 69)^{\circ}\text{C}$  и измеренная  $T_c = -50^{\circ}\text{C}$  (рис.1б, 2б) также оказались довольно близки. По трещинам и периферии титаномагнетит-ильменитовых выделений развит более поздний магнетит с малым содержанием примесей (0,1-0,2 мас.% MgO; 0,6-0,8 мас.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 0,4-1,2 мас.%  $\text{TiO}_2$  и до 0,2 мас.% MnO), который также как и в образце эклогитоподобной породы из трубки Комсомольская довольно хорошо идентифицировался нами по кривой  $I_s(T)$  и точке Кюри (рисунок.1б). Можно сделать вывод, что в эклогитоподобных породах магнитные свойства при  $T < -50^{\circ}\text{C}$  обусловлены гемогилеменимом.

Для перидотитов кроме ферримагнитной фазы с точкой Кюри близкой к  $T_c$  магнетита были обнаружены также ферримагнитные фазы с  $T_c = -(100 \div 125)^{\circ}\text{C}$  (таблица 1, рис.1а, 2а). Минералогический анализ показал, что в перидотите (дуните) трубки Удачная за магнитные свойства, при температурах ниже комнатной, вероятно, отвечает алюмохромит (37,5 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ; 3,2 мас.%  $\text{TiO}_2$ ; 9,5 мас.%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), а в гранатизированном оливините трубки Мир - Ti-содержащий магноалюмохромит (8,7 мас.% MgO; 11,7 мас.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 37,1 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ; 1,1 мас.%  $\text{TiO}_2$ ) и Cr-содержащий титаношпинелид с очень вы-

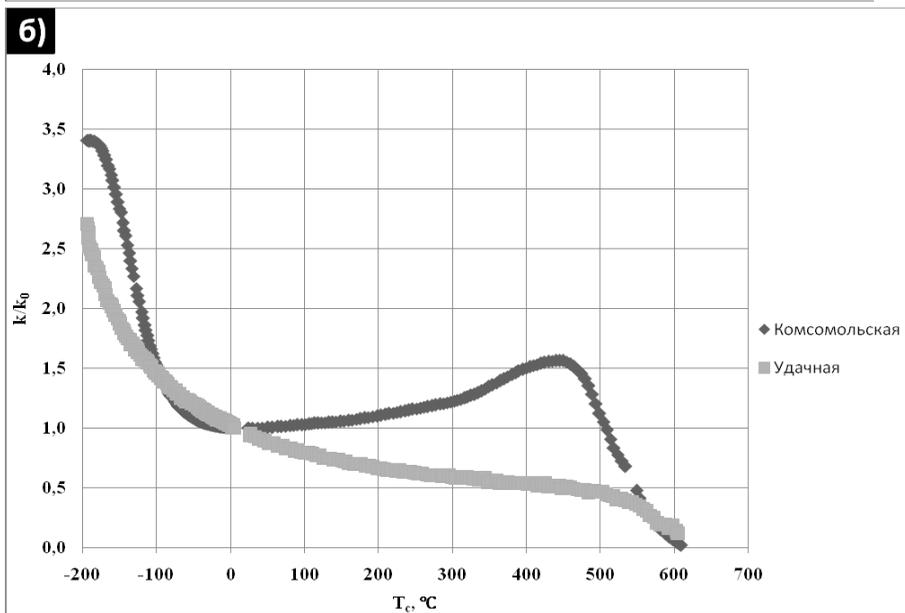
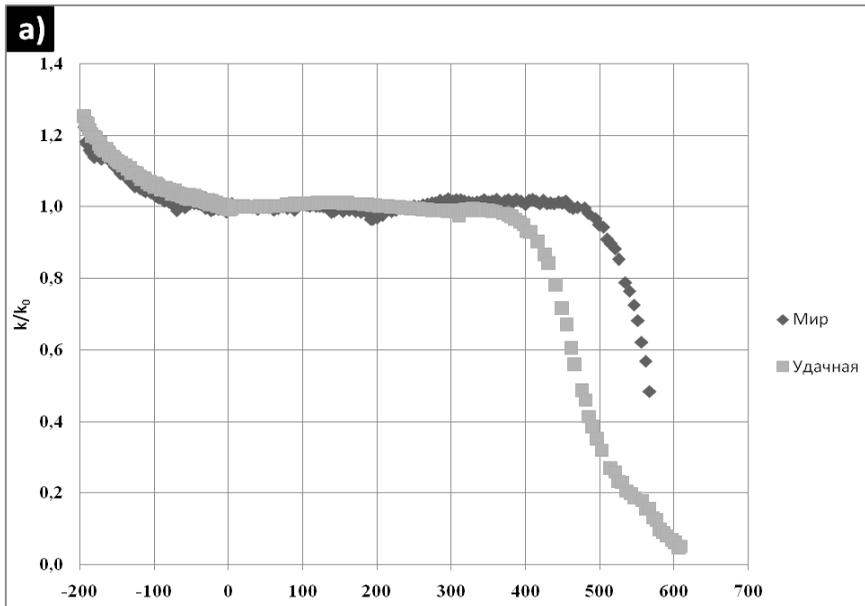
соким содержанием титана, не содержащий магния и алюминия (14,3 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ; 28,9 мас.%  $\text{TiO}_2$ ). Количество ульвешпинелевого минала ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ) в составе последнего достигает 78 мол.%. Ильменита и магнетита в этих образцах микронзондовым анализом обнаружено не было. Однако при термомагнитном анализе мы обнаруживаем фазу с точкой Кюри близкой к  $T_c$  магнетита. Учитывая, что порода характеризуется малыми величинами  $I_n$ ,  $k_0$  и  $I_s$ (фм) и высоким парамагнитным вкладом, можно сделать вывод, что концентрация магнетита в них очень мала, а магнитные свойства перидотитов при температурах выше комнатной определяются, в основном, парамагнитными минералами. Для перидотитов характерно наличие ферришпинелидов с большим содержанием хрома, титана и алюминия с  $T_c < -100^\circ\text{C}$ .

Таблица 1. Магнитные свойства ксенолитов.

Алмазо-носность	Грубка	Тип породы	$I_n$ , А/м	$k_0 \cdot 10^{-3}$ , ед СИ	$I_s$ (фм), А/м	$I_r/I_s$ (фм)	$H_{cr}$ , кА/м	$H_{cr}/H_c$	ПМ вклад, %	$I_s(-196)/I_s(20)$	$T_c$ , °C	$T_c$ расч., °C
нет	Обнаженная	Gt-перидотит	0,02	0,46	45,1	0,05	32,3	5,90	76			
выс	Удачная	Gt-перидотит	0,02	0,31	56,0	0,03	33,0		64	5,74	-125 600	
выс	Удачная	Gt-перидотит	0,01	0,32	68,1	0,04	47,9	6,92	60		600	
выс	Удачная	Gt-перидотит	0,00	0,23	34,7	0,02	23,7	6,91	68		510	
выс	Удачная	Gt-перидотит	0,04	0,38	82,0	0,05	42,2	6,31	60	3,10	-100	
ср.	Юбилейная*	Gt-лерцолит	0,32	3,28	520	0,09	15,0	2,08	23	1,66	-120 585	
выс	Мир*	Gt-оливинит	0,18	1,88	384	0,16	29,9	2,04	16	1,38	-110 590	
низ	Комсомольская	Gt-перидотит	0,59	12,5	2100	0,12	12,7	1,57	3	1,16	590	
выс	Удачная	эклогит?	0,01	0,73	80,5	0,09	38,9	4,07	74		-120	
ср.	Зарница	эклогит?	0,01	0,71	59,8	0,09	46,1	5,26	79		600	
низ	Комсомольская *	эклогит + кимберлит	0,75	37,7	5680	0,10	17,5	2,29	8	5,85	-80 580	-(142 ÷82)
выс	Удачная*	эклогитоподобная	2,11	19,4	1750	0,04	14,9	4,16	14	1,90	-50 580	-(75 ÷69)
выс	Удачная	эклогитоподобная	2,8 4	19, 1	382 7	0,2 1	42, 4	2,11	1 1	1,86	-50 590	
ср.	Юбилейная	эклогитоподобная	12, 6	59, 9	367 4	0,0 4	5,0 7	2,67	1 9		190 550	



**Рис. 1.** Зависимость намагниченности ксенолитов в поле 0.24 Тл от температуры: а) перидотиты, б) эклогиты.



**Рис. 2.** Зависимость магнитной восприимчивости ксенолитов от температуры: а) перидотиты, б) эклогиты.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 11-05-00740.*

5. Трухин В.И., Жилиева В.А., Зинчук Н.Н., Романов Н.Н. Магнетизм кимберлитов и траппов. М.МГУ. 1989. с. 165
6. Трухин В.И., Веричев Е.М., Гаранин В.К. и др. Магнитоминаралогиа кимберлитоподобных пород Севера Европейской части СССР. //Физика Земли. 1991. №7. с.39-51
7. Гаранин В.К., Жилиева В.А., Кудрявцева Г.П. и др. Оксидные минералы и магнитные свойства лампроитов Австралии. //Вестник МГУ. Сер.4. Геология. 1993. №4, с. 55-70
8. Гаранин В.К., Жилиева В.А., Кудрявцева Г.П. и др. Оксидные минералы и магнитные свойства лампроитов Испании и России.// Вестник МГУ, сер.4. Геология. 1993. №3. с.46-59.
9. Максимочкин В.И. Трухин В.И., Минина Ю.А. и др. Магнитоминаралогиические свойства кимберлитов Ботсваны. //Физика земли, 2013, № 2, с. 143–160
10. Francombe M.H. Lattice changes in spinel-type iron chromites.// Phys. Chem. Solids Pergamon Press. 1957. pp. 37-43
11. Robbins M., Wertheim G.K., Sherwood R.C., Buchanan D.N.E., Magnetic properties and site distributions I the system  $\text{FeCr}_2\text{O}_4\text{-Fe}_3\text{O}_4(\text{Fe}^{2+}\text{Cr}_{2-x}\text{Fe}_x^{3+}\text{O}_4)$ . //Phys. Chem Solids Pergamon Press. 1971. Vol. 32. pp. 37-43

## **Палеомагнетизм и петромагнетизм океанских и морских донных осадков.**

### **Часть 1. Характеристическая ориентационная намагниченность, магнитное состояние частиц**

*М.И.Малахов, Г.Ю.Малахова*

*СВКНИИ ДВО РАН, Магадан*

Донные осадки дальневосточных морей являются благоприятными объектами палеомагнитных и палеоклиматических реконструкций высокого разрешения [2, 11-12]. Характеристическая намагниченность отложений Охотского и Берингова морей несет объективную информацию о величине геомагнитного поля [2, 3, 6]. Диагенетические изменения в магнитной фракции, связанные с ее полным или частичным растворением, пока не позволяют использовать осадки Японского моря для реконструкции палеонапряженности [8]. Донные осадки приэкваториальной зоны Тихого океана являются представительным объектом для изучения механизма ориентационного намагничивания, так как содержат в основном однодоменные (SD) и псевдооднодоменные (PSD) магнитные частицы титаномагнетитового ряда, а реология несущей немагнитной матрицы хорошо изучена. Из-за малых скоростей осадконакопления в этом районе геомагнитные записи имеют низкое разрешение.

**Характеристическая ориентационная намагниченность** Природная ориентационная намагниченность является заведомо палеомагнитно-информативной. В последние годы уточнен механизм, фиксирующий пространственную ориентацию магнитных частиц в немагнитной матрице. Стремясь к равновесному значению в геомагнитном поле  $K$ , намагниченность осадка ниже границы «вода-дно» представляет собой временную кривую

роста или спада сигнала  $I(K, t)$  во времени. На основе физических соображений и не сложных математических операций можно ввести в эффективную вязкость отложений модуль условно-мгновенной деформации  $G$  (аналог модуля Гука), предельное напряжение сдвига  $P_r$  (или прочность осадка) и вращательную инерционность  $J$  совокупности магнитных частиц [4]

$$\eta(\eta^*, J, G, P_r, I, \dot{I}, \ddot{I}) = \eta^* + \frac{J \ddot{I} / 6V}{dI/dt} + \frac{GI}{dI/dt} + \frac{P_r}{dI/dt}. \quad (1)$$

Здесь и ниже обозначены:  $\eta^*$  - пластическая вязкость слоя осадка,  $dI/dt = \dot{I}$ ,  $d^2I/dt^2 = \ddot{I}$ ,  $V$  - объем частицы,  $k$  - постоянная Больцмана. Например, в диапазоне  $I_0^\infty < I < I_0(K)$  наблюдается восходящий этап временного намагничивания

$$I(t, K, \tau) = [I_0(K) - I_0^\infty] \{1 - \exp(-t/\tau)\} + I_0^\infty; \quad (2a)$$

при  $I_0^\infty > I > I_0(K)$  - нисходящий

$$I(t, K, \tau) = [I_0^\infty - I_0(K)] \exp(-t/\tau) + I_0(K). \quad (2б)$$

Уравнения (2) получаются при интегрировании уравнения

$$\frac{dI}{dt} = -\frac{1}{\tau} [I - I_0(K)], \quad \tau = \frac{6V\eta}{kTK}, \quad (3)$$

где  $K = mB/kT$ ,  $I_0(K) = I_0^\infty (cthK - 1/K)$ ,  $I_0^\infty = cm$ ,  $c$  - концентрация частиц,  $m$  - их магнитный момент. Группа самосогласованных уравнений (1-3) представляет собой так называемую «полную магнито-реологическую кривую». Замыкание уравнений друг на друга предполагает применение методов компьютерного моделирования.

Таким образом, по мере уплотнения осадка по глубине образуется так называемый исторический слой, в котором намагниченность приобретает равновесное значение  $I_0(K)$ , а механизм «запирания» (lock-in) ориентировки магнитных частиц гарантируется высокой прочностью  $P_r$  осадка [5]. Эта намагниченность считается ориентационной. Для магнитных полей, по величине сравнимых с земным, намагниченность  $DRM$  представляет линейную функцию по магнитному полю  $B$

$$DRM = \chi_{DRM} \times B, \quad (4)$$

где  $\chi_{DRM} = \frac{cm^2}{3kT}$ . Для характеристической намагниченности ориентационного типа справедливо линейное соотношение (4)  $ChRM = \chi_{ChRM} \times B$ . Из

физических соображений коэффициенты  $\chi_{DRM}$  и  $\chi_{ChRM}$  близки.

**Относительная палеоинтенсивность геомагнитного поля** По осадочным породам в принципе нельзя определить абсолютное значение палеонапряженности геомагнитного поля. Для колонок донных осадков обычно приводятся кривые относительной палеоинтенсивности  $RPI$ . Для каждого палеомагнитного образца вычисляется отношение величины характеристической намагниченности к величине некоторой лабораторной, например  $DRM$ , созданной в некотором лабораторном поле  $B_0$  [1, 7]

$$\frac{ChRM}{DRM} = \frac{\chi_{ChRM}}{\chi_{DRM}} \times \frac{B}{B_0} = RPI, \quad (5)$$

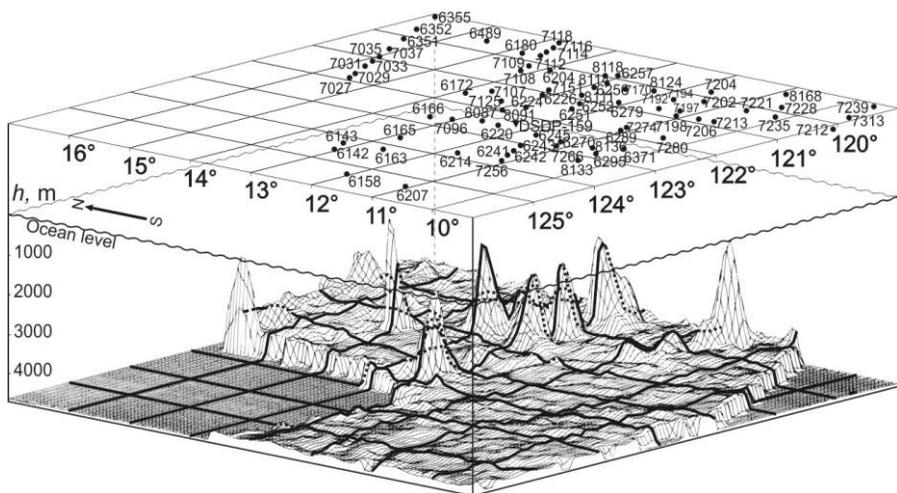
Величина *RPI* будет объективно отражать кривую относительной палеонапряженности, если соблюдено подобие по концентрации магнитной фракции в осадочном материале и величине магнитного момента *m* (доменная структура зерен не должна нарушаться). В идеале коэффициент  $\chi_{ChRM} / \chi_{DRM}$  должен быть близок к единице или константой. Все предыдущие рассуждения палеомагнитологи проверяют на других лабораторных намагниченностях, которые предположительно наводятся на том же ансамбле магнитных частиц. В первую очередь это касается безгистерезисной намагниченности ( $ARM = \chi_{ARM} \times B_0$ ), индуцированной в слабом поле  $IM = \chi_{IM} \times B_0$ , изотермической остаточной намагниченности насыщения *SIRM*. В последнем случае при создании *SIRM* не гарантируется сохранность первоначальной доменной структуры магнитных зерен.

**Климатозависимые петромагнитные параметры.** Если рассмотреть структуру правой части уравнения для *ChRM*, то она состоит из полевого члена *B* и коэффициента  $\chi_{ChRM}$ . Строение последнего аналогично  $\chi_{DRM}$ . Всем известно, что соотношение терригенного и биогенного магнитного материала в дальневосточных морях зависит от изменений окружающей среды и климата, т.е. от смены холодных и теплых эпох [2]. В холодное время поставка терригенной компоненты при ледовом разное превалирует над более тонкой биогенной. Это хорошо отслеживается на гранулометрии (магнитном состоянии) магнитных частиц в осадках Охотского и Берингова морей [2, 3]. С высокой степенью достоверности можно утверждать, что коэффициенты  $\chi_{ChRM}$ ,  $\chi_{DRM}$ ,  $\chi_{ARM}$  и магнитная восприимчивость  $\chi_{IM}$  в первом приближении это климатозависимые параметры-коэффициенты. Их отношения между собой должны быть некоторыми константами по всей длине колонки. Не трудно этот тезис проверить инструментально по отношениям соответствующих лабораторных намагниченностей:

$$\frac{\chi_{DRM}}{\chi_{ARM}} \times \frac{B_0}{B_0} = \frac{DRM}{ARM}, \quad \frac{\chi_{DRM}}{\chi_{IM}} \times \frac{B_0}{B_0} = \frac{DRM}{IM}, \quad \frac{\chi_{DRM}}{\chi_{IM}} \times \frac{B_0}{B_0} = \frac{DRM}{IM}.$$

Намагниченность *SIRM* так же необходимо взять в данную программу исследований.

Отмеченные выше нормировочные петромагнитные параметры активно используются при оценке относительной палеоинтенсивности геомагнитного поля. Авторами приводятся результаты по одной из колонок, поднятой на заявочном участке Совместной Организации «Интерокеанметалл» в восточной части зоны Кларион-Клиппертон Тихого океана. В центре полигона ранее пробурена скважина DSDP-159 (рис. 1).



**Рис. 1.** Рельеф дна полигона и местоположение колонок, на которых выполнены палеомагнитные построения.

Основная часть колонок накапливалась в пределах хрона Брюнес. По палеомагнитным, биостратиграфическим данным и абсолютным датировкам возраст наиболее древних колонок не превышает 3 млн. лет (рис. 2) [10].

В данном сообщении авторы приводят петромагнитные данные по колонке 7096. Ее разрез представлен однородным мягким пластичным илом бежевого цвета. Структура тонкопелитовая, алевроитовая составляющая не превышает 5%. Дифференциальный термомагнитный анализ образцов зафиксировал магнетитовые фазы с точками Кюри 580-590°C [9]. Термомагнитный анализ образцов в низкотемпературном диапазоне выявил точки спада намагниченности около -130 / -145°C, что нами принято за точку Вервея для магнетита. Удаленность от американского континента и литологическая однородность осадка отразились на гранулометрии магнитной фракции. С помощью коэрцитивного спектрометра были измерены изотермическая остаточная намагниченность насыщения  $J_r$ , намагниченность насыщения  $J_s$  за вычетом парамагнитной компоненты, коэрцитивная сила  $B_c$  намагниченности  $J_s$ , коэрцитивная сила  $B_{cr}$  намагниченности  $J_r$ , положение максимумов  $B_{da}$ ,  $B_{db}$  коэрцитивного спектра (изотермическое намагничивание соответственно вдоль осей  $a$  и  $b$  диаграммы Преизаха-Нееля) (рис. 3).

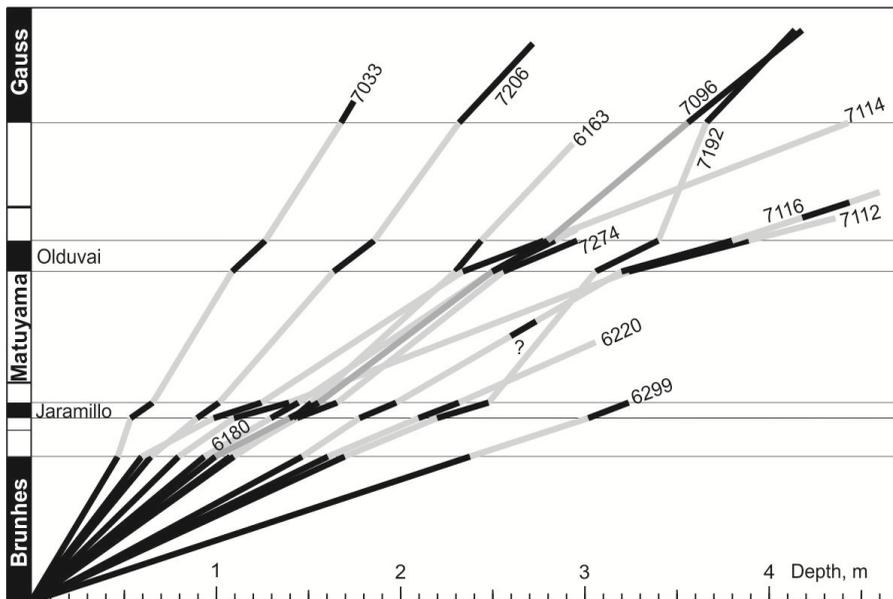


Рис. 2. График «возраст- мощность» для некоторых колонок полигона.

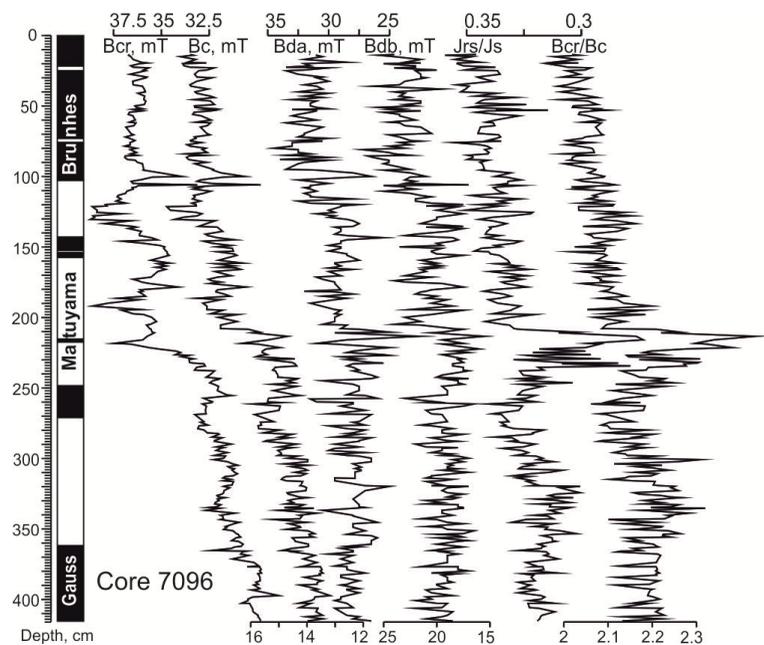


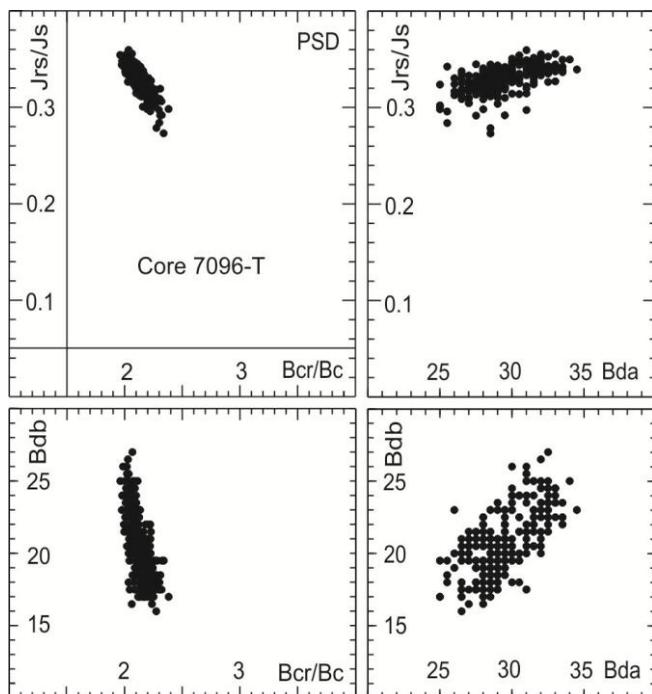
Рис. 3. Параметры магнитного гистерезиса колонки 7096.

На их основе изучен размер магнитных зерен по диаграммам Дея и сопутствующим диаграммам параметров магнитного гистерезиса колонки 7096 (рис. 4). Значения параметров магнитного гистерезиса, положение точек на диаграмме Дея и колоколообразная форма коэрцитивных спектров позволяет сделать заключение, что кроме очень тонкодисперсных терригенных PSD-частиц осадок содержит и SD-магнетит биогенного происхождения. Суперпарамагнитных частиц практически нет.

### **Выводы**

1. На примере магнитной фракции донных осадков колонки 7096 показано, что входящие в нее магнетитовые частицы представлены однодоменными и псевдооднодоменными зернами магнетита.
2. Разброс параметров магнитного гистерезиса около средних значений не велик.
3. Немагнитная матрица данной дисперсной структуры представлена мягким однородным осадком пелитовой размерности.
4. Природные реологические свойства такой дисперсной системы можно моделировать в лабораторных условиях с высокой степенью подобия по влагосодержанию, дисперсности, прочностным свойствам.
5. Осадки колонки 7096 подходят для экспериментов по созданию *DRM* в слабых магнитных полях порядка земного.

*Эта работа была поддержана грантом РФФИ 11-05-00365а.*



**Рис. 4.** Диаграмма Дея и сопутствующие ей диаграммы параметров магнитного гистерезиса колонки 7096.

1. Малахов М.И. Определение палеонапряженности геомагнитного поля тестом переосаждения как обратная задача магнитной реологии природных дисперсных структур // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы международного семинара. – Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2004. – С. 74–78.
2. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Харада Н., Василенко Ю.П., Босин А.А., Гольдберг Е.Л., Деркачев А.Н. Петромагнитные параметры донных осадков как индикаторы изменения климата и среды центральной части Охотского моря за последние 350 тыс. лет // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 11. – С. 1254–1265.
3. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Нюрнберг Д., Тидеманн Р., Малахова Г.Ю., Ритдорф Я.-Р., Макс Л., Босин А.А., Черепанова М.В., Деркачев А.Н. Влияние климата, ледового разноса и морской продуктивности на петромагнитные параметры осадков колонки SO201-2-85KL (хребет Ширшова, Берингово море) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. – Ярославль: ООО Сервисный центр, 2011. – С. 92–96.
4. Малахов М.И., Малахова Г.Ю. Магнито-реологическая модель литогенетических структур пелагической области Тихого океана. Реология зоны Такера-Храмова // Физика Земли. – 2007. – № 11. – С. 66–80.
5. Малахов М.И., Малахова Г.Ю. Глубина фиксации записи палеомагнитного сигнала в донных осадках пелагиали Тихого океана // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – Р. 397–399.
6. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Нюрнберг Д., Тидеманн Р., Ритдорф Я.-Р., Макс Л. Влияние размера магнитных частиц на запись палеонапряженности геомагнитного поля в донных осадках колонки SO201-2-85KL (Берингово море) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. – Ярославль: ООО Сервисный центр, 2011. – С. 96–100.
7. Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Ведерников Е.И. Палеонапряженность геомагнитного поля в среднем–позднем плейстоцене (классический тест переосаждения) // Наука Северо-Востока России – начало века: Материалы Всероссийской научной конференции. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. – С. 267–269.
8. Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Горбаренко С.А., Босин А.А., Shi X., Zou J., Liu Y., Ge S. Влияние диагенеза магнитных минералов на запись геомагнитного и климатического сигналов в донных осадках возвышенности Ямато (Японское море) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы международной школы-семинара. – Санкт-Петербург: С-ПбГУ, ГО Борок ИФЗ РАН, 2012. – С. 144–148.
9. Малахова Г.Ю., Малахов М.И. Петромагнетизм пелагических осадков восточной зоны приэкваториальной Пацифики // Палеомагнитные и магнитные исследования горных пород на Северо-Востоке России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. – С. 60–70.
10. Malakhov M.I., Malakhova G.Yu., Vedernikov E.I. Sedimentation rates in Clarion-Clipperton field ore-bearing area // Regularities of the structure and evolution of geospheres: Proceedings of VII international interdisciplinary scientific symposium and international geoscience programme (IGCP-476). – Vladivostok: FEB RAS, 2005. – P. 140–145.

11. Gorbarenko S.A., Harada N., Malakhov M.I., Velivetskaya T.A., Vasilenko Yu.P., Boshin A.A., Derkachev A.N., Goldberg E.L., Ignatiev A.V. Responses of the Okhotsk Sea environment and sedimentology to global climate changes at the orbital and millennial scale during the last 350 kyr // Deep-Sea Research II. – 2012. – V. 61-64. – P. 73–84.
12. Riethdorf J.-R., Nürnberg D., Max L., Tiedemann R., Gorbarenko S.A., Malakhov M.I. Millennial-scale variability of marine productivity and terrigenous matter supply in the western Bering Sea over the past 180 kyr // Climate of the Past. – 2013. – V. 9. – N 3. – P. 1345–1373.

## **Палеомагнетизм и петромагнетизм океанских и морских донных осадков.**

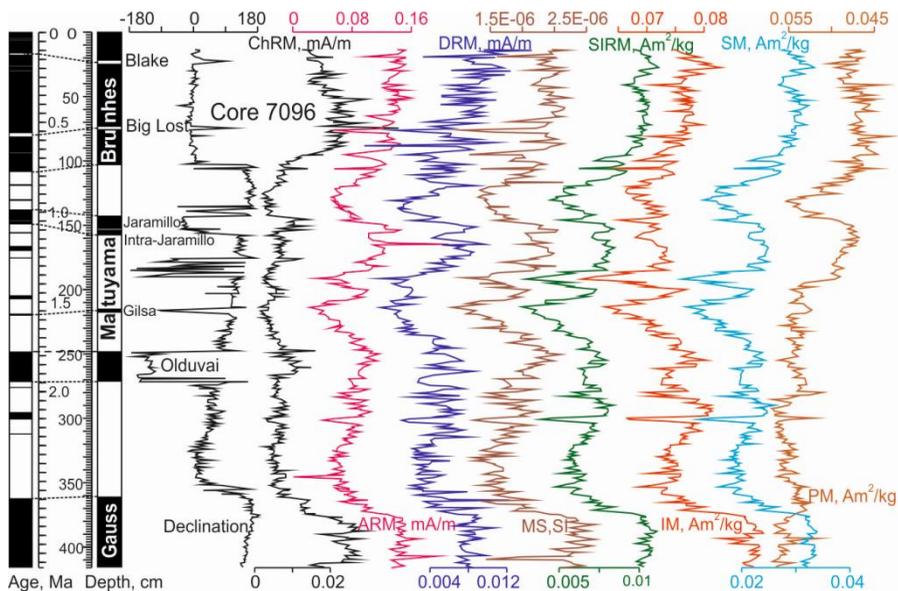
### **Часть 2. Нормировочные параметры и относительная палеонапряженность геомагнитного поля**

*Г.Ю.Малахова, М.И.Малахов*

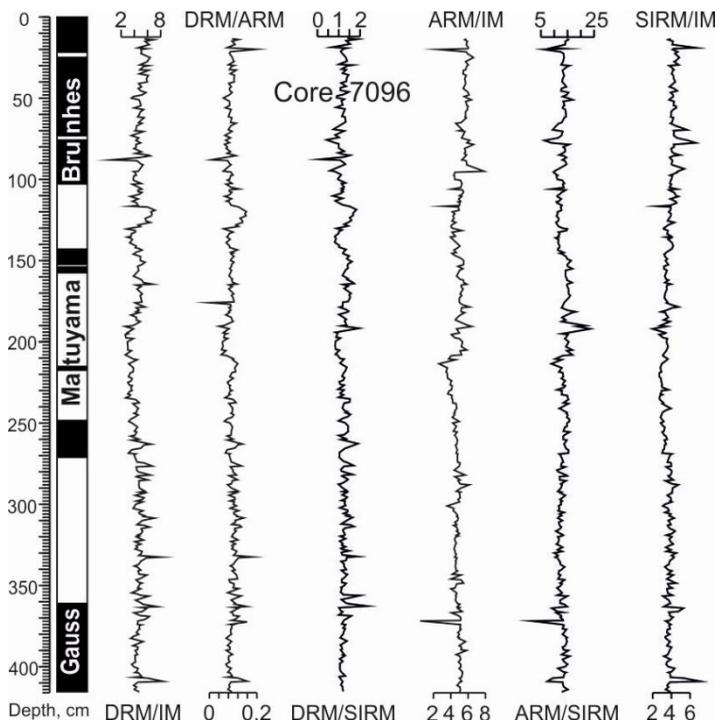
*СВКНИИ ДВО РАН, Магадан*

Цель второй части доклада выделить сигнал от палеонапряженности магнитного поля Земли, записанный характеристической намагниченностью (*ChRM*) колонки 7096, поднятой в рудной зоне поля Кларион-Клиппертон Тихого океана. В качестве оценок относительной палеоинтенсивности *RPI* использовались нормировки *ChRM* на лабораторные намагниченности *DRM* (ориентационная), *ARM* (безгистерезисная) и *IM* (индуцированная), созданные в магнитном поле 0.05 мТ. Нормировочным коэффициентом также служила изотермическая остаточная намагниченность *SIRM*, полученная в поле 500 мТ (рис. 1). Формы сигналов, характеризующих изменение концентрации ферримагнетика в колонке, синхронны между собой. Тогда как сигнал от парамагнитной намагниченности *PM* имеет зеркальную форму. Зеркальность этого сигнала по длине колонки можно объяснить тем, что парамагнитная намагниченность *PM* связана с концентрацией глинистой фракции осадка - немагнитной матрицы дисперсной системы.

**Нормировочные параметры** Если выбранные нами четыре нормировочных параметра синхронно отражают концентрацию ферримагнетика по длине колонки, то соотношение лабораторных намагниченностей между собой должны в идеале представлять константы или почти прямые линии по длине колонки (рис. 2). Действительно, представленные пропорции удовлетворяют нашему предположению. Лабораторная намагниченность *DRM* также принадлежит этому ряду [8]. Лабораторные намагниченности получены на чешских и российских магнитометрических приборах [7]. Следует отметить, что время создания кривой *DRM* по длине колонки (170 образцов) составило около 14 дней [3].



**Рис. 1.** Палеомагнитные и петромагнитные параметры колонки 7096.



**Рис. 2.** Соотношение (в условных ед.) нормировочных параметров между собой по длине колонки 7096.

**Относительная палеонапряженность геомагнитного поля** Кривые хода *RPI* подобны между собой (рис. 3). Следует отметить, что запись поведения геомагнитного поля очень низкого разрешения из-за невысокой скорости осадконакопления (около 1.5 мм/тыс. лет). Один образец представляет собой «окно» сглаживания порядка 16 тыс. лет. Тем не менее, общая картина согласуется данными метода переосаждения по колонке 6220, отобранной на этом же полигоне [2], и другим колонкам низкого разрешения из приэкваториальной части Тихого океана [5]. Существенных противоречий с кривыми *RPI* высокого разрешения [9, 10].

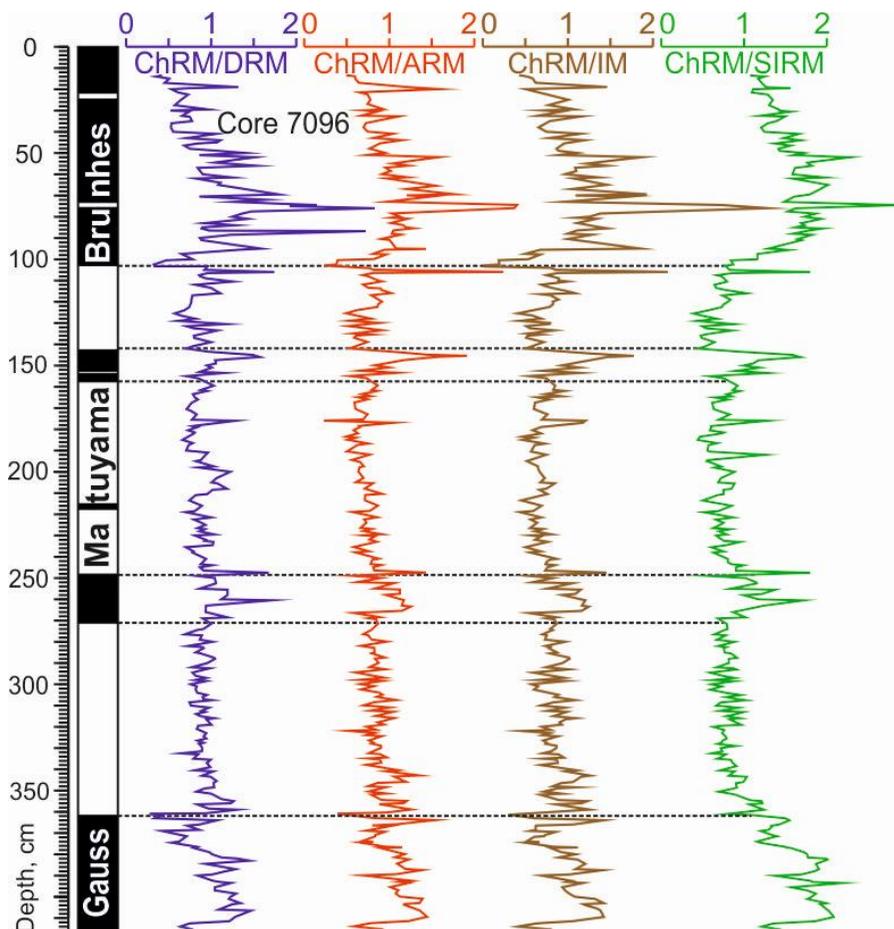


Рис. 3. Кривые относительной палеоинтенсивности *RPI*, полученные по различным нормировочным коэффициентам.

**Выводы** На примере колонки донных отложений 7096 из восточной зоны поля Клариян-Клиппертон изучены четыре нормировочных параметра для определения относительной палеоинтенсивности геомагнитного поля. Наибо-

лее близкими между собой оказались кривые *RPI*, нормировочные параметры которых намагниченности *DRM*, *ARM* и *IM*.

Данные по изучению относительной палеонапряженности осадков Охотского моря подтверждают возможность использование аналогичных нормировочных коэффициентов [1].

Диagenетические процессы частичного растворения магнитных зерен могут привести к искажениям в определении *RPI*. Например, в нижней части колонки 85KL Берингова моря под действием химических реакций произошло преобразование мелких псевдооднородных зерен в парамагнитные сульфиды железа. Авторы использовали единственный нормировочный параметр – безгистерезисную намагниченность *ARM* [4]. При этом качество кривой *RPI* для нижней половины колонки хуже, чем для верхней, которую диagenетические процессы не затронули.

Материнская магнитная фракция колонок донных осадков возвышенности Ямато и Сибирь (Японское море) во время диagenеза осадков подверглась разрушению почти в полном объеме [6]. В верхних 100-120 см она сохранилась. Концентрация дочерней магнитной фракции очень мала. Реконструкция *RPI* практически не возможна.

*Работа была поддержана грантом РФФИ № 11-05-00365а.*

1. Горбаренко С.А., Харада Н., Малахов М.И., Василенко Ю.П., Босин А.А., Гольдберг Е.Л. Тысячелетние осцилляции климата и среды Охотского моря за последние 190 тысяч лет в связи с глобальными изменениями // Доклады академии наук. – 2008. – Т. 423. – № 3. – С. 389–392.
2. Куражковский А.Ю., Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Куражковская Н.А. Поведение напряженности геомагнитного поля в последние 1.4 миллиона лет // Физика Земли. – 2005. – № 9. – С. 46–53.
3. Малахов М.И. Лабораторный прибор и технология моделирования различных реологических и геомагнитных обстановок при формировании остаточной намагниченности морских донных отложений // Геология, география, биологическое разнообразие и ресурсы Северо-Востока России: Материалы Дальневосточной региональной конференции. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2011. – С. 67–68.
4. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Нюрнберг Д., Тидеманн Р., Ритдорф Я.-Р., Макс Л. Влияние размера магнитных частиц на запись палеонапряженности геомагнитного поля в донных осадках колонки SO201-2-85KL (Берингово море) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. – Ярославль: ООО Сервисный центр, 2011. – С. 96–100.
5. Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Ведерников Е.И. Палеонапряженность геомагнитного поля в среднем–позднем плейстоцене (классический тест переосаждения) // Наука Северо-Востока России – начало века: Материалы Всероссийской научной конференции. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. – С. 267–269.
6. Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Горбаренко С.А., Босин А.А., Shi X., Zou J., Liu Y., Ge S. Влияние диagenеза магнитных минералов на запись геомагнитного и климатического сигналов в донных осадках возвышенности Ямато (Японское море) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы международной школы-семинара. – Санкт-Петербург: С-ПбГУ, ГО Борок ИФЗ РАН, 2012. – С. 144–148.

7. Jasonov P.G., Nourgaliev D.K., Burov B.V., Heller F.A. A modernized coercivity spectrometer // *Geologica Carpathica*. – 1998. – V. 49. – P. 224–225.
8. Lovlie R. DRM or pDRM? – intriguing results from a new type of experiments // *Geophysical res. Abstracts*. – 2010. – V. 12. EGU2010-13884.
9. Valet J.-P., Pleniera G., Herrero-Bervera E.. Geomagnetic excursions reflect an aborted polarity state // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2008. – V. 274. – P. 472–478.
10. Yamazaki T. Geomagnetic Paleointensity Fluctuation Revealed from Marine Sediment Cores: A Perspective as the Part of Earth System // *Journal of Geography*. – 2005. – V. 114(2) – P. 151–160.

## **Параметры магнитного гистерезиса донных осадков некоторых районов Мирового океана**

*Г.Ю.Малахова, М.И.Малахов, Я.Л.Соляников*

*СВКНИИ ДВО РАН, Магадан*

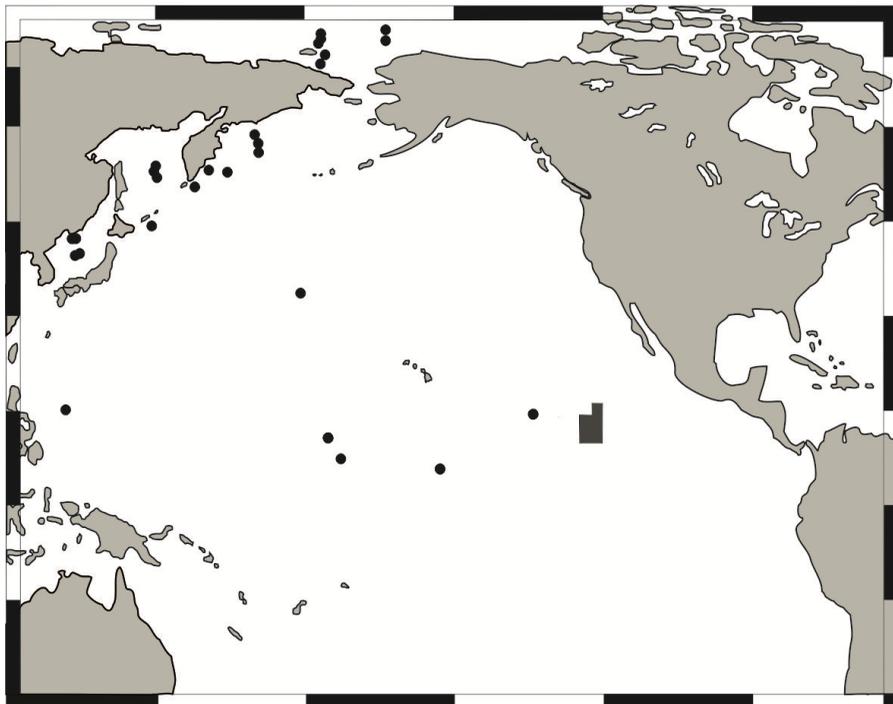
Параметры магнитного гистерезиса очень информативны при реконструкции изменений окружающей среды и палеоклимата морей и окраинных областей Мирового океана [3]. Как правило, указанные районы имеют высокие значения скорости осадконакопления на дне. Петромагнитные и палеомагнитные сигналы, записанные в кернах донных осадков, имеют высокое разрешение. Значения петромагнитных характеристик хорошо откликаются на изменения концентрации и гранулометрии ферромагнитных частиц. Кроме того, парамагнитный сигнал информирует о количестве глинистой компоненты осадков.

В данном сообщении приведены характеристики магнитного гистерезиса для донных осадков различных областей Тихого океана, дальневосточных морей, Северного Ледовитого океана, Чукотского моря и Индийского океана (рис. 1).

**Магнитный гистерезис донных осадков с высоким содержанием парамагнитного вещества** Использование коэрцитивного спектрометра Казанского федерального университета позволяет получить надежную картину о соотношении ферромагнитной, суперпарамагнитной и парамагнитной компонент в озерных и морских донных осадках [7]. Особенно задача актуальна при разделении сигналов при малом ферромагнитном и сильном парамагнитном вкладах в намагниченность.

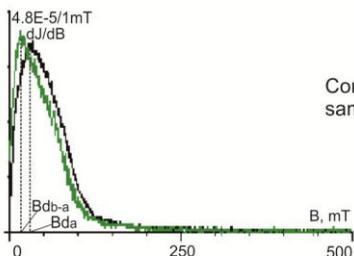
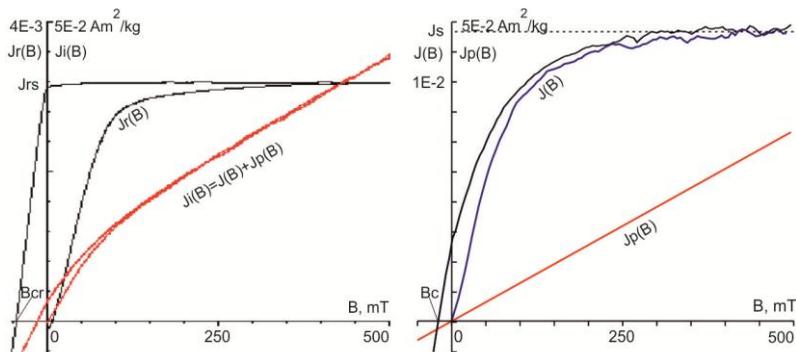
Методика разделения известна. По линейной части полевой зависимости индуцированной намагниченности  $J_i(B)$  определяется ее парамагнитная компонента  $J_p(B)$ . Затем путем вычитания  $J_i(B) - J_p(B) = J(B)$  мы получаем вклад  $J(B)$  ферромагнитной и суперпарамагнитной компонент в полевую зависимость  $J_i(B)$ . С помощью коэрцитивного спектрометра можно измерить изотермическую остаточную намагниченность насыщения  $J_r$ , намагниченность насыщения  $J_s$  за вычетом парамагнитной компоненты, коэрцитивную силу  $B_c$  намагниченности  $J_s$ , коэрцитивную силу  $B_{cr}$  намагниченности  $J_r$ , положение максимумов  $B_{da}$ ,  $B_{db}$  коэрцитивного спектра (изотермическое

намагничивание соответственно вдоль осей  $a$  и  $b$  диаграммы Преизаха-Нееля). При вычислении  $Bda$  и  $Bdb$  коэрцитивные спектры предварительно проходили процедуру сглаживания (рис. 2) [6]. Образцы с высоким содержанием парамагнитного вещества нами встречены только в колонках Японского моря [8].



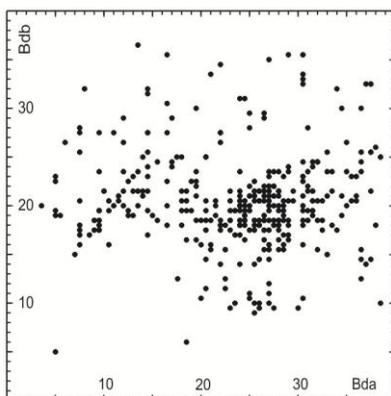
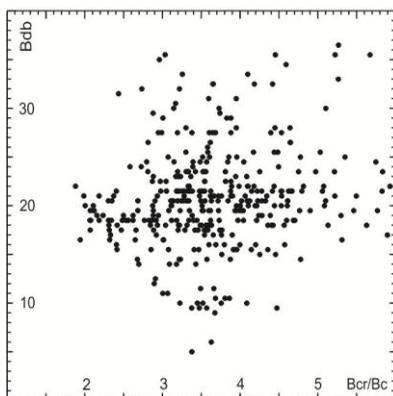
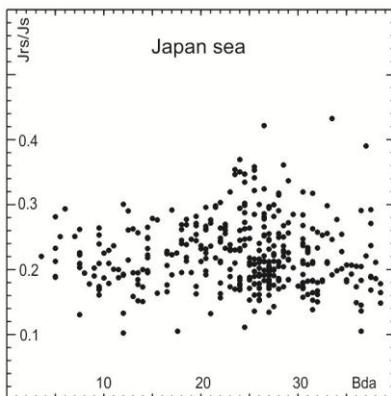
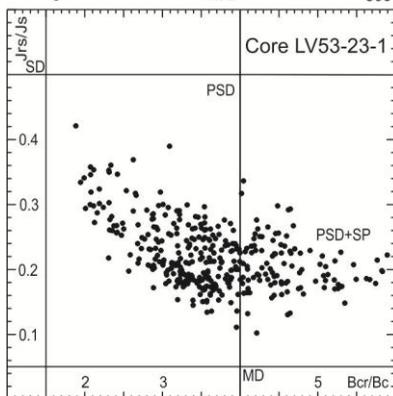
**Рис. 1.** Местоположение отдельных колонок и полигона Совместной Организации «Интерокеанметалл».

**Магнитный гистерезис донных осадков окраинных морей** Нами изучены параметры магнитного гистерезиса донных осадков Японского, Охотского, Берингова и Чукотского морей (рис. 2, 3) [2, 4, 5, 8]. Топология местоположения образцов донных осадков на диаграмме Дея и сопутствующих ей диаграммам магнитного состояния примерно одинакова. Все они соответствуют средне-крупным псевдооднодоменным (PSD) частицам. Особняком стоят колонки Японского моря и колонка 85KL из центральной части хребта Ширшова.

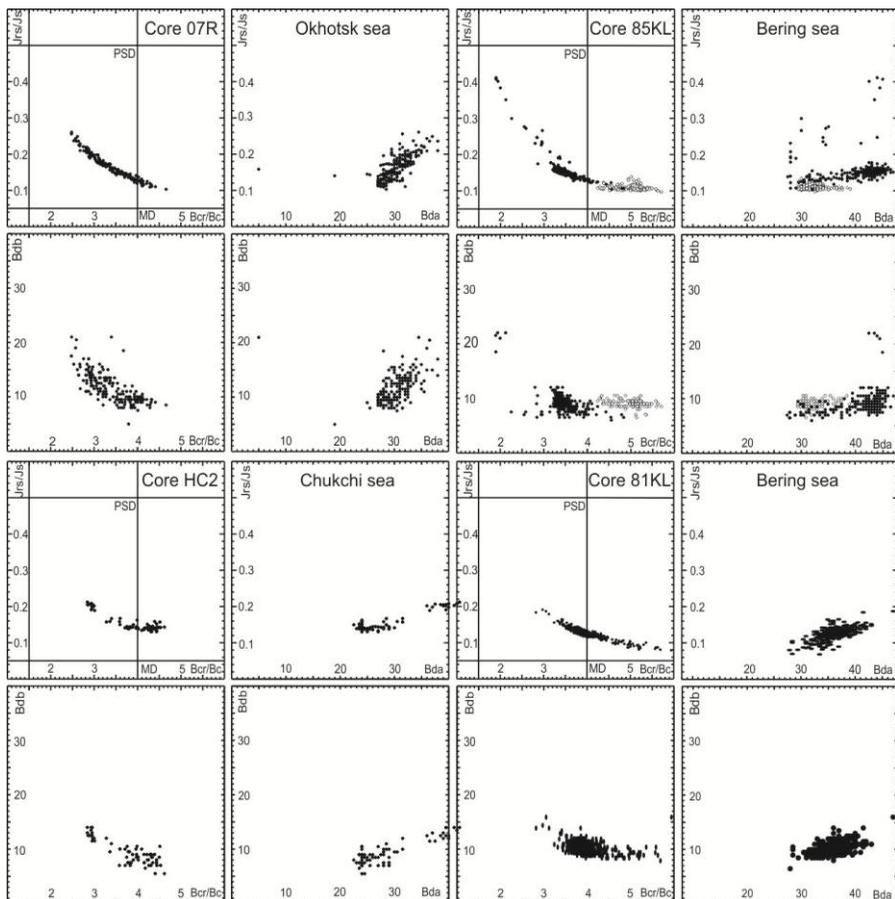


Core LV53-23-1,  
sample 10

$Jrs = 3.1E-03 \text{ Am}^2/\text{kg}$ ,  
 $J_s = 1.2E-02 \text{ Am}^2/\text{kg}$ ,  
 $Jrs/J_s = 0.26$ ,  
 $Bcr = 45.6 \text{ mT}$ ,  
 $Bc = 19 \text{ mT}$ ,  
 $Bcr/Bc = 2.40$ ,  
 $Bda = 30 \text{ mT}$ ,  
 $Bdb = 18 \text{ mT}$



**Рис. 2.** Магнитное состояние образцов колонки LV53-23-1 (Японское море): вверху - кривые магнитного гистерезиса образца 10, внизу - топология местоположения образцов на диаграммах магнитного состояния.

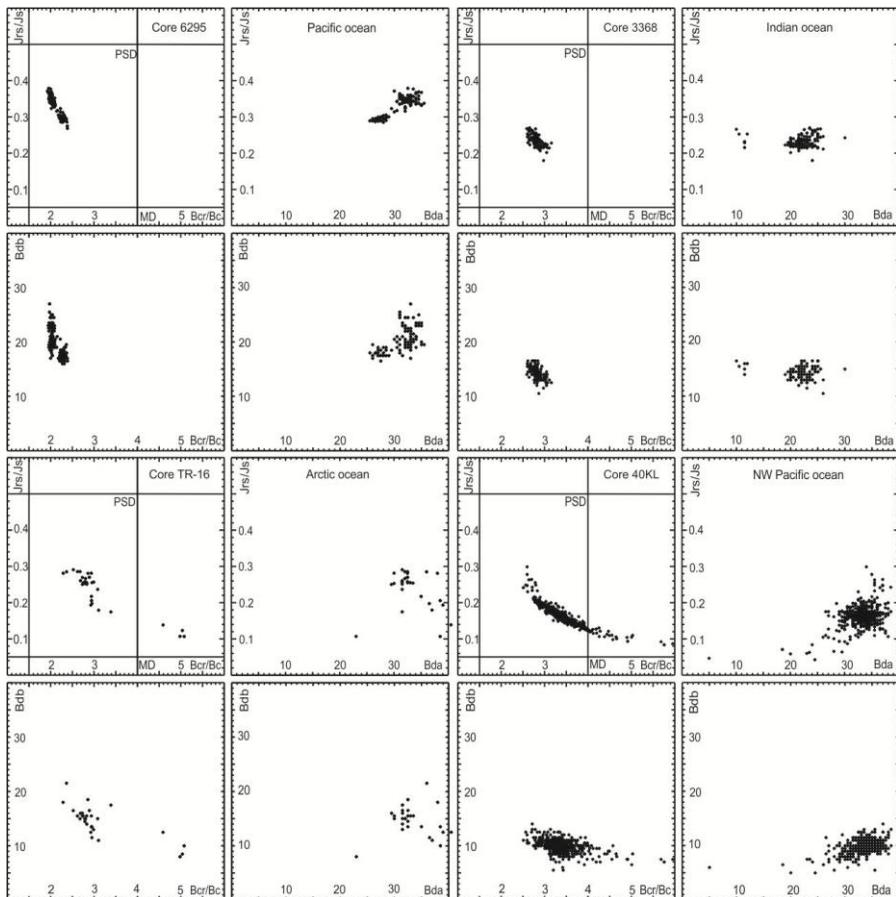


**Рис. 3.** Диаграммы Дея и сопутствующие ей диаграммы магнитного состояния морских донных осадков.

Во-первых, большой разброс положения образцов на диаграммах колонки 23-1 связан в основном со смесью суперпарамагнитных (SP) и мелких PSD-частиц дочерней магнитной фракции. Она образовалась при воздействии диагенеза на осадок, выразившийся в частичном или полном растворении первичных магнитных зерен. Этот же процесс, в меньшей степени, затронул нижнюю половину колонки 85KL. В обоих случаях термомагнитный анализ выявил большую долю вторичного парамагнитного сульфида железа диагенетического происхождения.

***Магнитный гистерезис донных осадков океанов*** Магнитное состояние частиц из пелагических областей Тихого океана соответствует смеси однодоменных (SD) зерен биогенного происхождения и очень тонких PSD-частиц (core 6295) (рис. 4). В донных осадках Индийского (core 3368) и Северного Ледовитого океанов (core TR-16) процент терригенных магнитных PSD-зерен

несколько больше. Колонка 40KL, отобранная в субарктической области северо-западной части Тихого океана (подводная гора Мейджи), из-за близости к Камчатке, Командорским и Алеутским островам имеет все признаки сильного влияния терригенной седиментации морского типа. Действительно, близость континента отразилась на параметрах доменной структуры частиц. Зерна по размеру схожи с терригенными магнитными частицами морских донных осадков.



**Рис. 4.** Диаграммы Дея и сопутствующие ей диаграммы магнитного состояния океанских донных осадков.

**Выводы** Параметры магнитного гистерезиса донных осадков позволяют качественно, но в некоторых случаях и количественно, оценить вклад терригенной и биогенной компонент магнитной фракции. Как показывают исследования в дальневосточных морях изменения суммарной (терригенной и био-

генной) магнитной продуктивности синхронны изменениям палеопродуктивности и палеоклимата в позднем плейстоцене-голоцене [1].

*Исследования поддержаны грантом РФФИ № 11-05-00365а.*

1. Захарков С.П., Малахов М.И., Горбаренко С.А., Деркачев А.Н., Нюрнберг Д., Тидеманн Р., Босин А.А., Савенко М.П. Изменения палеопродуктивности и климата за последние 200 000 лет в северо-западной части Тихого океана // Геология морей и океанов: Материалы докладов XIX международной научной конференции (Школы) по морской геологии. – М.: ГЕОС, 2011. – Т. 1. – С. 184-188.
2. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Нюрнберг Д., Тидеманн Р., Ритдорф Я.-Р., Макс Л. Влияние размера магнитных частиц на запись палеонапряженности геомагнитного поля в донных осадках колонки SO201-2-85KL (Берингово море) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. – Ярославль: ООО Сервисный центр, 2011. – С. 96–100.
3. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Харада Н., Василенко Ю.П., Босин А.А., Гольдберг Е.Л., Деркачев А.Н. Петромагнитные параметры донных осадков как индикаторы изменения климата и среды центральной части Охотского моря за последние 350 тыс. лет // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – № 11. – С. 1254–1265.
4. Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Соляников Я.Л., Босин А.А., Астахов А.С., Колесник А.Н., Матвеева Т.В., Логвина Е.А. Петромагнитные исследования донных осадков покмарков на Чукотском плато (Чукотское море) // VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода: Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – Ростов н/Дону: ЮНЦ РАН, 2013. – С. 413–415.
5. Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Соляников Я.Л., Босин А.А., Астахов А.С., Колесник А.Н., Матвеева Т.В., Логвина Е.А. Петромагнитные и палеомагнитные исследования донных осадков каньона Геральд и шельфа Чукотского моря // VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода: Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – Ростов н/Дону: ЮНЦ РАН, 2013. – С. 416–417.
6. Соляников Я.Л., Малахов М.И. Применение компьютерных технологий при изучении магнитных материалов с высоким содержанием парамагнитной компоненты // Новые информационные технологии в образовании: Материалы Всероссийской заочной электронной научно-практической конференции. – Магадан: СВГУ, 2013. – С. 71–73.
7. Jasonov P.G., Nourgaliev D.K., Burov B.V., Heller F.A. A modernized coercivity spectrometer // *Geologica Carpathica*. – 1998. – V. 49. – P. 224–225.
8. Malakhov M., Gorbarenko S., Malakhova G., Bosin A., Shi X., Zou J., Ge S., Liu Y. Influence of magnetic mineral diagenesis to geomagnetic records in sediments from Yamato Rise (Japan Sea) // *Marine environmental and resources in XXI Century: The 2<sup>nd</sup> Russia-China Symposium on Marine Science*. – Vladivostok: FEB RAS, 2012. – P. 94–96.

## Геомагнитные и геологические события на границе эоцена и олигоцена (Армения)

*Д.О. Минасян, А.К. Караханян*

*Институт геофизики и инженерной сейсмологии НАН РА, Гюмри, Армения*

Один из переломных этапов развития в геологической истории Земли приходится на границу эоцена - олигоцена. Это один из важнейших этапов преобразований Земной коры в истории кайнозойской эры, и начало формирования современного структурно - геоморфологического облика грандиозного складчато- глыбового горного пояса Евразии и Армянского нагорья [1]. В данной статье приводятся результаты исследований поведения магнитного поля Земли и некоторых геологических событий на границе эоцена-олигоцена территории Армении. Палеомагнитные и петромагнитные исследования были проведены на двух фаунистически охарактеризованных разрезах (с мощностью 20 – 25м) и по кернам одной скважины (с глубиной до 500м.), пробуренной в районе с. Ланджар. Изученные разрезы в своей нижней части представлены монотонной глинистой толщей, которая постепенно переходит в песчаники с прослойками глин и алевролитов. Эти отложения охарактеризованы фауной моллюсков, фораминифер, наннопланктонов, в ряде случаев спорово-пыльцевым комплексом, что обеспечило биостратиграфическую привязку выделенных магнитозон [2]. На рис.1 приведены графики изменения  $\chi$  вдоль скважины и направления  $I_n$  вдоль наземных разрезов. Первичность и стабильность палеомагнитных характеристик изученных пород обсуждены в работах [3-5]. Ферромагнитная фракция глин представлена магнетитом и титаномагнетитом. В песчаниках она представлена только магнетитом. Верхняя часть разреза представлена обратно намагниченными слабомагнитными глинами. Сравнительно сильномагнитные песчаники намагничены прямо, но здесь выделяется одна маленькая зона обратной полярности (рис.1б). Нижняя часть скважины, представлена практически не магнитными глинами, средняя часть представлена глинистыми слабомагнитными песчаниками, а верхней части выделяются сравнительно сильномагнитные песчаники и алевролиты (рис.1а). Можно предположить, что палеомагнитные данные двух разрезов и петромагнитные характеристики скважин указывают на изменение режима геомагнитного поля в изученный период. Полученные данные согласуются с данными исследований на Северном Кавказе и в Прикаспии [6]. На рубеже эоцена – олигоцена в Армении происходили значительные изменения в родовом и видовом составе многих фаунистических и флористических групп. Из многочисленных видов крупных фораминифер позднего эоцена в раннем олигоцене продолжают свое существование лишь некоторые виды филогенетических групп, которые через переходные формы получают широкое развитие в раннем олигоцене [2]. Наряду с бентосными видами, в олигоцене получает развитие и новый комплекс планктонных фораминифер.

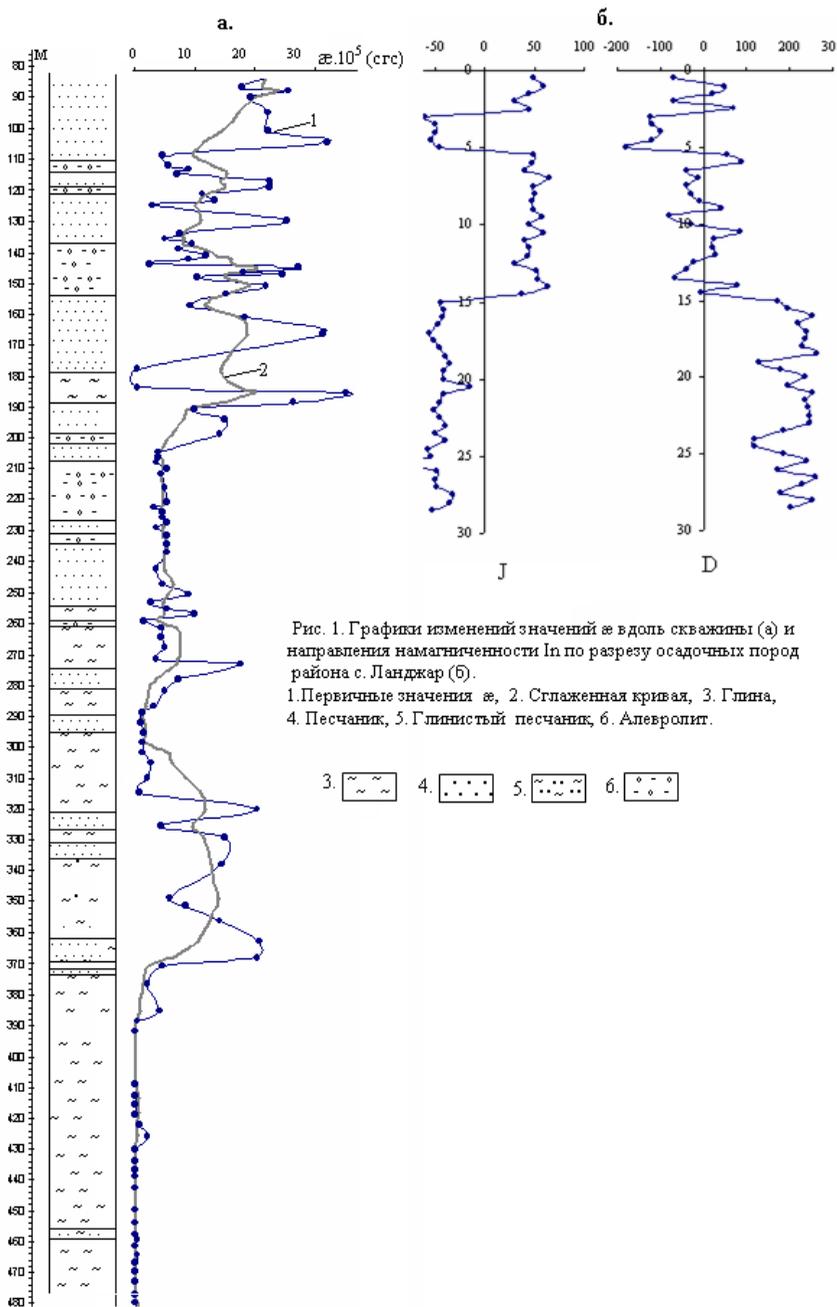
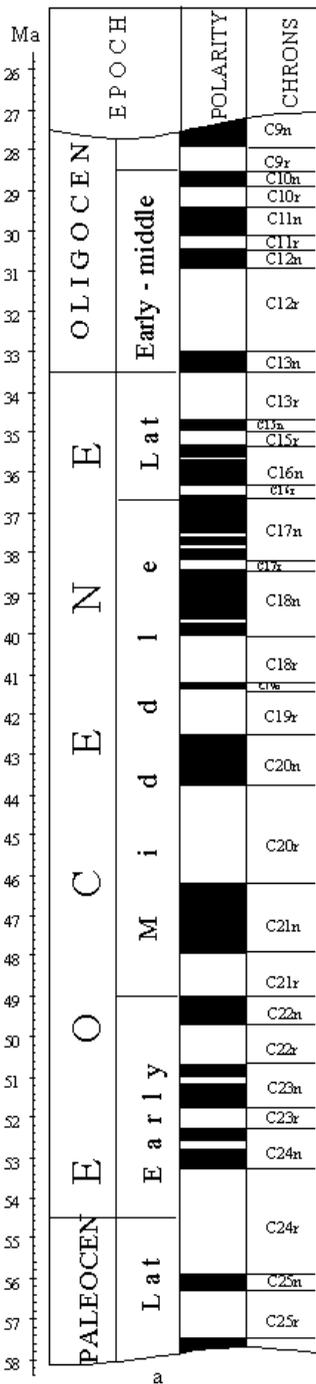


Рис. 1. Графики изменений значений  $H$  вдоль скважины (а) и направления намагниченности  $I_n$  по разрезу осадочных пород района с. Ланджар (б).

1. Первичные значения  $H$ , 2. Сглаженная кривая, 3. Глина, 4. Песчаник, 5. Глинистый песчаник, 6. Алевролит.

3. 4. 5. 6.



АРМЕНИЯ

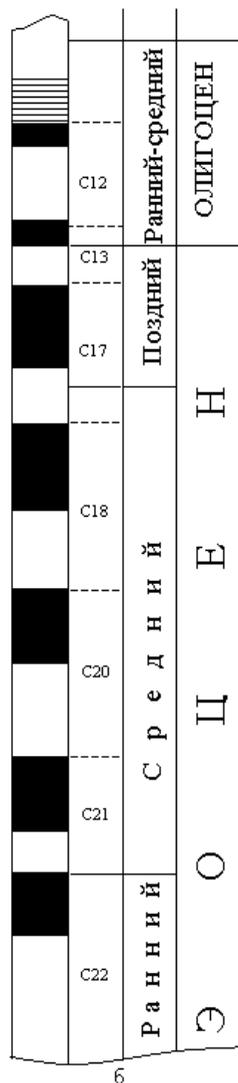


Рис.2 Палеогеновый фрагмент магнитостратиграфической шкалы по [9] (а) и палеомагнитный разрез эоцена и олигоцена Армении (б). 1. Незученная часть, 2. Прямая полярность, 3. Обратная полярность.

1. 2. 3.

Комплекс моллюсков на этой границе претерпевает значительное изменение, исчезают гигантские устрицы, крупные фолადомии, крупные церитиды, верметусы, ростелларии и др. В среднем эоцене наблюдается изменение состава осадков и проявление новых геоструктурных элементов территории Армении. Начинают действовать многочисленные вулканы, действие которых интенсивно продолжалось и в позднем эоцене. На рубеже эоцена – олигоцена происходят мощные складкообразовательные и горообразовательные движения, что обусловило изменение геотектонического режима в регионе.

Значительно изменились палеогеографические условия и план расположения седиментационных и денудационных зон. Предолигоценовые тектонические движения привели к резким изменениям фаций пород от карбонатного в позднем эоцене, к терригенной - в олигоцене. Бурный вулканизм, проявленный в позднем эоцене в центральной части М. Кавказа, к концу этого времени идет на убыль, что продолжается и в раннем олигоцене. В раннем – среднем олигоцене отмечается существенное падение термического режима М. Кавказа. Сравнительно теплые климатические условия установившиеся в позднем эоцене, в олигоцене сменяются более холодноватыми, и только в Ю. Армении тропические и субтропические условия сохраняются [7]. Результаты изучения изменений морфологии боливид позднего эоцена – раннего олигоцена связывают с признаком их приспособления к новым биономическим условиям, обусловленные с увеличением кислорода в водах раннего олигоцена при регрессии Тетиса. На рис.2 представлен палеомагнитный разрез палеогена Армении и палеогеновый фрагмент временной магнитостратиграфической шкалы. Средний и верхний эоцен характеризуются чередованием прямо и обратно намагниченных зон. Завершается поздний эоцен довольно крупным хроном обратной полярности, кровля которого сопоставляется с границей эоцена – олигоцена. Нижняя часть раннего олигоцена представлена одной магнитозоной прямой полярности, выше которой расположен крупный хрон обратной полярности. Как менялась величина напряженности магнитного поля Земли? На основании результатов определения  $H_{др}$  на разных регионах, сделан вывод о том, что, начиная со среднего эоцена, и по олигоцен включительно, величина  $H_{др}$  была существенно меньше современной. Предполагается, что, начиная с позднего мела и кончая ранним эоценом, величина палеонапряженности была близка к современному значению. Затем происходит существенное уменьшение величины магнитного момента в среднем и позднем эоцене [8]. Нами были получены следующие значения напряженности магнитного поля Земли для этого периода [4,5]: в меловой период  $H_{др} = 38,18$  А/м, в эоценовый период -  $H_{др} = 37,08$  А/м, для олигоцена -  $H_{др} = 36,21$  А/м (для Армении  $H_0 = 38,1$  А/м). На примере сопоставления основных характеристик геомагнитного поля и ряд геологических событий на территории Армении, можно предположить, что эти процессы практически синхронны в переходной период эоцен – олигоцена. Следует отметить, что термин синхронность нужно понимать в геологическом масштабе точности определения времени.

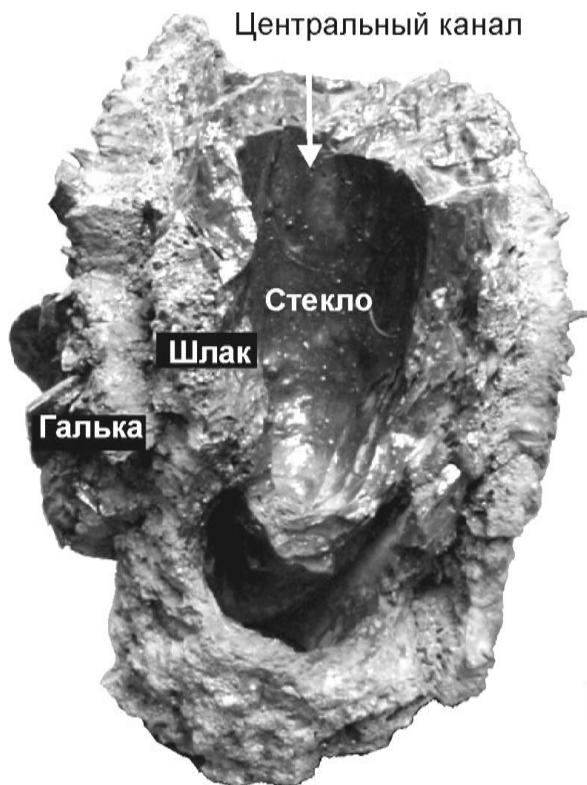
1. Айрапетян Ф. А. К ярусному подразделению отложений палеогена Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2003, №1, с. 14-20.
2. Габрелян А.А., Григорян С.М., Минасян Д.О. Геологические и биотические события позднего эоцена-олигоцена на территории бывшего СССР (регион X Армения). Москва, 1996, с. 98-111.
3. Минасян Д.О., Караханян А.К., Варданян А.А. О некоторых особенностях ферромагнитного состава горных пород кайнозоя Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1994, № 3, с.66 – 69.
4. Минасян Д.О., Караханян А.К. Некоторые характеристики Геомагнитного поля фанерозоя территории Армении по палеомагнитным данным. Изв. НАН РА Науки о Земле, № 1, 2005г, с.с. 60-63.
5. Минасян Д.О. Результаты и дальнейшие задачи палеомагнитных исследований территории Армении. Сб. Статей "Соврем. задачи геофизики и инж. сейсмологии", Изд. НАН РА, Гюмри, 2013, с.с.77-86.
6. Маластовский Э.А. О соотношении биостратиграфических границ в контексте взаимосвязи геомагнитных и геологических событий. Сб. статей. Москва, изд. ГЕОС, 2001, с.60.
7. Петросов И. Х. Опыт реконструкции палеоклимата на территории Арм ССР по глинистым минералам. Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1986, №6, с. 8 – 19.
8. Щербаков В.П., Сычева Н.К., Щербакова В.В. Эволюция величины магнитного момента Земли в геологическом прошлом. Геофизические исследования. 2008, том 9, № 2. С.7-24.
9. Gradstein F. M., Ogg, J.G., Smith A.G. et al. A Geologic Time Scale 2004, University Press, Cambridge.

## **Магнетизм минеральных фаз Колымского фульгурита**

*П.С. Минюк, А.А. Пляшкевич, Т.В. Субботникова, А.В. Альшевский*

*СВКНИИ ДВО РАН, Магадан*

Фульгуриты образуются вследствие удара молнии [например, 1–3]. Колымский фульгурит был обнаружен в 1984 году при разработке россыпного месторождения на реке Дегдекан (верховье р. Колымы) [4]. Он представляет собой трубку, в нижней части с немногочисленными ответвлениями, Основной канал был существенно проплавлен. Верхняя часть трубки была снята ножом бульдозера, длина оставшейся в грунте части фульгурита составила более 3 м, внешний диаметр достигает 35 см, внутренний – (1–10) см. В строении трубки и ее ответвлений отчетливо выделяются три зоны: мишень - неплотно спекшийся аллювий черных сланцев (5–7 см); шлак – пористый пемзообразный слой (2–4 см); стекло непрозрачное или полупрозрачное (рис. 1).



**Рис. 1.** Строение Колымского фульгурита (музейный экспонат). Вертикальный размер образца 35 см.

Комплексом методов исследовались стекла, шлаки, породы мишени и металлические частицы, извлеченные из фульгурита. Измерения магнитной восприимчивости ( $M_B$ ,  $k$ ) и термокаппаметрия выполнены на многофункциональном капнометре MFK1-FA с печкой CS-3 (AGICO Ltd.). Образцы нагревались до  $700^\circ\text{C}$  с последующим охлаждением до комнатной температуры со скоростью нагрева и остывания около  $12^\circ\text{C}/\text{мин}$ . Термокаппаметрия образцов проведена в воздушной и аргоновой средах, для некоторых образцов с добавлением органики или серы. Исследование индуктивной намагниченности при высоких температурах до  $800^\circ\text{C}$  выполнено на магнитных весах (КФУ), скорость прогрева составляла  $100^\circ\text{C}/\text{мин}$ . Гистерезисные параметры ( $J_s$ ,  $J_{rs}$ ,  $H_c$ ,  $H_{cr}$ ) получены на коэрцитиметре J-meter (КФУ). Состав минеральных фаз определен на микроанализаторе "Сamebax", энерго-дисперсионная спектроскопия – на приборе "Oxford". Геохимический состав пород определен по валовым пробам рентгено-флуоресцентным методом на спектрометрах CPM-25, S4 Pioneer, VRA-30.

Металлические частицы имеют форму шариков, часто сплюснутых, овоидов, редко находятся в виде проволоки. Размер шариков и овоидов не превышает 3 мм. Магнитная восприимчивость металлических частиц составляет  $313.79\text{--}375.22 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ ,  $J_{rs}=0.12\text{--}0.61$  (0.34)  $\text{Ам}^2/\text{кг}$ ,  $J_s = 48.1\text{--}221.0$  (151.5)

$\text{Ам}^2/\text{кг}$ ,  $H_c=0.02-1.30$  (0.57) мТ,  $H_{cr}=26.7-54.6$  (39.9) мТ,  $J_{rs}/J_s = 0.0007-0.005$  (0.003),  $H_{cr}/H_c= 26.4-224.3$  (87.1). Зависимости магнитной восприимчивости от поля (до 700 Ам) не наблюдается. Магнитные свойства стекол и шлаков зависит от количества в них металлических частиц. МВ стекол и шлаков составляет  $(4.48-8.23) \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$  и  $4.62 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ , соответственно,  $J_n$  стекол и шлаков составляет  $(5.596-455.4) \times 10^{-3} \text{ Ам}^2/\text{кг}$  и  $95.16 \text{ Ам}^2/\text{кг}$ , соответственно. Магнитная восприимчивость прогретой гальки и песка варьирует в пределах  $1.63-7.38 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ , МВ неизменной гальки составляет  $0.06-0.82 \times 10^{-6} \text{ м}^3/\text{кг}$ .

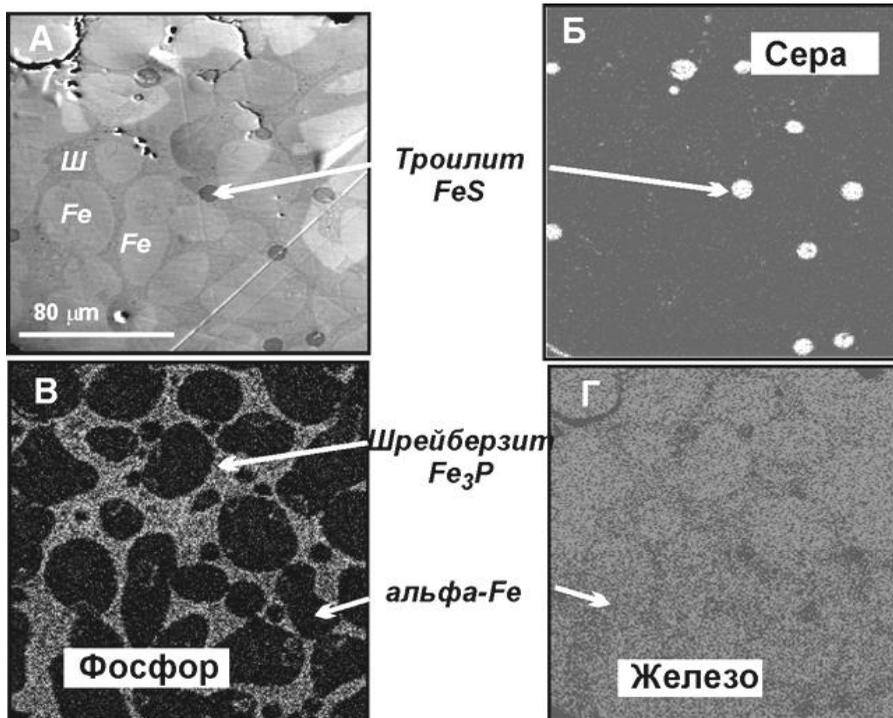
Данные рентгено-флуоресцентного анализа показывают практически одинаковый химический состав стекол и пород мишени фульгурита. Содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.17 вес %) в стеклах незначительно ниже, чем в гальке и песке (0.22 вес %). Среднее содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в мишени составляет 6.22 вес %, в стеклах – 6.06 вес %.

Три минеральные фазы отчетливо выделяются в металлических частицах – троилит,  $\alpha$ -железо (феррит) и безникелистый шрейберзит (Табл.1).

Таблица 1. Состав минеральных фаз металлических частиц по данным микроанализа (курсив – средние значения).

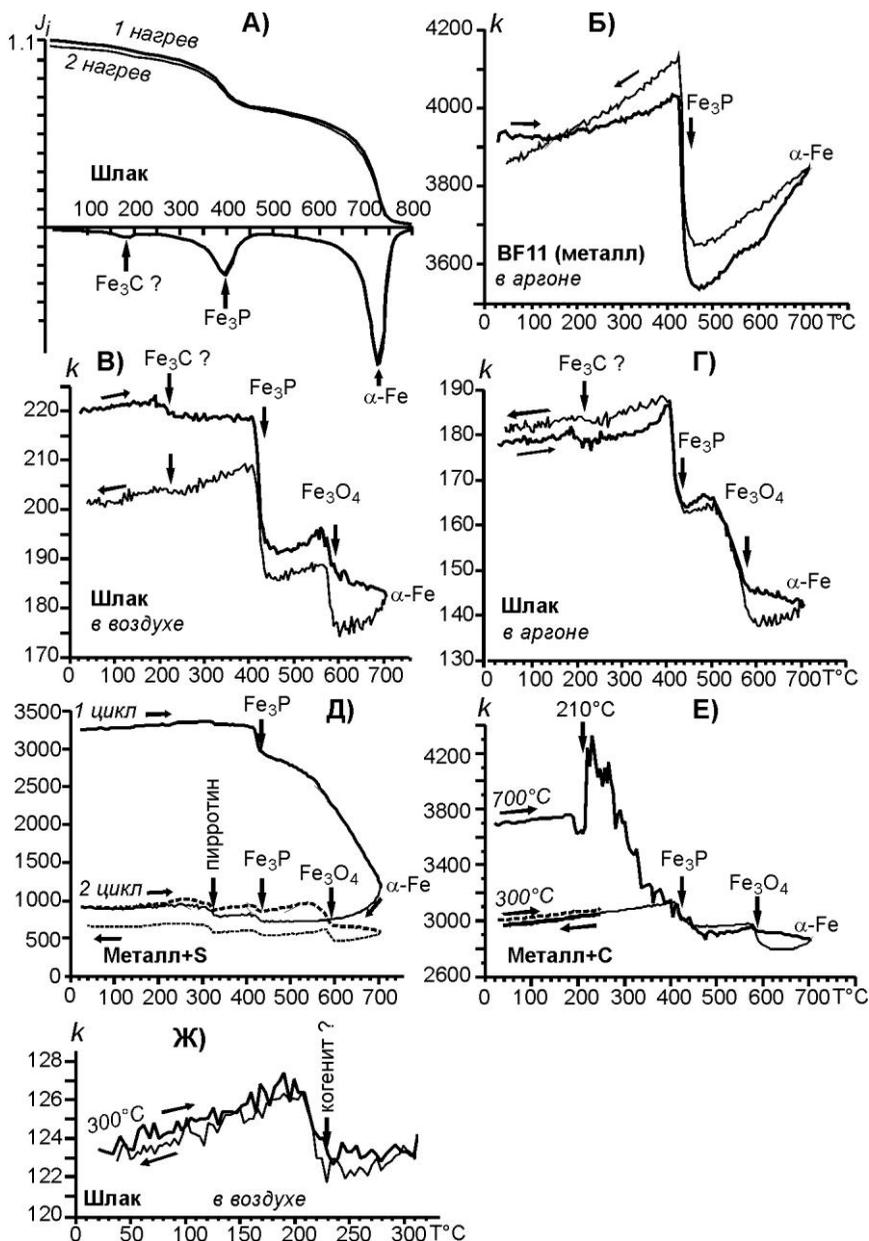
Троилит		Альфа-железо		Шрейберзит	
Fe, %	S, %	Fe, %	P, %	Fe, %	P, %
62.62	36.38	99.23	2.18	87.27	13.96
63.05	36.63	99.02	2.24	87.55	13.53
63.78	36.94	99.17	2.23	87.32	13.19
62.96	37.62	97.39	2.94	87.69	13.08
62.8	37.87	98.29	2.93	87.61	13.53
62.24	37.09			87.72	13.25
66.24	33.52			87.53	12.85
66.74	32.05				
<b>63.8</b>	<b>36.01</b>	<b>98.62</b>	<b>2.5</b>	<b>87.53</b>	<b>13.34</b>

Состав троилита близкий к стехиометрическому, феррит содержит незначительную примесь фосфора (среднее 2.5%). В шрейберзите отсутствует никель, который типичен для этого минерала в метеоритах и отмечается пониженное содержание фосфора. Безникелистый шрейберзит был описан из донных образований Красного моря [5]. В металлических частицах доминирует альфа-железо, троилит имеет подчиненное значение (рис. 2). Он расположен в шрейберзите, часто на периферии сферул. Шрейберзит хрупкий, благодаря чему зерна легко размельчить для исследований.



**Рис. 2.** Результаты энерго-дисперсионной спектроскопии полированной поверхности металлической частицы. А – изображение в обратнорассеянных электронах (видны три минеральных фазы), Б-Г – элементное картирование поверхности, более яркие участки содержат больше серы (Б), фосфора (В), железа (Г).

Терромагнитным методом установлены три магнитные фазы (рис. 3). Альфа-железо, по анализу кривых  $J_i(T)$ , имеет температуру Кюри  $750^{\circ}\text{C}$ . Эта температура ниже температуры Кюри чистого железа, что обусловлено незначительной примесью фосфора. Точка Кюри безникелистого шрейберзита в большинстве образцов составляет около  $440^{\circ}\text{C}$ . При этой температуре отмечен отчетливый перегиб на кривых  $J_i(T)$  и  $k(T)$ . Синтетический фосфид железа  $\text{Fe}_3\text{P}$  имеет температуру Кюри  $443^{\circ}\text{C}$  [6, 7]. В зависимости от содержания никеля в шрейберзите точки Кюри и намагниченность насыщения уменьшаются [8]. На терромагнитных кривых шлаков в области температур  $225\text{--}230^{\circ}\text{C}$  проявляется спад  $M_B$  и  $J_i$ , фиксирующий температуру Кюри какого-то минерала, предположительно когенита ( $\text{Fe}_3\text{C}$ ) (Рис. 3, А, В, Г, Ж). Этот минерал устойчив к нагревам и проявляется на кривых нагрева и остывания. Синтетический аналог когенита – цементит, имеет температуру Кюри около  $210^{\circ}\text{C}$ .



**Рис. 3.** Результаты термомагнитного анализа компонент фульгурита. А) – кривые  $J_1(T)$ ; В-Ж) – кривые  $k(T)$ . Д) и Е) – кривые смеси металлических частиц с серой и углеродом.  $J_1$  и  $k$  – в произвольных единицах.

В процессе нагрева металлических частиц происходит окисление магнитных фаз до магнетита (Рис. 3, В), при этом магнитная восприимчивость

уменьшается (Рис. 3, В). В аргоновой среде окисление проявляется слабее или отсутствует (Рис. 3, Б, Г). Отмечено, что окисление (нагрев) не сдвигает температуры Кюри магнитных фаз, а лишь уменьшает количество этих фаз. Окисление металлических частиц наблюдается и в природных условиях. Сферулы, находящиеся на поверхностях пустот в стеклах и шлаках, покрыты гидроокислами железа, видимо, лепидокрокитом. По данным энергодисперсионной спектроскопии окисленные участки кроме фосфора, железа, серы содержат и кислород.

В первом цикле нагрева смеси измельченных металлических частиц с серой происходит образование моноклинного пирротина ( $T_c \sim 320^\circ\text{C}$ ), при этом МВ уменьшается на  $\sim 60\%$ , указывая на то, что железо для пирротина заимствовано из сильномагнитных фаз –  $\alpha$ -железа и шрейберзита. Во втором цикле нагрева, кроме пирротина и шрейберзита, появляется магнетит. На кривых  $k(T)$  нагрева с углеродом (сахароза) наблюдается резкий рост восприимчивости при температуре  $\sim 210^\circ\text{C}$ , свидетельствующий о новообразовании магнитного минерала (Рис. 3, Е). Судя по результатам циклических нагревов-остывания (циклы 240, 250, 300, 400,  $700^\circ\text{C}$ ) этот минерал устойчив при низких температурах до  $250\text{--}300^\circ\text{C}$ , при более высоких температурах он разрушается. На данный момент исследований полученные данные трудно интерпретировать. Возможно, добавка углерода стимулирует образование неустойчивого цементита (искусственный аналог когенита), или же это трансформация троилита в гексагональный пирротин. Подобный эффект наблюдается при нагреве смеси моноклинного пирротина с углеродом [9].

Результаты термокаппаметрии галек зависят от степени их прогрева (исследовались гальки прогретые и оплавленные и неизменные молнией гальки). Для неизменных галек, имеющих минимальные значения магнитной восприимчивости, на кривых нагрева отмечается незначительный рост восприимчивости при  $\sim 250^\circ\text{C}$  и характерный «горб» восприимчивости после  $450^\circ\text{C}$ . Такие кривые связываются с гидроокислами железа, видимо, с лепидокрокитом. Похожие кривые были получены по окисленному халькопириту [9], озерным железомарганцевым конкрециям и коркам гидроокислов. На кривых остывания фиксируется магнетит, при этом магнитная восприимчивость в конце цикла увеличивается в десятки раз по сравнению с первоначальной. Части галек, оплавленные до шлака, содержат по данным термокаппаметрии  $\alpha$ -железо, шрейберзит и когенит(?) На удалении от центрального канала в гальке эти минералы не отмечаются. На термокривых виден лишь магнетит, причем кривые остывания лежат выше кривых нагрева, указывая на то, что, видимо, эти части галек не прогревались выше  $700^\circ\text{C}$ .

Таким образом, Колымский фульгурит содержат редкие железосодержащие минералы – троилит, шрейберзит,  $\alpha$ -железо, когенит (?), более характерные для вземных объектов. Структурные исследования позволяют более точно их диагностировать, но в любом случае они имеют характерные терромагнитные признаки.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке ДВО РАН (гранты 12-III-A-08-191 и 12-III-V-08-191).*

1. Фельдман В.И. Удар молнии (образование фульгуритов), как петрологический процесс // Материалы ISES-2009.
2. Лысюк А.Ю., Юргенсон Г.А., Юшкин Н.П. Новый тип геологических объектов – фульгуриты // Докл. АН СССР. 2006. Т. 411. № 4. С. 510–513.
3. Pasek M., Block K. Lightning-induced reduction of phosphorus oxidation state // Nature Geosciences. 2009. Vol. 2. P. 553–556.
4. Павлов Г.Ф., Пляшкевич А.А., Савва Н.Е. Колымский фульгурит // Природа. 1986. № 12. С. 42–43.
5. Бородаев Ю.С., Богданов Ю.А., Вьяльсов Л.Н. Новая безникелистая разновидность шрейберзита  $Fe_3P$  // Записки ВМО. 1982. Часть СХІ. Вып. 6. С. 682–687.
6. Gambino, R. J., McGuire T.R., Nakamura Y. Magnetic properties of the iron-group metal phosphides // Journal of Applied Physics. 1967. Vol. 38. P. 1253–1255.
7. Lisher E.J., Wilkinson C., Ericsson T., Haggstrom L., Lundgren L., Wappling R. Studies of the magnetic structure of  $Fe_3P$  // Journal of Physics C: Solid State Physics. 1974. Vol. 7. P. 1344–1352.
8. Ларионов М. Ю. Мессбауэровская спектроскопия с высоким скоростным разрешением кристаллов фосфидов  $(Fe,Ni)_3P$  из метеорита Сихотэ-Алинь. Канд. Дисс. Екатеринбург, 2012. 117 с.
9. Минюк П.С., Тюкова Е.Э., Субботникова Т.В., Казанский А.Ю., Федотов А.П. Термокаппаметрия природных сульфидов железа Северо-Востока России // Геология и Геофизика. 2013. Т. 54. № 4. С. 601–614.

## **Биогенные железистые минералы в красноцветных отложениях нижнего триаса московской синеклизы**

*Ф.А. Муравьев, Ю.П. Балабанов*

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань*

В данной работе на основе литолого-минералогических и палеомагнитных исследований авторами рассмотрены биогенные железистые минеральные образования в красноцветных терригенных отложениях нижнего триаса разреза «Жуков овраг» в бассейне р. Клязьма. Высказано предположение о возможном механизме формирования биогенных железистых минералов, связанном с поступлением базальтоидного пеплового материала.

В настоящее время известно, что формирование биогенных железистых минералов происходит в современных и древних осадках и почвах в результате деятельности железобактерий, магнитотактических бактерий и других микроорганизмов, способных восстанавливать железо [Нурғалиева и др., 2006, Бугина и др., 2002, Fortin, Langley, 2005, Bazylnski, Moskowitz, 1997 и др.].

В процессе исследования пограничных отложений перми и триаса разреза «Жуков овраг» в бассейне р. Клязьма у г. Гороховец Владимирской области в подошве красноцветных триасовых пород нами были обнаружены железистые биогенные нитчатые образования, похожие на грибные гифы (рис. 1). Толщина нитей не превышает 1 мкм, они занимают межзерновое пространство, сливаясь вокруг обломочных зерен в сплошной чехол. Энергодисперсионные спектры нитчатых образований показывают, что они минерализованы

железом с примесью кальция, кремния, титана и калия. Исследуемые породы представлены алевролитами и алевропесчаниками бурыми, кварц-полевошпатовыми, с базальным карбонатно-глинистым цементом. Породы несут следы почвообразования в виде корневых ходов, пятен оглеения и обохривания, примазок палыгорскита и др.

Магнитная фракция, по данным ДТМА, представлена магнетитом и маггемитом. При нагревании до 400°C маггемит необратимо переходит в гематит и на кривой повторного нагрева не проявляется (рис. 2). Магнетит образует как мелкие зерна и их скопления с характерными ореолами оглеения вокруг них (рис. 3а), так и хорошо ограненные кристаллы размером 20-40 мкм. Размер, форма кристаллов магнетита, взаимоотношения с обломочными зернами породы (рис. 3б) свидетельствует об их аутигенном (*in situ*) образовании, либо о привносе воздушным путем. В пользу последнего свидетельствует также присутствие маггемита, не перешедшего в гематит, формирующийся при транспортировке минералов железа водным путем. Таким образом, в исследуемых породах можно выделить две генерации железистых минералов: 1) явно биогенные нитевидные образования и 2) кристаллический магнетит, который мог возникнуть в результате преобразования минералов первой генерации.

В этом случае в качестве возможного механизма формирования кристаллического магнетита в нижнетриасовых терригенных породах можно предположить следующий: 1) привнос с пепловым материалом железомagneзиальных силикатов; 2) заселение специфическими микроорганизмами верхних частей накапливающегося осадка; 3) биодegradация железистых силикатов, извлечение микроорганизмами гидроокиси железа, сорбция ее на стенках клеток; 4) отмирание, разложение микроорганизмов с возникновением локальных восстановительных условий; 5) трансформация гидроокиси железа в биогенный магнетит; 6) «дорастание» биогенных магнетитовых образований до октаэдрических кристаллов [Бугина и др., 2002] в раннем диагенезе.

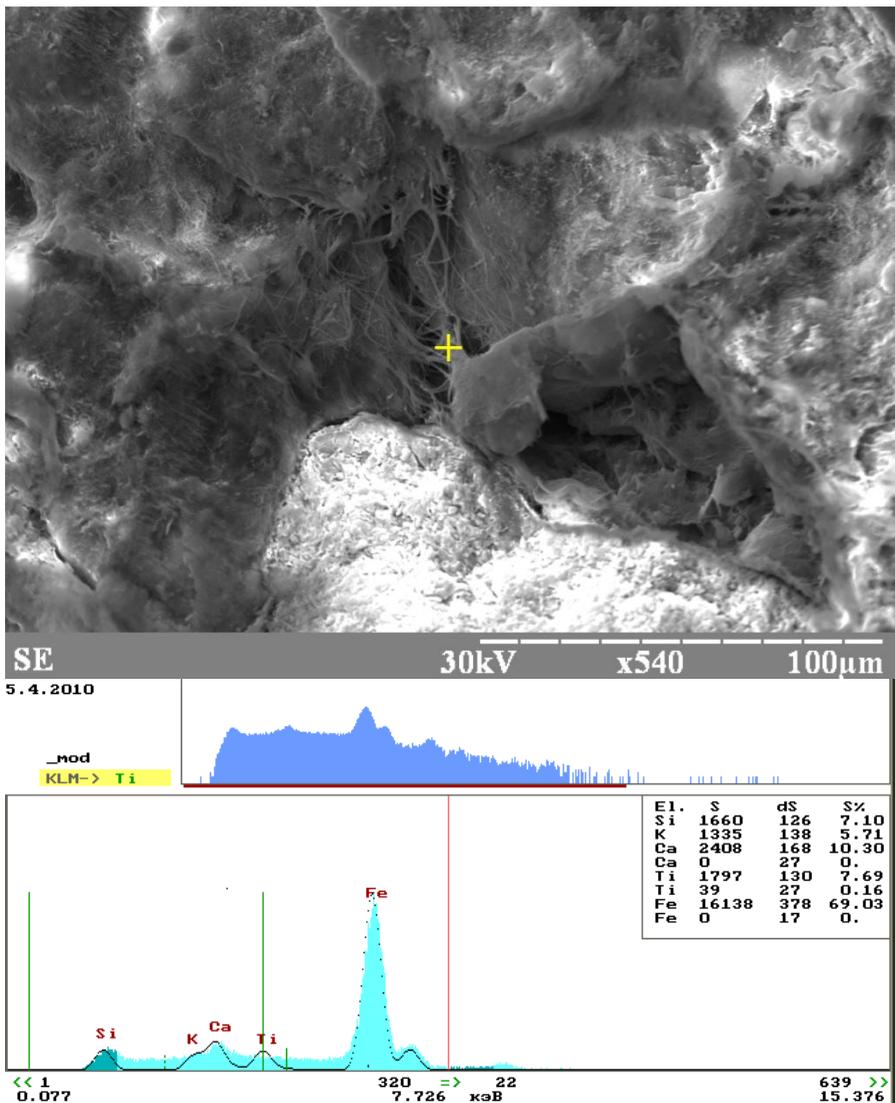
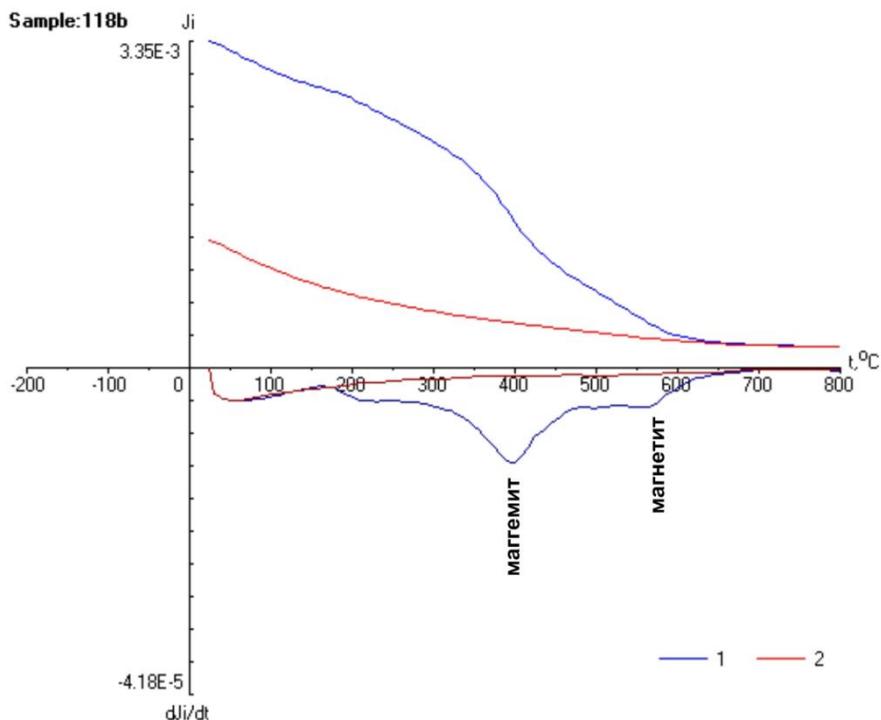


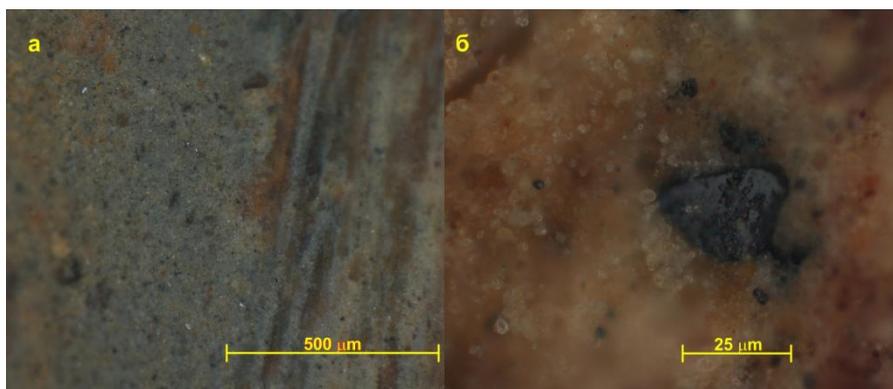
Рис. 1. Электронно-микроскопический снимок и энергодисперсионный спектр биогенных игольчатых образований в известковистом алевролите (нижний триас, Жуков овраг). Знаком «+» отмечено место снятия спектра.

По данным палеомагнитных исследований изучаемые породы входят в палеомагнитную зону  $N_1T$  и характеризуются высокими значениями естественной остаточной намагниченности, существенный вклад в которую вносит биогенный магнетит. Размерность кристаллов магнетита ( $>0,1$  мкм) свидетельствует о его многодоменном магнитном состоянии, позволяющем фиксировать первичную компоненту естественной остаточной намагниченности

горной породы. Его присутствие в красноцветных континентальных отложениях может являться признаком специфических условий осадконакопления, связанных с существенным влиянием железоизвлекающих микроорганизмов.



**Рис. 2.** Спектр ДТМА обр. 118 (алевролит, нижний триас): 1 – кривая первичного нагрева, 2 – кривая вторичного нагрева.



**Рис. 3.** Скопление мелких магнетитовых зерен в оглеенном участке породы (а), отдельный кристалл магнетита (б); свежий спил, алевролит, нижний триас.

1. Бугина В. М., Георгиевский А. Ф., Дьяконов В. В., Марков В. Е. Биогенные магнетиты Горного Крыма // Известия вузов. Геология и разведка. – 2002. № 6. – С. 50-54.
2. Нургалиева Н.Г., Нургалиев Д.К., Чернова И.Ю., Косарева Л.Р., Халымбаджа И.В. Природа магнитных минералов в переходных фациях пермских отложений р. Кама // Уч. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. – 2006. – Т. 148, Кн. 4. – С. 113–125.
3. Fortin, D., Langley, S. Formation and occurrence of biogenic iron-rich minerals // Earth-Science Reviews – 72 (2005) – PP.1–19.
4. Bazyłinski, D.A., Moskowicz, B.M. Microbial biomineralization of magnetic iron minerals: microbiology, magnetism, and environmental significance, in Geomicrobiology: Interactions Between Microbes and Minerals // Reviews in Mineralogy – 1997.Vol. 35 – PP. 181–224.

### **Напряженность геомагнитного поля и температура в Испании в районе г. Альбарасин в конце I – во II тыс. нашей эры**

*И.Е. Начасова, К.С. Бураков, О.В. Пилипенко, Г.П. Марков*

*Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва*

С целью получения информации о напряженности главного геомагнитного поля и температуры окружающей среды проведены исследования керамического материала из коллекции образцов эмалированной керамики археологического памятника Испании провинции Куэнка Альбарасин, датированных 9-20 веками нашей эры. Материал для исследований был предоставлен археологом-исследователем Martín Almagro-Gorbea. Керамический материал был произведен в г. Теруель, рядом с г. Альбарасин. Археологическая датировка керамического материала довольно широкая – в пределах ста-двухсот лет. Для получения независимой оценки временной привязки исследуемого материала был использован метод датирования керамики по ее пористости, разработанный в процессе исследования керамического материала испанского памятника “Cendres Cave” [1]. В основе метода лежит разрушение керамики со временем, что отражается в увеличении ее пористости. Пористость (в процентах к объему) определяется как отношение разности  $P_3$  и  $P_1$  к разности  $P_3$  и  $P_2$ , умноженное на 100, где  $P_1, P_2$  и  $P_3$  – вес образца (сухого, в воде и мокрого, соответственно, но без свободной воды на поверхности). Зависимость пористости от времени аппроксимируется прямой линией, проведенной с помощью метода наименьших квадратов. Применение этого метода позволяет сопоставлять датировки керамического материала разных памятников, т.е. получать подтверждение правильности датировок. Этот метод успешно использовался при исследовании керамического материала испанских и португальских археологических памятников. Исследование пористости керамики из г. Альбарасин показало, что зависимость пористости от времени, имеющая вид прямой, характеризуется коэффициентом 0.006, и величина этого коэффициента близка к значению, полученному по гончарной керамике из памятников Испании и Франции (0.0062) [2], что является дополнительным свидетельством правильности археологической датировки материала.

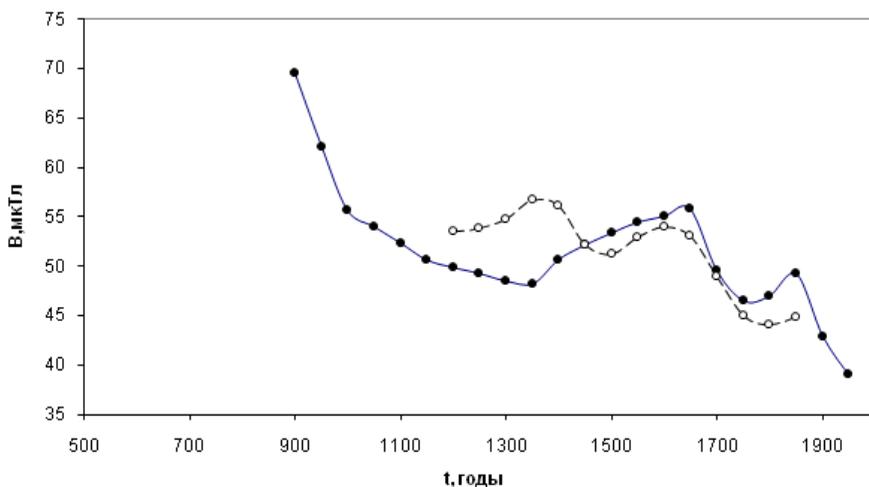
Намагниченность отобранного материала исследовалась с помощью модификации методики Телье с коррекцией на магнитную анизотропию и химические изменения [3]. Керамика изготовлена из тонкодисперсных каолиновых глин с небольшой примесью ферромагнитных частиц, в которых преобладает мелкозернистая фракция с низкими блокирующими температурами. Медианная температура создания полной термонамагниченности для всех образцов лежит в пределах от 200° до 350°С. Для таких образцов характерна потеря части первичной намагниченности в низкотемпературной области, как из-за низкой коэрцитивности, так и из-за процессов выветривания магнетита, в результате которых очень мелкие зерна магнетита превращаются в гидроксиды, в отличие от случаев, когда медианная температура создания полной термонамагниченности существенно выше (около 450°С). Потеря части первичной намагниченности в низкотемпературной области приводит к занижению величины напряженности древнего геомагнитного поля при определении его на температурном интервале до 300°С. В подобных случаях интервал до 300°С не используется для определения напряженности намагничивающего поля.

В результате проведенных исследований получена картина изменения напряженности геомагнитного поля в Испании с конца I тыс. н.э. по XX век нашей эры. По полученным определениям была построена средне-75-летняя кривая изменения напряженности геомагнитного поля в районе г. Альбарасин. На рис.1 она показана залитыми точками. Общая тенденция – падение напряженности поля от значений ~65 до ~40 мкТл. В конце I тыс.н.э. происходит резкое падение напряженности поля примерно на 10 мкТл, затем падение замедляется, а с XIV века начинается рост напряженности поля, продолжающийся по XVII век в пределах примерно 47 – 55 мкТл. Основная тенденция изменения напряженности геомагнитного поля во временном интервале со второй половины XVII по XX век – падение со скоростью близкой к скорости изменения напряженности поля в конце I тыс.н.э., в XVIII – XIX веках напряженность поля меняется мало. Таким образом, полученные данные свидетельствуют о наличии вариаций напряженности геомагнитного поля разной продолжительности от примерно 1000 лет до первых столетий.

На рис. 1 полыми точками показана средне-75-летняя кривая изменения напряженности геомагнитного поля, построенная по результатам, полученным в работе [4] для Парижа. Сравнение полученных для Испании данных о напряженности геомагнитного поля с данными, полученными для Франции для последних 800 лет, показало, что имеется практически полная сходимость этих данных для второй половины II тыс.н.э. и некоторое расхождение в предыдущие 300 лет, что, возможно, связано с недостатками в датировках керамического материала памятника Альбарасин.

Также были проведены исследования керамического материала памятника Альбарасин с целью определения древней температуры окружающей среды с помощью метода регидроксиляции. Метод регидроксиляции – это метод датирования древней керамики, предложенный М.Вильсон [5], физической основой которого является то, что при обжиге кристаллы глинистых минера-

лов обезвоживаются, а после охлаждения вода из окружающей среды соединяется с ними, т.е. происходит регидроксиляция. В результате этой реакции вес керамики очень медленно увеличивается во время ее существования. Исследования, проведенные на образцах из Испании [6], показали перспективность применения метода регидроксиляции для датирования керамического материала.

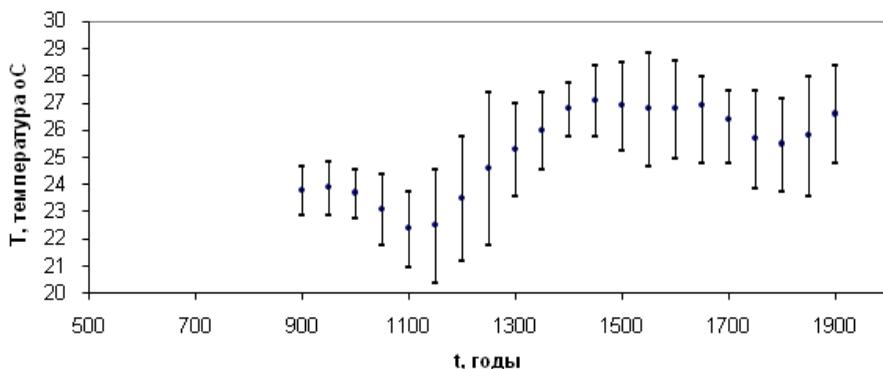


**Рис. 1.** Средне-75-летняя кривая изменения напряженности геомагнитного поля в последние 800 лет в Испании (залитые точки) и Франции (полые точки).

Важным фактором в процессе регидроксиляции является температура окружающей среды. Это дает возможность при исследовании датированного керамического материала получить информацию о температуре в районе археологического памятника. На рис. 2 представлены среднестолетние значения температуры в районе г. Альбарасин, вертикальными линиями показаны среднеквадратичные погрешности средних значений.

Из-за нелинейности роста накопления воды в образце основная масса химически связанной воды накапливается на первом этапе после обжига керамики, и полученное значение температуры относится к этапу, продолжительность которого, скорее всего, не более ста лет. В настоящей работе метод регидроксиляции был использован для определения температуры окружающей среды, исходя из археологической датировки керамики. Эксперимент проводился по методике, описанной в [6], расчет – по формулам, приведенным в той же работе. Расхождения единичных (по одному образцу) определений температуры, полученных по материалу с одинаковой датировкой, могут составлять 10-15 градусов. Датировка исследованной керамики, в лучшем случае, лежит в пределах столетия, что может определять такой разброс. Нужно отметить, что и расхождения определений напряженности геомагнитного поля, полученные по этому материалу, в ряде случаев указывают на

возможность заметной разновременности материала. Полученные данные показывают, что в изменении температуры прослеживается некая закономерность. Средний уровень температуры в конце I тыс.н.э. ниже, чем во второй половине II тыс.н.э., минимальные значения температуры приходятся на XII век, максимальные – на XV- XVI века. Характерное время плавного изменения температуры можно оценить в 1000 лет. Пределы изменения температуры – примерно 22-27°C.



**Рис. 2.** Изменение температуры окружающей среды в районе г.Альбарасин в последние 11 столетий.

Таким образом, исследования изменения напряженности геомагнитного поля и температуры окружающей среды в последнее тысячелетие, проведенные на керамическом материале испанского памятника Альбарасин, дали возможность определить пределы изменения исследуемых величин, построить временные зависимости их изменений и выявить наличие вариаций с близкими характерными временами порядка 1000 лет .

Авторы выражают глубокую признательность Российскому Фонду Фундаментальных Исследований за финансовую поддержку проекта 13-05-00431.

1. Начасова И.Е.,Бураков К.С., Бернабеу Х. Археомагнитные исследования керамического материала многослойного неолитического памятника Испании “Cendres Cave” // Геомагнетизм и аэрономия. 2002. Т.42. №6. С.845 – 851.
2. Начасова И.Е.,Бураков К.С., Лоррио Х.А. Археомагнитные исследования керамики археологического памятника Испании «Эль Молон» //Физика Земли. 2007. № 10. С. 35-40
3. Бураков К.С., Начасова И.Е., Нахейра Т., Молина Ф., Камара Х.А. Напряженность геомагнитного поля в Испании во втором тысячелетии до нашей эры //Физика Земли. 2005. № 8. С. 28-40.
4. A.Genevey, Yv.Gallet, J. Rosen, M. Le Goff. Evidence for rapid geomagnetic field intensity variations in Western Europe over the past 800 years from new French archaeointensity data //Earth Planet.Sci. Lett. 2009. doi: 10.1016/j.epsl.2009.04.024

5. M.A. Wilson, M.A. Carter, C. Hall, W.D. Hoff, C. Ince, S.D. Savage, B. McKay and I.M. Betts. Dating fired-clay ceramics using long-term power law rehydroxylation kinetics // Proc. R. Soc. A, 2009, doi: 10.1098/rspa.2009.0117, pp. 1-9.
6. Бураков К.С., Начасова И.Е. Применение метода регидроксиляции в археомангнитных исследованиях для датирования материалов из обожженных глин // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Материалы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород». СПб: Изд. «СОЛО». 2010. С. 36-43.

## **Магнитная стратиграфия позднепермских красноцветов юга Франции и гипотеза центрального осевого диполя**

*В.Э. Павлов<sup>1</sup>, М.Е. Evans<sup>2</sup>, Р.В. Веселовский<sup>1,3</sup>, А.М. Фетисова<sup>3</sup>*

<sup>1</sup> *Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва*

<sup>2</sup> *Университет штата Альберта, Калгари, Канада*

<sup>3</sup> *Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва*

Несмотря на то, что гипотеза центрального осевого диполя GAD[1] широко используется при палеомагнитных реконструкциях и, более того, является их "краеугольным камнем", невозможно с уверенностью утверждать, что магнитное поле Земли (усредненное за период времени больший, чем несколько сот тысяч лет) на протяжении большей части геологической истории представляло собой поле диполя, помещенного в центр Земли и ориентированного по оси ее вращения. Очевидно, что необходимо искать подтверждения справедливости этой гипотезы для всех временных интервалов, для которых она используется.

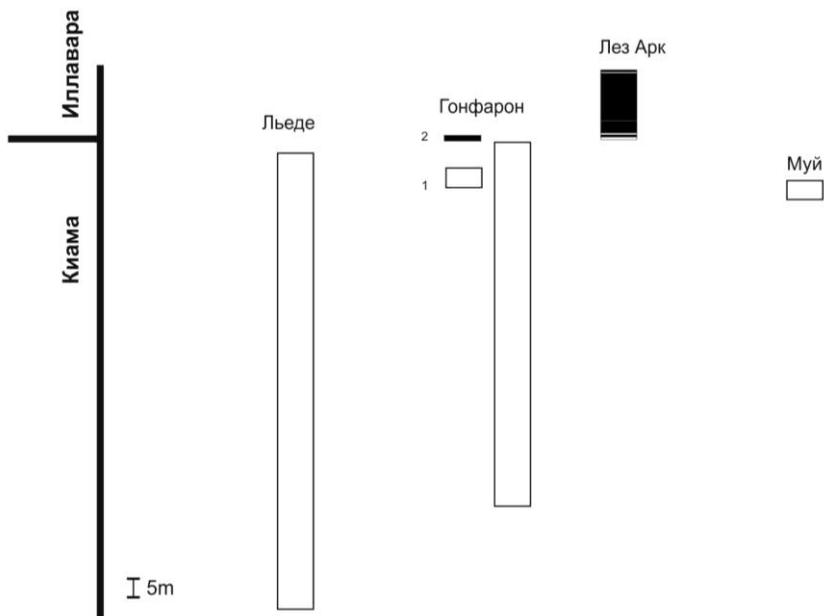
Особенно это важно для таких древних времен как палеозой и докембрий, для которых применение актуалистического подхода представляется достаточно проблематичным. Многочисленные исследования, выполненные к настоящему времени, с большой долей вероятности указывают на то, что в течение геологической истории существенно преобладало дипольное поле. В то же время имеются данные, которые могут рассматриваться как доказательство существования заметных недипольных составляющих в отдельные периоды геологической истории и это обстоятельство выдвигает задачу тестирования GAD-гипотезы в ряд наиболее важных задач современной палеомагнитологии.

Палеомагнитные данные могут быть использованы для тестирования дипольной природы геомагнитного поля путем сравнения палеомагнитных полюсов, полученных по большим недеформированным блокам земной коры. В случае дипольности геомагнитного поля, такие полюсы в идеале должны совпадать, в противоположном случае, при существенном преобладании недипольных компонент, они должны заметно различаться. Древнейшим таким блоком земной коры требуемых размеров является Северная Евразия, сформировавшаяся в значительной степени к середине-концу пермского периода (~270 млн. лет назад) при образовании суперконтинента Пангея. Осуществление трансконтинентальных палеомагнитных работ вдоль профиля, прости-

рающегося от приэкваториальных (Южная Франция) до приполярных (Восточная Сибирь) палеоширот явилось бы одним из важнейшим проектов в истории палеомагнитологии, поскольку позволило бы с высокой надежностью и на обширном материале протестировать валидность базовой гипотезы палеомагнетизма для геологического прошлого.

Перспективными объектами для реализации подобного проекта представляются сибирские пермо-триасовые траппы и позднепермские красноцветы южной Франции. Между тем, корректное использование этих объектов для тестирования дипольности поля возможно лишь при соблюдении ряда условий, важнейшим из которых является близость времени формирования рассматриваемых пород. Биостратиграфические и геохронологические исследования последних десятилетий указывают на то, что возраст основной массы позднепермских красноцветов Южной Франции заметно больше, чем считался ранее и может составлять 270 млн. лет и более [2,3]. Таким образом, эти породы оказываются, по крайней мере, на 20 млн. лет старше, чем траппы Сибири (~252 млн. лет), что, естественным образом, вызывает обоснованные сомнения в возможности сравнения соответствующих палеомагнитных полюсов с полюсами сибирских траппов при тестировании дипольности поля. Немногочисленные биостратиграфические и геохронологические данные по позднепермским красноцветам Южной Франции находят поддержку в результатах магнитостратиграфических исследований, которые показывают, что подавляющая часть этих пород намагничена в обратную полярности, т.е., по всей вероятности, сформировалась в период суперхрона Киамы, завершившегося ~266 млн. лет назад. В то же время, некоторые исследования свидетельствуют в пользу того, что в верхних частях ряда позднепермских разрезов Южной Франции встречаются прямонамагнитные горизонты. Если так, то соответствующие интервалы разрезов должны быть моложе верхней границы суперхрона Киамы и, в таком случае, их палеомагнитный полюс может быть сопоставлен с полюсами сибирских траппов для тестирования дипольности поля. Целью наших исследований был поиск таких интервалов.

В ходе полевых работ 2011 г. мы опробовали ряд обнажений, отвечающих верхним уровням верхнепермских разрезов бассейнов, обрамляющих с северо-запада кристаллический массив Сен-Мор, расположенный к северо-востоку от г. Тулона, а также бассейна Лодев, расположенного в нескольких десятках километрах к западу от г. Монпелье и приблизительно в 200 км западнее массива Сен-Мор. Всего было отобрано и изучено более 300 ориентированных образцов. Образцы отбирались в стратиграфической последовательности с интервалом, от 0.3 до 1-1.5 в зависимости от мощности обнажения и характера обнаженности. Полученные результаты вкратце представлены в таблице 1 и на рис.1. Качество палеомагнитной записи иллюстрирует рис. 2.



**Рис. 1.** Магнитостратиграфия изученных разрезов.

Как видно из рис. 1 даже в самых молодых породах разреза Лодев мы нашли горизонтов прямой полярности, несмотря на то, что в рекогносцировочном исследовании, выполненном ранее [4], были обнаружены единичные указания на возможность присутствия таких горизонтов.

Напротив, в обнажениях, расположенных вблизи городов Гонфарон и Лез Арк такие горизонты, согласно полученным результатам, присутствуют, указывая на то, что самые верхние части позднепермских бассейнов, обрамляющих массив Сен-Мор, сформировались уже после завершения каменноугольно-пермского суперхрона. Наши данные подтверждают и детализируют результаты предшествующих исследований [5], позволяя использовать соответствующие полюсы для сравнения с палеомагнитными полюсами сибирских траппов при тестировании дипольности геомагнитного поля на границе палеозоя и мезозоя.

Строгое тестирование этой гипотезы требует привлечения большого количества качественных (в том числе, новых) данных, однако уже сейчас нельзя не отметить, что палеомагнитный полюс, рассчитанный по разрезу Лез Арк находится в непосредственной близости от палеомагнитного полюса сибирских траппов [6], подтверждая тем самым, существенное, если не подавляющее, преобладание дипольной составляющей в составе усредненного пермо-триасового геомагнитного поля.

*Работы выполнены при поддержке грантов РФФИ №13-05-12030, 12-05-00403 и 13-05-00235.*

Таблица 1. Палеомагнитные направления и полюсы изученных разрезов верхней перми юга Франции.

Разрезы	N	ГСК				ССК				
		D	I	K	$\alpha_{95}$	D	I	K	$\alpha_{95}$	
Льеде 43°38'N; 3°16'E	74	189.8	14.2	27.5	3.2	189.5	-9.7	30.3	3.0	Ft+
Plat=50.4; Plong=168.4; dp/dm= 1.5/3.0										
Гонфарон-1 43°20'N; 6°17'E	118	190.3	-6.5	37.2	2.2	190.2	-13.3	44.4	2.0	Ft+
Plat=50.4; Plong=169.6; dp/dm= 1.0/2.0										
Гонфарон-2 43°19'N; 6°17'E	8	24.2	22.2	28.6	10.5	24.4	28.8	23.8	11.6	
Plat=55.2; Plong=142.1; dp/dm= 7.0/12.8										
ЛезАрк 43°28'N; 6°29'E										
Normal	26	18.0	30.2	22.9	6.1	18.0	30.2	22.9	6.1	Rt+, $\gamma/\gamma_c =$ 10.3/13.5
Reversed	6	207.7	-24.5	32.3	12.0	207.7	-24.5	32.3	12.0	
Total	32	19.9	29.2	23.4	5.4	19.9	29.2	23.4	5.4	
Plat=57.4; Plong=149.1; dp/dm= 3.3/6.0										
Муй-1 43°53'N; 6°34'E	5	212.6	-7.7	20.3	17.4	213.0	-8.6	19.1	18.0	
Plat=43.9; Plong=140.7; dp/dm= 9.2/18.2										
Муй-2 43°31'N; 6°34'E	14	196.8	-15.2	78.3	4.5	196.8	-15.2	78.3	4.5	
Plat=51.3; Plong=159.3; dp/dm= 2.4/4.6										

Подписи к таблице: ГСК и ССК – географическая и стратиграфическая системы координат; Ft+ -положительный тест складки; Rt+ - положительный тест обращения.

1. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. С.312.
2. Durand, M. 2008. Permian to Triassic continental successions in southernProvence (France): An overview, Boll. Soc. Geol. Ital., 127(3), 697–716.
3. Schneider, J.W.,Korner, F., Roscher, M.&Kroner,U. 2006. Permian climatedevelopment in the northern peri-Tethys area—the Lodeve basin, FrenchMassif Central, compared in a European and global context, PalaeogeogrPalaeoclimatol. Palaeoecol.,240(1-2), 161–183.
4. Evans, M. E. 2012. Magnetostratigraphy of the Lodeve Basin, France: Implications for the Permo-Carboniferous reversed superchron and the geocentric axial dipole, StudiaGeophysica et Geodaetica, 56(3), 725-734
5. Merabet, N., L. Daly. 1986. Determination d'un pole paleomagnetiqueetmise en evidence d'aimantations a polaritenormalesur les formations du Permiensuperieur du Massif des Maures (France), Earth Planet. Sci. Lett., 80, 156–166.
6. V. Pavlov, V.Courtillot, M.Bazhenov, R.Veselovsky. Paleomagnetism of the Siberian traps: new data and a new overall 250 Ma pole for Siberia. // Tectonophysics 443 (2007) 72–92.



## Оценка широтной зависимости амплитуды палеогеомагнитных вариаций геомагнитного поля на границе перми и триаса

В.Э. Павлов<sup>1</sup>, Р.В. Веселовский<sup>1,2</sup>, А.М. Фетисова<sup>2</sup>, А.В. Латышев<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва

<sup>2</sup> Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва

Определение величины древних геомагнитных вариаций важно для развития теории геодинамо, для изучения эволюции магнитного поля Земли и процессов, происходящих во внутренних оболочках нашей планеты, для понимания связи геомагнитного поля с изменениями окружающей среды (в том числе, климата), для получения адекватного представления о таких изменениях в прошлом и для их прогнозирования в будущем.

Фундаментальные данные о величине геомагнитных вариаций могут быть использованы для решения многих геологических, геофизических, палеогеографических, геохронологических задач, в частности для оценки длительности протекания магматических процессов, приводящих к образованию эффузивных толщ, дайковых полей, залежей силлов и проч.

Интенсивность вековых вариаций принято оценивать величиной разброса виртуальных полюсов  $S_p$ , полученных при изучении большого числа вулканических потоков. Эта величина рассчитывается по формуле:

$$S_p^2 = (N - 1)^{-1} \sum_{i=1}^N (\Delta_i)^2, \quad [1]$$

Здесь  $N$  - число используемых для расчета виртуальных геомагнитных полюсов, а  $\Delta_i$  - угол отклонения  $i$ -го VGP от оси вращения (средней точки распределения VGP). Согласно Макфаддену и МакЭлхинни[2] при оценке уровня вариаций следует использовать параметр  $S_f$ , учитывающий разброс направлений внутри сайтов (потоков)

$$S_f^2 = S_p^2 - (S_w^2 / \bar{n}),$$

где

$$\frac{S_w^2}{\bar{n}} = 0.335 \alpha_{95}^{-2} \frac{2(1 + 3 \sin^2 \lambda)^2}{(5 + 3 \sin^2 \lambda)}$$

Где  $\alpha_{95}$  и  $\lambda$  - средняя величина радиуса круга доверия и широта.

Некоторые последовательности вулканических потоков могут изливаться во время кратковременных вспышек вулканической активности (вулканических пульсов), что может привести к занижению оценки величины вековых вариаций. Чтобы избежать этого, мы разбиваем исследуемые вулканические разрезы на интервалы, отвечающие вулканическим пульсам и индивидуаль-

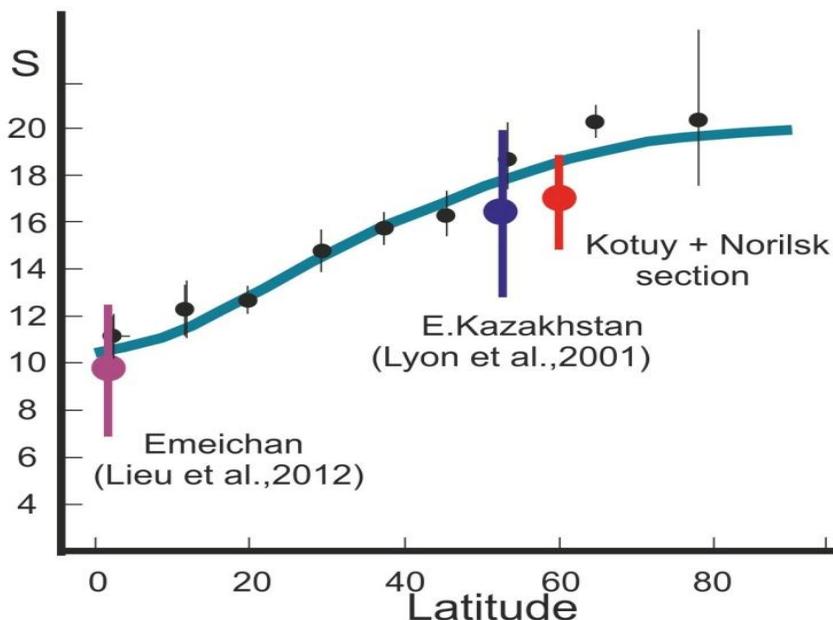
ным извержениям [3] и для своих расчетов используем виртуальные полюсы, рассчитанные по ним, а не по индивидуальным потокам.

Для исключения влияния аномальных состояний поля (инверсий, экскурсов) используются критические углы отклонения VGP от среднего направления, превышение которых приводит к исключению данного VGP из рассматриваемого распределения. Критические углы (A) мы рассчитывали по итеративному методу Вандамма для каждого распределения [4]:

$$A = 1.85S' + 5^\circ,$$

где  $S'$  равно  $S_p$  для исходного и каждого последующего распределений, получаемых при текущем отсечении аномальных VGP.

В наших расчетах мы использовали палеомагнитные направления, полученные нами ранее [5] по пермо-триасовым вулканическим последовательностям Норильского и Маймеча-Котуйского региона, а также результаты Хейнеманна с соавторами [6] по Норильскому региону. Всего в наш анализ были вовлечены данные по 209 вулканическим потокам.



**Рис. 1.** Амплитуда вековых вариаций на границе перми и триаса. Маленькие черные кружки – данные [2] для последних 5 млн. лет; сплошная линия – модель ТК03 [7].

После отбраковки потоков с палеомагнитной записью низкого качества, а также содержащих запись переходных или аномальных направлений, нами было рассчитано 52 виртуальных геомагнитных полюса отвечающих вулканическим пульсам и индивидуальным извержениям. Исходя из этих данных мы можем рассчитать величину вековых вариаций во время излияния сибир-

ских траппов – т.е. на границе перми и триаса, палеозоя и мезозоя. Расчетная величина составляет  $17.0^\circ$  с 95% интервалом доверия  $14.8^\circ$ - $18.9^\circ$ .

Эта оценка близка к таковой, опубликованной ранее Хейнеманном с соавторами [6], однако получена с использованием более корректной процедуры и базируется на существенно большем статистическом материале.

Сравним теперь полученное значение с величиной вековых вариаций, определенных для последних 5 млн. лет. Как видно из рис. 1, расчетная, для границы перми и триаса, величина хорошо согласуется с широтной зависимостью, предложенной ранее Макэлхинни и Макфадденом [2] для последних 5 млн. лет геологической истории, а также с моделью ТК03, предложенной Такс и Кентом для этого же времени [7].

Это дает нас основание полагать, что вековые вариации геомагнитного поля ~250 млн. лет назад были примерно того же уровня, что и в позднейшем кайнозое.

Данные, полученные для других палеоширот для близких по возрасту вулканических пород Восточного Казахстана [8] и Эмейшани [9] уверенно поддерживают этот вывод.

*Работы выполнены при поддержке грантов РФФИ №13-05-12030, 12-05-00403 и 13-05-00235 и Программы №7 ОНЗ РАН.*

1. Cox, A. (1970). Latitude dependence of the angular dispersion of the geomagnetic field. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 20, 253-269.
2. McElhinny, M. W. & McFadden, P. L. (1997). Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database. *Geophys. J. Int.*, 131(2), 240–252.
3. Chenet A.L., Fluteau F., Courtillot V., Gerard M., Subbarao K.V. Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: Results from a 1200-m-thick section in the Mahabaleshwar escarpment // *J. Geophys. Res.* 2008. 113. B04101, doi:10.1029/2006JB004635.
4. Vandamme D. A new method to determine paleosecular variation // *Phys. Earth Planet.* 1994. Int. 85. P. 131–142.
5. Павлов В.Э., Флуто Ф., Веселовский Р.В., Фетисова А.М., Латышев А.В. Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинций. *Физика Земли*, 2011, №5, с. 35–50.
6. Heunemann C., Krasa D., Soffel H., Gurevitch E., Bachtadse V. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 218. P. 197-213.
7. Tauxe L., Kent D.V. A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: Was the ancient magnetic field dipolar? // *Timescales of the paleomagnetic field*, ed. by Channell J.E.T. et al. American Geophysical Union. 2004. Vol. 145. P. 101–116.
8. Lyons, J.J., Coe, R.S., Zhao, X., Renne, P.R., Kazansky, A.Y., Izokh, A.E., Kungurtsev, L.V., Mitrokhin, D.V., 2002. Paleomagnetism of the early Triassic Semeitau igneous series, eastern Kazakhstan. *J. Geophys. Res.* 107, B7. doi:10.1029/2001JB000521.
9. C. Liu, Y. Pan, R. Zhu New paleomagnetic investigations of the Emeishan basalts in NE Yunnan, southwestern China: Constraints on eruption history. *Journal of Asian Earth Sciences* 52 (2012) 88–97.

## Магнитные минералы и некоторые магнитные свойства метеорита Челябинск

Д.М. Печерский<sup>1</sup>, В.А. Цельмович<sup>2</sup>, Г.П. Марков<sup>1</sup>

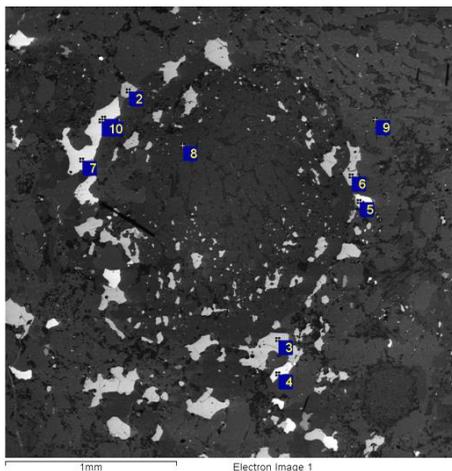
<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва

<sup>2</sup> ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область

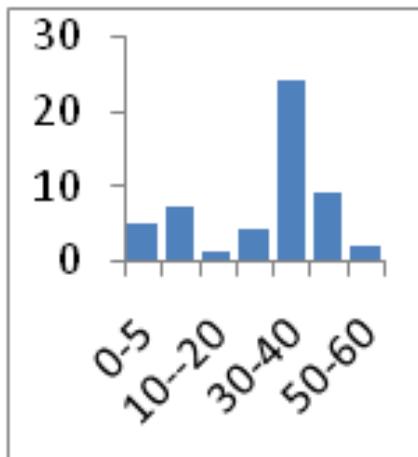
Проведены микрозондовый, термомагнитный анализы и измерения гистерезисных характеристик 8 образцов метеорита Челябинск. Показано, что основные магнитные минералы метеорита представлены двумя группами Fe-Ni сплавов с различными концентрациями никеля и Fe-сульфидами. Обнаруженные в небольших концентрациях магнетитовые шарики образованы из троилита и окислены до магнетита в процессе плавления метеорита в земной атмосфере. Эффект «перетяжки» петли гистерезиса связан с тонким распадом Fe-Ni сплава в результате длительного отжига космического тела до его перехода в состояние астероида.

**Введение и методика исследований** По опубликованным данным метеорит Челябинск, результат падения метеороида 15 февраля 2013 года, – обыкновенный хондрит LL5 [3]. Однако, к настоящему времени, очень мало данных о магнитных минералах метеорита Челябинск, их магнитных свойствах, составе и концентрации, в частности, о природе шариков магнетита. Именно этим вопросам посвящена настоящая работа. В нашем распоряжении было 8 образцов этого метеорита. Микрозондовый анализ (МЗА) выполнен в Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН с использованием микрозонда «Тескан Вега II» с энергодисперсионным спектрометром и микроскопа «Olympus BX51M». МЗА выполнялся как на аншлифах, так и магнитных фракциях из протолочек. В последнем случае частицы наносились на двухсторонний проводящий угольный скотч и прикатывались стеклянной палочкой для того, чтобы поверхность частиц была ориентирована параллельно поверхности столика. МЗА проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 0.2 нА, размер луча зонда ~2мкм. Термомагнитный анализ (ТМА) и измерение гистерезисных характеристик проводились в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН на термо-вибромагнитометре конструкции Н.М.Аносова и Ю.К.Виноградова с чувствительностью  $10^{-8}$  Ам<sup>2</sup>. При ТМА проводились непрерывные измерения намагниченности в постоянном магнитном поле ~600 мТл от комнатной температуры до 800°C и последующего охлаждения до комнатной температуры. И нагрев, и охлаждение осуществлялись со скоростью 1°C/сек. Цикл нагрев-охлаждение повторялся дважды. Петли гистерезиса регистрировались при комнатной температуре до и после цикла нагрев-охлаждение.

**Результаты МЗА** По данным МЗА основная масса метеорита Челябинск состоит из оливина и пироксена, на фоне которых выделяются часто крупные частицы Fe-Ni сплавов, а также троилит (рис.1), реже пирротин и пентландит, хромит, единичные зерна ильменита и апатита.



**Рис. 1.** Типичный общий вид участка метеорита. Серый - оливин (9), темно-серый - пироксен (8), черный – плагиокла; светлый - камасит (1,7,10), белый - тэннит (4, 5), светло-серый - троилит (2,3,6).



**Рис. 2.**

	O	Mg	Si	S	Fe	Co	Ni
1	1.73	0.00	0.20	0.00	90.94	2.12	5.02
2	1.18	0.35	0.00	37.30	60.44	0.00	0.73
3	2.12	0.00	0.00	35.52	62.36	0.00	0.00
4	1.65	0.24	0.36	0.18	59.75	0.00	37.83
5	1.05	0.55	0.23	0.00	57.81	1.05	39.31
6	1.47	0.00	0.15	35.47	62.28	0.00	0.64
7	0.58	0.29	0.15	0.00	89.84	2.92	6.20
8	47.88	17.69	25.35	0.09	8.99	0.00	0.00
9	50.55	22.89	16.91	0.16	8.90	0.40	0.18
10	0.76	0.00	0.00	0.00	91.31	3.04	4.89

Главными носителями магнетизма метеорита Челябинск, как и всех других изученных ранее метеоритов [4], являются Fe-Ni сплавы (рис.1). Выделяются группы с разными содержаниями железа: а) Fe~40-50%, Ni – 35-55%, ср.44% (n=9), б) Fe- 65-72%, Ni - 26-34%, ср.30% (n=5), в) Fe – 84-93%, Ni - 4-17%, ср.6,8% (n=13).Первая группа, очевидно, относится к камаситу, вторая – к «гэнигу», и они не смешиваются (рис.2).

Большая группа минералов метеорита Челябинск – это Fe-сульфиды: троилит (Fe – 52-63%, ср.61%, S – 29-38, ср. 35), реже пирротин (Fe/S~1.1-1.68), представленный и гексагональной, и моноклинной разностями. Довольно широко распространен хромит: Fe – 22-26%, ср.23,8%; Cr – 39-44%, ср.40,7%; Mg – 1-4%, ср.1,9%; Al -2-4%, ср.3,2%; Ti – 0-2%, ср.1.1%). Минерал такого состава – антиферромагнетик с  $T_c < -100^\circ\text{C}$ .

Из приведенных составов минералов видно, что, как и другие каменные метеориты [4], метеорит Челябинск характеризуется, с одной стороны, относительно повышенным содержанием «тэнита», заметным содержанием троилита, с другой стороны, отсутствием шрейберзита.

Края метеорита Челябинск оплавлены при вхождении его в атмосферу Земли (рис.3), в коре плавления видны пузырьки от кипения расплава (рис.5), а также светлые включения интерметаллидов FeCr, FeCrNi и троилита (рис.4, 5), закалочные структуры в зерне тэнита подобны мартенситной (рис.6).



Рис. 3.

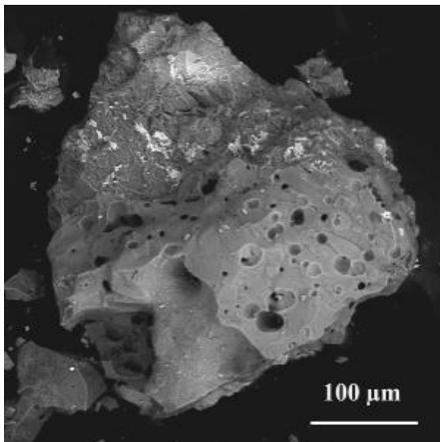


Рис. 4.

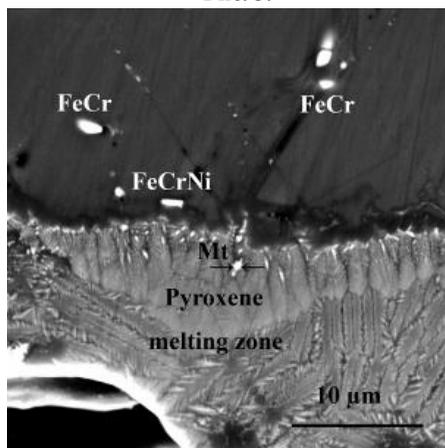


Рис. 5.

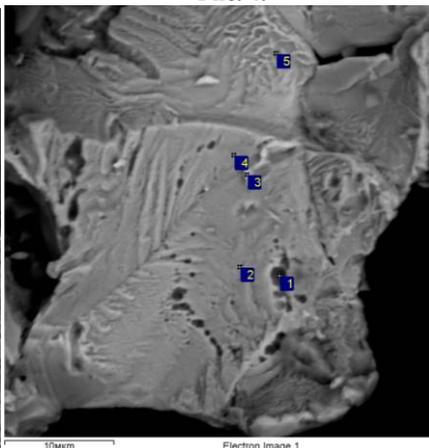


Рис. 6.

В зоне оплавления появляются мелкие шарики троилита и магнетита (рис.7-9). Магнетитовые шарики (рис.7,8) образованы из троилита (рис.9) в процессе оплавления и последующего окисления до магнетита. В пользу такой интерпретации свидетельствует, во-первых, множество нано- и микро-размерных троилитовых шариков в силикатах в расплавной зоне на поверх-

ности метеорита (рис.9), которые после окисления вполне могут стать магнетитовыми шариками, во-вторых, шарики, которые были обнаружены вблизи троилитовой частицы (рис. 7), не содержат Ni даже на уровне микропримесей, но содержат небольшое количество серы (около 2%).

Строго говоря, наблюдаемые в метеорите Челябинск магнетитовые шарики нельзя называть космическими, так как они образованы в околоземном пространстве и отражают околоземные условия их формирования.

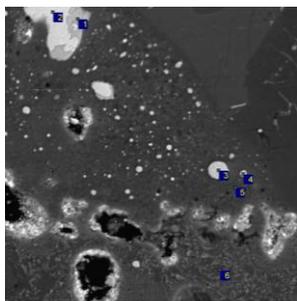


Рис. 7.

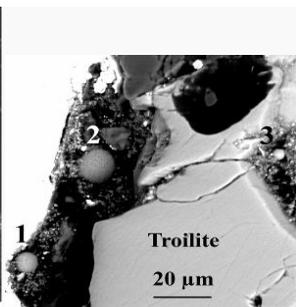


Рис. 8.

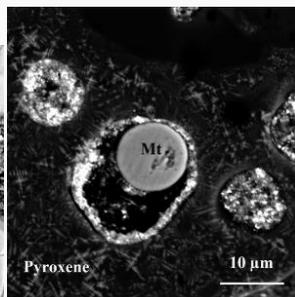


Рис. 9.

**Результаты ТМА** Однообразие материала метеорита подтверждается данными ТМА:

1. Величины удельной намагниченности насыщения  $M_{20}$  всех образцов при комнатной температуре варьируют от 4 до 6 Ам<sup>2</sup>/кг, что свидетельствует о малых колебаниях концентрации магнитных минералов в метеорите. Величина парамагнитной намагниченности  $M_{800}$  также варьирует от 0.04 до 0.07 Ам<sup>2</sup>/кг, отражая однородность общего содержания железа в метеорите. После нагрева образцов до 800°С их намагниченность незначительно падает:  $M_T/M_{20}=0,77-0,98$ .

2. Термомагнитные кривые  $M(T)$  всех образцов почти повторяют друг друга, на кривых первого и второго нагревов фиксируются  $T_c= 490-550^{\circ}\text{C}$  и  $740-770^{\circ}\text{C}$  (рис.10).

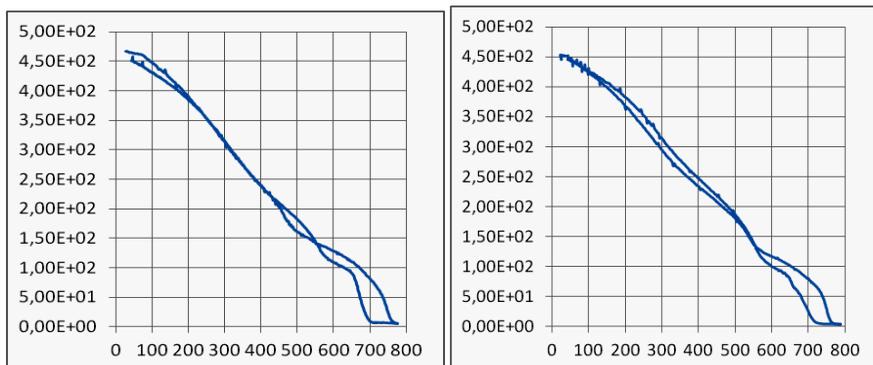


Рис. 10. Результаты ТМА, слева первый цикл нагрев-охлаждение, справа – второй.

Тэзиту или тетраэзиту с  $T_c=490-550^\circ\text{C}$  соответствует содержание никеля  $\sim 50\%$  согласно диаграмме состояния Fe-Ni [5], по данным МЗА такой Fe-Ni сплав встречен всего лишь в 4 точках из 40. Преобладают сплавы, содержащие менее 40% Ni (рис.2), у таких сплавов должна быть  $T_c < 200^\circ\text{C}$ , однако такая точка Кюри не наблюдалась в изученных образцах. Следовательно,  $T_c=490-550^\circ\text{C}$  относятся к камаситу.

Среди измеренных при МЗА камаситов явно преобладают содержащие менее 10% Ni, в то же время не встречается чистое железо, отмечаемое при ТМА (в 5 образцах). С другой стороны, при ТМА не обнаружен камасит, содержащий более 4% Ni и, отмеченный при МЗА. Чистое железо есть результат очень тонкого распада камасита. Тонкие ламели тэзита и чистого железа в камасите встречаются во многих метеоритах, как результат распада камасита. Термомагнитный признак существования таких структур – уменьшение точек Кюри камасита после нагрева образцов до  $800^\circ\text{C}$  [4]. Такая тенденция намечается для образцов из метеорита Челябинск: при первом нагреве  $T_c=765-775^\circ\text{C}$  и не зависят от содержания никеля, при втором нагреве «исчезает» чистое железо, уменьшается  $T_c$  до  $740-760^\circ\text{C}$ , приближаясь к расчетной точке Кюри.

На кривых охлаждения фиксируются температуры структурного перехода тэзит→камасит  $680-710^\circ\text{C}$ .

3. В 4 образцах на кривой  $M(T)$  нагрева и охлаждения фиксируется моноклинный ферримагнитный пирротин с  $T_c=320-340^\circ\text{C}$ . По данным МЗА (см. выше) присутствуют и моноклинный ферримагнитный ( $\text{Fe}/S \leq 1.58$ ), и гексагональный антиферромагнитный ( $\text{Fe}/S > 1.58$ ) пирротин. Гексагональный пирротин высокотемпературный и мог образоваться примерно тогда же, когда и троилит, тогда как температура образования моноклинного пирротина низкая [2] - этот минерал вторичного происхождения.

4. Определенные при ТМА концентрации камасита в исследуемых образцах варьируют от 0,6 до 1,6% (средняя 0,9%), тэзита – 0,7 – 1,5% (средняя 1,1%), моноклинного пирротина 0 – 1,5% (средняя 0,4%).

5. На кривых  $M(T)$  первого нагрева магнетит не обнаружен. Следовательно, содержание магнетита, а значит и магнетитовых шариков, обнаруженных при МЗА, существенно меньше 0,1%.

**Гистерезисные свойства** Результаты магнитных измерений:

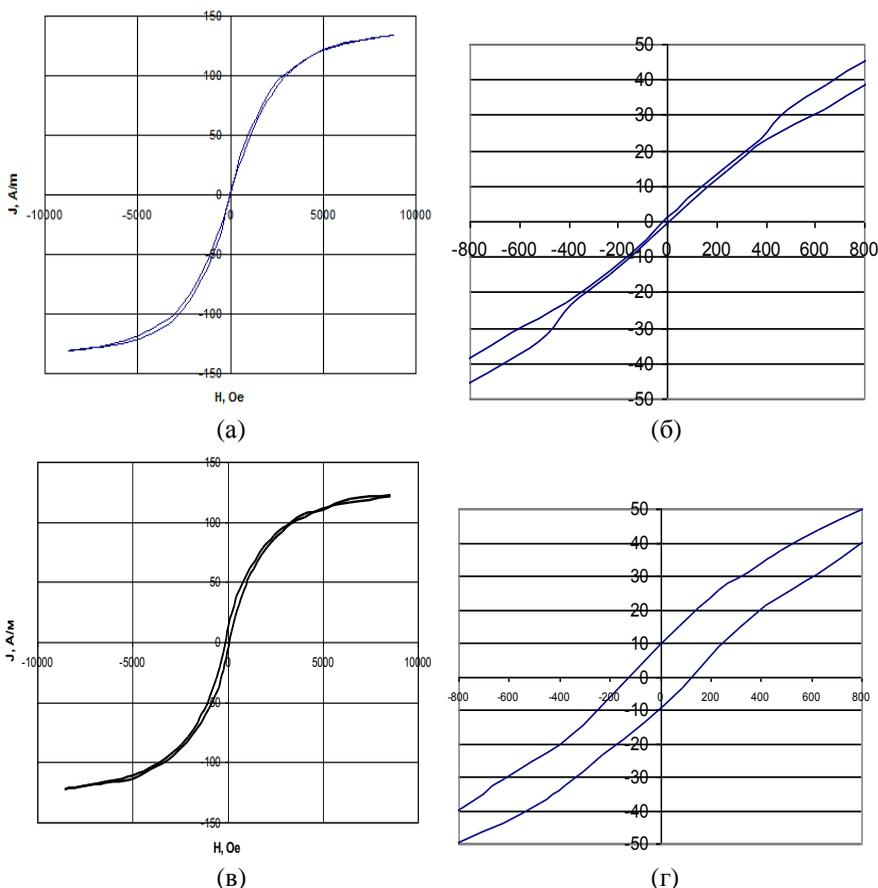
1)  $H_c$  и  $M_{rs}/M_s$  до и после нагрева до  $800^\circ\text{C}$  соответствуют многодоменным частицам (табл.).

Образец	До нагрева		После нагрева	
	$H_c$ , мТл	$M_{rs}/M_s$	$H_c$ , мТл	$M_{rs}/M_s$
Б-1	1,05	0,006	12,2	0,083
Б-2	6,50	0,047	12,6	0,120
Б-3	0,90	0,004	0,5	0,002
10-126-3	1,95	0,009	5,5	0,030
11-12-5	0,90	0,005	10,2	0,066
Члб-8	1,90	0,009	10,0	0,075
Члб-10	1,20	0,005	9,0	0,060

2) Петли гистерезиса, как правило, имеют сужения в центральной части (перетяжки) в диапазоне полей примерно  $\pm 40$  мТл (рис. 11а,б), после нагрева это сужение практически исчезает (рис. 11в,г).

3) Пониженные значения  $H_c$  и  $M_{rs}/M_s$ , которые после нагрева образцов до  $800^\circ\text{C}$  возрастают в 2-15 раз, связаны со снятием эффекта перетяжки петли;

4) Эффект перетяжки наблюдался на Fe-Ni сплавах при их длительном отжиге [1], на природных однодоменных и суперпарамагнитных зернах в базальтовом стекле [8], на природном гемойльмените с тонким распадом в процессе длительного его остывания [7] и т.п. Как показали эксперименты и теоретические расчеты, подобный наблюдаемому нами вид перетяжки петли гистерезиса обязан взаимодействию наноразмерных ферро- или ферритмагнитных с суперпарамагнитными частицами [7,8].



**Рис. 11.** Полная петля гистерезиса (а) и центральная часть петли с перетяжкой (б) до нагрева и после нагрева до  $800^\circ\text{C}$  (в, г).

В нашем случае, эффект перетяжки обусловлен взаимодействием ламелей чистого железа и камасита с парамагнитным при комнатной температуре тэнитом, содержащим менее 40%Ni, образованных в результате распада в процессе длительного отжига и последующего медленного охлаждения родительского тела метеорита. При лабораторном нагреве до 800°C эффект перетяжки петли уменьшается, либо исчезает совсем из-за частичной или полной гомогенизации сплава (рис. 11г).

б) Рост коэрцитивности образцов после их нагрева исключает заметное присутствие в них тетраэзнита, обладающего очень высокой коэрцитивностью и переходящего при нагреве в низкокоэрцитивный тэнит [6].

### Заключение

1. Метеорит Челябинск содержит обычный для обыкновенных хондритов набор магнитных минералов: Fe-Ni сплавы, Fe-сульфиды (прежде всего троилит, а также пирротин) и не содержит шрейберзит, тогда как железные метеориты обычно содержат именно шрейберзит и не содержат троилита.

2. Главный магнитный минерал метеорита Челябинск – Fe-Ni сплав двух составов: 1) менее 10% никеля, его концентрация 0,6-1,6%, 2) преимущественно 30-40% никеля, его концентрация 0,7-1,5%. Между этими двумя группами наблюдается четкий разрыв. Учитывая, что главное отличие тэнита от камасита состоит не в концентрации никеля, а в кристаллической решетке (гранцентрированная у тэнита и объемноцентрированная у камасита), сочетание результатов МЗА и ТМА позволяет утверждать, что обе группы сплавов – это камасит, т.е. сплав с объемноцентрированной кристаллической решеткой. Присутствующий в образцах тэнит имеет точку Кюри ниже комнатной температуры и не фиксируется ТМА.

3. По данным МЗА и ТМА, в метеорите присутствуют как моноклинный, ферромагнитный, так и гексагональный, антиферромагнитный пирротин. Последний высокотемпературный и мог образоваться когда и троилит. Температура образования моноклинного пирротина низкая, более вероятно, что он имеет вторичное происхождение.

4. Обнаруживаемые как в метеорите Челябинск, так в других метеоритах и в осадках магнетитовые шарики образованы из троилита и других Fe-сульфидов, и окислены до магнетита в процессе плавления метеорита в земной атмосфере. Соответственно называть их космическими, неверно.

5. Наблюдаемый эффект перетяжки петли гистерезиса, очевидно, связан с тонким распадом Fe-Ni сплава в результате длительного остывания космического тела до его перехода в состояние астероида.

*Мы благодарны В.А. Алексеву, Н.С. Безаевой, В. И. Гроховскому, М.И. Кузьмину за предоставленные для исследований образцы метеорита Челябинск. В.П.Щербакову – за обсуждение и полезные советы по интерпретации результатов измерений магнитных свойств.*

1. Бозорт Р. Ферромагнетизм. М.: Изд. Иностранной литературы, 1956. 784 с.
2. Возан Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981, 576 с.
3. Галимов Э. М., Колотов В. П., Назаров М. А. и др. Результаты вещественного анализа метеорита Челябинск. // Геохимия, № 9, 2013.

4. Печерский Д.М., Марков Г.П., Цельмович В.А., Шаронова З.В. Внеземные магнитные минералы. //Физика Земли, 2012, № 7-8, с. 103-120.
5. Cassiamani G., Kayzre J.D., Ferro R., Klotz U.E., Locaze J., Wollants P. Critical evaluation of the Fe-Ni, Fe-Ti, and Fe-Ni-Ti alloy systems // Intermetallic. 2006. V. 14. P. 1312-1325.
6. Nagata T., M. Funaki, and J. Danon, Magnetic properties of tetraenaite-rich iron meteorites // Mem. National Inst. Polar Res., Spec. Issue. 1986. V. 41. P. 364-370.
7. Shcherbakov V.P., Fabion K., McEnroe S. Mechanism of exchange bias for isolated nanoparticles embedded in an antiferromagnetic matrix // Phys. Review, 2009, B80, 174419-1-10.
8. Tauxe L., Mullender T.A.T., Pick T. Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis // J. Geophys. Res., 1996, 101, B1, h.571-583.

### **Новые петро- и палеомагнитные исследования четвертичных отложений нижней части разреза Малый Кут**

*О.В. Пилипенко<sup>1</sup>, В.М. Трубихин<sup>2</sup>, С.К. Грибов<sup>3</sup>, Г.П. Марков<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва

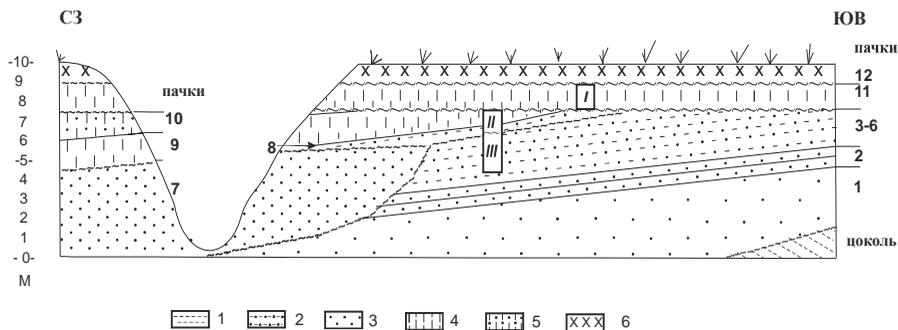
<sup>2</sup> Геологический институт РАН, Москва

<sup>3</sup> ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область

Палеомагнитные записи остаточной намагниченности горных пород могут отражать как вариации магнитного поля Земли, так и изменения в результате протекания химических реакций в геомагнитном поле. В течение времени породы не ведут себя как закрытые системы, и новые компоненты намагниченности могут быть добавлены к уже существующей остаточной намагниченности, частично или полностью изменяя первичную палеомагнитную запись. Осадочные породы обычно содержат зерна магнетита и гематита детритного происхождения, наряду с гематитом, обволакивающим немагнитные зерна и зерна магнетита. И нельзя сказать, какие из этих минералов вносят больший вклад в естественную остаточную намагниченность (NRM). На палеомагнитных записях угловых компонент NRM часто имеют место интервалы резких отклонений от средних значений склонения и наклонения, которые принято связывать с экскурсами геомагнитного поля. Целью данной работы было исследование природы вариаций и горизонта аномального поведения вектора NRM, записанного в четвертичных морских отложениях разреза Малый Кут на временном интервале ~ 425-375 тыс. лет.

Разрез Малый Кут расположен на северном берегу Таманского залива ( $\varphi = 45^{\circ}19'N$ ,  $\lambda = 37^{\circ}47'E$ ) и представляет собой сложно построенную серию морских террас, вложенных друг в друга (рис. 1). Две нижние террасы (бакинского и карангатского возраста) слабо дислоцированы и с несогласием перекрываются комплексом лессово-почвенных отложений позднего валдая. Наличие структурных границ и обилие фауны позволяют достаточно надёжно его стратифицировать (палеонтологические определения были сделаны П.В. Федоровым [1]). Пачки 1-6 слагают первый комплекс осадков разреза Малый Кут. Фауна пачки 1 однозначно говорит о бакинском возрасте отложений,

фауна пачки 5 позволяет говорить о финальной стадии раннего неоплейстоцена. Пачки 3-6 отвечают 11 изотопно-кислородной стадии (ИКС) и, вероятно, имеют возраст ~ 375-430 тыс. лет. Второй комплекс осадков (пачки 7-10) вложен в первый и содержит карангатскую фауну. Оба комплекса осадков слабо дислоцированы. Петромагнитному и палеомагнитному исследованию образцов пачек 3-6 и была посвящена данная работа.



**Рис. 1.** Схематический профиль разреза Малый Кут. Условные обозначения: 1 – глины, 2 – алевролиты, 3 – пески, 4 – суглинки, 5 – супеси, 6 – современная почва. Вертикальные столбцы с нумерацией I, II, III – места отбора образцов.

Образцы морских отложений нижней части разреза Малый Кут (пачки 3-6, отбор III) были отобраны для петромагнитных и палеомагнитных исследований сплошным отбором. Ориентированные по магнитному меридиану штупфы были взяты из свежерасчищенных вертикальных стенок разреза. Далее штупфы были распилены на горизонтальные пластины, из которых были изготовлены ориентированные кубические образцы с ребром 2 см по 3 образца с уровня. Число уровней пачек 3-6 равнялось 129 (III отбор). Для проведения термомагнитного анализа были выпилены кубические образцы с ребром 1 см по два образца со всех исследуемых уровней.

С целью изучения природы минералов-носителей естественной остаточной намагниченности были проведены исследования состава, размера и концентрации ферромагнитной фракции, присутствующей в изучаемых отложениях первого осадочного комплекса разреза Малый Кут. На всех образцах были измерены NRM до и после температурной чистки до 300°C, магнитная восприимчивость  $K$ , безгистерезисная остаточная намагниченность ARM, остаточная коэрцитивная сила  $B_{cr}$ . Измерения NRM проводились на магнитометре JR-6 (AGICO, Чехия),  $K$  – на KLY-2 (Geofyzika BRNO, Чехия), ARM – на ARM Magnetizer (Applied Physics Systems, USA).

В целом, изменения  $K$  соответствуют изменениям NRM по разрезу. Отношение максимальных значений  $K$  к минимальным значениям дает грубую оценку относительного изменения концентрации зёрен магнитных минералов вдоль разреза. Величина  $K$  варьирует в нижней части разреза Малый Кут от  $0.8 \cdot 10^{-7}$  до  $2.08 \cdot 10^{-7}$  м<sup>3</sup>/кг, что говорит об изменении концентрации частиц-носителей естественной остаточной намагниченности в ~ 3 раза.

В настоящей работе ARM создавалась в переменном магнитном поле 0.9 Тл в присутствии постоянного магнитного поля 0.05 мТл на установке переменного поля на образцах, не подвергнутых нагревам. Коэффициент линейной корреляции между ARM и  $K$  высокозначимый ( $r = 0.82$  для 94 пар точек).

На пилотной коллекции образцов из пачек (4-6) исследуемого интервала выполнен термомагнитный анализ на двухкомпонентном термомагнитометре Ю.К. Виноградова по зависимости  $M_{rs}(T)$  на образцах объемом  $\sim 1 \text{ см}^3$  в атмосфере воздуха. Термомагнитный анализ по  $M_{rs}(T)$  показал, что кривые первого нагрева имеют вогнутый парамагнитный вид, намагниченность полностью исчезает после  $570\text{--}640^\circ \text{C}$ . На основе проведенного термомагнитного анализа можно было сделать вывод, что основным носителем намагниченности в пилотных образцах мог быть как магнетит, так и маггемит.

Остаточная коэрцитивная сила  $V_{cr}$  коллекции образцов изменялась в интервале 37-42 мТл, что характерно для низкокоэрцитивных минералов, таких как магнетит или маггемит.

Для подтверждения состава носителей NRM было проведено рентгенодифрактометрическое исследование пилотной коллекции образцов при комнатной температуре на дифрактометре STADI-MP (STOE, Германия) в Геофизической обсерватории «Борок». До проведения рентгенофазового анализа каждый образец предварительно диспергировался ультразвуком в водном растворе, из которого по стенке пробирки вручную с помощью постоянного магнита вытягивалась ферромагнитная фракция. Для лучшей сепарации такая процедура осуществлялась несколько раз. Таким образом, рентгенофазовый анализ проводился на выделенной магнитной фракции, которой по отдельным образцам было очень мало, поэтому рассчитанные параметры кристаллической решетки имели большую погрешность.

В результате рентгенодифрактометрического исследования образцов до нагрева было получено, что по значениям параметра кристаллической решетки в них присутствуют две шпинельные фазы, по составу относящиеся к магнетиту и частично однофазно окисленному магнетиту. Гексагональной фазы – гематита в исходных образцах было относительно мало. Также было проведено рентгенодифрактометрическое исследование образцов после нагрева, в которых выявлена в основном гексагональная фаза, соответствующая гематиту.

Относительное изменение размера зерна магнетита оценивалось по зависимостям ARM/ $K$ . ARM/ $K$  изменяется по разрезу в  $\sim 6$  раз. В прослое песка алевролитов пачки 5 наблюдается значительное повышение величин ARM/ $K$  (до  $\sim 9$  раз), что может быть связано с ростом количества мелких магнитных частиц, поскольку мелкие частицы легче приобретают ARM [2].

Доменное состояние зерен магнетита было оценено по величинам отношений  $M_{rs}/M_s$  и  $V_{cr}/V_c$ . Для этого были сняты петли магнитного гистерезиса. Из значений  $M_s$  вычитался вклад парамагнитной части. Большинство значений  $M_{rs}/M_s$  и  $V_{cr}/V_c$  отложений изучаемой части разреза Малый Кут лежит в интервале  $0.01 \leq M_{rs}/M_s \leq 0.03$ ,  $4.3 \leq V_{cr}/V_c \leq 7.4$ , которые попадают в характерные интервалы для многодоменных (MD) зерен магнетита ( $M_{rs}/M_s \leq$

0.05,  $V_{сг}/V_{с} \geq 4$ ), что указывает на преобладание последних в породах исследуемой части разреза.

Оценка содержания суперпарамагнитных (SP) зерен проведена по величине  $K_{fd} = (K_{lf} - K_{hf}) * 100\% / K_{lf}$ , где  $K_{lf}$  – магнитная восприимчивость в поле низкой частоты ( $lf = 0.46$ кГц) и  $K_{hf}$  – магнитная восприимчивость в поле высокой частоты ( $hf = 4.6$ кГц) на каппаметре MS2 (Bartington, Великобритания). В большей части разреза величина  $K_{fd}$  изменяется в пределах от 0 до 4%, и только в верхней части пачки 6  $K_{fd} \sim 8\%$  и в средней части пачки 5  $K_{fd} \sim 9\%$ , что свидетельствует о росте количества мелких SP зерен (до 50%).

Для определения истинности направлений NRM была изучена анизотропия магнитной восприимчивости. Измерения магнитной восприимчивости  $K$  образцов на каппаметре Multi-Function Каппабридж (AGICO, Чехия) в 15 положениях вращения образца показали, что породы пачек 3-6, отвечающих временному интервалу  $\sim 425$ -375 тыс. лет, магнитно изотропны: направления максимальной, средней и малой осей тензора магнитной восприимчивости носят случайный характер, так что точки равномерно распределены по стереографической проекции эллипсоида магнитной восприимчивости.

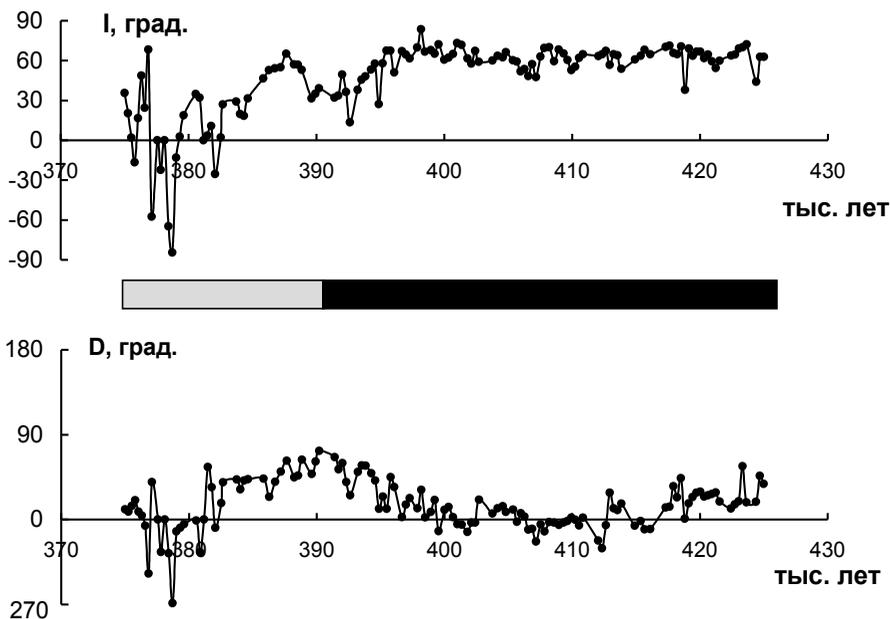
Таким образом, основные носители намагниченности в исследуемых образцах – магнетит и частично однофазно окисленный магнетит многодоменной структуры, концентрация частиц по разрезу изменялась в  $\sim 3$  раза, размер частиц изменялся в  $\sim 9$  раз. Эти величины меньше, чем фактор 10 – верхний предел, предложенный Таухе [4] для исследований осадков. Следовательно, магнитная минералогия, концентрация и размер магнитных зерен пород разреза Малый Кут удовлетворяли предложенным King [3] и Таухе [4] критериям пригодности образцов для дальнейших палеомагнитных исследований.

Для выделения из NRM характеристической компоненты намагниченности были выполнены нагревы от 100 до 575°C с шагом 25-50°C пилотной коллекции образцов со всех литологических пачек. По диаграммам Зийдervельда видно, что при температуре 150°C снималась вязкая компонента намагниченности, и направление вектора намагниченности шло в ноль диаграммы, которое и принималось за направление характеристической намагниченности. Часто после 450-500°C наблюдался разброс точек, связанный с ростом вклада приборных ошибок на фоне низких абсолютных значений намагниченности (величина намагниченности падала более чем в 5 раз). По результатам размагничивания был выбран температурный интервал чистки всей коллекции 150-400°C.

Проведение компонентного анализа по программе Remasoft-3.0 и усреднение по уровню дало возможность построить кривые изменения склонения  $D$  и наклонения  $I$  от глубины разреза Малый Кут. Осуществление временной привязки позволило построить кривые зависимости  $D$  и  $I$  от возраста разреза. Средние величины  $D$  и  $I$  близки к величинам угловых компонент современного поля диполя в месте отбора образцов. На их фоне выделяется интервал с аномальным направлением вектора остаточной характеристической намагниченности, который выделяется и по  $D$  и по  $I$ . Древний аномальный горизонт расположен в финальной части нижнего неоплейстоцена, возраст его можно

оценить как 390-375 тыс. лет. Также такой горизонт аномального поведения намагниченности встречался ранее в кровле трансгрессивных отложений урунджикского горизонта разреза Караджа (11 ИКС) и был отнесен к возрасту ~ 400-375 тыс. лет. Этому интервалу аномального поведения намагниченности по возрасту соответствует экскурс Бива-III, который выделяется по полному обратному направлению наклонения намагниченности, и ему дается возраст 380 тыс. лет [5]. В работе [6] содержится обсуждение всех геомагнитных событий эпохи Брунес, и этот экскурс провозглашается субхроном Бива-III.

*Авторы выражают глубокую признательность Российскому Фонду Фундаментальных Исследований за финансовую поддержку проекта 13-05-00431.*



**Рис. 2.** Кривые зависимости средних значений наклонения I и склонения D от возраста разреза Малый Кут.

1. *Фёдоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Академия Наук СССР. 1963. Вып. 88. 160 с.
2. *Evans M.E., Heller F.* Environmental magnetism. Principles and applications of environmental magnetism. Academic press. 2003. 299 pp.
3. *King J.W., Banerjee S.K., Marvin J.A.* A new rock-magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: application to paleointensity for the last 4000 years // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 5911-5921.
4. *Tauxe L.* Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: Theory and practice // Rev. Geophys. 1993. V. 31. P.319-354.
5. *Kawai N.* Paleomagnetic study of lake Biwa sediments. In "Lake Biwa" (S. Horie, ed.) Dr. W. Junk Publ., Dordrecht, Netherlands. 1984. P.399-416.

6. *Champion D.E., Lanphere M.A., Kuntz M.A.* Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: Discussion of short polarity reversals in the Brunhes and late Matuyama polarity chrons // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. P. 11667-11680.

### **Палеомагнитные исследования донных трубок хребта Менделеева (Северный Ледовитый океан)**

*В.В. Попов<sup>1</sup>, А.Г. Иосифиди<sup>1</sup>, П.В. Рекант<sup>2</sup>, Е.А. Гусев<sup>2</sup>,  
Н.В. Сальная<sup>1</sup>, И.В. Латышева<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> *ВНИГРИ, Санкт-Петербург*

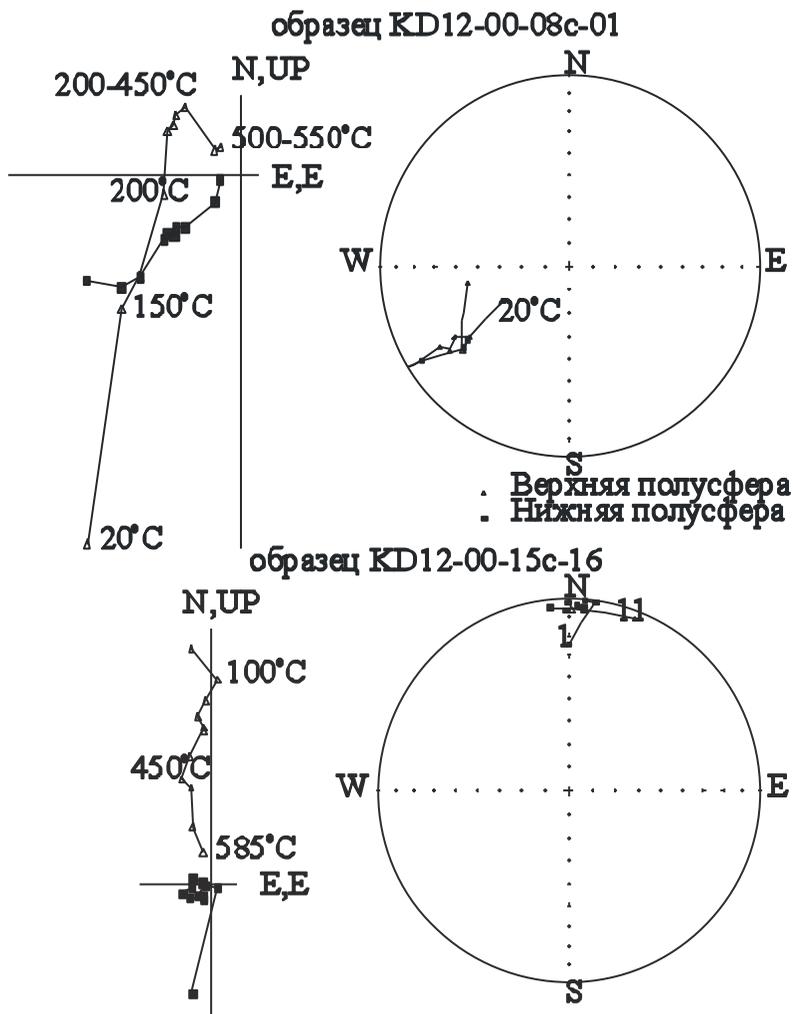
<sup>2</sup> *ВНИИОкеангеологии им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург*

В рамках объекта «Проведение комплексного геологического опробования и научно-методическое сопровождение геологических исследований в работах «Арктика-2012» было изучено 103 образца из двух морских колонок, отобранных на хребте Менделеева (Северный Ледовитый океан).

Для отбора колонок применялась вакуумная трубка длиной 9 м. Она состояла из трех частей, соединенных резьбой. Внутри находился пластиковый вкладыш. В верхней части трубы расположена емкость 200 литров, снабженная клапаном. В эту емкость перед сбрасыванием трубки закачивалась вода и закрывался клапан. Таким образом в емкости создавалось атмосферное давление. В момент удара в грунт клапан открывался. На глубине 2000 м (именно с таких глубин выполнялся отбор колонок) давление составляет 200 атмосфер. За счет перепада давлений в емкости и точке отбора трубка «всасывалась» в грунт. После подъема колонки пластиковый вкладыш вытаскивался, распиливался на метровые, неориентированные друг относительно друга куски, после чего выполнялось описание керна и отбор образцов.

В ходе ступенчатого терморазмагничивания и размагничивания переменным магнитным полем образцов установлен двухкомпонентный состав  $J_n$  – рис. 1, 2. Низкотемпературная компонента  $J_n$  (20-450°C) преимущественно не дает направлений, похожих на направление современной вязкой намагниченности – рис. 2. Высокотемпературная компонента (200-580°C)  $J_n$  содержит направления, как с положительными, так и с отрицательными наклонениями. Но эти направления в двух неориентированных колонках лежат на дуге одного круга – рис. 2. Более того, каждая из колонок состоит из девяти неориентированных между собой кусков. Большая часть направлений имеет низкие наклонения. Крайние точки этого круга в различных колонках совпадают и имеют наклонения, близкие 0° – рис. 2.

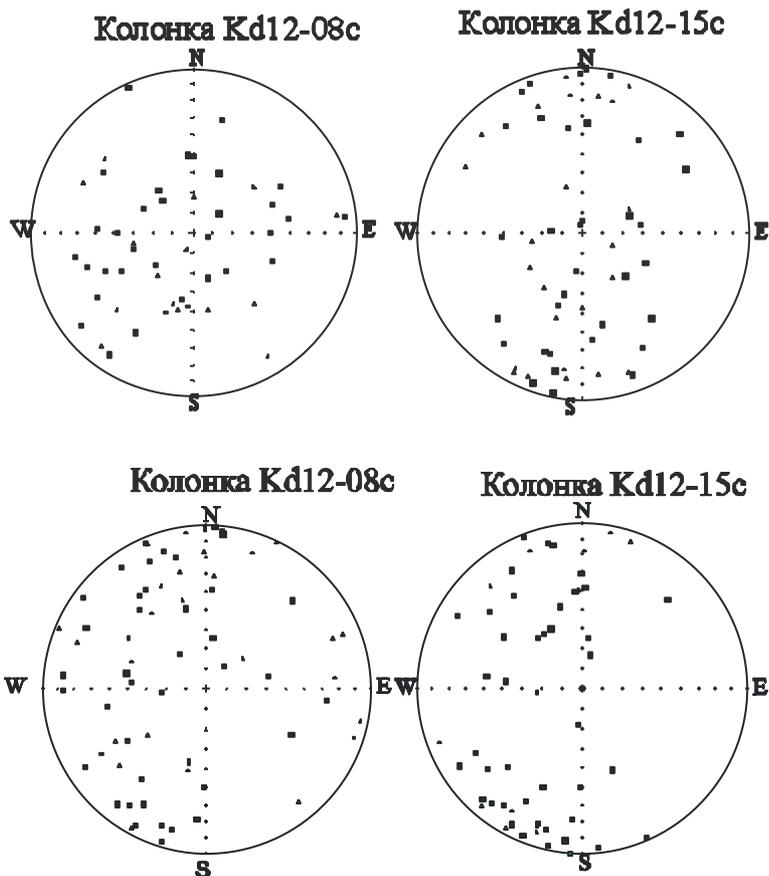
Направления главных полуосей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости также ведут себя аномально для осадочных пород. Максимальная полуось  $K_1$  в средних частях обеих колонок (1.5-6.0 м) направлена вертикально, а минимальная  $K_3$  образует кучные группы с наклонением, близким 0°. В верхних и нижних частях колонок  $K_1$  и  $K_3$  меняются местами – рис. 3.



**Рис. 1.** Примеры терморазмагничивания образцов морских колонок.

В этих условиях надежное выделение зон стабильной полярности не представляется возможным. Тем не менее, необходимо отметить, что в верхних частях колонок (1.3-1.5 м) как низкотемпературная, так и высокотемпературная компоненты имеют высокие наклонения и, возможно, сохранили частично первичную намагниченность.

Такое поведение направлений компонент  $J_n$  и полюсей анизотропии магнитной восприимчивости указывает, на наш взгляд, на их вторичную природу. Эти эффекты, видимо, связаны с методикой отбора колонок и образцов из них.



**Рис. 2.** Распределения направлений первой низкотемпературной компоненты намагниченности (сверху) и второй высокотемпературной компоненты (снизу) в изученных колонках.

Намагниченность, полученная в образцах, имеет явно не вязкую природу, т.к. не разрушается переменными полями 100 мТл и прогревами вплоть до 580°C. Такая ее стабильность говорит в пользу ориентационной природы. Но эта ориентация, по нашему мнению, произошла из-за огромного перепада давлений, используемого в вакуумной трубке, и связанной с этим перепадом циркуляцией воды в колонке. Поток воды сквозь толщу осадка под высоким давлением мог привести к условиям, в которых магнитные частицы оказались «сорванными» из стабильных положений, и приобрели возможность механически переориентироваться. Направления крайних точек на кругах указывают, что такая переориентировка происходила при горизонтальном положении колонки при ее описании и отборе образцов и при перевернутом на 180° положении образцов после отбора. Механическую переориентировку

частиц подтверждает также и поведение анизотропии магнитной восприимчивости.

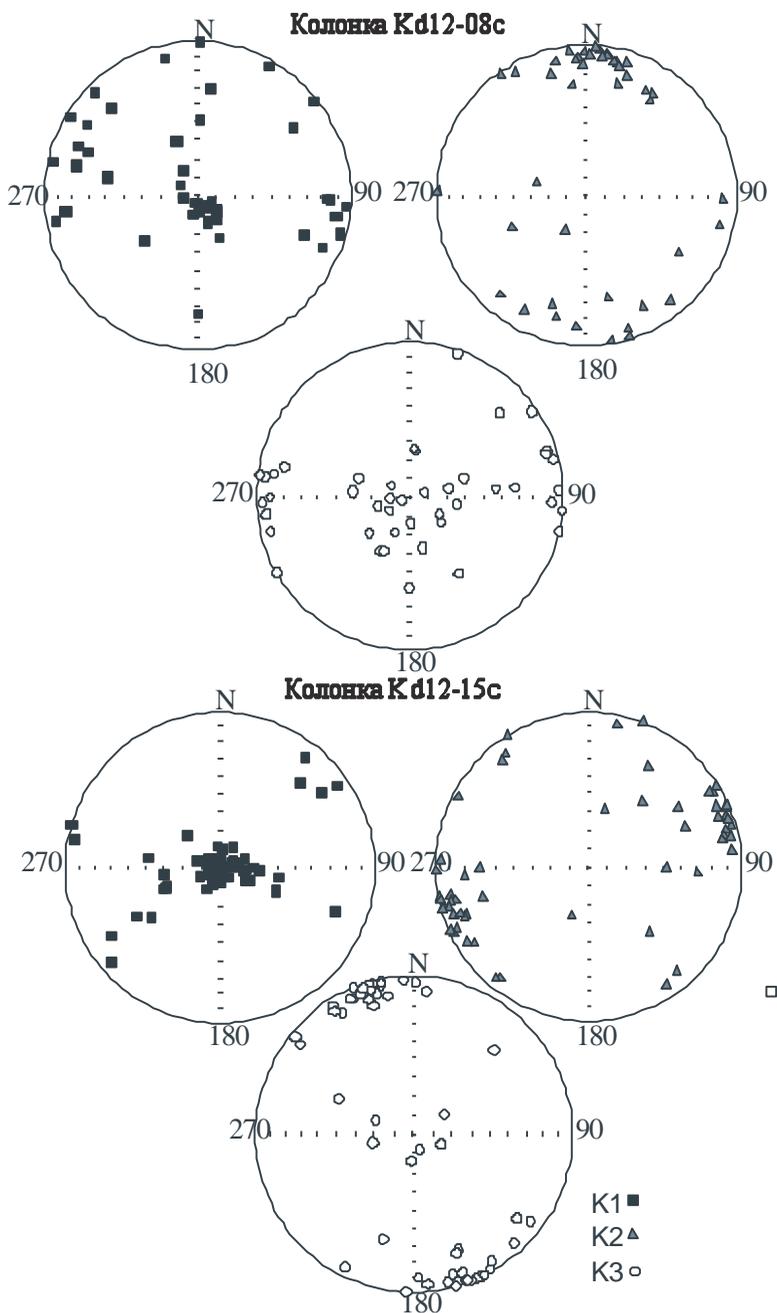


Рис. 3. Распределение направлений главных осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости в изученных колонках.

## Модели домино в геодинамо

*М.Ю. Решетняк*

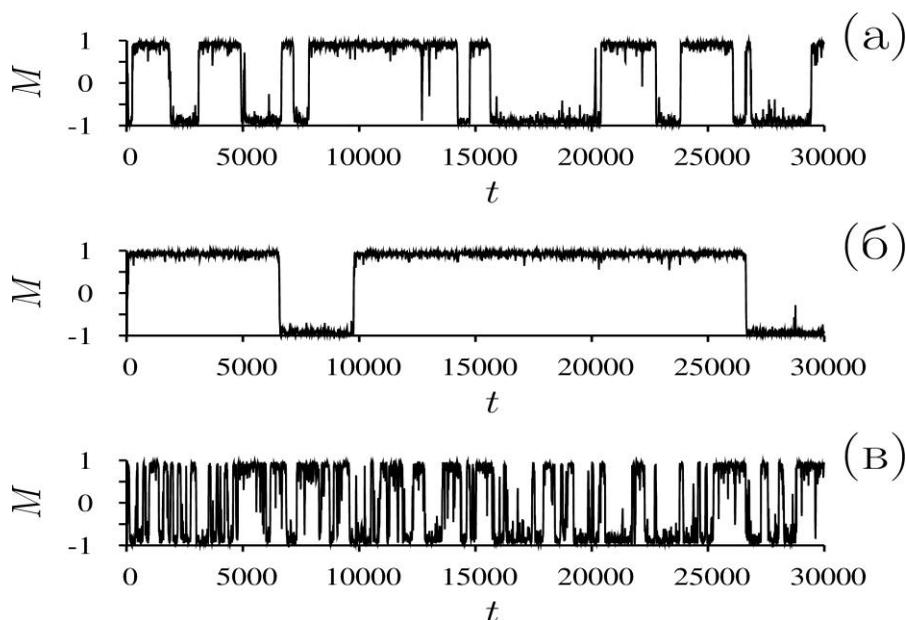
*Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва*

Генерация магнитных полей является предметом изучения теории динамо, суть которой состоит в объяснении последовательного превращения тепловой и гравитационной энергии, связанной с дифференциацией вещества, в энергию кинетических движений проводящей жидкости и последующее превращение кинетической энергии в энергию магнитного поля. Современные модели динамо включают в себя уравнения в частных производных конвекции и генерации магнитного поля, которые в силу ряда ограничений должны быть трехмерными. Согласно современным представлениям течения в жидком ядре имеют являются циклоническими, что следует из геострофического баланса сил в ядре. Сами циклоны и антициклоны вытянуты вдоль оси вращения, а их диаметр много меньше их длины. Циклоническая конвекция является источником средней гидродинамической спиральности, имеющей принципиальное значение для генерации крупномасштабных магнитных полей в планетарных ядрах. Для того, чтобы хоть как-то приблизиться к требуемому режиму в жидком ядре необходимо использование моделей с сетками 128 в кубе и выше, что даже для параллельных компьютеров является большим испытанием, а вычисления занимают месяцы. В то же время, пространственное разрешение имеющихся геомагнитных наблюдений уже на нескольких характерных магнитных временах в прошлое не превышает первых гармоник в разложении по сферическим функциям, т.е. сравнение высокоточных численных моделей с наблюдениями является неоднозначным.

Очевидно, что при наличии сложных трехмерных моделей, дающих детальную пространственно-временную структуру физических полей в жидком ядре и на поверхности планет, хотелось бы иметь в своем распоряжении и простые модели, позволяющие воспроизводить основные черты геомагнитного поля в прошлом на больших временах. Данные модели должны основываться на современном представлении о циклонической конвекции в жидком ядре и давать сходную картину эволюции магнитного диполя. Для это цели мы рассмотрим модель домино, предложенную в [1]. Суть модели состоит в том, что магнитное поле планеты представлено в виде суперпозиции магнитных полей отдельных спинов, которые имеют постоянную амплитуду, но могут вращаться. Спины взаимодействуют между собой так, что минимальная энергия взаимодействия соответствует сонаправленным спином. Вращение в системе приводит к появлению предпочтительного направления спинов вдоль оси вращения. Введя понятия кинетической и потенциальной энергии ансамбля спинов, можно, используя Лагранжев формализм, выписать эволюционные уравнения для углов спинов относительно оси вращения [1] в меридиональных плоскостях. Полученная система нелинейных дифференциальных уравнений первого порядка решается численно. Получаемые шкалы магнитной полярности, хотя бы визуально, напоминают известные в геомагне-

тизме рис. 1а. Вариацией параметров в модели удается получить как длительные интервалы без инверсий, так и режимы с частыми инверсиями.

Одним из важных результатов теории динамо является тот факт, что процесс инверсий зависит от пространственного распределения теплового потока на внешней границе жидкого ядра [2]. Флуктуации теплового потока на границе, составляющие несколько десятков процентов от его среднего уровня, возникают за счет конвекции в мантии и имеют характерные времена 1-10 млн. лет, что много больше характерных времен процессов в жидком ядре 10-100 тыс. лет. В частности, в работе показано, что увеличение интенсивности теплового потока вдоль оси вращения аналогично усилению вращения и приводит к увеличению степени осевой симметрии системы в целом, и как следствие, затруднению процесса инверсий: возникает своего рода тепловая ловушка для магнитного диполя. В свою очередь, ослабление теплового потока в высоких широтах приводит к хаотизации движений магнитного диполя и появлению частых инверсий. Последнее связано с нарушением геострофического баланса и преобладанием радиальных сил плавучести. Кажется заманчивым воспроизвести данный эффект в рамках простых моделей динамо, позволяющих получить обширную статистику инверсий и придать большую наглядность результатам.



**Рис. 1.** Эволюция во времени магнитного диполя  $M$  для случая без анизотропного теплового потока на границе ядро-мантия (а); увеличенного теплового потока на полюсах (б) и увеличенного потока в экваториальной плоскости (в).

Если понимать под рассмотренным в модели [1] спином не просто магнитный спин, а магнитогидродинамическую систему циклона в целом [3], то

можно ввести поправку для потенциальной энергии, учитывающую неоднородность теплового потока. Тогда, в правой части эволюционных уравнений появится соответствующая эффективная сила, имитирующая влияние тепловых неоднородностей. Использование такого подхода в модели Домино позволяет воспроизвести основные режимы 3D динамо в работе [2], получив качественно такие же графики эволюции, рис. 1б, в [3].

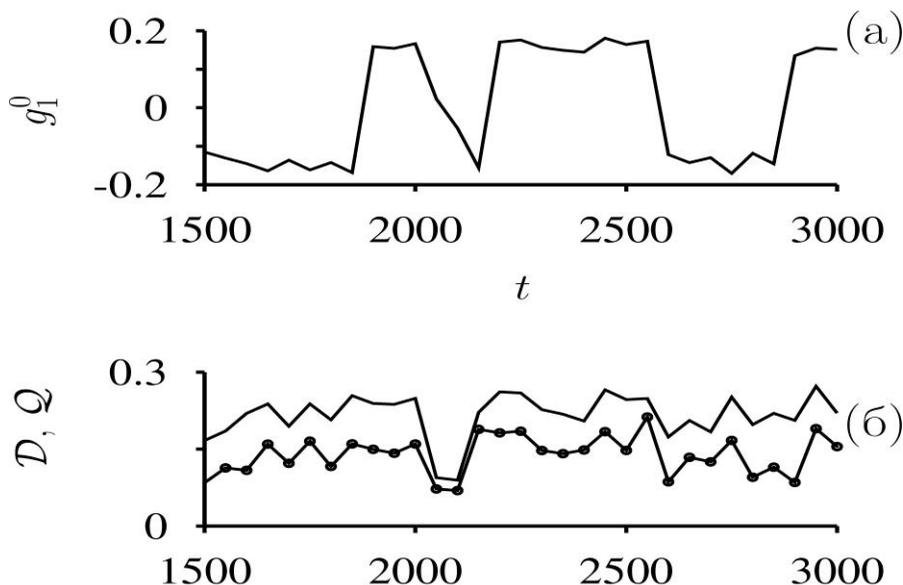
Помимо режимов с частыми и редкими инверсиями поля, в ходе моделирования удавалось воспроизводить весьма длительные интервалы синхронизации спинов, которые соответствовали пониженному значению интегрального магнитного поля. Данные режимы соответствовали высокой скорости вращения (или интенсивности теплового потока в высоких широтах), приводящей к замораживанию отдельных спинов. В свою очередь, высокие значения теплового потока вблизи экватора, способствуют конфигурациям магнитного диполя, расположенного в экваториальной плоскости, что наблюдается на некоторых планетах-гигантах.

Дальнейшим шагом в развитии модели домино является ее обобщение на случай трехмерного вращения спинов в пространстве [4]. Подобный переход позволяет устранить следующий важный недостаток двумерной модели. Очевидно, что нутационные движения спинов (движения с изменением широты) должны приводить к появлению силы Кориолиса, перпендикулярной скорости движения и направлению вращения. Сила Кориолиса вызывает прецессию спинов относительно направления оси вращения в горизонтальной плоскости, как это происходит при вращении волчка, или в случае магнитных спинов в присутствии внешнего магнитного поля. Формально, это приводит к появлению нового эволюционного уравнения для долготы. Для малых ускорений в направлении оси вращения, получаемые уравнения близки по форме к прецессионным уравнениям Ландау-Лифшица-Гильберта для ферромагнетиков.

Для общего случая, когда интересуют инверсии поля, рассматривается нелинейная система дифференциальных уравнений второго порядка, содержащая ускорения по двум углам, также решаемая численно методом Ньютона-Рапсона [4].

Включение в рассмотрение неосесимметричного поля позволило исследовать процесс инверсии более детально. Как известно, в настоящее время существует два сценария смена полярности. Согласно первому сценарию, магнитный диполь сначала уменьшается по амплитуде, потом меняет полярность, после чего происходит восстановление амплитуды дипольного поля. Согласно второму варианту, смена полярности происходит за счет переворота диполя, без уменьшения напряженности поля. В рамках модели Домино второй вариант оказывается более предпочтительным. Только одна из пяти инверсий, изображенных на рис. 2а, происходит с уменьшением амплитуды полного диполя рис. 2б. Как показывают расчеты, см. рис. 2б, поведение интенсивности полного диполя  $D$  и квадрупольного  $Q$  очень близки к друг другу, и перераспределение энергии происходит на более малых масштабах. Интересно, что в трехмерных расчетах перераспределение магнитной энергии во

время инверсий также наблюдается. Последнее связано с тем, что при больших магнитных числах Рейнольдса (омическая диссипация мала) и тем фактом, что в магнитострофических системах во вращающейся системе координат магнитная энергия много больше кинетической. В этом случае уже нельзя списать уменьшение магнитной энергии диполя во время инверсии на увеличение кинетической энергии течений. Последний процесс сопровождается увеличением амплитуды квадрупольной составляющей поля.



**Рис. 2.** Эволюция осесимметричного диполя  $g_1^0$  (а), полного диполя  $D$  и квадруполь  $Q$  (б).

Другой особенностью неосесимметричной модели Домино является возможность воспроизведения предпочтительных долгот положения виртуального диполя во время инверсий. Также, как и в случае с осесимметричной моделью, вариации теплового потока оказывают влияние на процесс инверсий. Введение неосесимметричного теплового потока приводит и к нарушению симметрии в траекториях виртуальных полюсов магнитного поля.

Конечно же, рассмотренная модель Домино на фоне современных трехмерных моделей чрезвычайно проста. Однако многие составляющие данной модели выдерживают и достаточно серьезную критику. Для иллюстрации проведем аналогию с хорошо известной моделью Паркера [5], не требующей особой рекламы и послужившей прототипом для создания аппарата моделей динамо среднего поля, в частности, Z-модели геодинамо Брагинского. Как в модели Домино, так и в модели Паркера, понятию циклонической конвекции отводится принципиальное значение. В моделях среднего поля вращение яв-

ляется тем самым механизмом, который приводит к нарушению зеркальной симметрии, генерации спиральности,  $\alpha$ -эффекта, и возникновению предпосылок для возникновения крупномасштабных магнитных полей. Однако уже на уровне приложений, возможность удобного и простого использования аппарата теории теряется, поскольку нарушается ряд требований по однородности и изотропии случайных физических полей. В результате, ряд ключевых параметров, используемых в теории, требует адаптации для условий высокой анизотропии в геострофических режимах.

В то же время, при моделировании трехмерных задач динамо в ядрах планет, отправным пунктом является создание циклонической конвекции. Магнитное поле в первом приближении не меняет структуру таких течений, и конечно же, если упрощенная модель использует такую информацию, то наглядность предлагаемых сценариев тех или иных физических процессов только усиливается. Интересно, необходимое в теории средних полей разделение по масштабам, для пространственных масштабов в модели домино выполняется автоматически, поскольку энергонесущий масштаб турбулентности определяется числом циклонов. Обратим внимание, что введение нелокального взаимодействия спинов позволяет получить протяженный спектр вариации поля. Также следует с пониманием к некоторой вольности определения понятия самого циклона: в действительности, во время инверсии меняется лишь направление магнитного поля индивидуального циклона, в то время, как его гидродинамика остается устойчивой. Поскольку сила Лоренца квадратична по магнитному полю, то это не противоречит законам электродинамики.

1. Nakamichi A., Mouri H., Schmitt D., Ferriz-Mas A., Wicht J. and Morikawa M. Coupled spin models for magnetic variation of planets and stars. *Mon. Not. R. Astron. Soc.* 2012. 423. 4. 2977-2990. arXiv:1104.5093v1.
2. Glatzmaier G.A., Coe R.S., Hongre L., Roberts P.,H. The role of the Earth's mantle in controlling the frequency of geomagnetic reversals. *Nature.* 1999. 401. 885-890.
3. Reshetnyak M., Hejda P. Heat flux modulation in Domino dynamo model. *Open Journal of Geology.* 2013. 3. N 2B. 55-59.
4. Решетняк М.Ю. Трехмерная модель домино в геодинамо. *Физика Земли.* 2013. 4. 18-28.
5. Parker E.N. Hydromagnetic Dynamo Models, *Astrophys. J.* 1955. 122. 293–314.

## **Палеомагнетизм девонских интрузивных тел Карской астроблемы**

*Е.С. Сергиенко<sup>1</sup>, Р.В. Смирнова<sup>1</sup>, В.В. Попов<sup>2</sup>, А.М. Якубсон<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> *Физический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург*

<sup>2</sup> *ВНИГРИ, Санкт-Петербург*

Целью работы является палеомагнитное изучение образцов габбро-долеритовых интрузивных тел цокольного комплекса Карской астроблемы, направленное на расширение палеомагнитной базы данных, включающей

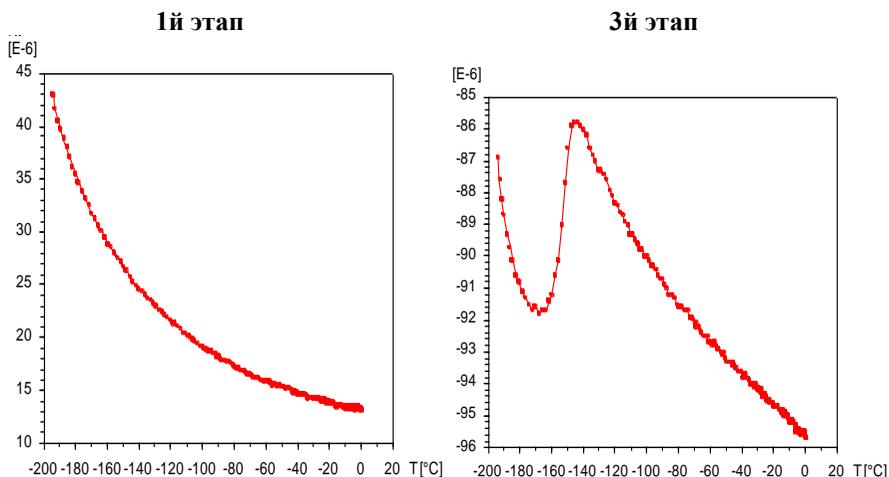
только определения, отвечающие современным критериям палеомагнитной надежности.

Для достижения данной цели были проведены чистки образцов переменным полем и температурой, снята зависимость магнитной восприимчивости от температуры. Был проведён компонентный анализ естественной остаточной намагниченности  $J_n$ , изучены магнитные свойства образцов для идентификации минералов-носителей  $J_n$  (изучение зависимости магнитной восприимчивости от температуры  $\chi(T)$ ).

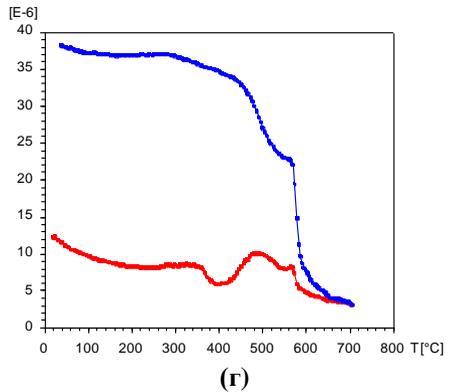
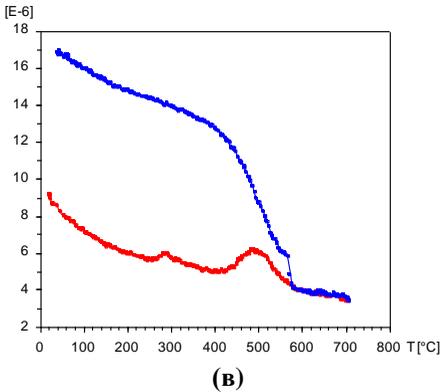
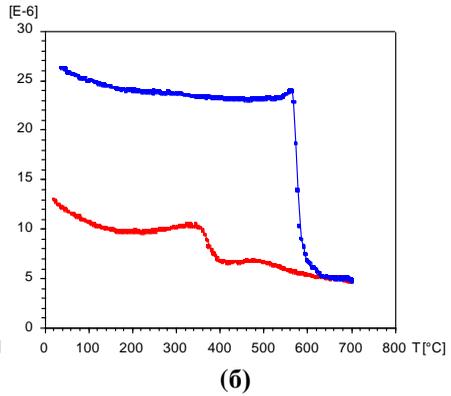
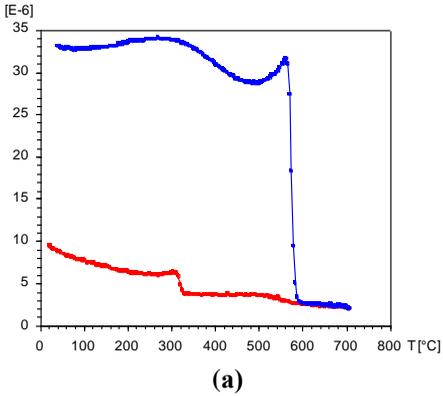
**Объект исследования** Карская астроблема расположена на северо-восточном крыле Пай-Хойского антиклинория, в бассейнах рек Кара, Сибирчата-Яха, Саа-Яха и др. в 200 км к северу от г. Воркута. В геологическом строении астроблемы может быть выделено пять структурно-литологических комплексов: цокольный, коптогенный, инъекционный, заполняющий и перекрывающий.

**Терромагнитный анализ** Для определения (идентификации) магнитных минералов, на первом этапе лабораторных исследований, изучалась зависимость магнитной восприимчивости от температуры, и, соответственно, выбирался шаг магнитной чистки. Далее: осуществлялась магнитная чистка и проводился компонентный анализ намагниченности образцов, вычислялись координаты палеополусов.

В ходе исследования в магнитном поле 400 А/м проводился терромагнитный анализ (по магнитной восприимчивости  $\chi$ ). Кривые  $\chi(T)$  снимались в три этапа: 1) образец охлаждался до температуры жидкого азота -196,5 °С и затем нагревался до комнатной температуры, при этом снималась кривая  $\chi(T)$  в процессе нагрева; 2) образец нагревался от комнатной температуры до 700°С, снимались кривые «нагрев-охлаждение»; 3) повторялся цикл первого этапа.

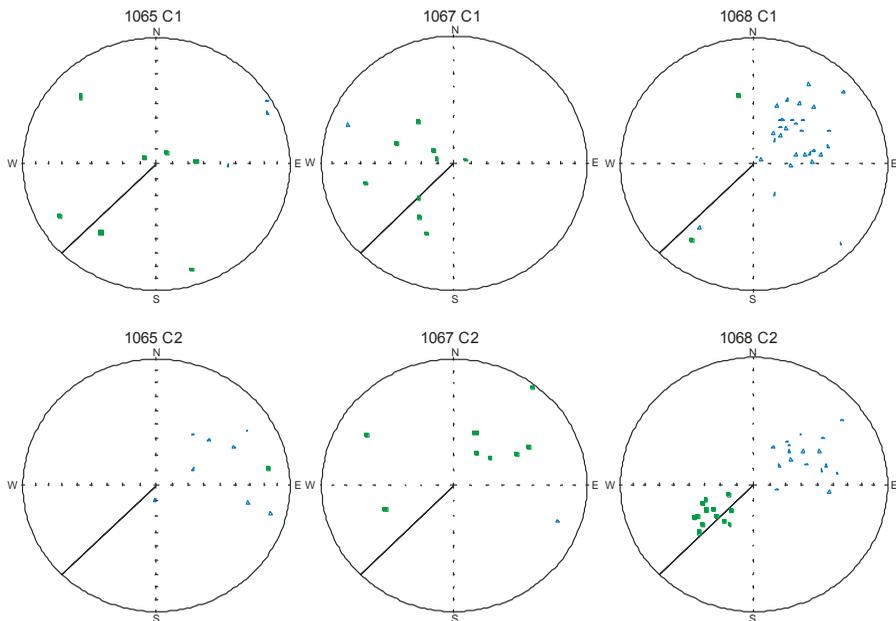


## 2й этап

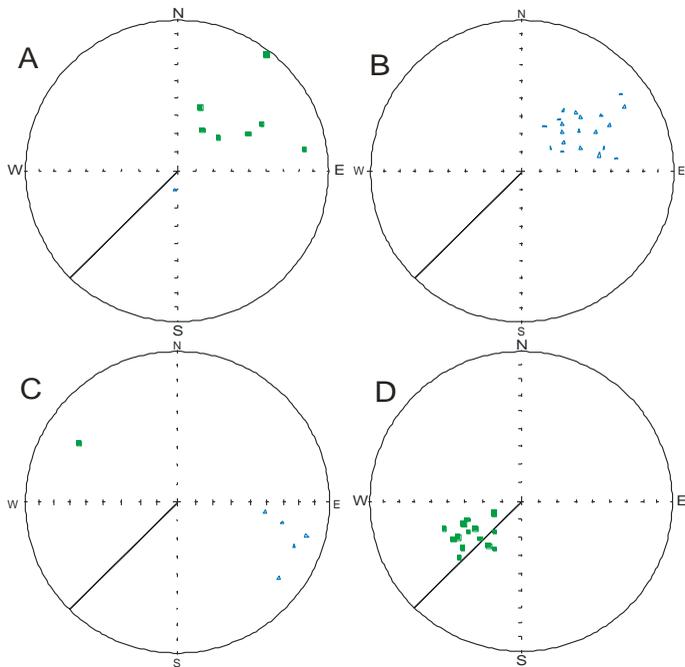


По данным этих исследований было установлено наличие в образцах первичных пирротина и титаномагнетита, а также образование магнетита во всех образцах в результате лабораторного нагрева.

**Магнитная очистка и компонентный анализ естественной остаточной намагниченности** Образцы подверглись температурной очистке. Выделено 2 компонента естественной остаточной намагниченности. На следующем рисунке они разделены по профилям отбора



Стереопроекции направлений первой (C1) и второй (C2) компонент для 3 профилей.



Стереопроекции направлений второй компоненты (C2).

Их средние направления представлены в Таблице 1.

Таблица 1.

Группа	$\Phi^\circ$	$\Lambda^\circ$	$dp^\circ$	$dm^\circ$
A	40	181	27	17
B	-16	195	9	6
C	-18	141	16	8
D	24	17	7	5

Палеомагнитные полюсы групп представлены в Таблице 2, где К – кучность.

Таблица 2.

Группа	1065	1067	1068	$D^\circ$	$I^\circ$	$K^\circ$	$a95^\circ$
A	3	5	0	50	47	7	21
B	5	0	15	55	-48	23	6
C	3	1	1	108	-24	27	15
D	0	1	14	236	57	30	4

### Заключение

Термомагнитный анализ магнитной восприимчивости образцов показал:

1. Наличие двух типов поведения кривых зависимости  $\chi(T)$  при нагреве в интервале температур 20-700°C, которые можно интерпретировать как наличие двух различных характеристических минералов-носителей естественной остаточной намагниченности (пирротин с точкой Кюри 320°C и титаномагнетит с точкой Кюри 380°C). Поведение кривых зависимости  $\chi(T)$  в цикле «первый нагрев от температуры жидкого азота до комнатной – нагрев-охлаждение в интервале 20-700°C – второй нагрев от температуры жидкого азота до комнатной» показал, что в процессе лабораторных температурных воздействий в ферримагнитной минеральной фазе образцов габбро-долеритов происходит восстановление магнетита.

2. При выполнении термочистки естественной остаточной намагниченности было отмечено два различных типа кривых размагничивания  $J_n(T)$  – «выпуклые» и «вогнутые».

3. Естественная остаточная намагниченность образцов габбро-долеритов содержит две компоненты – низкотемпературная С1 и высокотемпературная С2.

4. Выделенная во всех образцах вторая, высокотемпературная (первичная?) компонента естественной остаточной намагниченности позволяет вычислить координаты положения четырех палеополюсов. При сопоставлении полученных данных с кривой миграции полюса для Русской платформы один из них можно отнести к пермскому времени, второй – к девону. Положение еще двух пока не находит объяснения.

5. Для профиля 1068, где вторая компонента намагниченности представлена двумя противоположными направлениями установлено соответствие формы кривых  $J_n(T)$  типу зависимостей  $\chi(T)$ .

6. При анализе выделенных вторых компонент намагниченности для всех профилей отбора замечено, что углы между полученными направлениями близки к типичным кристаллографическим углам ( $90^\circ$ ,  $60^\circ$ ,  $120^\circ$ )

Дальнейшие исследования будут проводиться с целью уточнения позиции палеомагнитных полюсов, выяснения природы возникновения выделенных компонент намагниченности.

При этом стоит учесть, что данный геологический объект испытывал 3 глобальных воздействия:

1. Образование породы – поздний девон 380 млн. лет.
2. Пермское перемагничивание – 250 млн. лет.
3. Импактное событие – граница мел-палеоген 70 млн. лет.

Каждое из этих событий могло создать или изменить намагниченность образцов. Поэтому наша последующая задача состоит в том, чтобы разделить эти намагниченности по времени и способу образования. Для этого будут отобраны образцы из сходных генетически и по возрасту интрузивов с территорий, находящихся вне границ астроблемы. При изучении этих образцов можно будет сравнить полученные направления естественной остаточной намагниченности и учесть тем самым влияние импактного события. Также уже проводятся исследования на электронном и оптическом микроскопах для определения структурно-фазового состава пород. Ведутся петрологические исследования.

В дальнейшем будет проработана версия о химической природе данной намагниченности, так как углы между полученными направлениями близки к типичным кристаллографическим углам ( $90^\circ$ ,  $60^\circ$ ,  $120^\circ$ ), что приводит к предположению об образовании намагниченности по направлениям осей кристаллических решеток.

## **Интегральные гидромагнитные уравнения в планетах Земной группы, энергетическое масштабирование, инверсии и асимметрии**

*С.В. Старченко*

*ИЗМИРАН, Троицк, Москва*

Выведены, упрощены и проанализированы интегральные законы эволюции кинетической, магнитной и, впервые здесь предложенной, ориентационной энергии в жидких ядрах планет Земной группы. При этом под инверсией понимается глобальный процесс, когда меняет знак объемный интеграл от скалярного произведения конвективной скорости на магнитное поле во всем ядре планеты. Получены оценки характерных скоростей, магнитных полей, периодов и масштабов в зависимости от энергетической мощности конвекции. Показано, что для осуществления инверсии эта мощность должна достигнуть некоторой среднеустойчивой на данную эпоху величины, а при существенном отклонении энергетики конвекции от этой величины инверсии не произойдет. В результате величина направленного преимущественно вдоль скорости магнитного поля будет меньше чем в противоположном со-

стоянии. Суммарная же длительность интервалов с направлением вдоль скорости может быть несколько меньше суммарной длительности интервалов с противоположным направлением, когда мощность конвекции растет со временем, а при долговременном уменьшении мощности – наоборот. Оценена то, как диффузия может определять средний период между геомагнитными инверсиями за счет турбулентных, тепловых, электромагнитных и критических вязко-композиционных процессов. Преобладающий при этом процесс может быть выявлен из зависимости частоты инверсий от интенсивности магнитного поля по палеомагнитным данным.

**1. Введение и исходные соотношения** Недавняя оценка величины электропроводности и соответствующей теплопроводности в ядре Земли из первых принципов и экспериментов, см. например [1], задает исходящий из ядра адиабатический тепловой поток, превышающий ранее общепринятую величину (порядка 5...7 ТВт) в несколько раз. Поэтому в современную эпоху тепловая конвекция вряд ли одна в состоянии поддержать геомагнитное поле на наблюдаемом уровне. Аналогичным образом, на протяжении всей эволюции планет Земной группы для существования их гидромагнитных динамо необходимо дополнить тепловую конвекцию другими источниками течений способных генерировать магнитное поле. Наиболее значимы для этого композиционные процессы в результате гравитационной дифференциации различных по плотности компонент ядра. В недрах же Меркурия и Ганимеда не менее значимыми могут оказаться приливные воздействия со стороны Солнца и Юпитера соответственно. На структуру гидромагнитных течений также может существенно влиять, практически в этом плане не исследованные, неоднородности границ и переходных слоев в проводящих жидких ядрах. Таким образом, энергетические источники генерирующих магнитное поле течений настолько сложны, что имеет смысл, считая их заданными через определяемое ими ускорение  $\mathbf{A}$ , исследовать сначала уравнения для скорости течений и электромагнитных полей (см., например, [2, 3]) в упрощенном, следуя [4], виде:

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} - \mathbf{V} \times \nabla \times \mathbf{V} + 2\Omega \mathbf{1}_z \times \mathbf{V} + \nabla p + \nu \nabla \times (\nabla \times \mathbf{V}) = \mathbf{A} - \frac{\mathbf{B} \times \nabla \times \mathbf{B}}{\mu_0 \rho}, \quad \nabla \cdot \mathbf{V} = 0. \quad (1, 2)$$

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = -\nabla \times \mathbf{E}, \quad \nabla \cdot \mathbf{B} = 0, \quad \mathbf{E} + \mathbf{V} \times \mathbf{B} = \frac{\nabla \times \mathbf{B}}{\mu_0 \sigma}. \quad (3, 4, 5)$$

Здесь и далее обозначения стандартны, а хорошо (угловая скорость вращения  $\Omega$  и плотность ядра  $\rho$ ), удовлетворительно (коэффициент электропроводности  $\sigma$ ) и плохо (коэффициент вязкости  $\nu$ ) определенные параметры практически постоянны в жидком ядре планеты в рассматриваемую эпоху. Для скорости  $\mathbf{V}$ , магнитного  $\mathbf{B}$  и электрического  $\mathbf{E}$  полей далее задаются одни и те же условия (6-8) на внешней изолирующей  $r = r_*$  и внутренней проводящей  $r = r_i$  границе:

$$[\mathbf{B}] = 0, \quad [\mathbf{E}] = 0, \quad \mathbf{V} = 0. \quad (6, 7, 8)$$

В качестве основного процесса определяющего ускорение  $\mathbf{A}$  в Земле общепринято композиционное геодинамо [2, 3], которое работает за счет всплывания избыточной легкой примеси при кристаллизации внутреннего твердого ядра из тяжелой основы расплава внешнего жидкого ядра. Такое общепринятое динамо испытывает трудности с тем, что возраст твердого ядра и соответственно всего этого динамо вряд ли может быть больше миллиарда лет [1, 2, 5]. Для решения этой проблемы в работе [5] было предложено твердое и существенно уплотняющееся к центру протоядро. Оно растворялось медленно растущим и опускающимся к центру жидким сферическим слоем (внешним ядром), начиная с момента формирования этого слоя около 4 миллиардов лет назад. Такой мощнейший композиционный процесс описывается уравнениями, формально совпадающими с общепринятыми уравнениями, поскольку от границы протоядра выплавляется и также поднимается вверх легкая примесь. Это ведет к максимальной конвективной неустойчивости у внутренней границы жидкого слоя и далее вверх спаданием величины неустойчивости вплоть до нуля у внешней границы, что противоположно распределению неустойчивости в чисто тепловом динамо.

**2. Эволюция интегралов от скалярных произведений скорости и магнитного поля** Проинтегрируем по объему всего ядра планеты скалярное произведение  $\rho \mathbf{V}$  на (1). Используя интегральные теоремы и (8), получим эволюционное уравнение для кинетической энергии:

$$\frac{d}{dt} \left( \int_0^r \rho \frac{V^2}{2} d^3 r \right) = \int_0^r \left( \rho \mathbf{A} \cdot \mathbf{V} - \frac{\mathbf{V} \times \mathbf{B} \cdot \nabla \times \mathbf{B}}{\mu_0} - \rho \nu |\nabla \times \mathbf{V}|^2 \right) d^3 r. \quad (9)$$

Аналогично интегрируем скалярное произведение  $\mathbf{B}/\mu_0$  на (3). Используя (4-8) и  $\mathbf{E}=\mathbf{0}$  на внешней изолирующей границе, получим магнитную энергию и мощность силы Лоренца с положительной и знакопеременной частью:

$$\frac{d}{dt} \left( \int_0^r \frac{B^2}{2\mu_0} d^3 r \right) = \int_0^r \left( \frac{\mathbf{V} \times \mathbf{B} \cdot \nabla \times \mathbf{B}}{\mu_0} - \frac{|\nabla \times \mathbf{B}|^2}{\mu_0^2 \sigma} \right) d^3 r, \quad (10)$$

$$\frac{\mathbf{V} \times \mathbf{B} \cdot \nabla \times \mathbf{B}}{\mu_0} = \sigma |\nabla \times \mathbf{B}|^2 - \sigma \mathbf{V} \times \mathbf{B} \cdot \mathbf{E}. \quad (11)$$

Всегда положительный (первый) член в правой части выражения (11) определяет рост магнитной энергии в (10) за счет энергетической мощности конвекции, которую задает первый член в правой части (9). Это обстоятельство будет далее использовано для существенного упрощения выражений (9) и (10).

Чтобы получить эволюционное уравнение для характеризующего взаимную ориентацию гидромагнитных полей скаляра  $\mathbf{V} \cdot \mathbf{B}$ , умножим (1) на  $\mathbf{B}$ , (3) на  $\mathbf{V}$ , сложим результаты умножения, проинтегрируем и, обозначая  $\eta = \nu + 1/\mu_0 \sigma$ , получим:

$$\frac{d}{dt} \left( \int_0^r \mathbf{V} \cdot \mathbf{B} d^3 r \right) = \int_0^r (\mathbf{A} \cdot \mathbf{B} - 2\Omega_z \cdot \mathbf{V} \times \mathbf{B} - \eta \nabla \times \mathbf{V} \cdot \nabla \times \mathbf{B}) d^3 r + \int_{r=r_0}^r (\nu \mathbf{1}_r \cdot \nabla \times \mathbf{V} - \rho B_r) d^2 r. \quad (12)$$

Умножая это уравнение на точно известный постоянный коэффициент  $\sqrt{\rho/\mu_0}$ , получим из такого произведения эволюционное уравнение для определяемой здесь ориентационной энергии:

$$\int_0^{r_0} \sqrt{\rho} \frac{\mathbf{V} \cdot \mathbf{B}}{\sqrt{\mu_0}} d^3 r. \quad (13)$$

Такое определение передает физическую сущность этой энергии. Она положительна, когда скорость и магнитное поле направлены преимущественно одинаково, а при разнонаправленных полях она отрицательна. Абсолютная величина ориентационной энергии (13) приблизительно ограничена квадратным корнем от произведения кинетической энергии, член (9) в скобках слева, на магнитную энергию из (10). В природных гидромагнитных динамо ориентационная энергия часто близка к этой ограничительной величине из-за обычно сильного преобладания эффектов генерации над диссипацией, что и приводит к практической параллельности скорости и магнитного поля.

Определим также удельную (в Вт/кг) энергетическую мощность конвекции/течения:

$$W \equiv \int_0^{r_0} \mathbf{A} \cdot \mathbf{V} d^3 r. \quad (14)$$

Это, используемое далее, определение универсально, поскольку оно подходит не только для композиционной и/или тепловой конвекции, но и для любого конвекционного или даже совсем другого типа (прецессионного, экспериментального и т.д. и т.п.) течения в сферическом слое.

**3. Гидромагнитные поля, их инверсии и асимметрии, определяемые мощностью конвекции** Определим варьирующиеся со временем кинетическую  $Y$ , магнитную  $X$  и ориентационную  $Z$  величины:

$$Y = \sqrt{\int_0^{r_0} V^2 d^3 r} \approx V_*, \quad X = \sqrt{\int_0^{r_0} B^2 d^3 r} \approx B_*, \quad Z = \int_0^{r_0} \mathbf{V} \cdot \mathbf{B} d^3 r, \quad (15)$$

а звездочками обозначим значительно более медленно изменяющиеся со временем типичные величины.

Считая заданной, как функция времени  $W(t)$  мощность конвекции из (14), аппроксимируя произведения векторов простейшим образом и производные отношениями величин к размерам, пренебрегая заведомо малыми вязкими, знакопеременными и поверхностными членами, получим из (9-12) наипростейшую систему эволюционных уравнений:

$$Y \frac{dY}{dt} = W - \frac{c}{\rho} (X^2 Y^2 - Z^2), \quad X \frac{dX}{dt} = \mu_0 c (X^2 Y^2 - Z^2) - \frac{X^2}{\tau}, \quad \frac{dZ}{dt} = CW - \omega (XY - Z). \quad (16)$$

Здесь  $c$ ,  $\tau$ ,  $C$  и  $\omega$  изменяющиеся со временем коэффициенты. По порядку величины, обусловленные интегралами от всегда положительных членов,  $c$  и  $\tau$  соответственно близки к известной электропроводности  $\sigma$  и оцениваемому далее  $\mu_0 \sigma d^2$ , где  $d$  – типичный гидромагнитный масштаб. Обусловленные же

частично знакопеременными членами коэффициенты  $C$  и  $\omega$  приблизительно несколько меньше или равны  $B_*/V_*$  (оцениваются далее) и  $2\Omega$  (точно известно) соответственно.

Все временные производные системы (16) обнуляются в её единственной стационарной точке:

$$Y_s = \frac{C}{2\omega} \frac{W_0 + W}{\sqrt{\tau\mu_0\rho W}}, \quad X_s = \sqrt{\tau\mu_0\rho W}, \quad \frac{Z_s}{Y_s X_s} = \frac{W_0 - W}{W_0 + W} \approx \cos o, \quad W_0 \equiv \frac{\rho}{c} \left( \frac{\omega}{C} \right)^2. \quad (17)$$

Здесь  $o$  – интегрально усредненный угол между вектором скорости и магнитным полем. Этот угол близок к нулю в состоянии, принимаемом тут за исходное, когда из-за эффективного действия динамо магнитное поле направлено практически вдоль скорости. В противоположном состоянии магнитное поле также почти параллельно скорости, но направлено ей противоположно, т.е.  $o \approx \pi$ . В момент осуществления инверсии или экскурса,  $o \approx \pm\pi/2$  т.е. эти поля практически взаимно перпендикулярны. При этом ориентационная энергия  $Z_s$  близка к нулю, а мощность  $W$  близка к некоторой, по-видимому, среднеустойчивой на данную эпоху величине  $W_0$ , определяемой в (17). При этом среднеквадратичные величины полей изменяются не более чем в несколько раз в ядре, но могут убывать на порядок величины и более у поверхности планеты из-за практически обнуления дипольной составляющей при  $Z_s=0$ . Для грубой оценки параметров состояния инверсия/экскурс предположим, что система (16) преимущественно находится вблизи (17) при  $W=W_0$ ,  $C=B_0/V_0$ ,  $X_s=B_0$ ,  $Y_s=V_0$ . В результате получим типичные (отмечены индексом 0) для инверсии/экскурса гидромагнитные величины:

$$V_0 = \sqrt{W_0/\omega} \approx 2 \cdot 10^4 \text{ м/сек}, \quad B_0 = \sqrt{\omega\rho/c} \approx 3 \cdot 10^4 \text{ Г}, \\ \tau_0 = \omega/(\mu_0 c W_0) \approx 2 \cdot 10^7 \text{ сек} \Rightarrow d \approx 4 \cdot 10^3 \text{ м}. \quad (18)$$

Оценки сделаны в (18) для ядра Земли при грубо оцениваемом среднем  $W_0 = 3 \cdot 10^{13}$  Вт/кг из [2-5], удовлетворительно известном  $c = 10^6$  См/м из [1], общеизвестном  $\rho = 10^4$  кг/м<sup>3</sup> и  $\omega = 10^{-5}$ /сек, которое на порядок меньше чем общеизвестное  $2\Omega$ , см. обоснование после (16). Из (18) очевидно, что инверсия/экскурс сопровождается несколько уменьшенными величинами скорости, магнитного поля, периодами и масштабами по сравнению с обычным состоянием между инверсией/экскурсом, ср. [2-5].

Из предпоследнего выражения в (17) очевидно, что заданная мощность  $W$  должна долговременно отличаться от выделенной мощности  $W_0$ , чтобы динамо преимущественно пребывало в состоянии без инверсии или экскурса. При этом больше величина  $W$  и соответственно среднеквадратичного магнитного поля  $X_s$  в противоположном состоянии при  $Z_s < 0$ , чем в исходном состоянии при  $Z_s > 0$ , когда магнитное поле преимущественно направлено вдоль скорости. Из-за этого при медленно понижающейся со временем (на интервалах в несколько десятков-сотен миллионов лет для Земли) мощности конвекции магнитное поле будет, скорее всего, дольше оставаться в исход-

ном состоянии, а при повышающейся мощности – в противоположном. Таким образом, появляется возможность, исходя из подобной асимметрии по интенсивности и по времени в палеомагнитных реконструкциях, определить, возрастает или убывает со временем энергетическая поддержка конвекции в рассматриваемую эпоху. Если поддержка возрастает – то в ядре Земли композиционная конвекция, по-видимому, преимущественно работает по общепринятому сценарию, см. [1-4], когда тяжелая основа расплава жидкого ядра кристаллизуется на твердом ядре, а всплывающая избыточная легкая примесь движет конвекцию. При этом растущее твердое ядро увеличивает площадь своего соприкосновения с жидким ядром, что и должно способствовать росту энергетической поддержки конвекции. Напротив, если эта поддержка убывает – то, скорее всего, осуществляется предложенный в [5] сценарий, когда растущее жидкое ядро выплавляет из убывающего твердого ядра всплывающую затем легкую примесь. Такой сценарий может сосуществовать с общепринятым сценарием, если примерно миллиард-полмиллиарда лет назад растворение твердого ядра сменилось его кристаллизацией. Растворение твердого ядра также может маскироваться тепловой конвекцией, если в современную эпоху тепловой поток из ядра существенно превышает адиабатический тепловой поток, который более 10 ТВт в соответствии с [1]. При таком маловероятном, но возможном сценарии, тепловая конвекция, также сопровождается убыванием мощности конвекции из-за остывания ядра и уменьшения мощности радиоактивных источников тепла.

**4. Диффузионная природа частоты инверсий и ее связь с интенсивностью геомагнитного поля** Общеизвестная величина среднего временного интервала между геомагнитными инверсиями составляет около полумиллиона лет за последние несколько сотен миллионов лет. Для выявления физической природы этой величины, рассмотрим всевозможные диффузионные процессы, имеющие сходный характерный временной интервал. Выбор диффузии как основного кандидата для объяснения этого явления обусловлен тем, что контролирующее геодинамо ускорение  $\Lambda$  определяется из энергетических уравнений диффузионного типа, см. [2-4] и раздел 1 этой статьи выше.

Прежде всего, рассмотрим диффузионный перенос тепла и/или массы, обусловленный турбулентными процессами. Используем общеизвестную оценку турбулентного коэффициента диффузии:  $V_* d/3$ . Тогда искомым средним интервалом между инверсиями  $T$ , оценивается как  $3(r_*)^2/V_* d$ . Для определения входящих в это выражение величин воспользуемся (17) грубо считая, что  $C=B_*/V_*$ ,  $X_s=B_*$ ,  $Y_s=V_*$  и, избавляясь от принципиально ненаблюдаемых величин  $\tau$  и  $V_{*s}$ , получим искомым интервалом порядка полумиллиона лет:

$$T \approx 3r_*^2 \frac{\mu_0}{B_*} \sqrt{\frac{2W\omega\rho c}{W_0 + W}} \approx 1.5 \cdot 10^{13} \text{сек.} \quad (19)$$

Указанная численная величина может быть получена при различных реалистичных параметрах входящих в (19) – см. (17, 18) выше и в [1-5]. При

этом в исходном состоянии (когда магнитное поле направленно по скорости и соответственно  $W < W_0$ ) интервал  $T$  будет короче, чем в противоположном состоянии при сходной величине  $B_*$  типичного магнитного поля. Очевидно, что интервал между инверсиями уменьшается с ростом интенсивности магнитного поля и эта зависимость может быть подтверждена или опровергнута из палеомагнитных реконструкций.

Исходя из новейших определений электрической проводимости  $\sigma$  в [1], сразу же получим искомые полмиллиона лет как величину типичного времени магнитной диффузии  $(r_*)^2 \mu_0 \sigma$  во всем ядре планеты. Очевидно, что эта величина не зависит ни от интенсивности магнитного поля, ни от энергетики конвекции. Также независимо определяется характерное время композиционной диффузии [2, 4] на масштабах критической конвекции [6]. Для него интервал между инверсиями  $T \approx (vr_*/\Omega)^{2/3}/\kappa$ , что порядка полумиллиона лет при типичном коэффициенте диффузии  $\kappa=10^{-9}$  м<sup>2</sup>/сек и вязкости  $\nu=10^{-5}$  м<sup>2</sup>/сек из [2, 6].

Характерное время тепловой диффузии на гидромагнитных структурах размером  $d$  (см. определение после формулы (16)) оценим из второй формулы в (17) считая  $X_s = B_*$  как

$$T \approx B_*^2 / (\mu_0^2 c \rho W \kappa). \quad (20)$$

Это опять дает величину порядка полумиллиона лет при рассмотренных выше реалистических параметрах и коэффициенте тепловой диффузии  $k=2 \cdot 10^{-5}$  м<sup>2</sup>/сек из [1]. Такой обусловленный тепловыми процессами интервал между инверсиями  $T$  увеличивается с ростом интенсивности магнитного поля, и эта зависимость также может быть подтверждена или опровергнута палеомагнитными исследованиями. Уточнить эту, маскируемую неопределенными относительно  $B_*$  величинами  $W$  и  $c$ , зависимость (20) как  $T \propto B_*^{4/5}$  позволяет другое энергетическое масштабирование, предложенное в [5].

*Эта работа была поддержана грантами РФФИ № 12-05-00288-а и 13-05-00893-а.*

1. Gomia H., Ohtaa K., Hirosea K., Labrossed S., Caracasd R., Verstraetef M.J., Hernlundb J.W. The high conductivity of iron and thermal evolution of the Earth's core // Phys. Earth Planet. Inter. 2013. V.224. P.88-103.
2. Braginsky S. I., Roberts P. H. Equations governing convection in the Earth's core and the geodynamo // Geophys. Astro. Fluid. 1995. V.79. P.1-97.
3. Starchenko S.V., Jones C.A. Typical velocities and magnetic field strengths in planetary interiors // Icarus. 2002. V.157. P.426-435.
4. Старченко С. В., Котельникова М. С. Симметричный тепломассоперенос во вращающемся сферическом слое // ЖЭТФ. 2002. Т.121 (3). С.538-550.
5. Starchenko S.V., Pushkarev Y.D. Magnetohydrodynamic scaling of geodynamo and a planetary protocore concept // Magnetohydrodynamics. 2013. V.49. No 1. P.35-42.
6. Старченко С.В., Котельникова М.С. Критическая устойчивость почти адиабатической конвекции во вращающемся быстро и широком сферическом слое // ЖЭТФ. 2013. Т.143 (2). С.388-396.

## **Анализ магнитной восприимчивости донных осадков озера Балхаш**

*А.В. Фаттахов, Д.К. Нурғалиев, Д.М. Кузина, Л.Р. Косарева*

*Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань*

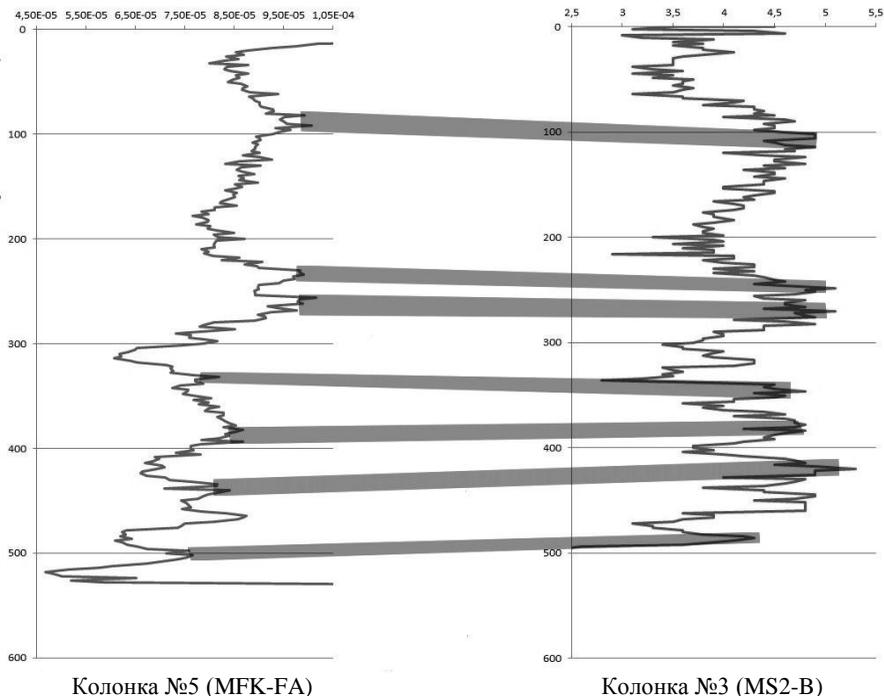
На сегодня в научной литературе практически отсутствуют сколько-нибудь значимые данные о детальной истории о. Балхаш, одного из крупнейших соленых озер мира. Хотя, это очень важный источник информации об изменениях окружающей среды. В данный момент палеоклимат является интересной областью для изучения по всему миру, так как, зная то, как менялся климат в прошлом, можно попробовать предсказать его изменения в будущем. И, значит, можно будет избежать различных катаклизмов, связанных с глобальным потеплением, таянием ледников и т. п.

В рамках проекта РФФИ 11-05-01032-а летом 2012 года сотрудниками К(П)ФУ была проведена экспедиция на северо-восток Центрального Казахстана к озеру Балхаш. В ходе работы были отобраны 6 колонок донных отложений, в том числе 5 - по 2 см в пластиковые немагнитные контейнеры для палеомагнитных исследований. 1 колонка отобрана для литологических исследований. Полученные колонки являются уникальным материалом для реконструкций условий изменения окружающей среды. Лабораторные исследования полученного материала проводились в палеомагнитных лабораториях К(П)ФУ и университета города Берген (Норвегия) в рамках проекта CPRU - 2012/10043 "Coercivity spectrometry for environmental research".

В работе представлены промежуточные итоги, а именно данные магнитной восприимчивости донных осадков и коэрцитивной спектроскопии (для определения вклада различных типов магнетиков). Эти характеристики позволяют достаточно уверенно коррелировать между собой керновые колонки осадков, отобранные в различных точках озера, а также сделать выводы о магнетизме осадков и условиях осадконакопления.

Измерения магнитной восприимчивости проводились на двух приборах. Измерителем магнитной восприимчивости фирмы Bartington MS2-B измерены образцы колонки № 3 (X: 75,8731°; Y: 46,7923°), отобранные в пластиковые кубические контейнеры с шагом 4 см. Так как объем образцов постоянен (8 см<sup>3</sup>) рассматривалась зависимость  $\chi$  от массы. На приборе AGICOMFK-FA (Норвегия) была промерена колонка № 5 (X: 75,8606°; Y: 46,7917°). Образцы этой колонки отбирались с шагом 2 см. Перед измерением  $\chi$ , осадок высушивался и запаковывался в специальные бумажные контейнеры для удобства транспортировки. Данный прибор отличается большей чувствительностью по сравнению с MS2-B, а также позволяет измерять анизотропию образца. Коэрцитивные спектры по образцам колонки №5 были получены при помощи коэрцитивного спектрометра «J\_meter» (Норвегия) [4].

$\chi$ , ед. СИ



**Рис. 1.** Корреляция колонок 3 и 5 по магнитной восприимчивости.

Первым шагом обработки полученных результатов стал анализ данных магнитной восприимчивости. Были построены кривые изменения  $\chi$  с глубиной. Несмотря на использование различных приборов, а также различную разрешенность записи, наблюдается очень хорошая корреляция между колонками (рис. 1). То есть с большой долей уверенности можно утверждать о единых условиях осадконакопления в пределах бассейна, а также о достоверности полученных данных. Так же можно заметить наличие циклических изменений условий осадконакопления. Тренд, наблюдающийся в колонке №5, можно объяснить тем, что осадок, находящийся ближе к поверхности дна содержит больше воды, соответственно сильнее высыхает, а с исчезновением воды уменьшается и диамагнитная составляющая магнитной восприимчивости. Также кривая, полученная с помощью MS2-B (колонка №3), имеет более изрезанную форму, т.е. уровень шума существенно выше.

С целью определения природы изменений магнитной восприимчивости мы сделали попытку определить вклад различных компонентов – ферромагнитной ( $\chi_f$ ), парамагнитной и диамагнитной ( $\chi_p$ ), а также суперпарамагнитной ( $\chi_{sp}$ ). Каждая из составляющих имеет различную природу происхождения: парамагнетики – обычно терригенный привнос, ферромагнетики – зачастую биогенное происхождение, суперпарамагнетики – как биогенное, так и терригенное происхождение [2]. Обычно в донных осадках наибольшее влияние на

общую магнитную восприимчивость оказывает парамагнитная составляющая ( $\chi_p$ ). Это связано с очень малым содержанием ферромагнитного материала в отложениях большинства современных озер, а большая часть биогенного материала и вода – обычно являются диамагнитными. Тогда магнитная восприимчивость в большом поле в основном варьирует за счет изменений количества терригенного материала. При высокой влажности в регионе и речного привноса большого количества терригенного материала магнитная восприимчивость осадков резко увеличивается. Но при определенных условиях, например усыхании озера, прекращение подпитки реками начинает развиваться биота озера, увеличивается масса бактерий, в том числе – магнитотактических, а, значит, увеличивается вклад ферромагнитной составляющей ( $\chi_f$ ). Суперпарамагнитная составляющая ( $\chi_{sp}$ ) может иметь различное происхождение, но материал всегда тонкодисперсный, однодоменный, типичными примерами в природе являются зерна гематита, либо мелкий магнетит биогенного происхождения [1]. Суперпарамагнетики в сильном поле ведут себя как стандартные парамагнетики, но в малых полях они имеют достаточно высокую магнитную восприимчивость и ведут себя как ферромагнетики.

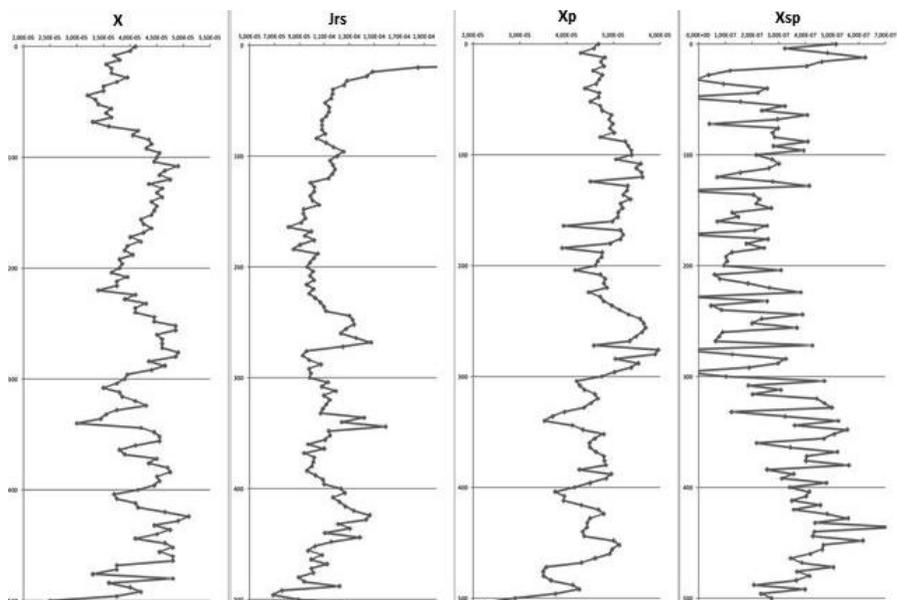


Рис. 2. Кривые изменения магнитной восприимчивости с глубиной.

И так, диамагнитную составляющую определить не представляется возможным, однако она просто занижает общие показания. Точно определить магнитную восприимчивость ферромагнитной компоненты ( $\chi_f$ ) достаточно сложно. Однако она хорошо коррелирует с величиной остаточной намагниченности насыщения ( $Jrs$ ) [1]. При помощи специализированной программы «XParJm» П.Г. Ясонова были определены значения  $\chi_p$  и  $\chi_{sp}$  для каж-

дого образца. На рис. 2 представлены графики изменения каждой из составляющих магнитной восприимчивости с глубиной. Здесь можно заметить, что общие тенденции повторяются на всех приведенных графиках. Однако на кривую  $\chi_{\text{сп}}$  шум оказывает большее влияние из-за низких значений магнитной восприимчивости.

Важно, что таким образом невозможно определить вклад каждой составляющей в значение магнитной восприимчивости. Для количественной оценки влияния каждого из видов магнетиков был проведен факторный анализ по методике главных компонент [3] при помощи программного пакета Statistica 10.

После проведения факторного анализа был получен ряд таблиц, в которых представлены значения каждого фактора для каждого из значений магнитной восприимчивости. В таблицах 1 и 2 представлена корреляция значений по каждому типу магнетиков и дисперсия этих значений. По полученным значениям построены графики изменения факторов с глубиной (рис.4), определяющие вклад каждого фактора. Наибольшее влияние на магнитную восприимчивость оказывает первый фактор (65 %), представленный по большей части парамагнитным материалом. По сути, он характеризует привнос тонкодисперсного (возможно глинистого) материала в бассейн - показывает сток в озеро. Фактически, это может быть связано с региональной влажностью, или, например, интенсивным таянием ледников в зонах питания рек, втекающих в озеро. Видно, что этот процесс циклический и периоды колебаний монотонно увеличиваются снизу вверх по разрезу. Это можно объяснить тем, что под давлением осадок уплотняется и сжимается, соответственно его мощность в разрезе становится меньше.

Табл. 1. Корреляция значений каждого из типов магнетиков.

	X	Xp	Xsp	Jrs
X	1,000000	0,615283	0,145646	-0,086792
Xp	0,615283	1,000000	-0,304307	-0,016739
Xsp	0,145646	-0,304307	1,000000	0,258794
Jrs	-0,086792	-0,016739	0,258794	1,000000

Табл. 2. Дисперсия значений каждого фактора

	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4
X	0,804033	0,448660	0,267352	0,284181
Xp	0,910686	0,089900	-0,269201	-0,300166
Xsp	-0,343849	0,795793	0,456416	-0,200413
Jrs	-0,262484	0,643756	-0,712943	0,091606
	41,57368	31,42719	21,51375	5,48538

Второй фактор – фактор биопродуктивности (около 20% дисперсии). Исходя из данных таблицы 2, наибольшее влияние на данный фактор оказывают суперпарамагнитная и ферромагнитная составляющие. Что подтверждается анализом диаграммы Дэй (рис. 3) [5]. Это скорее всего связано с биогенным (аутигенным) происхождением материала. Таким образом, этот фактор указывает на существование в озере восстановительной среды, обусловленной высокой концентрацией органического материала. На границе окислительной и восстановительной зон существовали магнитотактические бактерии [6]. Интересно, что пики первого и второго факторов имеют схожие формы, но присутствует смещение фактора биопродуктивности вверх по разрезу относительно фактора терригенного привноса. Это смещение можно объяснить тем, что наилучшие условия для развития бактерий создаются после того, как пройдена пиковая точка привноса терригенного и органического материала, то есть исчезают турбулентные потоки, устанавливается стабильный режим. Тренд, наблюдающийся в графике второго фактора, показывает, что в прошлом условия для жизнедеятельности магнитотактических бактерий были лучше, а соответственно и аутигенного материала было больше. Пик же, наблюдающийся у поверхности дна, объясняется тем, что бактерии и сейчас производят магнетит, который пока еще не успел раствориться.

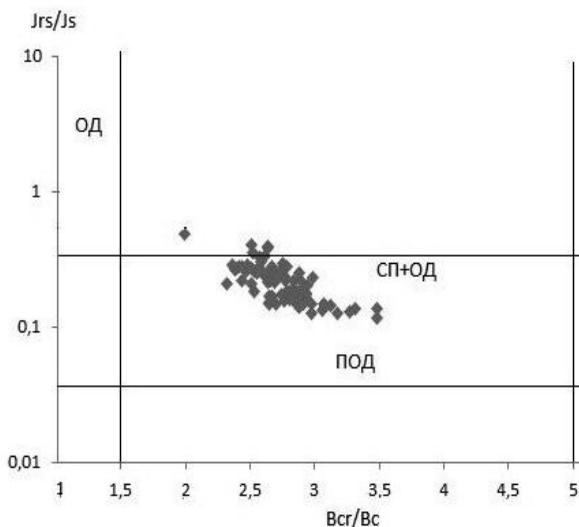


Рис. 3. Диаграмма Дэй.

Третий фактор обуславливает около 6% от общей дисперсии магнитной восприимчивости. Его, скорее всего можно объяснить привносом терригенного ферромагнитного материала вместе с парамагнитным. Здесь речь идет предположительно о магнитожестком гематите, который образуется в процессе окисления при переносе магнитного материала, но его доля достаточно мала в привнесённом материале, чтобы он оказывал сильное влияние на общеположения магнитной восприимчивости. Увеличение роли третьего фак-

тора около поверхности дна можно объяснить антропогенным влиянием, а именно стоком Балхашского завода по обработке цветных металлов.

Четвертый фактор идентифицировать достаточно сложно, но учитывая то, что его вклад в общие значения магнитной восприимчивости минимален, а кривая практически не коррелирует с кривыми предыдущих факторов, тоскорее всего это шум измерений.

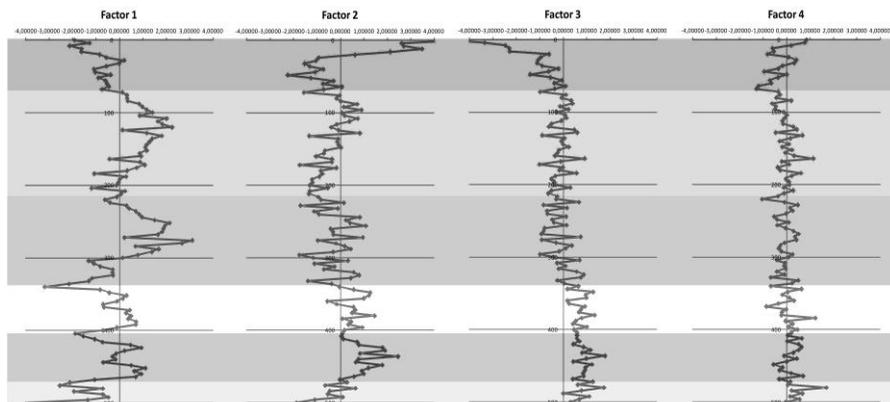


Рис. 4. Выделение циклов осадконакопления по данным магнитной восприимчивости и оценка влияния факторов с глубиной.

Полученные материалы в комплексе с палеобиологическими данными могут быть использованы для реконструкции изменений окружающей среды как в регионе озера Балхаш, так и в областях питания рек, впадающих в озеро (Тянь-Шань).

*Эта работа была выполнена при поддержке гранта РФФИ № 11-05-01032-а.*

1. Буров Б.В. Палеомагнитный анализ / Б.В. Буров, Д.К. Нургалиев, П.Г. Ясонов - Казань: Изд-во КГУ. 1986. – 167с.
2. Зиновьев А.Ю. Визуализация многомерных данных / А.Ю. Зиновьев. - Красноярск: Изд. КГТУ, 2000. – 180 с.
3. Ким Дж.-О. Факторный, дискриминантный и кластерный анализ / Дж.-О. Ким, Ч.У. Мьюллер, У.Р. Клекка, М.С. Олдендерфер, Р.К. Блэшфилд, под ред. И. С. Енюкова. - М.: Финансы и статистика, 1989. – 215 с.
4. Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Патент на полезную модель «Коэрцитивный спектрометр» № 81805. Зарегистрировано в Государственном реестре полезных моделей Российской Федерации 27 марта 2009 г.
5. Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1: Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // Journal of Geophysical Research. - March 2002 – Pp. EPM 4-1–EPM 4-22.
6. Kopp R. E., Kirschvink, J. L. The identification and biogeochemical interpretation of fossil magnetotactic bacteria // Earth Science Reviews 86. – 2008 – Pp. 42–61.

## **Восточно-Европейская платформа в конце венда: новые палеомагнитные данные по западному склону Среднего Урала**

*Н.М. Федорова<sup>1</sup>, Н.М. Левашова<sup>1</sup>, Дж. Дж. Меерт<sup>2</sup>,  
А.В. Маслов<sup>3</sup>, М. Т. Крупенин<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> *Геологический институт РАН, Москва*

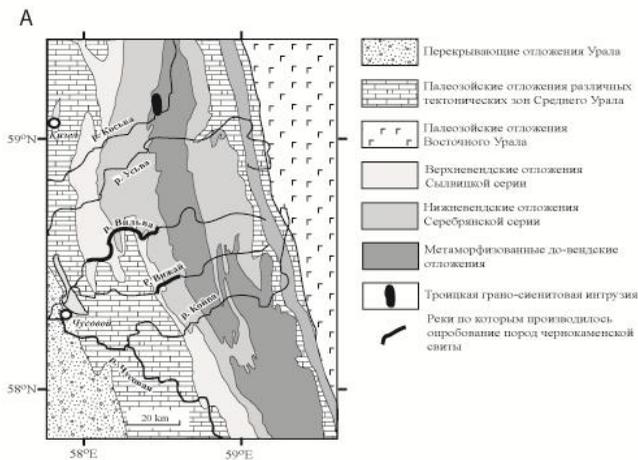
<sup>2</sup> *Университет Флориды, Гейнсвилл, Флорида, США*

<sup>3</sup> *Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург*

Существующие представления о палеогеографии Земли в интервале времени 700 – 500 млн. весьма неопределенны и противоречивы. Для венда – кембрия большинства континентальных плит крайне мало палеомагнитных данных, а значит, невозможно построение сколь-нибудь уверенных палеогеографических и палеотектонических реконструкций. Наиболее очевидно это для Восточно-Европейской платформы. Согласно данным разных авторов, в венде-кембрии она могла находиться в любых широтах - от южного полюса до экватора. Для реконструкции палеогеографии Восточно-Европейской платформы нужны новые палеомагнитные данные, однако почти все пригодные для палеомагнитных исследований объекты на самой платформе уже изучены. Можно попробовать исправить ситуацию, изучая деформированные окраины платформы. Так, на западе Урала хорошо известны осадочные разрезы вендского возраста. В западной части Среднего Урала основным полем развития отложений венда является Кваркушский антиклинорий (Рис. 1А). Здесь он представлен двумя осадочными сериями – серебрянской и сыльвицкой (Рис. 1Б). В настоящей работе представлены первые палеомагнитные результаты, полученные по вендским породам чернокаменной свиты западного склона Среднего Урала, входящей в состав сыльвицкая серии.

Чернокаменная свита, общей мощностью 1500-1800 м, представлена ритмичным чередованием зеленовато-серых мелкозернистых полимиктовых песчаников, а также алевролитов и аргилитов. В средней и части разреза выделяется 100-метровая пачка пестроцветных фиштакково-зеленых, вишнево-красных и шоколадно-коричневых аргиллитов с тонкими прослоями алевролитов [2]. Именно эти породы использовались для палеомагнитных исследований. В нижней части разреза есть прослой вулканических туфов, из которых были взяты образцы для датирования U-Pb методом. Изотопный анализ выделенных цирконов позволил установить, что возраст чернокаменной свиты составляет  $557 \pm 13$  млн. лет [1].

В долинах рек Вильва и Вижай (Рис. 1А) в 10 обнажениях было проведено палеомагнитное опробование чернокаменной свиты. Расстояние между точками опробования достигало 25 км. Мощность опробованных интервалов разреза составляла от 2-3 м до 15-20м. Отбирались, главным образом, красновато-бурые и фиолетово-серые алевролиты и тонкослоистые алевропесчаники. Отбор велся в стратиграфическом порядке по сайтам, по 7-8 образцов в каждом. Всего было взято 39 сайтов, что составляет около 270 образцов.



**Рис. 1.** (А) Схематическая карта Среднего Урала. (Б) Упрощенная стратиграфическая колонка разрезов вендских отложений на западе Среднего Урала. В строке чернокамненской свиты указан ее возраст.

**Б**

Верхний венд Сылвицкая серия	Усть-Сылвицкая с.
	Чернокамненская с. 557±13
	Перелюкская с.
Нижний венд Серебрянская серия	Старокечминская с.
	Керюсская с.
	Бутовская с.
	Койвинская с.
	Таревская с.
	Тавинская с.

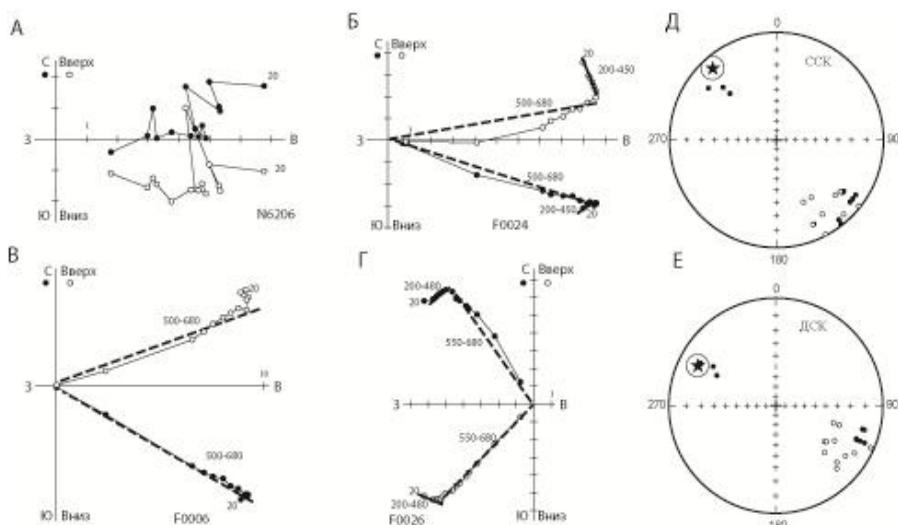
Для палеомагнитных исследований в ручную отбирались образцы, ориентированные горным компасом. Далее из них выпиливались кубики с ребром 20 мм. В палеомагнитной лаборатории ГИН РАН все образцы были подвергнуты ступенчатому (до 20 шагов) температурному размагничиванию вплоть до 700°C. Размагничивание проводилось в самодельной печи с двухслойным пермалловым экраном с остаточным полем около 10 нТ. Намагниченность измерялась на спин-магнитометре JR-4 с уровнем шума 0.05 мА/м, помещенном в кольца Гельмгольца, что уменьшило влияние магнитного поля Земли в несколько раз.

Результаты прогревов анализировались с помощью ортогональных диаграмм. Для определения направлений компонент намагниченности использовались линейные участки траекторий, включающие не менее трех измерений [3]. Данные по образцам из одного сайта осреднялись, и средние векторы по сайтам использовались для вычисления общего среднего направления для всей толщи. Если не удавалось разделить различные компоненты намагниченности, для вычисления среднего направления по сайту использовались компоненты намагниченности и круги перемагничивания [4].

В большинстве образцов при температурах до 200° выделяется нестабильная компонента намагниченности, направления которой крайне плохо сгруппированы как в пределах сайтов, так и на уровне всей коллекции. Эта

компонента не несет физического смысла и, в дальнейшем рассматриваться не будет.

При нагревах выше  $200^{\circ}$  примерно в трети отобранной коллекции не выделяется стабильных компонент намагниченности (Рис. 2А). В остальной части коллекции выделяется одна или две компоненты намагниченности. Среднетемпературная компонента (СТК) выделяется в температурном интервале  $200-480^{\circ}$  (Рис. 2 Б, Г), а высокотемпературная (ВТК) - от  $400^{\circ}$  до  $670^{\circ}$  (Рис. 2 Б, В, Г). Во многих образцах, где выделяется только ВТК, ее направление статистически неотлично от СТК. Наилучшая степень группирования этой компоненты ( $k_{max}=74,5$ ) достигается при 75% пошагового распрямления, то есть это направление является синскладчатым. Известно, что основные деформации на Западном Урале имели место в пермское время [5], то есть скорее всего, синскладчатая намагниченность образовалась именно в это время. Вероятно, часть изученных пород была перемагничена полностью, и в таких образцах пермское направление выделяется как ВТК. В тех случаях, когда произошло лишь частичное перемагничивание, пермское направление выделяется как СТК.



**Рис. 2.** Примеры диаграмм Зийдверельда для образцов чернокаменской свиты в древней (стратиграфической) системе координат. Залитые (незалитые) символы – проекция на горизонтальную (вертикальную) плоскость. Температуры даны в градусах Цельсия, интенсивность намагниченности по осям – в  $\text{mA/m}$ . Пунктир обозначает выделенную в образце высокотемпературную компоненту (ВТК) прямой (Б, В) и обратной (Г) полярности. Сплошная линия обозначает выделенную в образце среднетемпературную компоненту (СТК) (Б, Г). В образце (А) ни ВТК ни СТК выделить нельзя. Стереогаммы направлений высокотемпературной компоненту намагниченности для осадочных пород чернокаменской свиты. ССК (Д) – современная система координат. ДСК (Е) – древняя система координат. Кружками показаны направления прямой (обратной) полярности. Звездочками показаны средние направления высокотемпературной компоненту намагниченности с кругами доверия.

Направление синскладчатой намагниченности мы сравнили с кривой кажущейся миграции полюса Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Оказалось, что направление синскладчатой намагниченности совпадает с направлениями соответствующими эталонным полюсам для ВЕП с возрастами 270 и 280 млн. лет (Рис 3). Так, например, расстояние между нашим направлением и направлением с возрастом 270 млн. лет составляет всего  $5.1^{\circ} \pm 8.2^{\circ}$ . Этот факт не только подтверждает наше предположение о том, что синскладчатая намагниченность приобретена породами в пермское время, но и позволяет утверждать, что в регионе не было блоковых вращений относительно Восточно-Европейской платформы.

Примерно в трети коллекции удается выделить ВТК, идущую в начало координат и отличную от направления пермского перемагничивания (Рис. 2 Б, В Г). Блокирующие температуры в большинстве образцов доходят до  $680^{\circ}\text{C}$ , но иногда не превышают  $580^{\circ}$ . Вероятно, в изученных породах носителем намагниченности является преимущественно гематит и реже магнетит. Направления ВТК достаточно хорошо сгруппированы как внутри сайтов, так и для всей коллекции (Рис. 2 Д, Е; Табл. 1). Тест складки [6] неинформативен, поскольку направление ВТК близко к простиранию изученных пород.

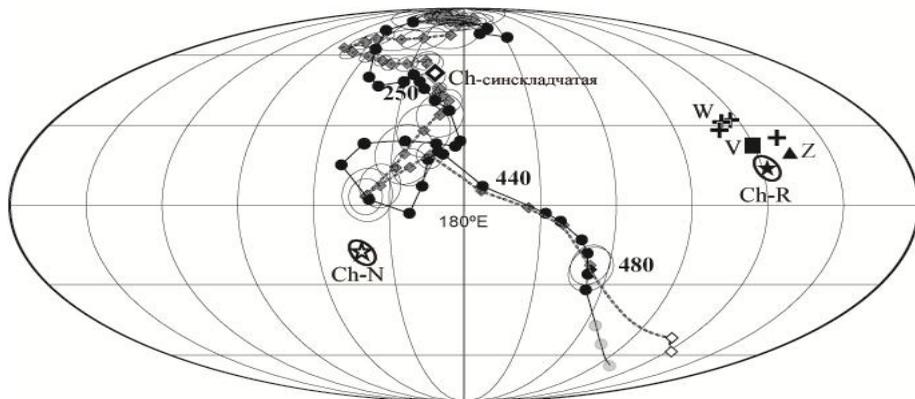
В коллекции выделены направления ВТК как прямой, так и обратной полярностей (Рис. 2 Д, Е). Для первичной намагниченности при достаточном осреднении межпластового разброса направления прямой и обратной полярности должны различаться примерно на  $180^{\circ}$ . В изученной коллекции угол между средними векторами разной полярности  $\gamma = 8.9^{\circ}$  значительно меньше критического значения  $\gamma_{\text{crit}} = 20.1^{\circ}$  [4] то есть тест обращения положительный.

Положительный результат теста обращения уже позволяет считать выделенную ВТК первичной. Однако можно привести и другие аргументы в пользу первичности выделенной намагниченности. Например, если сравнить полученные данные с кривыми кажущейся миграции полюса для ВЕП [7, 8] видно, что и в прямой, и в обратной полярности наш полюс далеко отстоит от этих кривых (Рис. 3). Если бы выделенная намагниченность была результатом перемагничивания в фанерозое, полюс должен был бы совпасть с соответствующим участком кривой.

Исходя из вышеизложенного фактов, с достаточной степенью уверенности можно утверждать, что чернокаменная свита имеет возраст  $557 \pm 13$  млн. лет и выделенная в ней ВТК является первичной. Вопрос в том, можно ли экстраполировать полученный полюс на всю ВЕП.

Известно, что образования западной части Уральского складчатого пояса очень схожи с отложениями самой платформы. Осадочные породы верхнего рифея и венда западного склона Среднего Урала надежно сопоставляются с отложениями, вскрытыми глубокими скважинами в Предуральском краевом прогибе, а также в восточной части самой Восточно-Европейской платформы. Значит, западная часть Уральского складчатого пояса является деформированной окраиной платформы, и значительных перемещений Кваркушского антиклинория относительно платформы не было. Как уже было показано,

блоковых вращений в регионе также не было. Следовательно, полученный по породам чернокаменской свиты полюс можно экстраполировать на всю Восточно-Европейскую платформу.



**Рис. 3.** Кривые кажущейся миграции полюса Восточно-Европейской платформы от раннего ордовика доныне и некоторые вендские данные по этой платформе. Черной сплошной линией и кружками обозначена кривая из работы [7] черной пунктирной линией и ромбиками - из работы [8]. Звездочками обозначены результаты, полученные нами по осадочным отложениям чернокаменской свиты для двух вариантов выбора полярности (Ch-N и Ch-R, пояснения даны в текст). Крестами - полюса с возрастом около 555 млн. лет с ЮВ побережья Белого моря W [10, 11]. Квадратом обозначен полюс с возрастом 540-550 млн. лет по поздневендским отложениям Южной Волыни -V [12]. Треугольником обозначен полюс с возрастом 540-550 млн. лет полученный нами по осадочным отложениям зиганской свиты Южного Урала Z [9]. Ромбом обозначен полюс для вторичной компоненты чернокаменской свиты.

Важно отметить, что полюс, полученный по породам чернокаменской свиты (Ch) хорошо согласуется с несколькими одновозрастными полюсами: по зиганской свите Южного Урала (Z) [9], по вендским отложениям юго-восточного побережья Белого моря (W) [10, 11], по вулканитам Южной Волыни (V) [12]. Эти полюса, полученные друг от друга регионам (от 1500 до 500 км) образуют достаточно плотный кластер (ChWVZ) (Рис. 3). Средний полюс, вычисленный по этой группе, имеет широту  $Plat = 24.9^{\circ}N$  и долготу  $Plong = 299.1^{\circ}E$  (кучность  $K = 36.3$ , радиус круга доверия  $A95 = 10.1^{\circ}$ ,  $N = 7$  полюсов). Все эти полюса можно считать независимыми друг от друга записями магнитного поля Земли, а значит, тест (критерий) внешней сходимости положительный и намагниченность во всех изученных объектах является первичной. Итак, исходя из вышеизложенных фактов, с достаточной степенью уверенности можно утверждать:

1. Чернокаменская свита имеет возраст  $557 \pm 13$  млн. лет.
2. Высокотемпературную намагниченность в чернокаменской свите свите можно считать первичной.

3. Полученный полюс можно экстраполировать на всю Восточно-Европейскую платформу.

Среднему направлению высокотемпературной намагниченности чернокаменной свиты соответствует палеоширота  $6.9^\circ \pm 3.8^\circ$ . Значит, в конце венда Восточно-Европейская платформа находилась в приэкваториальных широтах, северного или южного полушария.

Значит, полученный нами результат (Ch) в группе с WVZ-полюсами уже позволяет отбросить те реконструкции для венда Восточно-Европейской платформы, где она находится в средних или высоких широтах, и рассматривать только те реконструкции, где ВЕП находится в приэкваториальных широтах.

*Исследования получили финансовую поддержку за счет грантов РФФИ 11-05-00037 и NSF EAR11-19038, а также программы ОНЗ РАН № 10.*

1. Ronkin, Y.L., D.V. Grazhdankin, A.V. Maslov, G.A. Mizens, D.I. Matukov, M.T. Krupenin, G.A. Petrov, O.P. Lepikhina, and A.Y. Kornilova, U-Pb (SHRIMP II) age of zircons from ash beds of the Chernokamen Formation, Vendian Sylvitsa group (Central Urals), Doklady Earth Sciences, 2006, 411, 1341-1345
2. Аблизин, Б.Д., М.Л. Ключина, Ф.А. Курбацкая, и А.М. Курбацкий, Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала, Москва, Наука, 1982, 140 с.
3. Kirschvink, J.L., The least-square line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1980, 62, 699-718
4. McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1990. Classification of the reversal test in paleomagnetism, Geophys. J. Int., 103, 725-729.
5. Пучков В.Н. Уралиды и Тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса, Геология и Геофизика, 2003, 44, № 1-2, 28-39.
6. McElhinny, M.W. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism // Geophysical Journal of Royal Astronomical Society. 1964. Vol. 8. P. 338-340.
7. Smethurst, M.A., Khramov, A.N., Pisarevsky, S.A., 1998. Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the Early Palaeozoic, Geophys. J. Int., 133, 44-56.
8. Torsvik, T.H., Cocks, L.R.M., 2005. Norway in space and time: A Centennial cavalcade, Norwegian Journal of Geology, 85, 73-86.
9. Levashova N. M., Bazhenov M. L., Meert J. G., Kuznetsov N. B., Golovanova I. V., Danikalov K. N., Fedorova N. M., (2013) Paleogeography of Baltica in the Ediacaran: Paleomagnetic and geochronological data from the clastic Zigan Formation, South Urals, Precambrian Research, 2013, 236, 16-30
10. Popov, V.V., A.N. Khramov, and V. Bachtadse, Palaeomagnetism, magnetic stratigraphy, and petromagnetism of the Upper Vendian sedimentary rocks in the sections of the Zolotitsa River and in the Verkhotina Hole, Winter Coast of the White Sea, Russia, Russ. J. Earth. Sci., 2005, 7, #2, 1-29
11. Iglesia Llanos, M.P., Tait, J.A., Popov, V., Abalmasova, A., 2005. Palaeomagnetic data from Ediacaran (Vendian) sediments of the Arkhangelsk region, NW Russia: An alternative apparent polar wander path of Baltica for the Late Proterozoic-Early Palaeozoic, Earth and Planetary Science Letters, 240, 732-747.
12. Elming, S.-A., Kravchenko, S., Layer, P., Rusakov, O., Glevasskaya, A., Mikhailova, N., Bachtadse, V., 2007. Palaeomagnetism and  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  age determinations of the Ediacara-

ran traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: relevance to the Rodinia break-up. J. Geol. Soc. (Lond.) 164, 969–982.

## **Магнитостратиграфическая корреляция траппов севера Сибирской платформы (Норильская и Маймечя-Котуйская провинции)**

*А.М. Фетисова<sup>1</sup>, В.Э. Павлов<sup>1</sup>, А.В. Латышев<sup>1</sup>, Р.В. Веселовский<sup>1,2</sup>*

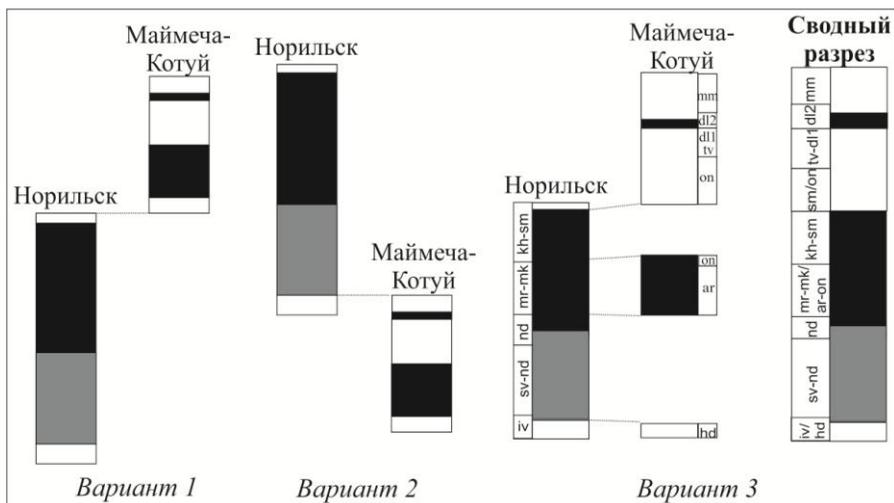
<sup>1</sup> *Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва*

<sup>2</sup> *Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва*

Несмотря на многочисленные исследования, вопрос о корреляции эффузивных толщ Норильского и Маймечя-Котуйского районов Сибирской трапповой провинции остаётся открытым. Его решение имеет большое значение не только для региональной геологии, но и для оценки продолжительности формирования мощных трапповых разрезов этих районов, что необходимо для проверки гипотезы о связи крупнейшего в истории Земли массового вымирания в конце пермского периода с извержением траппов Сибирской платформы [1].

Существующая схема корреляции траппов Норильского и Маймечя-Котуйского районов базируется на комплексе геохимических, геохронологических, палеонтологических и палеомагнитных данных [2,3]. Качество надёжность имеющихся палеомагнитных данных существенно различается. Данные по траппам Маймечя-Котуйского района получены более четверти века назад [4] и требуют подтверждения путём проведения палеомагнитных исследований на современном методическом и аппаратурном уровне. В то же время, по траппам Норильского района недавно были выполнены магнитостратиграфические исследования, результаты которых отвечают современным требованиям надёжности и качества [5], однако, имеется ряд проблемных интервалов с противоречивыми данными по магнитной полярности (моронговская и самоедская свиты).

Полученная по результатам выполненных исследований новая версия магнитостратиграфической схемы Маймечя-Котуйского района состоит из пяти зон магнитной полярности (рис. 1). Зона обратной полярности, включающая в себя породы хардахской свиты, сменяется зоной прямой полярности (арыджангская и низы онкучакской свиты), выше по разрезу расположена зона обратной полярности (верхняя часть онкучакской свиты, тыванкитская и нижнедельканская свиты), далее выделяется зона прямой полярности (часть верхнедельканской свиты) и венчает разрез зона обратной полярности, соответствующая маймечинской свите. Следует особо подчеркнуть, что проведенные исследования нигде не подтверждают наличия «переходных» зон, выделенных ранее Б.В.Гусевым [4]. Выделены зона обратной полярности в основании разреза (хардахская свита) и зона прямой полярности в верхней части разреза (верхнедельканская свита). Две смены магнитной полярности выявлены внутри свит (онкучакской и дельканской).



**Рис. 1.** Варианты корреляции трапповых разрезов Маймеча-Котуйского и Норильского регионов.

В ходе работы были выполнены дополнительные исследования самоедской свиты Норильского района, которые позволяют с уверенностью утверждать, что в верхах свиты есть зона обратной полярности. Сведения о наличии зон обратной полярности в моронговском интервале норильского разреза не подтвердились [6].

Полученные в рамках данной работы новые магнитостратиграфические данные позволяют пересмотреть возможные варианты корреляции трапповых разрезов Норильского и Маймеча-Котуйского районов с учётом имеющихся геохронологических и палеонтологических данных (рис. 1).

*Вариант 1* предполагает, что зона прямой полярности норильского разреза, соответствующая всему разрезу, исключая ивакинскую свиту, древнее зоны обратной полярности хардахской свиты котуйского разреза. Имеющиеся геохронологические данные [2] не противоречат этому. Однако этот вариант имеет ряд противоречий с палеонтологическими данными. Возраст потойской (хардахской) свиты котуйского разреза по спорово-пыльцевому комплексу относится к верхней перми [7]. Тогда, если весь норильский разрез древнее маймеча-котуйского, он полностью должен быть отнесён к верхней перми. Но это предположение противоречит сведениям о находках синнапсид (зверообразные), согласно которым хараелахская свита норильского разреза относится к нижней трети нижнего триаса [8].

*Вариант 2* предполагает, что весь котуйский разрез древнее норильского. Согласно геохронологическим данным такое надстраивание разрезов возможно [2]. Но ивакинская свита норильского разреза, по определениям флоры и наличию пелеципод (двустворчатые моллюски), относится к верхней перми [8]. Следовательно, весь котуйский разрез должен быть не моложе

верхней перми, что противоречит находкам раннетриасовых филлопод (листоногие ракообразные) в арыджангской свите [3].

*Вариант 3:* периоды формирования норильского и маймеча-котуйского разрезов частично перекрываются. Прежде всего отметим, что имеющиеся магнитостратиграфические данные не допускают полного временного перекрытия этих разрезов. Это следует, в первую очередь, из того, что в норильском разрезе записаны три, а в маймеча-котуйском, по крайней мере, пять зон магнитной полярности. Более того, в трапповых разрезах Норильского района выделяется достаточно мощный инверсионно-экскурсионный интервал между устойчивыми зонами обратной и прямой полярности, отвечающий периоду инверсии геомагнитного поля [5]. Результаты проведенных нами исследований не обнаруживают существование такого переходного интервала в котуйском разрезе.

На настоящий момент нет никаких данных, которые бы прямо противоречили одновозрастности хардахской и ивакинской свит – обе они намагничены в обратной полярности и содержат позднепермскую фауну. Поэтому, в качестве рабочего варианта, мы предлагаем прямое возрастное сопоставление этих стратиграфических подразделений. За этим следует, что прямомагнитный интервал котуйского разреза естественно сопоставить с прямомагнитными породами норильского региона.

Сравнение виртуальных геомагнитных полюсов прямомагнитных лавовых свит котуйского и норильского разрезов показывает, что из всех норильских свит только полюсы моронговской и мокулаевской свит статистически значимо не отличаются от котуйского полюса ( $\gamma/\gamma_c = 6.3^\circ/10.7^\circ$  и  $6.4^\circ/11.1^\circ$ , соответственно). Это позволяет предложить вариант корреляции котуйского интервала прямой полярности с моронговско-мокулаевским уровнем норильского разреза.

Рассмотренные выше три варианта не исчерпывают всех модификаций схемы корреляции траппов Норильского и Маймеча-Котуйского районов. Еще один из возможных вариантов возрастного сопоставления норильского и котуйского разрезов состоит в том, что с учетом существования «перерыва» неизвестной длительности в низах котуйского разреза, весь разрез, исключая хардахскую свиту, может быть моложе норильского. Эта схема также не противоречит имеющимся на настоящий момент геохронологическим, палеонтологическим и магнитостратиграфическим данным.

Корреляция сводного траппового разреза севера Сибирской платформы производилась со шкалой GPTS – Geomagnetic Polarity Timescale [9], разработанной с учетом надежных палеонтологических, магнитостратиграфических и геохронологических данных по разным районам мира. В основе ее построения лежит метод сопоставления выделенных по разрезу комплексов аммоноидей и конодонтов с имеющимися магнитостратиграфическими схемами соответствующих толщ. Кроме того, возрастная привязка магнитозон к геохронологической шкале основывается исключительно на U-Pb датировках, что исключает возможность использования при проведении корреляции изотопных датировок, полученных другими методами.

Для сибирских вулканических разрезов существует две группы высококачественных датировок, полученных современным U-Pb методом, которые, будучи близки между собой, тем не менее, вступают в противоречие друг с другом при рассмотрении масштабов времени порядка сотен тысяч лет.

**Первая группа** представлена определениями С. Камо [2] и включает 3 определения. Первое из них получено по интрузии Норильск-1 и отвечает комагматичной ей моронговской свите норильского разреза ( $251.2 \pm 0.3$  млн. лет, циркон). Еще две изотопных датировки получены по породам из нижней части арыджангской свиты ( $251.7 \pm 0.4$  млн. лет, перовскит) и средней части дельканской свиты ( $251.1 \pm 0.3$  млн. лет, циркон) маймеча-котуйского разреза. К рассматриваемой группе изотопных возрастов относится также датировка карбонатитов гулинского интрузивного массива ( $250.2 \pm 0.3$  млн. лет, бадделит), рассматриваемых в качестве самых молодых пород трапповой ассоциации Маймеча-Котуйского района.

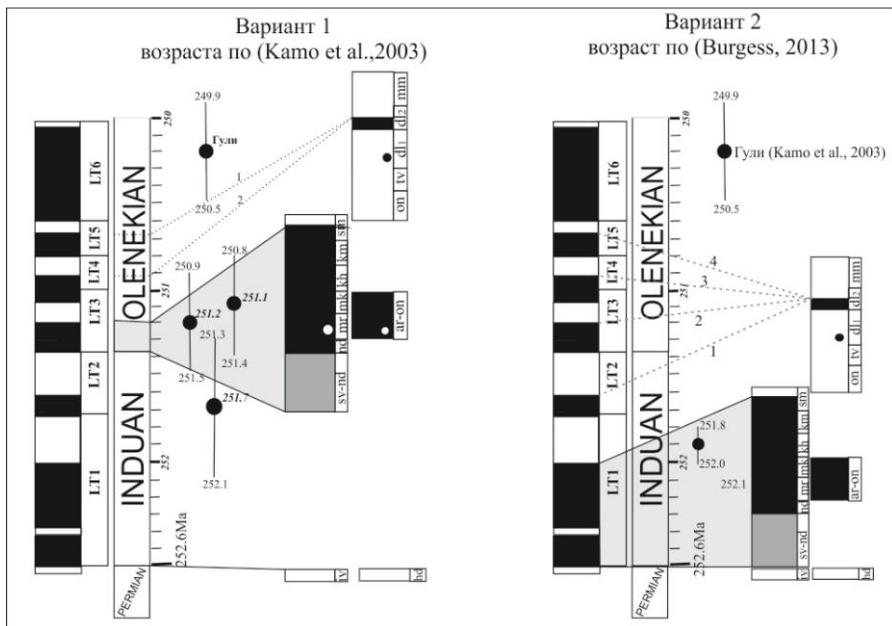
**Вторая группа** изотопных датировок представлена определениями, полученными коллективом из Массачусетского технологического института [Burgess, 2013 – устное сообщение], по тем же стратиграфическим уровням: интрузия Норильск-1 ( $251.66 \pm 0.1$  млн. лет, циркон), дельканская свита ( $251.904 \pm 0.061$  млн. лет, циркон).

**Вариант 1.** При принятии за основу проводимой корреляции определения изотопного возраста из первой группы, первая зона прямой полярности сводного разреза сопоставляется с нижним LT3 горизонтом мировой шкалы (согласно датировке моронговской свиты). При этом вторая зона обратной полярности коррелируется с зоной обратной полярности LT3 или LT4, а вторая зона прямой полярности – с зонами LT4 или LT5 мировой шкалы. Если допустить, что продолжительность перерыва между излияниями лав дельканской и маймечинской свит не превышает длительности одной зоны магнитной полярности (т.е. составляет несколько сотен тысяч лет), то маймечинская свита коррелируется с зонами обратной полярности LT4 или LT5 мировой шкалы (рис. 2).

Описанный выше Вариант 1 подразумевает достаточно продолжительный перерыв в низах норильского разреза, что, согласно данным из работы [6], не находит своего подтверждения. Таким образом, первая группа геохронологических определений вступает в противоречие с полученными в данной работе магнитостратиграфическими данными.

**Вариант 2.** Если за основу проводимой корреляции взять определение изотопного возраста для дельканской свиты [Burgess, 2013 – устное сообщение], тогда нижний интервал прямой полярности сибирского разреза (включая, вероятно, и переходную зону) сопоставляется с зоной прямой полярности LT1 мировой шкалы, а второй интервал обратной полярности – с зоной обратной полярности LT1. Второй интервал прямой полярности траппового разреза, в этом случае, соответствует зоне LT2, а интервал обратной полярности, отвечающий маймечинской свите, может быть сопоставлен с зоной LT2 (исходя из предположения отсутствия значительного перерыва между дельканской и маймечинской свитами). Принимая во внимание датировку

карбонатитов гулинской интрузии [2] можно заключить, что лавы маймечинской свиты могли излиться в течение любой магнитной зоны оленекского яруса нижнего триаса.



**Рис. 2.** Корреляция сводного траппового разреза севера Сибирской платформы со шкалой GPTS[9].

Принимая во внимание надежность изотопных датировок, корреляция сводного траппового разреза севера Сибирской платформы с мировой магнитостратиграфической шкалой представляется наиболее предпочтительной согласно варианту 2. Следовательно, подавляющая часть сибирского вулканического траппового разреза сформировалась в течении индского века на протяжении первых полутора миллионов лет после пермо-триасового рубежа.

*Исследования проведены при поддержке грантов РФФИ №12-05-31149,13-05-12030.*

1. Courtillot V.E., Renne P.R. On the ages of flood basalt events // C. R. Geoscience. 2003. V. 335. P. 113-140.
2. Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Yu., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 214. P. 75-91.
3. Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A.J. et al. Petrogenesis of the flood-basalt sequence at Noril'sk, North Central Siberia // Inter.Geol.Rev. 1996. V. 38. P. 99-135.

4. Гусев Б.В., Металлова В.В., Файнберг Ф.С. Магнетизм пород трапповой формации западной части Сибирской платформы. Л.: Недра, 1967. 129 с.
5. Heunemann C., Krasa D., Soffel H., Gurevitch E., Bachtadse V. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 218. P. 197-213.
6. Латышев А.В. Палеомагнетизм траппов Сибирской платформы: оценка длительности и интенсивности магматизма на примере Норильского района и Ангаро-Тасеевской впадины. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва, 2013, 24 с.
7. Иванов А.И., Пирожников Л.П. Возраст щелочно-ультраосновных вулканогенных образований севера Сибирской платформы. Докл. АН СССР, 1959, т.127, № 5, с.1078-1080
8. Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1:1000000 (новая серия). Лист R-(45)-47-Норильск. Спб., Изд-во: ВСЕГЕИ, 2000. 479 с.
9. Hounslow M., Muttoni G. The geomagnetic polarity timescale for the Triassic: linkage to stage boundary definitions // Geological Society, London, Special Publications 2010; v. 334; p. 61-102

## **Насколько палеомагнитное поле отличается от дипольного? Статистика палеомагнитных данных в модели Большого Гауссовского Процесса**

*А.В. Хохлов*

*Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва*

**Предмет рассмотрения** Характеристики магнитного поля за длительный период времени принято давать в спектральных терминах. Например, Гипотеза Осевого Диполя утверждает, что осреднение всех направлений будет совпадать направлением осевого диполя, в терминах статистики это гипотеза о математическом ожидании величины, которая наблюдается за длительный период времени. Разумеется, операция усреднения имеет отношение к математическому ожиданию, етолько сли за это время процесс предполагается стационарным. Аккуратная формулировка подобных гипотез, предложенная Констабль и Паркером [2] называется моделью Большого Гауссовского Процесса, она состоит в задании таблицы коэффициентов спектрального разложения поля (дипольные члены, квадрупольные и т д), рассматриваемых как случайные величины – каждый коэффициент приводится вместе со своим мат.ожиданием и дисперсией, также предполагается, что все законы распределения гауссовские. Чтобы такую гипотезу принять или отвергнуть надо научиться сравнивать эту модель с реальными палеомагнитными данными. Основная трудность таких сравнений состоит в правильном учете того, что экспериментальные данные имеют геометрическую, а не числовую природу, что данные направлений содержат ошибки и, наконец, что данные в разных географических точках с точки зрения модели должны быть устроены весьма по-разному. Действительно, если варьировать спектральные члены в рамках заданных моделью уклонений, то даже визуально картины возмож-

ных направлений в несовпадающих географических точках сильно различаются.

Автор вместе с французскими коллегами занимался проблемой тестирования моделей относительно палеомагнитных данных, разработанный общий подход был недавно опубликован, см [3]. Оказалось, что результат сравнения (то есть противоречит модель ли данным или нет) достаточно сильно зависит от качества данных, выраженного например в терминах доверительного угла  $\alpha_{95}$ .

В последнее время активно пополняется база данных TAFI, причем качество новых данных заметно выше и все параметры точности указываются явно. Это позволяет поставить задачу о поиске наилучшей модели Большого Гауссовского Процесса, отвечающей глобальным или региональным данным. Поскольку речь идет о статистической инверсии, достаточно ясно, что интересный результат должен включать в себя достаточно большое и разнообразное множество разрезов, поскольку спектральные коэффициенты для глобального поля не могут быть вычислены исходя из поведения поля только в одном каком-то регионе. Основываясь на коллекции данных TAFI эпохи Брюнес [4] (распределение разрезов на рис. 1) удалось показать, что они могут быть непротиворечиво описаны лишь моделями с несколькими зональными членами и достоверно противоречат модели, содержащей один лишь осевой диполь. Конкретно в модель вошли квадрупольный и октопольный члены с заведомо ненулевыми математическими ожиданиями, в частности это означает, что усреднение по направлениям статистически достоверно не совпадает с осевым диполем.

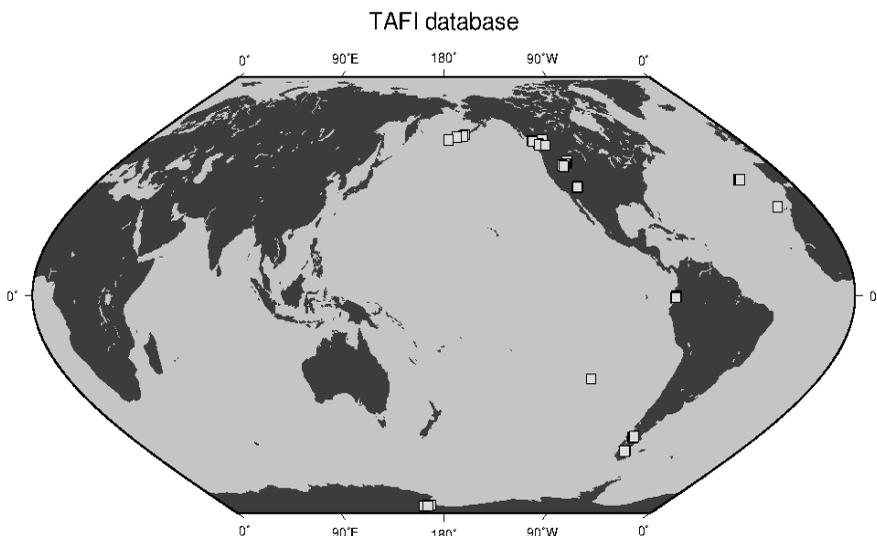


Рис. 1. Географическое расположение разрезов базы данных TAFI.

**Преобразование выравнивания** Чтобы объяснить принцип статистической инверсии придется кратко напомнить основные результаты статьи [3]. Каждому местоположению разреза отвечает диктуемое моделью Большого Гауссовского Процесса распределение точек на локальной сфере направлений. Явное описание плотности этого распределения в терминах склонений и наклонений мало помогает решению задачи сравнения, поскольку соответствующие склонения и наклонения коррелированы. Другой подход каждому измеренному направлению сопоставляет пару чисел  $(t,s)$ , принимающих значения на отрезке  $[0,1]$  и характеризующих, грубо говоря, положение измерения на линиях уровня постоянной плотности предписанного моделью теоретического распределения. Оказывается, что если данные согласованы с моделью (например сгенерированы соответствующим датчиком), то соответствующие пары чисел  $(t,s)$  отвечают равномерному распределению точек в единичном квадрате. Обратное, если распределение пар  $(t,s)$  статистически значимо отличается от равномерного в квадрате, то и исходные данные противоречат модели. Наконец, если измерение имеет ошибку выраженную в терминах величины  $\alpha_{95}$ , то можно явно указать как надо изменить теоретическую плотность, чтобы вышеуказанное рассуждение осталось в силе – соответствующие утверждения приведены и обоснованы в работах [1, 3]. Такое преобразование данных, выраженных изначально в терминах наклонения, склонения и  $\alpha_{95}$  к парам чисел  $(t,s)$  было решено назвать выравниванием (uniformization). Выравненные данные, относящиеся к разным разрезам (предполагается некоррелированность) можно объединять, поэтому глобальная коллекция палеонаправлений с учетом модели преобразуется в большую выборку точек в единичном квадрате. Таким образом, вопрос о соответствии данных и модели решается статистическим тестом на равномерность в единичном квадрате преобразованных данных.

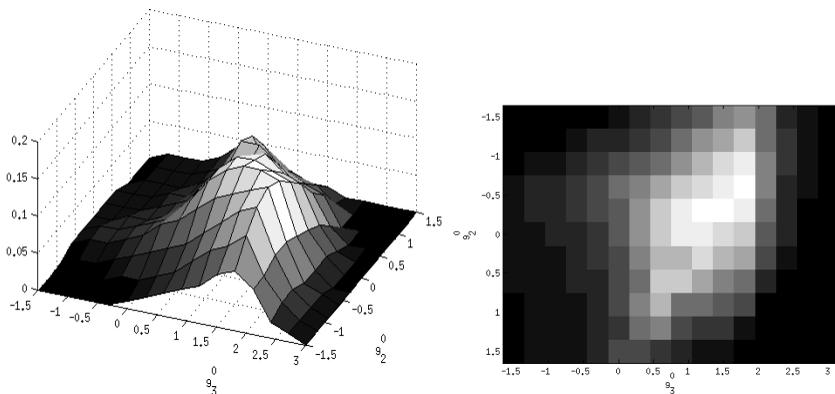
**Статистические тесты** Проверка выборки на равномерность – это неплохо изученный вопрос и существует ряд методов, которые несложно применить на практике. Все они устроены в принципе сходным с широкоизвестным тестом Колмогорова–Смирнова образом, а именно: по выборке вычисляется величина  $d$  характеризующая отклонение от равномерности, причем закон распределения этой величины для случая идеально равномерных случайных данных известен в явном виде. Поэтому можно оценить вероятность  $P(d)$  того, что такое (или даже большее) значение  $d$  может возникнуть для равномерного распределения. Если эта вероятность мала, скажем менее 0.05, то из-за того, что мы видим маловероятную ситуацию, следует считать, что распределение данных не совпадает с равномерным. Во всех остальных случаях считается, что аргументов против равномерности данных нет.

Таким образом, о результате конкретного теста следует судить по значению величины  $P(d)$ .

Из-за того, что существует несколько тестов уместно применять их все: если окажется что минимальное значение среди всех соответствующих  $P(d)_1, P(d)_2, P(d)_3, \dots P(d)_n$ , менее 0.05, то значит какой-то из тестов утверждает неравномерность.

**Метод статистической инверсии** Рассматривалось семейство Больших Гауссовских Процессов, отличающихся лишь двумя зональными членами –  $g_2^0$  и  $g_3^0$  (то есть квадрупольным и октупольным). Все прочие параметры Большого Гауссовского процесса были выбраны такими, как в модели Кидлера и Куртийо QC (см. [1]), то есть дипольный член имел математическое ожидание  $-30\text{mkT}$ , остальные (кроме перечисленных зональных) имели нулевое математическое ожидание, а дисперсии были выбраны, согласно предложенным в QC значениям.

Для каждой такой модели было осуществлено преобразование выравнивания одних и тех же данных [4], и к выравненным данным применялись те же шесть тестов на равномерность, что и в [3]. Выбирая указанные выше зональные члены из некоторого прямоугольного грида можно построить функцию минимального значения  $P(d)$  по всем тестам. Оказалось, что эта функция имеет весьма примечательный вид. А именно, она принимает очень маленькие значения всюду кроме небольшой области (рис. 2), в которой ее значения заметно превосходят указанную границу 0.05. Более того, внутри этой области есть достаточно острый пик значений, примерно равный 0.15. Таким образом для всех моделей Большого Гауссовского Процесса с параметрами вне указанной области (в частности для чисто дипольной модели) можно утверждать, что данные модель опровергают, а наилучшая модель совместная с данными имеет средние значения  $g_2^0 = -0.3$  и  $g_3^0 = 1.5$ . Заодно появился положительный ответ на вопрос можно ли описать среднее поле эпохи Брюнес одними только лишь зональными членами.



**Рис 2.** Графики (трехмерный и контурный) значений функции  $\min(P(d))$  для шести разных тестов примененных к моделям, квадрупольный и октупольный коэффициент которых варьируется по выбранному гриду. Область наилучшего согласования данных и модели показана белым, темный цвет означает, что модель опровергается данными.

**Обсуждение результата** Разумеется, полученный результат основан на вполне конкретной (хотя достаточно большой и одной из самых точных) коллекции палеомагнитных данных. Более внимательный анализ показывает, что

разрезы относятся к довольно узкому сектору долгот и потому для более обширно представленных данных сравнимого качества одних только зональных ненулевых средних может быть недостаточно. Некоторый оптимизм здесь вносит опыт работы с другими, менее точными, но более представительными коллекциями: он показывает, что выбранные параметры модели очень близки к тому, чтобы обеспечить совместность данных, во всяком случае ненулевых математических ожиданий для не зональных членов спектра не требовалось. Впрочем математические ожидания для  $g_2^0$  и  $g_3^0$  оказывались несколько другими. Таким образом, указанный результат открывает дорогу целой серии исследований коллекций данных в рамках нового единого подхода к статистической инверсии, опробованной на примере данных [4].

1. Хохлов А.В. Моделирование вековых геомагнитных вариаций. Принципы и реализация // *Геофизические исследования*. 2012, Т13, N2. С.50—61.
2. Constable C. G., Parker R. L. Statistics of the geomagnetic secular variation for the past 5-My // *Geophys. J. Int.* 1998. v.93, B10, 11569—11581, doi: 10.1029/JB093iB10p11569
3. Khokhlov A., Hulot G. Probability uniformization and application to statistical palaeomagnetic field models and directional data // *Geophys. J. Int.* 2013. v.193, N1, 110—121, doi: 10.1093/gji/ggs118
4. Johnson C.L., Constable C.G., Tauxe L., Barendregt R., Brown L.L., Coe R.S., Layer P., Mejia V., OP(dyke N. D. , Singer B. S., Staudigel H., Stone D. B. // Recent investigations of the 0–5 Ma geomagnetic field recorded by lava flows, // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, v.9, N4, doi:10.1029/2007GC001696

## **Аэромагнитная градиентометрия. Достоинства и недостатки**

*В.С. Цирель*

*ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург*

В опубликованных тезисах [1] указана одна из основных проблем, препятствующих широкому применению аэромагнитной градиентометрии – необходимость высокой степени компенсации магнитных помех, создаваемых самолетом – носителем аппаратуры. Одним из возможных путей преодоления этого обстоятельства является использование вертолета с внефюзеляжной частью аппаратуры на внешней подвеске, что и было осуществлено ФГУНПП «Геологоразведка» в 2013 г. Выполнение весьма дорогостоящих работ было в известной степени оправдано необходимостью оценить возможности новой (инновационной) аэрогеофизической техники и технологии, разработанной канадской фирмой GEM Systems Inc. на основе использования калиевых датчиков, «родиной» которых является Россия – Государственный оптический институт им. С.И.Вавилова; разработка датчика была выполнена под руководством академика РАН Е.Б. Александрова [2]. В настоящем сообщении приводятся некоторые результаты проведенной съемки.

Аэромагнитная и аэромагнитоградиентометрическая съемка масштаба 1:50 000 (расстояние между маршрутами 500 м) выполнялась на нефтегазо-перспективных площадях в Интинском и Усинском районах Ненецкого авто-

номного округа Республики Коми, включающих гряды Чернышева и Хорей-верскую впадину. Целью работ являлось изучение основных особенностей геологического строения для оценки перспектив нефтегазоносной территории. Съёмка выполнялась на вертолете Ми-8, заданная высота полета составляла около 120 м, скорость полета колебалась в пределах 100-120 км/час. С учетом простирания геологических структур, характера рельефа и конфигурации площади выбрано широтное направление съёмочных маршрутов, средняя длина которых составила около 35 км. Выполнено также 11 опорных маршрутов и один диагональный для оценки погрешности. Общая площадь съёмки составила 1500 кв. км. Наземное обеспечение аэрогеофизических работ включало измерения базисных навигационных параметров и наблюдения временных вариаций геомагнитного поля.

Технические характеристики использованной для аэромагнитоградиентометрических измерений аппаратуры GSMP-35GA3 фирмы GEM Systems Inc. представлены в таблице 1.

Таблица 1 Технические характеристики аэромагнитного градиентометра GSMP-35GA3.

Характеристики		Значения
Диапазон измеряемых магнитных полей		20 000 – 10 000 нТл
Разрешение процессора		0,0001 нТл
Чувствительность		0,0025 нТл
Ориентационная ошибка в угле от 10° до 80° при повороте на 360°		±0,05 нТл
Погрешность по полному полю		±0,1 нТл
Допустимый градиент		До 3000 нТл/м
Частота повторения измерений		1,5,10,20 Гц
Диапазон рабочих температур		-20÷55°С
Потребляемая мощность	при включении	50 Вт
	в рабочем режиме	12 Вт
Напряжение питания		22÷32 В
Масса датчика		0,9 кг

Интересно сопоставить приведенные технические характеристики аппаратуры начала второго десятилетия XXI века с характеристиками отечественной аппаратуры последнего десятилетия XX века – аэромагнитного градиентометра МГМ-05 [3]: диапазон измерений поля – совпадает, разрешение процессора лучше на порядок, чувствительность (если считать ее аналогом СКО погрешности измерений) выше в 8 раз, погрешность по полному полю выше в 10 раз, минимальный цикл измерений меньше в 2 раза, потребляемая мощность меньше на порядок. Цифры говорят сами за себя.

Однако, основной отличительной особенностью аппаратуры GSMP-35GA3 является наличие не одного и не двух (как в аппаратуре МГМ-05), а трех датчиков: одного – верхнего и двух – нижних. Такая конфигурация позволяет, наряду с результатами измерений модуля полного вектора геомагнитного поля, получать значения разностей измеренных величин: вертикаль-

ного градиента  $T_z'$  и поперечного горизонтального градиента  $T_H'$ , вычисляемых по формулам:  $T_z' = 1/l_1((T_2+T_3)/2-T_1)$ ;  $T_H' = 1/l_2(T_2-T_3)$ ,

где  $T_1$ ,  $T_2$  и  $T_3$  измеренные значения магнитного поля верхним, левым нижним и правым нижним датчиками, соответственно;  $l_1$  – расстояние по вертикали между верхним датчиком и горизонтальной плоскостью, в которой находятся нижние датчики (оно составило 3м);  $l_2$  – расстояние между двумя нижними датчиками.

Перед проведением съемки была определена зависимость показаний от направления полетов (курсовая девиация). Расхождения на рабочих курсах ( $90^\circ$  и  $270^\circ$ ) для первого, второго и третьего датчиков соответственно,  $\pm 0,3$ ;  $\pm 0,15$  и  $\pm 0,1$  нТл; указанные величины вводились в качестве поправки во все результаты измерений. Кроме того, по всем трем датчикам были рассчитаны исходные погрешности (определенные непосредственно по цифровым значениям без какой-либо фильтрации). Эта оценка качества измерений – погрешность  $m_3$  [4] – выполнена по участкам рядовых маршрутов, характеризующихся наиболее спокойным магнитным полем, для участков протяженностью 7-10 км в соответствии с Рекомендациями [5].

Заметим, что погрешность аэромагнитных измерений  $m_3$  складывается из аппаратной погрешности и высокочастотной составляющей креновой девиации, но почти не зависит от влияния вариаций геомагнитного поля; важно также отметить, что последующая фильтрация существенно снижает значение  $m_3$ . Полученные данные составили  $\pm 1,6$ ;  $\pm 1,65$ ; и  $\pm 1,67$  нТл – соответственно, по верхнему, левому нижнему и правому нижнему датчикам. Нельзя не отметить, что практическое совпадение погрешностей  $m_3$  для всех трех датчиков свидетельствует об идентичности результатов. В результате последующей обработки изолинии на карте вертикального градиента были проведены через 0,02 нТл/м. Произведено сравнение картины вертикального градиента, полученной по результатам измерений тремя датчиками, с картой вертикальной производной, построенной по результатам измерений одним датчиком. Первая карта оказалась более детальной.

Рассмотрение материалов съемки вертикального градиента непосредственно по маршрутным данным позволяет получить представление о соотношении глубин залегания источников аномалий. При этом следует исходить из очевидных положений общей теории потенциальных полей:

- аномалии вертикального градиента, источниками которых являются неглубоко залегающие тела небольших размеров, характеризуются относительно высокими значениями, а с увеличением расстояния от источника (высоты полета) происходит их быстрое затухание;

- аномалии вертикального градиента, источниками которых являются глубокозалегающие тела значительных размеров, характеризуются относительно низкими значениями, а их затухание с удалением от источника происходит существенно медленнее.

Указанное различие может быть переведено в количественные показатели при совместном рассмотрении данных о поле и о вертикальном градиенте. Ориентировочный расчет глубины залегания верхних кромок аномалиеобра-

зующих объектов может быть выполнен с использованием отношения Эйлера:  $\Delta T_z' = (n/H)\Delta T$ ,

где  $\Delta T$  – амплитуда аномалии поля, нТл;  $\Delta T_z'$  – амплитуда аномалии вертикального градиента, нТл/м;  $H$  – расстояние до объекта, м;  $n$  – безразмерный коэффициент, определяемый формой объекта. В нашем случае для расчета глубины залегания предполагаемой горизонтальной пластины, края которой отмечаются аномалиями, безразмерный коэффициент был принят равным 1,68.

Результаты непосредственного сопоставления амплитуд аномалий магнитного поля и амплитуд аномалий вертикального градиента для аномальных зон, расположенных вдоль западной и восточной границ Хоседаюского вала, представлены в таблицах 2 и 3.

Таблица 2. Отношения амплитуд аномалий магнитного поля и амплитуд аномалий вертикального градиента по западной границе Хоседаюского вала

$\Delta T$ , нТл	11,9	8,5	22,1	19,5	21,5	20,0	17,9	25,6	21,7	22,5
$\Delta T_z'$ , нТл/м	0,06	0,04	0,085	0,05	0,065	0,065	0,08	0,105	0,09	0,09
$\Delta T / \Delta T_z'$	200	210	260	390	330	310	220	240	240	250

Среднее значение отношения 260.

Таблица 3. Отношения амплитуд аномалий магнитного поля и амплитуд аномалий вертикального градиента по восточной границе Хоседаюского вала

$\Delta T$ , нТл	8,0	15,2	8,3	12,8	13,9	5,3	12,3	6,8	21,5	16,7
$\Delta T_z'$ , нТл/м	0,025	0,04	0,024	0,055	0,07	0,03	0,05	0,06	0,085	0,055
$\Delta T / \Delta T_z'$	320	380	328	250	200	180	250	115	250	300

Среднее значение отношения 257.

Как можно видеть из приведенных таблиц, амплитуды аномалий поля по западной зоне в основном превышают амплитуды аномалий поля по восточной зоне. Однако, отношение амплитуд аномалий поля к амплитудам аномалий градиента сохраняется примерно постоянным (средние значения отношения практически одинаковы). Это позволяет утверждать, опираясь только на магнитометрические данные о поле и о вертикальном градиенте, что глубина залегания источников аномалий по западной и восточной аномальным зонам примерно одинакова; такой вариант глубинного строения подтверждается также рядом геологических предпосылок. С учетом высоты полета и предложений о форме источников (пластины) можно оценить средние глубины до верхних кромок пластин величиной около 300 м.

Интересно сопоставить данные, приведенные в таблицах 2 и 3, с аналогичными данными по результатам измерений с аппаратурой МГМ-05 в 1998 г. на участке Тохмяри (лист Р-36-VII) в Финляндии [6] – таблицы 4 и 5.

Для участка Тохмярви возможности разделения источников магнитных аномалий по глубине, несмотря на существенно меньшую точность измерений, совершенно очевидны.

Из геологических результатов, полученных в 2013 г. с использованием данных современной аэромагнитной градиентометрии, отметим лишь один – получение дополнительного геолого-геофизического обоснования формиро-

вания Хоседаюского вала – передовой структуры гряды Чернышева; при этом уточнены и дополнены поисковые признаки и критерии для выделения зон и локальных структур, перспективных на поиски углеводородного сырья.

Таблица 4. Отношения амплитуд аномалий магнитного поля и амплитуд аномалий вертикального градиента – близповерхностные аномалии.

$\Delta T, \text{нТл}$	200	190	150	130	110	110	100	100	100	100
$\Delta T_z', \text{нТл/м}$	1,6	1,2	1,0	0,8	0,8	0,7	0,8	0,6	0,8	0,8
$\Delta T / \Delta T_z'$	120	160	150	160	140	160	120	170	120	120

Среднее значение отношения 140.

Таблица 5. Отношения амплитуд аномалий магнитного поля и амплитуд аномалий вертикального градиента – погребенные аномалии.

$\Delta T, \text{нТл}$	250	190	160	150	140	140	130	110	80
$\Delta T_z', \text{нТл/м}$	0,9	0,5	0,4	0,2	0,5	0,4	0,2	0,4	0,3
$\Delta T / \Delta T_z'$	280	380	400	750	280	350	650	280	270

Среднее значение отношения 400.

Не имея (пока) собственных данных о результатах измерения горизонтального градиента трудно оценить геологическую информативность этой составляющей геомагнитного поля. Что касается использования данных вертикальной магнитной градиентометрии, то они несомненно будут способствовать усилению роли магниторазведки при создании геофизических основ геологического картирования; при поисках и разведке месторождений твердых полезных ископаемых, например, алмазов, хрома, золота и др; при решении задач нефтяной геологии, связанных с источниками в осадочной толще [6].

К числу основных недостатков аэромагнитной градиентометрии, наряду с влиянием помех носителя, необходимо указать на практически совершенно не изученное влияние на результаты измерений постоянного изменения пространственного положения измерительной базы из-за неизбежных эволюций носителя даже при самых спокойных условиях полета.

*В заключение автор выражает искреннюю признательность коллегам по камеральной обработке материалов съемки 2013 г. И.В.Молодцову, В.Н.Баранову и руководителю работ Н.А.Глинскому.*

1. Tsirel V.S. Airborne magnetic gradiometry. Advantages and disadvantages. International Workshop on Paleomagnetism. Book of abstracts. – Kazan: Tatpoligraph publishing house, 2013. – P.63.
2. Александров Е.Б., Балабас М.В., Бонч-Бруевич В.А. Прецизионный быстродействующий магнитометр с оптической накачкой паров калия // Геомагнитные измерения и приборы. – М.: Наука, 1980. – С. 5 – 23.
3. Цирель В.С., Гулятьева Н.В. Итоги развития аэромагнитометрической аппаратуры к концу XX века // Российский геофизический журнал, 2002, № 27-28. С. 82 – 89.
4. Инструкция по магниторазведке. Л.: Недра, 1981. – 263 с.

5. Вацура А.Э., Цирель В.С., Эринчек Ю.М., Андреев В.Я. Рекомендации по компенсации магнитных помех носителей аэрогеофизической аппаратуры. СПб.: НПО «Рудгеофизика», 1983. – 108 с.
6. Глинский Н.А., Савицкий А.П., Цирель В.С. Современное состояние, пути развития и перспективы аэромагнитной градиентометрии для решения геологических задач // Российский геофизический журнал, 2012, № 51-52. С. 39 – 46.

## **Палеомагнетизм раннего-среднего девона Минусинских впадин: итоги**

*А.В. Шаццло*

*Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва*

Использование палеомагнитного метода при построении реконструкций и восстановлении характера движения плит в геологическом прошлом является одним из приоритетных направлений палеомагнитологии. В то же время, в геологической летописи существуют временные уровни, палеомагнитные данные по которым, скорее ставят больше вопросов, чем дают ответов для решения геодинамических задач. Одним из таких уровней является девонский период.

Впервые проблема палеомагнетизма девона была отмечена в 1968г. К.Криром при изучении вулканогенно-осадочных образований формации «Old red» Оркадианского бассейна юга Англии. Для формации «Old red» было получено два положения девонского полюса, значительно отличавшихся друг от друга и получивших в литературе обозначения D1 и DII. С подобной проблемой палеомагнитологи столкнулись при изучении девонских образований Северной Америки (Roy, 1983; McCabe Chad, 1989; Jachson, 1988, Seguen, 1990 и др.) и Восточно-Европейской платформы (Храмов и др., 1973; Орлова, 1992; Smethurst, Khramov, 1992; Лубнина и др., 2007 и др.), то есть проблема D1 и DII направлений приобрела уже «глобальный» масштаб. В результате развернувшейся полемики было высказано три предположения: либо направление D1 является результатом карбон-пермского перемагничивания (из-за некоторой близости к полюсам соответствующего возраста) и, таким образом, направление DII отражает положение истинного девонского полюса, либо оба направления образовались вследствие неоднократного смещения полюса вращения земли (TPW) в девонское время, либо одно из них является результатом записи недипольных составляющих поля в момент инверсий (Храмов и др., 1973, Van der Voo, Scotese, 1981; Stortvedt, 1988; Torsvik, 1989 и др.). Несмотря на сложившуюся, по сути, безвыходную ситуацию, некий паллиатив был найден – палеогеографическое положение платформ, рассчитанное исходя из направлений DII, лучше согласовалось с палеоклиматической зональностью для девонского времени (Храмов и др., 1974) и, в дальнейшем, направления, отвечающие этой группе, использовались при тектонических построениях (Храмов и др., 1982; Torsvik et al., 1996; McElhinny, McFadden, 2000; Torsvik, Coocks, 2005 и др.).

Палеомагнитные данные, полученные в последние годы по Сибири и ее эпикаледонскому обрамлению (Казанский и др., 2007, 2011; Лавренчук и др., 2004; Константинов и др., 2007; Константинов, Стегницкий, 2012; Шацилло, Орлов, 2010; Шацилло и др., 2012; Орлов, Шацилло, 2012; Kravchinsky et al., 2002 и др.), с новой остротой ставят вопрос о дипольности геомагнитного поля девона, а, стало быть, и о самой возможности применения палеомагнитного метода для построения девонских палеореконструкций. Будет справедливым отметить, что накопление новых данных, выполненных на хорошем методическом и аппаратурном уровне, не сняло «девонской проблемы», обозначенной еще на «заре» палеомагнетизма, а скорее привело к тому, что данная проблема стала расти подобно снежному кому. Так, стало очевидным, что спектр палеомагнитных направлений фиксируемых в девоне Сибири, не исчерпывается группами DI и DII в терминологии К.Крира, а содержит значительное количество разрозненных «паразитных» направлений, существование которых невозможно объяснить в рамках гипотез перемагничивания или локальных блоковых вращений.

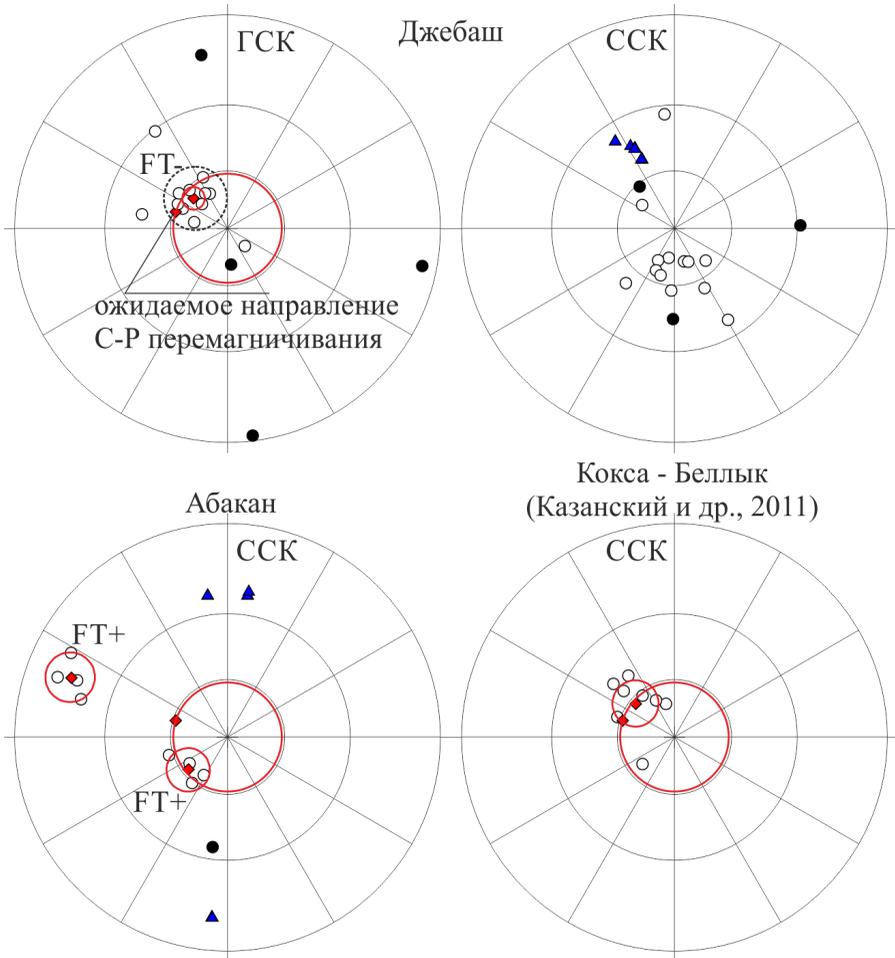
Автору представилось, что возможным решением девонской проблемы может быть накопление значительного массива данных по разновозрастным, географически удаленным объектам, что позволило бы более объективно выявить преобладающие палеомагнитные направления и провести их сепарацию. В настоящем сообщении приведены результаты палеомагнитных исследований девонских вулканогенных образований эпикаледонских Минусинских впадин, материал по которым был накоплен в течение полевых сезонов 2010, 2011 и 2012 годов.

В ходе работ были изучены несколько разрезов быскарской серии ранне-го- среднего девона в различных участках Минусинского прогиба: на юго-западе (по рекам Джебаш и Абакан), востоке (по р.Туба) и севере (разрезы по берегам Красноярского вдхр., в районе залива Кокса и пос. Беллык) Южно-Минусинской впадины, а также в центральной (Красноярское вдхр. в районе г.Новоселово) и северной (разрезы залива Сисим и «Труба» - Красноярское вдхр. ниже залива Езагаш) частях Северо-Минусинской впадины. Всего было опробовано более 100 сайтов (покровов и субвулканических тел), в каждом из которых было отобрано по 6-10 ориентированных образцов.

Толщи выделяемые в составе быскарской серии представлены контрастными вулканитами с редкими прослоями осадочных пород, возраст этих образований обосновывается серией изотопных датировок, укладываемых в интервал 405-386 млн.лет (Ar-Ar и U-Pb методы, сводка в [1]), а также по фаунистическим остаткам в вышележащих осадочных толщах, соответствующих эйфелю-живету, то есть возраст вулканитов укладывается в интервал эмс-эйфель. Мощности быскарской серии и ее аналогов оцениваются в 1500-2000м.

В большинстве случаев изученные породы несут достаточно четкий палеомагнитный сигнал, а рассчитанные направления имеют удовлетворительную сходимости в объеме сайтов. При этом, средние направления по сайтам демонстрируют квазихаотическое распределение, среди которого могут быть

выделены несколько групп направлений, имеющих то или иное региональное распространение и характеризующих кластеры «N», «NW», «NWSE», «E», «S», «SW» и «P» (рис. 1-3, таблица).



**Рис. 1.** Распределение средних по сайтам для разрезов Джебаш, Абакан и Кокса-Беллык. ГСК – географическая система координат; ССК – стратиграфическая система координат; открытые кружки- проекция на верхнюю полусферу, залитые – на нижнюю; ромбики – средние направления; треугольнички – нормали к пластам (проекция на верхнюю полусферу); FT – тест складки в модификации DC.

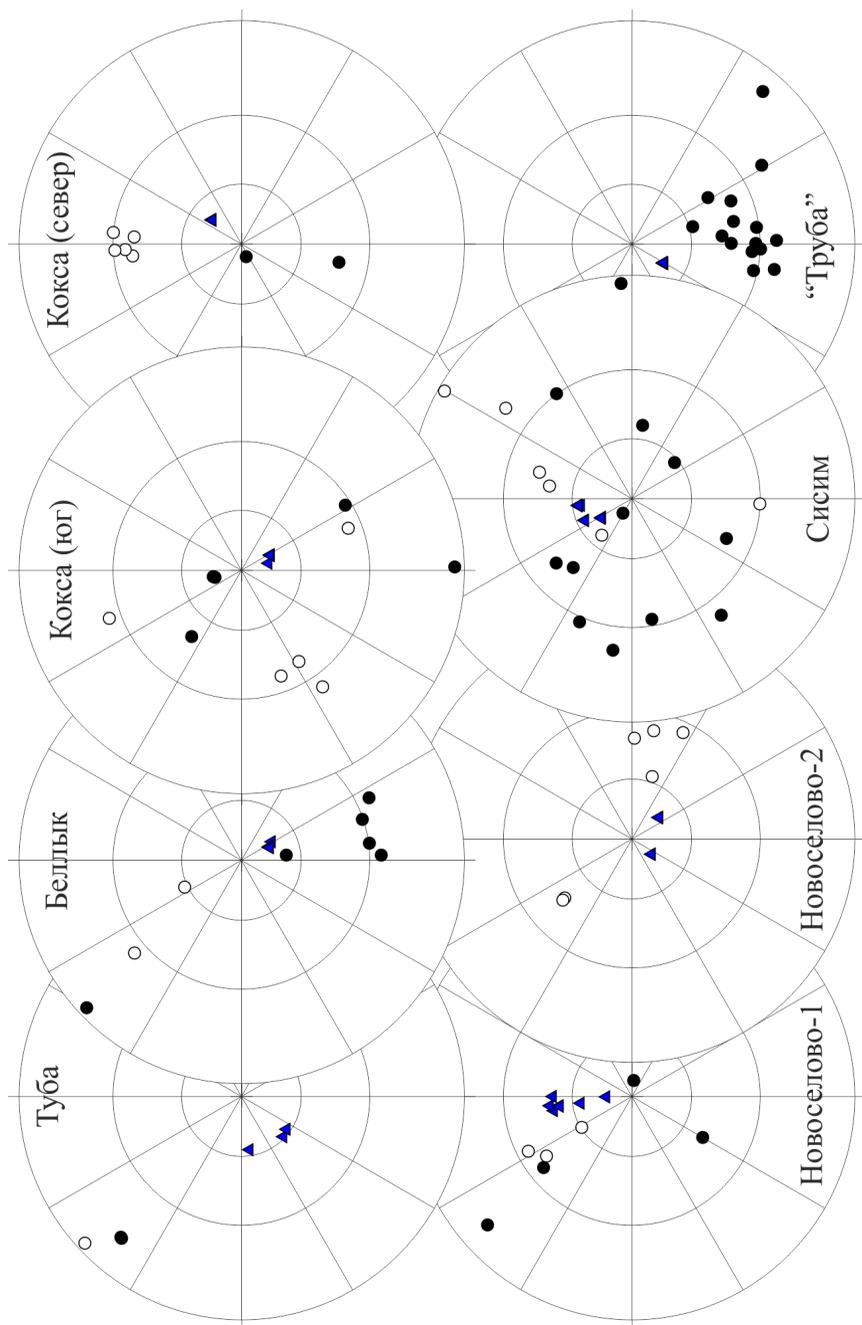
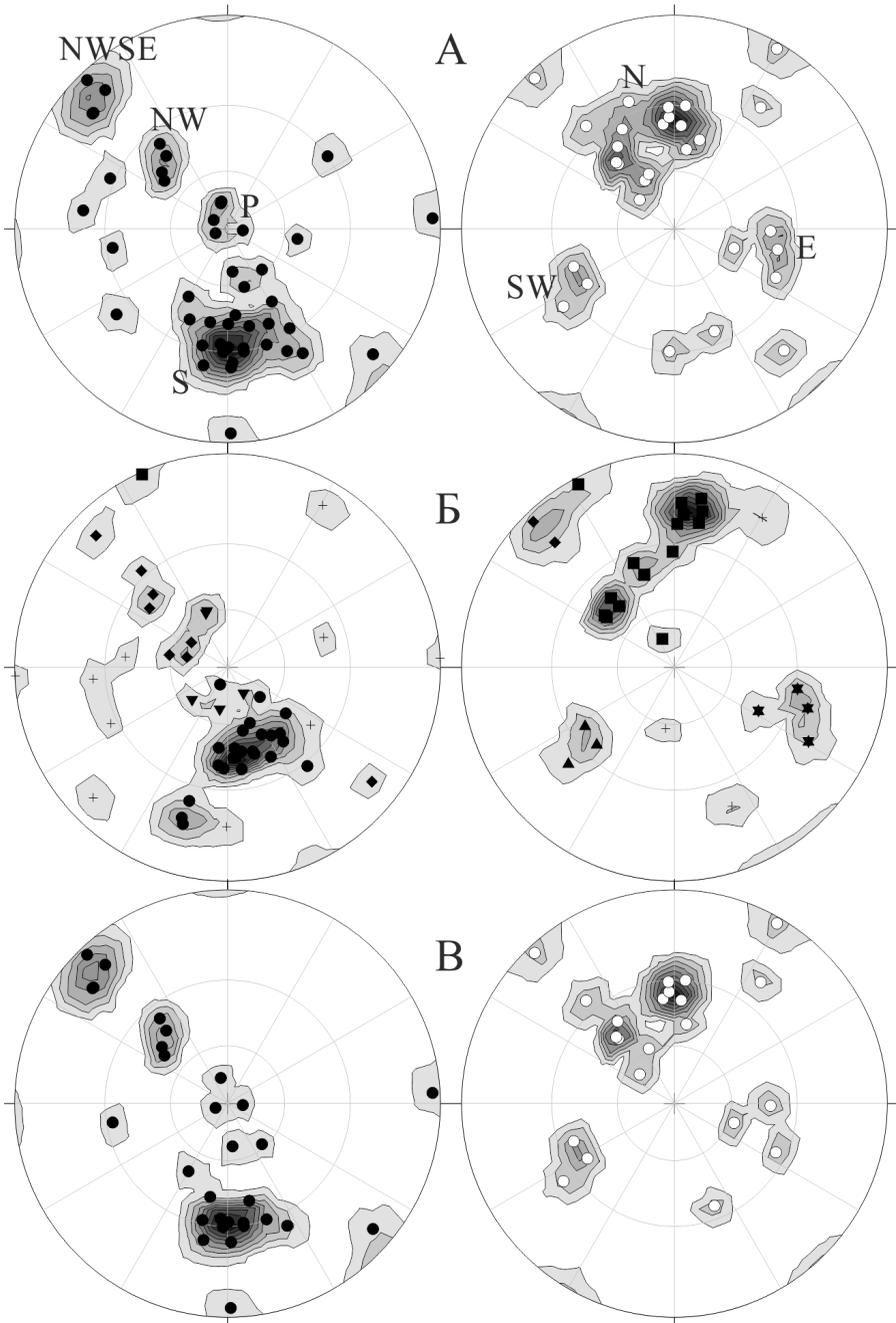


Рис. 2. Распределение средних по сайтам. Стратиграфическая система координат, прочие пояснения см. на рис. 1.



**Рис. 3.** Плотность распределения средних направлений (кластерный анализ). А – стратиграфическая система координат; Б – географическая система координат; В – стратиграфическая система координат с селекцией данных по  $n$  и  $a_{95}$  (пояснения в тексте).

Рисунки слева – проекция векторов на нижнюю полусферу, справа – на верхнюю. На рисунке Б значки соответствуют кластерам: шестиконечные звездочки – E, квадратики – N, ромбики – NW, треугольнички вершиной вверх – SW, треугольнички вершиной вниз – P, кружки – S, крестики – направления не вписывающиеся в кластеры.

Таблица. Средние палеомагнитные направления по кластерам.

кластер	n(%)	Dec	Inc	a95	FT	%	1	2	3	4	5	6	7	8
E	4(5)	104.2	-42.9	14.7	x	x					4			
E(гск)		110.8	-28.5											
N	16(22)	343.3	-43.3	9.1	+	100	2	1	5	3	2	3		
NW	4(5)	315	43.4	8.6	+	70		1		1		2		
NWSE	6(8)	313.9	3.9	6.5	+	120	1			1			1(SE)	3
P	5(7)	336.4	83.7	9.5	+	130		2	1	1		1		
S	24(32)	173.2	38.7	6.8	?	70	5	1	1	1		2	14	
SW	3(4)	240.5	-33.4	14.7	x	x		3						
SW(гск)		230.2	-31.9											
направления, не вписывающиеся в кластеры (16%)								2				10		

Подписи к таблице: n(%)– количество сайтов вошедших в кластер и их % по отношению к суммарной выборке; Dec/ Inc/a95– склонение/наклонение/радиус круга доверия; FT– тест складки в модификации DC (Eрkin, 2003); %- процент (пропорционального) распрямления складки при максимальной кучности распределения; 1-8- разрезы: 1- Беллык, 2- Кокса-юг, 3- Кокса-север, 4- Новоселово-1, 5- Новоселово-2, 6- Сисим, 7- «Труба», 8- Труба, в этих столбцах цифрами– количество сайтов, вошедших в соответствующие кластеры; (гск)– географическая система координат, в других строках стратиграфическая система координат.

В разрезах юго-запада Южно-Минусинской впадины по рекам Джебаш и Абакан наиболее уверенно выделяются направления с крутыми отрицательными наклонениями, послескладчатые для Джебашского разреза и доскладчатые для разрезов р.Абакан (рис.1). Средние наклонения этих направлений соответствуют ожидаемому наклонению позднепалеозойского перемагничивания региона, полученному ранее [2], что указывает на метакронность рассматриваемых компонент намагниченности. Для этих участков мы предполагаем локальные блоковые вращения в посткарбонное время, поэтому, в дальнейшем, при кластерном анализе данные результаты мы исключаем из общей выборки. Направления, близкие к позднепалеозойскому перемагничиванию, были получены также А.Ю.Казанским с соавторами [3] по разрезам Кокса и Беллык (рис. 1). Помимо направления интерпретируемого нами как метакронное, в Абаканских разрезах выделяется доскладчатое направление СЗ склонений и низких наклонений близкое (при введении тектонической поправки на разворот) к доскладчатому кластеру «NWSE» оставшейся части выборки, охарактеризованному направлениями из разрезов «Беллык», «Сисим», «Новоселово-1» и «Труба».

По характеру распространения (встречаемости в разрезах) направления оставшейся части выборки (рис. 3, таблица) могут быть разделены на три группы.

1) Единичные «паразитные» направления, которые не повторяются даже в пределах одного разреза – такие направления зафиксированы в разрезах «Сисим» и «Кокса-юг» их вклад в суммарную выборку (без данных по разрезам Джебаш и Абакан) составляет 16%.

2) Направления, встречающиеся только в пределах одного разреза. К этой группе относятся кластеры «SW» и «E», охарактеризованные направлениями из разрезов «Кокса-юг» и «Новоселово-2», соответственно. Общий вклад этих направлений в суммарную выборку составляет 9%.

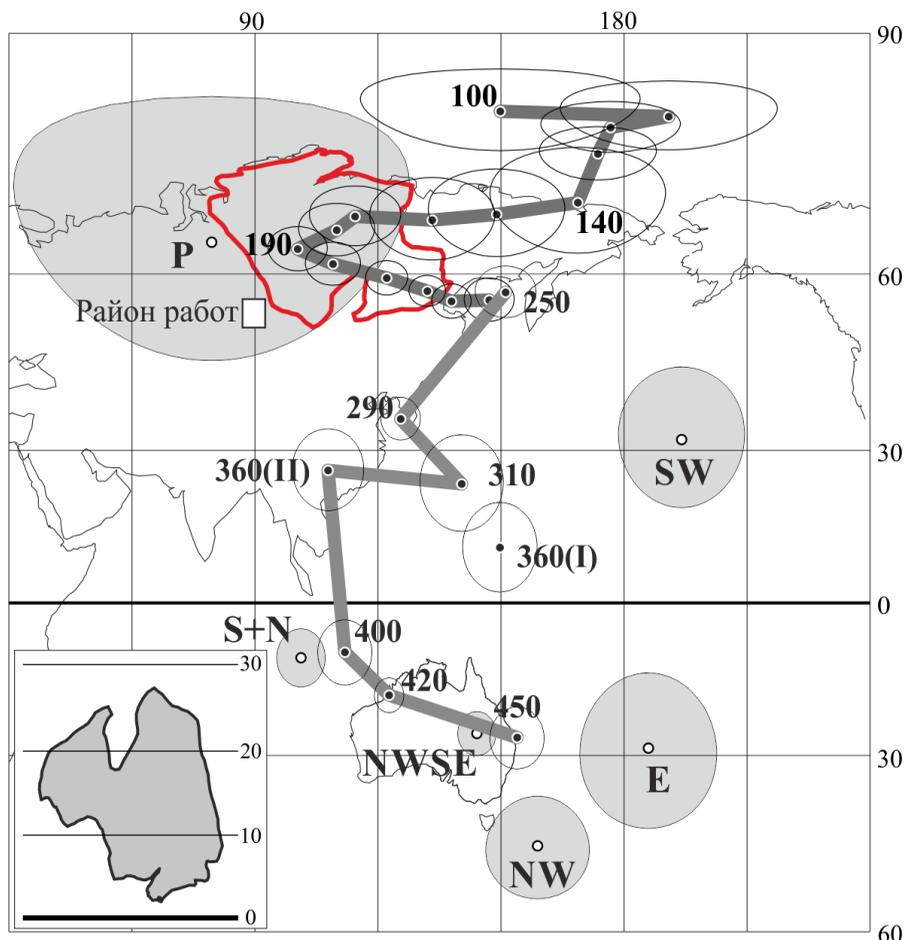
3) «Систематические» направления, повторяющиеся в удаленных разрезах. В эту группу попадают доскладчатые кластеры «N» (22% от суммарной выборки), «NW» (5%), «NWSE» (8%), «P» (7%) и кластер «S» (32%) тест складки для которого дает неопределенный результат. Распространение этих направлений по разрезам представлено в таблице.

Отметим, что наблюдаемое распределение имеет устойчивый характер – при удалении из выборки сайтов с посредственной палеомагнитной записью (среднее рассчитано менее чем по 5 образцам и  $a95 > 15$ ), выделенные кластеры сохраняются (рис. 3В). Распределение средних по сайтам в географической системе координат указывает, что выделение кластеров в стратиграфической системе объективно – доскладчатые кластеры при рассмотрении в географической системе «расплываются», при этом послескладчатые кластеры не образуются (рис. 3А,Б).

Таким образом, наиболее распространенные в породах эмса-эйфеля Минусы направления соответствуют кластерам «S» и «N», а также «NWSE» (учитывая данные по разрезам р.Абакан). Кластеры «S» и «N» почти антиподальны, тест обращения для средних по этим кластерам положителен  $\gamma/\gamma_{cr} = 8,8/10,2$ . Судя по положению рассчитанного палеомагнитного полюса, именно группы «S» и «N» могут рассматриваться в качестве девонского полюса, поскольку прочие группы находятся на значительном удалении от «ожидаемых» девонских направлений Сибири (рис. 4).

Что же может означать наблюдаемый характер палеомагнитной записи в породах девона? Вероятно, несистематические «паразитные» направления первой группы можно объяснить как результат смеси разнонаправленных компонент или записью поля в процессе инверсии (точнее, в свете полученных данных, перехода поля из одного квазистабильного состояния в другое). Предварительные данные по палеонапряженности (метод Телье и Вилсона-Буракова), полученные В.В.Щербаковой по материалу из разреза «Сисим», показывают пониженные значения Ндр. Причем для сайта входящего в кластер «N» величина Ндр составляет 21-42мкТ, а для сайтов входящих в первую группу Ндр падает до 5-12мкТ, то есть уже на порядок по отношению к современным значениям напряженности поля. Эти данные (хотя и с большой осторожностью) позволяют предположить, что направления первой группы

действительно могут являться отражением записи инверсионного процесса, когда геомагнитное поле практически разрушалось.



**Рис. 4.** Рассчитанные палеомагнитные полюсы и положение Сибирской платформы в эмсе-эйфеле. Кривая КМП Сибири для интервала 450-250 млн.лет согласно [2, 6] (в координатах Ангаро-Оленекского блока для полюсов 450-400 млн.лет), для интервала 240-100 млн.лет кривая КМП Балтики, согласно [4].

Направления второй группы, по всей видимости, можно рассматривать как экскурсы. Очевидно, что наибольшие проблемы при интерпретации вызывают направления третьей группы, поскольку их сосуществование в удаленных разрезах и на разных временных уровнях предполагает наличие некоторых квазистабильных не осесимметричных состояний поля, периодически повторявшихся во времени. Исключение здесь может составлять лишь кластер «Р», полюс которого ложится на юрский участок Балтийской кривой КМП [4] (рис.4). То есть, кластер «Р» может рассматриваться как метакрон-

ный, что, ввиду доскладчатости этого кластера, предполагает пост-юрский возраст деформаций в регионе. Возможно, что часть направлений третьей группы (как и направления второй группы) может быть интерпретирована как экскурсы, однако однозначно решить этот вопрос не представляется возможным, поскольку нет объективных критериев для точной корреляции изученных разрезов. Так или иначе, но полученные данные указывают на то, что около половины изученного временного интервала (по соотношению «ожидаемых» девонских и прочих направлений) занимали экскурсионные/инверсионные или какие-то другие динамо-процессы, при которых геомагнитное поле существенно отклонялось от поля центрального осевого диполя.

Теперь отметим некоторые особенности «ожидаемых» девонских направлений, на которые, как отмечалось, имеются два претендента (антиподальные кластеры «S» и «N»). Данные направления встречаются практически во всех изученных разрезах, исключение здесь составляет только фрагментарный разрез по р.Туба, полностью представленный направлениями «NWSE». Средний виртуальный полюс, рассчитанный по этим кластерам (S+N: Plong=101.2, Plat=-11.0, A95=5.8), хорошо согласуется с полюсом перематничивания, широко проявленного в породах позднего докембрия и палеозоя юга Сибири, которое, в некоторой степени условно, было датировано ранним-средним девонем (~400 млн.лет) [5,6]. Как нам представляется, полученный полюс (S+N), с определенными оговорками, может использоваться для решения задач тектоники в качестве реперного полюса Сибирской платформы для рубежа ранний-средний девон. Согласно полученным данным, в конце раннего – начале среднего девона (405-385 млн.лет) Сибирская платформа располагалась между экватором и 30° северной широты и была обращена своей современной юго-западной окраиной к северу (рис.4).

Таким образом, основная задача, поставленная при исследованиях, была выполнена, в тоже время, наблюдаемый характер палеомагнитной записи в девонских породах требует дальнейшего глубокого изучения.

*Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ, гранты 11-05-00705, 13-05-12030.*

1. Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Перфилова О.Ю., Травин А.В. Девонский вулканизм Минусинской котловины: этапы проявления и связь с прогибанием континентальной литосферы (по результатам геохронологических 40Ar/39Ar исследований) // ДАН, 2012, том 447, № 3, с. 308-313.
2. Шацилло А.В., Федюкин И.В., Павлов В.Э. Палеомагнетизм позднего девона – раннего карбона Минусинских впадин и проблема разработки средне- позднепалеозойского сегмента КМП Сибирской платформы // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород (теория, практика, эксперимент). Материалы международной школы-семинара "Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород" – СПб.: СОЛО. 2012. с.270-277.
3. Казанский А.Ю., Благовидов В.В., Метелкин Д.В. Палеомагнитные полюсы девонских вулканических комплексов Минусинского прогиба // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород (теория, практика, эксперимент). Материалы международной

- школы-семинара "Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород", Борок, 2011, с.80-82.
4. Torsvik Trond H. & Cocks L. Robin M., 2005 Norway in space and time: A Centennial cavalcade // *Norwegian Journal of Geology* 2005, 85, p. 73-86.
  5. Шаццлло А.В., Паверман В.И., Павлов В.Э. Среднепалеозойский участок кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы: новые палеомагнитные данные по силуру Нюйско-Березовского фациального района // *Физика Земли*, 2007, №10, с.85-94.
  6. Vladislav Powerman, Andrei Shatsillo, Robert Coe, Xixi Zhao, Dmitry Gladkochub, Robert Buchwaldt, Vladimir Pavlov Palaeogeography of the Siberian platform during middle Palaeozoic Times (450–400 Ma): new palaeomagnetic evidence from the Lena and Nyuya rivers // *Geophys. J. Int.* (September, 2013), 194(3), p.1412-1440.

### **Палеомагнитные свидетельства палеозойского возраста «вендского» орогенного комплекса Северо-Байкальского нагорья (холоднинская свита Верхне-Ангарского хребта)**

*А.В. Шаццлло, И.В. Федюкин*

*Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва*

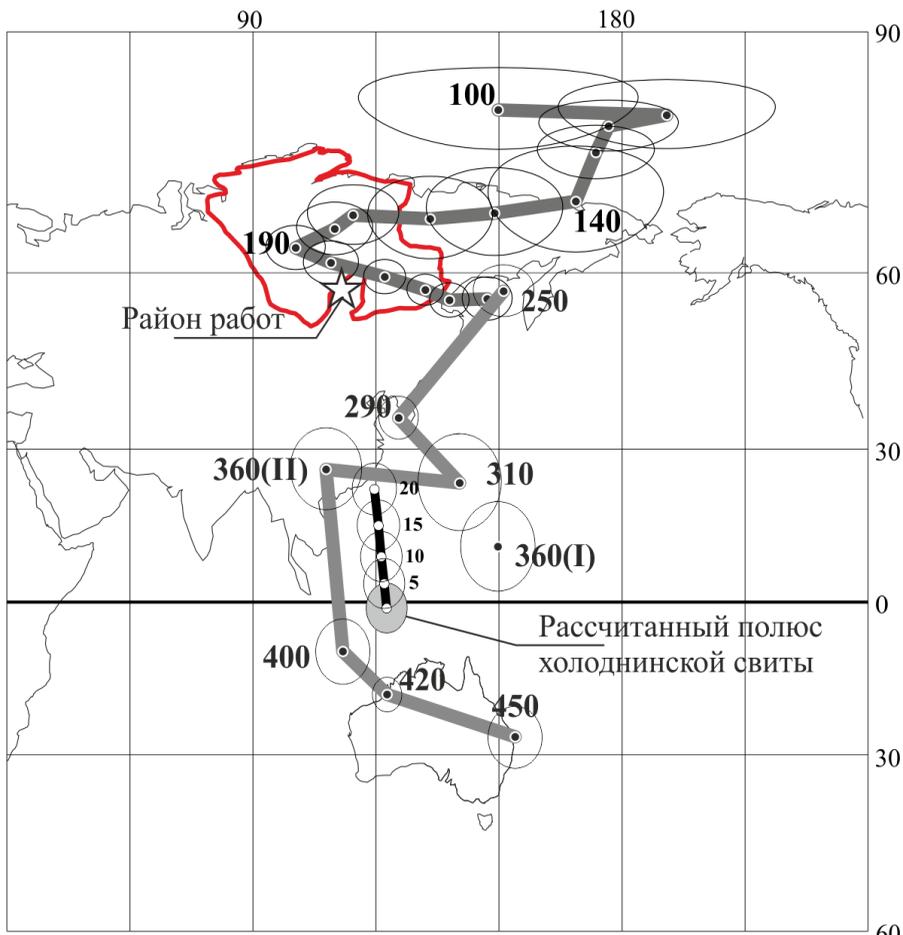
С 50-х годов прошлого столетия в среде геологов плотно укоренилось мнение о вендском или раннекембрийском возрасте орогенных комплексов, достаточно широко распространенных в пределах Северо-Байкальского нагорья (в бассейнах рек Холодной, Чаи, Анамакита-Ангарского, Лев.Мамы, Пр.Мамы, Майгунды и др.), выделяемых в объеме холоднинской свиты. Мощные (по некоторым оценкам до 4км и даже более) нематаморфизованные толщи холоднинской свиты, сложены кластическим материалом от конгломератов до алевролитов и представляют собой классические молассы, т.е. продукты интенсивного разрушения горных сооружений, возникших в ходе орогенеза. Холоднинская свита с угловым несогласием залегает на различных метаморфических и интрузивных комплексах позднего протерозоя. По принятым стратиграфическим схемам, холоднинская свита согласно перекрывается терригенно-карбонатной туколамийской свитой, а та, в свою очередь, карбонатами кооктинской серии, содержащей нижнекембрийскую фауну (трилобиты и археоциаты). Именно на этом основании возраст холоднинской свиты принимается как венд-кембрийский. В соответствии с этой возрастной оценкой, холоднинская свита рассматривается как важнейший маркер байкальского орогенеза, являющегося основным «стержнем» существующих геодинамических моделей развития региона. Недавно в породах холоднинской свиты были обнаружены споро-пыльцевые комплексы, указывающие на ее позднепалеозойский (ранний карбон) возраст [1]. На этом основании было сделано предположение, что холоднинская свита и нижнекембрийская кооктинская серия совмещены тектонически, то есть не находятся в нормальной стратиграфической последовательности. Однако, данные палеонтологические находки большинством геологов рассматривались как «недоумение», что, в частности, было отражено в легенде к ГК-200 нового по-

колениа (лист О-49-XXXIV), где холоднинская свита, согласно «классическим взглядам», была отнесена к венду. Очевидно, что позднепалеозойский возраст холоднинской свиты, предполагает соответствующий возраст орогенических событий, совсем не вписывающихся в «догматические» представления о геологическом развитии Северо-Байкальского нагорья и смежных территорий. Из сказанного становится ясным, что оценка возраста холоднинской свиты независимыми методами является исключительно важной – к одному из таких методов относится палеомагнитный.

Первая попытка палеомагнитного изучения холоднинской свиты была предпринята К.М.Константиновым, в стратотипическом районе ее выходов (р.Холодная). Однако, на этом участке породы оказались полностью перемагничены в позднем карбоне – ранней перми, в результате воздействия Ангаро-Витимского батолита [2], причем намагниченность оказалась послескладчатой, что, естественно, предполагает «добатолитовый» возраст деформаций.

В полевой сезон 2012г. нами были изучены разрезы на другом участке Северо-Байкальского нагорья, располагающемся в пределах Верхне-Ангарского хребта в районе истоков р. Правая Мама (56°34'с.ш. 112°05'в.д.). Из трех обнажений верхней части холоднинской свиты, с существенно различающимися элементами залегания, нами была отобрана рекогносцировочная палеомагнитная коллекция в 55 образцов. Изученные породы представлены пестроцветными мелкозернистыми песчаниками, значения магнитной восприимчивости которых лежат в пределах 2,4-6,7 Е-4 SI. Породы характеризуются плоскостной анизотропией магнитной восприимчивости, со значениями общей анизотропии от 1 до 10%, в среднем – 4%, при этом, однако, наблюдается корреляция между направлениями максимальных осей анизотропии и простираемостью толщ, что указывает на некоторый вклад деформационных процессов в формирование магнитной матрицы. Палеомагнитный сигнал в породах холоднинской свиты достаточно шумный, тем не менее, практически во всех образцах, в той или иной форме (конечные и промежуточные компоненты, круги перемагничивания), удается выделить направления или их «следы», образующие, в целом по коллекции, две антиподальных группы (таблица), проходящие тест обращения –  $\gamma/\gamma_{cr}=10,3/11,6$ . Данные направления определяются тестом складки как доскладчатые.

Доскладчатость выделенных компонент и положительный тест обращения для групп прямой и обратной полярности дают основания полагать, что намагниченность, зафиксированная в породах холоднинской свиты, первична или близка по возрасту ко времени формирования пород. Как видно (рис.), рассчитанный по холоднинской свите палеомагнитный полюс попадает на среднепалеозойский участок кривой кажущейся миграции полюса (КМП) Сибирской платформы, что, по нашему мнению, может указывать на соответствующий возраст намагниченности и пород, в которых она зафиксирована.



**Рис.** Рассчитанный палеомагнитный полюс, сравнение с кривыми КМП. Кривая КМП Сибири для интервала 450-250 млн.лет согласно [4, 5] (в координатах Ангаро-Оленекского блока для полюсов 450-400 млн.лет), для интервала 240-100 млн.лет кривая КМП Балтики, согласно [6].

Известной в палеомагнитной практике проблемой, является эффект занижения наклона, присущий осадочным породам и особенно ощутимый в груботерригенных разностях. Литологический состав холоднинской свиты, большие ее мощности, на фоне «лавиной» седиментации, с одной стороны, и отмеченное выше возможное влияние деформационных процессов, с другой, могли внести заметный вклад в занижение наклона в изученных породах. Как видно из рисунка, при «механическом» увеличении наклона для рассчитанного палеомагнитного направления (на 5-10-15-20°), палеомагнитный полюс смещается в северном направлении, попадая, при поправке в 20°, на ранне-среднекарбонный участок КМП Сибири. Безусловно, что этот

тест не является строгим доказательством карбонового возраста намагниченности (т.е. пород), но и не исключает такой возможности.

Таблица. Рассчитанные палеомагнитные направления.

	ск	n	Dec	Inc	k	a95
Обн. 001	G	7/18/7	1.3	63.7	13.2	7.3
	S		162.4	54.1	18.6	6.1
Обн. 002	G	3/2/7	341.0	16.0	13.3	12.6
	S		353.8	-55.4	17.7	10.9
Обн. 003	G	6/1/6	349.6	28.5	27.3	8.2
	S		352.2	-36.7	39.9	6.8
Все образцы N-полярности	G	5/14/0	355.3	61.0	6.3	14.6
	S		166.9	56.2	22.6	7.2
Все образцы R-полярности	G	11/7/0	340.3	-17.7	1.8	37.2
	S		348.5	-45.9	14.3	9.5
Среднее по образцам	G	16/21/20	68.5	84.1	2.2	16.1
	S		167.4	51.0	18.3	4.5
Среднее по обнажениям	G	3	160.1	5.8	1.3	180.0
	S		169.7	48.9	53.0	17.1
Полус (из среднего по образцам) Plong=122.7, Plat=-1.2, A95=5.0						

Примечания: ск – система координат G – географическая, S – стратиграфическая; n – статистика (конечные компоненты/промежуточные компоненты/круги перематничивания); Dec, Inc, k, a95- склонение, наклонение, кучность, радиус круга доверия.

Так или иначе, но полученные данные являются веским доводом в пользу средне- позднелазозойского возраста холонинской свиты, в противовес «классическим взглядам» о ее вендском возрасте. Этот вывод несколько не отрицает «байкальского» орогенного этапа в геологической истории Байкальской горной области, для которого имеется достаточное количество доказательств [3], а говорит о существовании другого мощного каледонско-герцинского события, комплексом-индикатором которого и является холонинская моласса. Ранее нами было высказано предположение, что это событие может рассматриваться как результат внутриплитной тектоники, вызванной сближением «байкальской» и «чарской» окраин Сибири, вследствие раскрытия среднепалеозойского (Виллюйского) рифта, расположенного в центральной части кратона [2] – полученные данные это еще один довод в пользу предлагаемой гипотезы.

*Работы выполнены при финансовой поддержке РФФИ, гранты 11-05-00705, 13-05-12030.*

1. Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Небекикутина Л.Н. Новые палеонтологические данные по разрезу палеозоя Верхне-Ангарского хребта как основа совершенствования местной стратиграфической схемы (Бирамья-Янгудская зона, Западное Забайкалье)

- // Материалы LV сессии Палеонтологического общества при РАН, Санкт-Петербург, 2009, с.93-95.
2. Шацилло А.В., Федюкин И.В., Паверман В.И. Палеомагнетизм позднепалеозойских гранитов Ангаро-Витимского батолита и вмещающих пород Байкало-Патомской складчатой области: тектонические следствия // Геология и Геофизика 2013 (в печати).
  3. Шацилло А.В. Тектоническая история Патомской окраины Сибирской платформы в позднем докембрии – палеозое: попытка синтеза данных // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания, вып. 9, ИЗК СО РАН, Иркутск, 2011, с.242-247.
  4. Шацилло А.В., Федюкин И.В., Павлов В.Э. Палеомагнетизм позднего девона – раннего карбона Минусинских впадин и проблема разработки средне- позднепалеозойского сегмента КМП Сибирской платформы // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород (теория, практика, эксперимент). Материалы международной школы-семинара "Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород" – СПб.: СОЛЮ. 2012. с.270-277.
  5. Vladislav Powerman, Andrei Shatsillo, Robert Coe, Xixi Zhao, Dmitry Gladkochub, Robert Buchwaldt, Vladimir Pavlov Palaeogeography of the Siberian platform during middle Palaeozoic Times (450–400 Ma): new palaeomagnetic evidence from the Lena and Nyuya rivers // *Geophys. J. Int.* (September, 2013), 194(3), p.1412-1440.
  6. Torsvik Trond H. & Cocks L. Robin M., 2005 Norway in space and time: A Centennial cavalcade // *Norwegian Journal of Geology* 2005, 85, p. 73-86.

## **О положении границы Матуяма-Брюнес в разрезе Володарка (Приобское Степное плато)**

*С.Н. Щеглова, В.С. Зыкина, Л.Г. Смолянинова*

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск*

Разрезы, расположенные в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины в пределах Восточной Кулунды, уже длительное время привлекают внимание палеомагнитологов. Особенное значение придается обнаружению и стратиграфической привязке палеомагнитной границы Матуяма-Брюнес, которая указывает на последнюю инверсию геомагнитного поля и является достаточно надежным геохронологическим репером.

Характерными элементами рельефа данного района являются крупные, вытянутые на восток-северо-восток увалы, относительная высота которых достигает 100м и более, а ширина – 25-40км. Один из таких увалов (Порозинский) подходит к левому берегу р.Обь, заканчиваясь береговым обрывом. Более высокая его часть расположена недалеко от с.Володарка. В разрезах увала прослеживаются три нижнеплейстоценовых педокомплекса: володарский, беловский и евсинский [7].

Палеомагнитные исследования лессовидных отложений Степного Приобья проводились в 60-70-ые годы прошедшего столетия и в последние три десятилетия. Однако, до настоящего времени, не существует единого мнения по этому вопросу. Это обусловлено, по большей части, фрагментарностью изучаемых разрезов [1-5; 8-10].

В 2005 и 2006 годах нами параллельно исследованы два разреза – у с.Володарка («Володарка-1») и между с.Володарка и д.Белово («Володарка-2»). Из первого разреза отобрано 119 ориентированных штуфов, из которых получено 952 образца-кубика размером 2х2х2см; из второго – 27 штуфов (216 образцов-кубиков). Отбор проводился с шагом 10-30см.

В 2012 году, для уточнения переходной зоны был проведен сплошной отбор образцов из неохваченного ранее участка, взято 25 ориентированных штуфов, из которых получено 152 образца-кубика.

**Методика работ** Лабораторные исследования проводились по общепринятой методике. Магнитная чистка образцов велась методом ступенчатого терморазмагничивания на установке TD-48 (США) и переменным магнитным полем на установке LDA-3A (Чехия). Измерения естественной остаточной намагниченности ( $J_n$ ) проводились на магнитометре JR-6A (Чехия), а магнитной восприимчивости ( $k$ ) - с помощью системы MS2 (Bartington, Англия). При анализе полученных данных компоненты  $J_n$  устанавливались по ортогональным проекциям (диаграммам Зийдервельда). При определении зон прямой и обратной полярности зона считалась значимой, если направление выделялось не менее чем по трем уровням.

**Магнитные свойства пород** Разрез Володарка-1 включает две канавы. За нулевой уровень первой канавы принят уровень современного почвенно-растительного слоя. Лессово-почвенная последовательность первой канавы (сверху вниз): современная почва, даниловский лесс (dl), володарский педокомплекс (vlpk), вяткинский лесс (vt), беловский педокомплекс (blpk). Вторая канава включает в себя: низы вяткинского лесса (vt), беловский педокомплекс (blpk), евсинский педокомплекс (evpk), тальменский лесс (tm) и верхнюю малиновскую почву (ml<sub>2</sub>). Образцы были взяты с шестиметровым перекрытием слоев в районе vt и blpk. Близость этих двух расчисток и данные по магнитной восприимчивости пород позволили нам достаточно точно совместить их и представить как единый разрез от современной почвы до уреза воды. Магнитные свойства пород, слагающих разрез Володарка-1, сведены в табл. 1.

Изменение этих величин по разрезу показано на рис. 1. В 2012 году подробный отбор производился из второй канавы. За «0» была принята кровля нижней почвы беловского педокомплекса.

Дополнительный разрез Володарка-2 расположен на 2км выше по течению Оби и захватывает только евсинский педокомплекс (evpk) и толщу суглинка под ним. За «0» при отборе образцов принят уровень кровли евсинской почвы (предположительно – второй). Магнитные свойства пород находятся примерно в тех же пределах, что и в соответствующих слоях большого разреза.

**Результаты размагничивания пород** Распределение векторов естественной остаточной намагниченности в географических координатах до магнитной чистки образцов представлено на рис. 2.

Магнитная чистка образцов разреза Володарка-1 как температурой, так и переменным полем проводилась, начиная с вяткинского лесса, находящегося над беловским педокомплексом, и ниже – до уреза воды.

Таблица 1. Максимальные и минимальные значения величин естественной остаточной намагниченности ( $J_n$ ) и магнитной восприимчивости ( $k$ ) пород из слоев разреза Володарка-1.

Название слоя	Мощность слоя (м)	$J_n (A/m) * 10^{-3}$		$k (ед. СИ) * 10^{-5}$	
		max	min	max	min
dl	1,3-9,0	54,3	17,9	236	35
vlpk	9,0-11,75	11,2	6,33	45	26
vt	11,75-24,7	62,6	4,3	93	39
A1bl <sub>3</sub>	24,7-25,25	26,7	15,75	67	58
BCcabl <sub>3</sub>	25,25-26,25	69,8	12,05	124	54
A1bl <sub>2</sub>	26,25-26,75	27,9	26	50	50
BCcabl <sub>2</sub>	26,75-27,65	30,4	25,8	65	48
A1bl <sub>1</sub>	27,65-29,1	24,6	17,5	57	46
BCcabl <sub>1</sub>	29,1-31,2	19,9	8,66	48	42
ev <sub>2-1</sub>	31,2-34	17,04	5,09	73	39
L	34-46,5	15,4	2,9	158	47
A1ml <sub>2</sub>	46,5-47	29,25	11,28	327	135

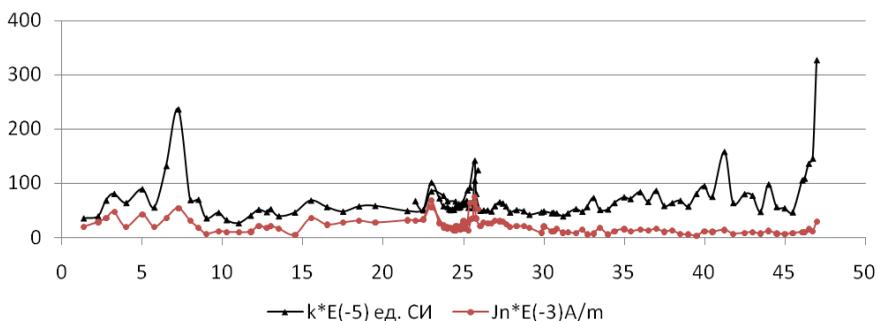
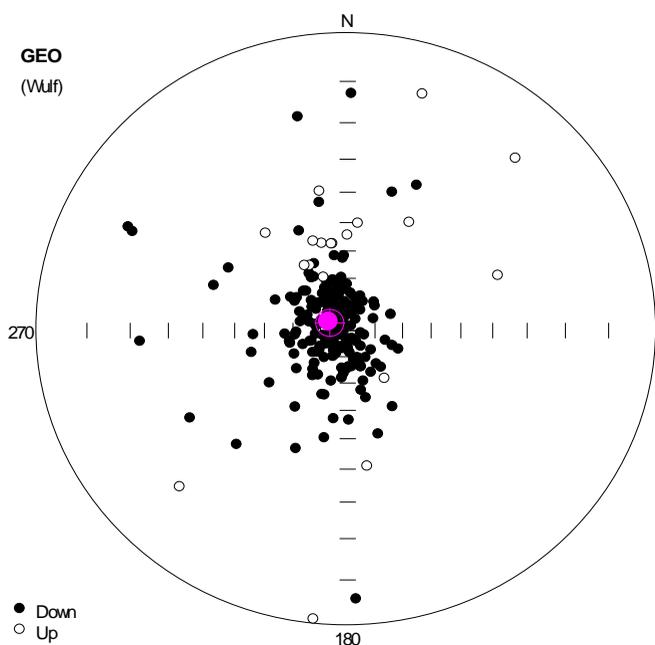


Рис. 1. Изменение магнитной восприимчивости ( $k$ ) и естественной остаточной намагниченности ( $J_n$ ) по разрезу Володарка-1.

Образцы верхней части разреза (до 28м) имеют, как правило, одну компоненту с положительным направлением вектора  $J_n$ . В большинстве образцов нижней части разреза выделяется две компоненты  $J_n$ . Первая, низкотемпературная компонента - в интервале температур 100-300°C и обусловлена, по-видимому, вязкой намагниченностью пород, связанной с воздействием современного магнитного поля в точке отбора и возможным лабораторным перемагничиванием во время транспортировки и хранения образцов. После разрушения этой компоненты  $J_n$  содержит, как правило, только одну высоко-

температурную биполярную компоненту, которая предположительно синхронна процессу образования породы.



**Рис. 2.** Статистическое распределение векторов естественной остаточной намагниченности в географических координатах.

На рис. 3 представлены характерные примеры поведения вектора естественной остаточной намагниченности в ходе термомагнитной чистки.

На рис. 4 показаны характерные примеры поведения вектора  $J_n$  в ходе размагничивания переменным полем. В большинстве случаев результаты обоих видов размагничивания совпадают или близки друг другу.

Образцы разреза Володарка-2 были размагничены переменным полем. С самого верха расчистки наблюдаются две компоненты  $J_n$ .

Изменение направления  $J_n$  после разрушения компоненты, обусловленной магнитной вязкостью пород по обоим разрезам и соответствующая этому изменению магнитная зональность приведены на рис. 5.

**Обсуждение результатов** Из полученных данных видно, что переход между обратной и прямой направленностью наклонения вектора геомагнитного поля Матуяма-Брюнес приурочен к верхам евсинского педокомплекса. Переходная зона расположена на глубине 28-30м разреза в горизонтах  $BC_{abl_1}$  и частично  $ev_{2-1}$ . В толще суглинка под евсинским педокомплексом в обоих исследуемых разрезах выделяется положительная магнитозона, которую мы склонны интерпретировать как эпизод Харамильо.

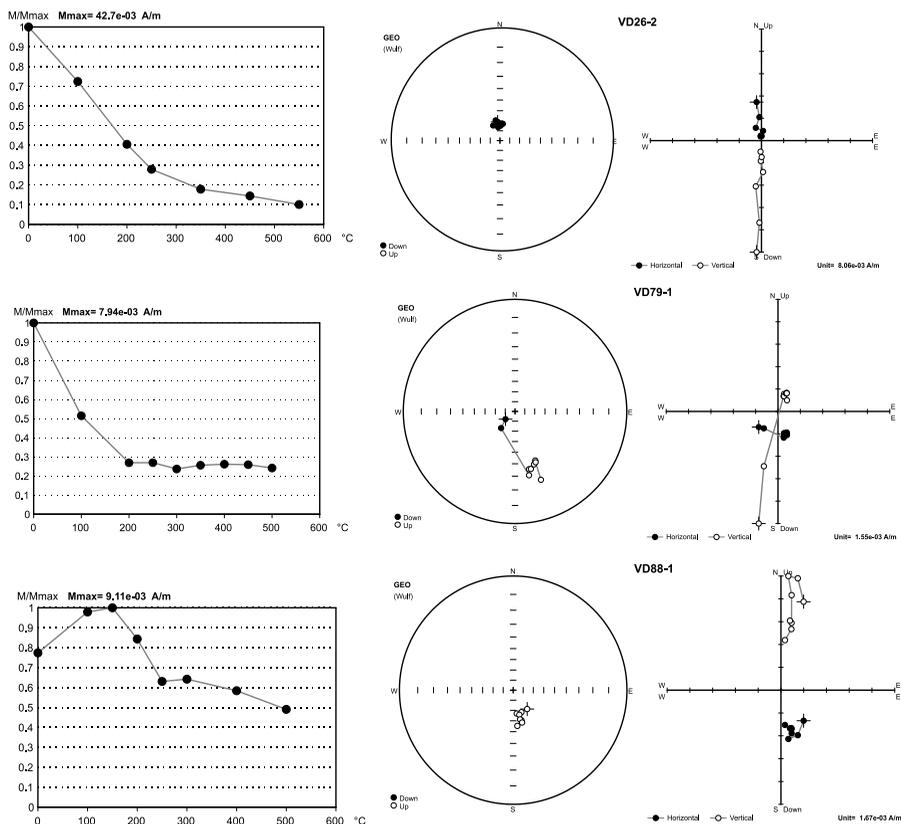
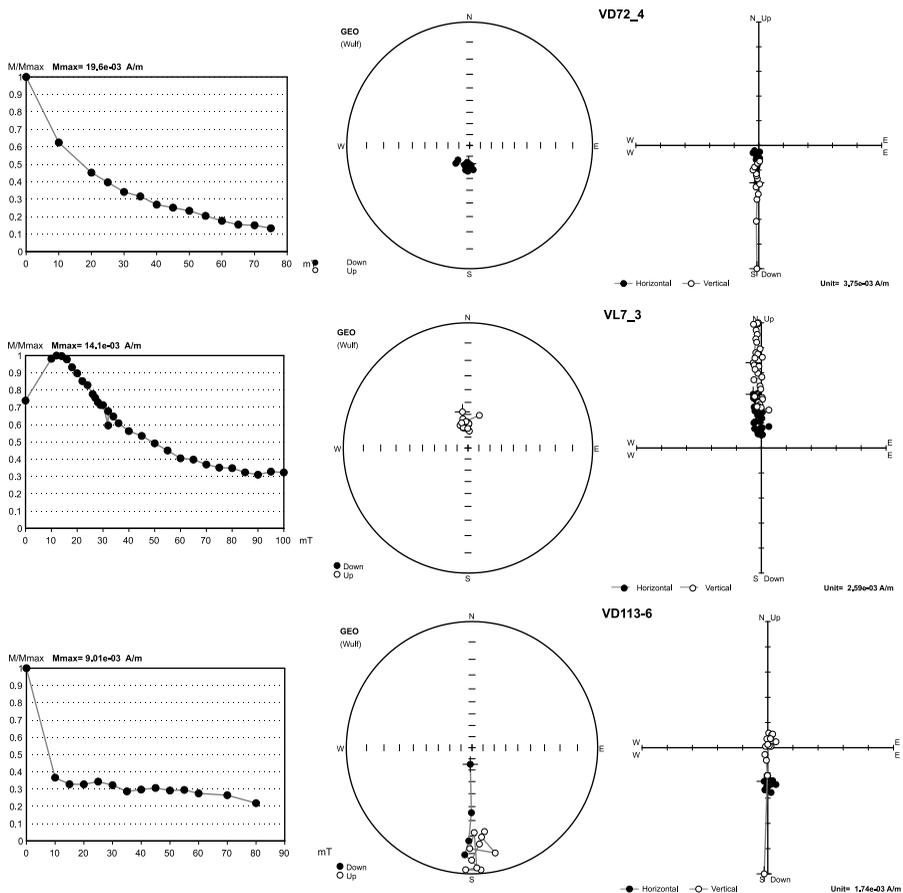


Рис. 3. Примеры терморазмагничивания образцов (приведены графики изменения величины  $J_p$ , стереограммы и диаграммы Зейдервельда).

По результатам исследований в данном разрезе, выполненных В.А. Большаковым и др. [2-4], также фиксируются два перехода от обратной полярности к прямой. Нижний интервал прямой намагниченности сопоставляется в указанных работах с эпизодом Харамильо (как можно понять из описания, его нижняя граница проходит над почвой малиновского педокомплекса), а граница Матуеяма- Брюнес приурочена к лессовой толще над погребенной почвой, обозначенной в работе как ППЗ. Скорее всего, эта почва соответствует евсинскому педокомплексу или одной из его почв в изученных нами расчистках. И не исключено, что переходный горизонт  $A1'_{evrk}$  определен авторами как лесс (ЛЗ). На это указывают как данные размагничивания образцов, так и мощность указанных горизонтов. Есть также указания на наличие переходной зоны, которую теперь можно интерпретировать с уверенностью.



**Рис. 4.** Примеры размагничивания образцов переменным полем (приведены графики изменения величины  $J_n$ , строграммы, диаграммы Зийдервельда и графики изменения величины  $J_n$ ).

З.Н. Гнибиденко [5] обнаружена переходная зона между обратной и прямой магнитозонами в лессовой толще над почвой в низах разреза. По нашему мнению эта почва может быть верхней малиновской ( $m_2$ ), а аномальная магнитозона обозначать начало эпизода Харамилью.

Таким образом, полученные магнитостратиграфические данные позволяют поместить евсинский педокомплекс в конец хрона Матуяма, а беловский ПК, который в наших расчистках расположен прямо над евсинским, - в начало хрона Брунес. Переходная зона мощностью 2 метра захватывает часть лесса над евсинской почвой и верхнюю часть почвы.

# Володарка-1

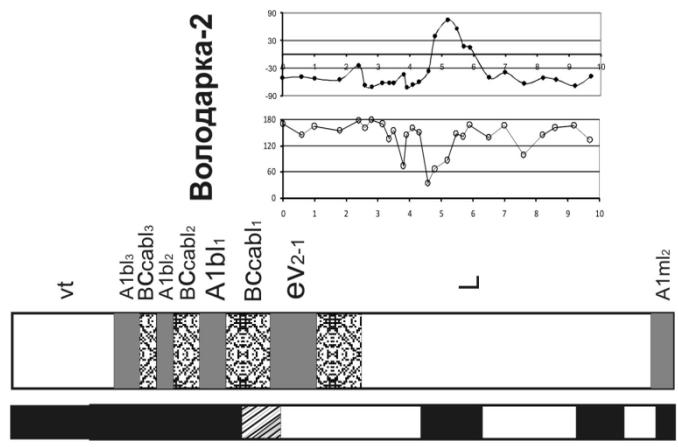
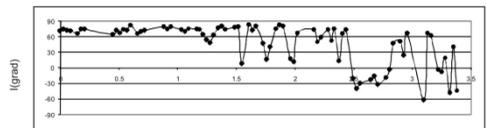
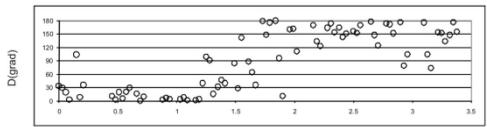
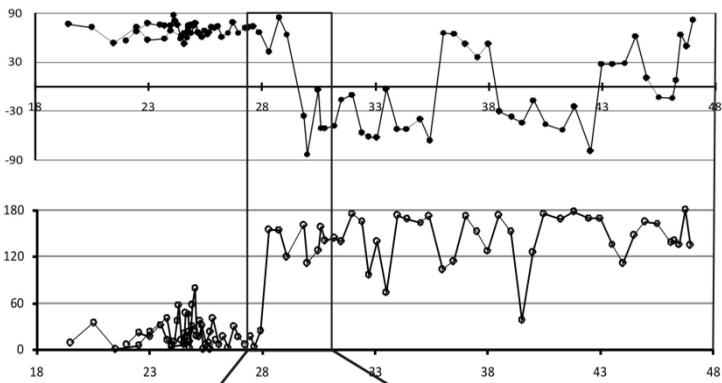


Рис. 5. Изменение склонения и наклонения вектора  $J_n$  после разрушения вязкой компоненты и соответствующая этому изменению магнитная зональность разреза Володарка.

1. *Архипов С.А., Зыкина В.С., Круковер А.А., Гнибиденко З.Н., Шелкопляс В.Н.* Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лессово-почвенных отложений Западно-сибирской равнины // Геология и геофизика. – 1997. - т.38, №6. - С.1027-1048.
2. *Большаков В.А.* Еще раз о палеомагнетизме разреза Белово на реке Обь и его корреляции с разрезом Володарка // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. - С. 78-81.
3. *Большаков В.А.* Новые данные магнитного и палеомагнитного изучения разреза Володарка на реке Обь // Физика Земли. – 2007. - №2. – С.66-74.
4. *Большаков В.А.* О палеомагнетизме лессов и корреляции разрезов Белово и Володарка на реке Обь // Физика Земли. – 2008. - №7. – С.85-96.
5. *Gnibidenko Z.N.* The last geomagnetic reversal Matuyama-Brunhes in loess- paleosol sequences of Priobskoe Plateau // Proceeding of the 7<sup>th</sup> Intern. Conf. “Problems of Geocosmos” ( St. Petersburg, Russia, 26-30 May, 2008), ed. by V.N. Troyan, M. Hayakawa, and V.S. Semenov, SPb, 2008, p. 375-380.
6. *Добрецов Н.Л., Зыкин В.С., Зыкина В.С.* Структура лессово-почвенной последовательности плейстоцена Западной Сибири и ее сопоставление с Байкальской и глобальными летописями изменения климата // Доклады Академии Наук. – 2003. - т.391, №6. - С.821-824.
7. *Зыкина В.С.* Структура лессово-почвенной последовательности и эволюция педогенеза плейстоцена Западной Сибири // Автореф. Дисс. докт. геол.-мин.н. – Новосибирск, 2006. – 32с.
8. *Поспелова Г.А., Зудин А.Н.* О расчленении плиоцен-четвертичных отложений приобского степного плато (по палеомагнитным данным) // Геология и геофизика. – 1967. - №6. - С.9-20.
9. *Фаустов С.С.* О палеоклиматических реконструкциях на основе магнитных свойств и палеомагнетизма лессово-почвенных отложений приобья // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Сборник научных трудов. – М.: Географический факультет МГУ, 2008. - Вып.2. - С. 168-182
10. *Чиркин К.А., Смолянинова Л.Г., Зыкин В.С., Зыкина В.С., Зажигин В.С.* О положении границы Брюнес-Матуйама в субэаральных отложениях юго-восточной части Западной Сибири // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. - С.622-624.

### **Свойства термохимической намагниченности, полученной при окислении титаномагнетита**

*В.П. Щербаков<sup>1</sup>, С.К. Грибов<sup>1</sup>, Р.В. Смирнова<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область

<sup>2</sup> Физический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург

Задачи палеомагнетизма решаются путём расшифровки информации о характеристиках геомагнитного поля, записанной в древних горных породах, что возможно лишь при условии сохранности первичной намагниченности образцов исследуемых горных пород. Для целей определения палеонапряжённости на вулканических породах кроме первичности и хорошей сохран-

ности естественной остаточной намагниченности (NRM) требуется доказать ещё и её термоостаточную природу. В то же время известно, что стабильная и значительная по величине остаточная намагниченность может быть создана и в результате химических изменений магнитных минералов при повышенных температурах как в ходе первичного охлаждения породы, так и при её повторных прогревах. Этот вид намагниченности принято называть термохимической [1]. А. Смирнов и Дж. Тардуно [2] предположили, что термоостаточная намагниченность (TRM) и термохимическая (TCRM) могут иметь схожую температурную стабильность, т. е. похожие спектры блокирующих температур ( $T_b$ ), и, стало быть, будут неразличимы с точки зрения экспериментов по методикам Телье или Вильсона-Буракова, давая в итоге ложные определения палеонапряжённости.

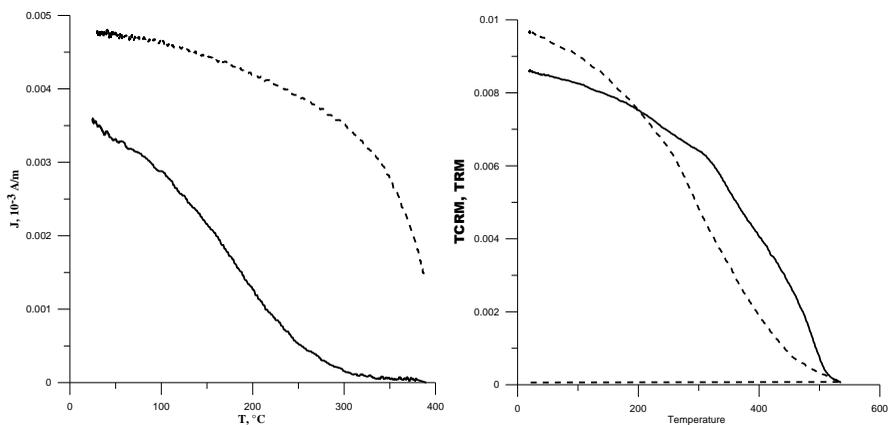
Согласно имеющимся теоретическим представлениям, образование TCRM может происходить через механизм роста мелких суперпарамагнитных (СПМ) зёрен, когда их объём вырастает до однодоменного (ОД) блокирующего при данной температуре  $T$  объёма  $v_b$  [3]. Другой механизм образования TCRM возможен при изменении состава ферримагнитного зерна, когда в некоторой его части (либо во всём объёме) происходит рост температуры Кюри  $T_c$  [4]. Такая намагниченность, например, возникает в образцах, содержащих титаномагнетитовые (ТМ) зёрна при их выдержке в ненулевом магнитном поле  $H$  при температуре  $T_{TCRM}$ , превышающей  $T_c$  исходного ТМ. При этом вначале происходит однофазное окисление титаномагнетита до титаномаггемита, с последующим твердофазным распадом на ульвошпинель (гемильменит, если процесс окисления зашёл достаточно далеко) и магнетит. Поскольку оба эти процесса приводят к существенному росту  $T_c$ , то, при условии  $T_{TCRM} < T_c$  магнетита, в какой-то момент текущая температура Кюри этих зёрен превысит  $T_{TCRM}$  и в образце возникнет спонтанная намагниченность  $M_s$ . Дальнейший рост  $T_c$  и/или объёма зерна приведёт к блокировке его магнитного момента  $m$  и образованию TCRM.

Несмотря на большую распространённость такого сценария, он мало исследован как экспериментально, так и теоретически. Те же работы, что имеются в литературе, приводят противоречащие друг другу экспериментальные данные о схожести термостабильности TRM и TCRM [5,6]. В настоящей работе предпринята попытка систематического экспериментального исследования свойств TCRM, возникающей при изотермическом отжиге ТМ, и сравнения их с теми свойствами, что предсказываются известными теориями TCRM [3,4].

Для экспериментов были взяты образцы титаномагнетитов сибирских траппов возраста ~251 млн. лет. Состав зёрен ТМ исходного образца определялся по кривым терморазмагничивания NRM, рентгеновской дифрактометрии и микронзондового анализа (детали этих исследований приведены в работе [Грибов и др., данный сборник]). По результатам этих исследований основным ферримагнитным минералом является гомогенный титаномагнетит с  $T_c \approx 300^\circ\text{C}$ . Методика создания TCRM проиллюстрирована на рис. 1, слева. Сначала образец терморазмагничивался (сплошная линия) до практического

исчезновения NRM, что происходило при температурах  $\approx (350-400)^\circ\text{C}$ , и нагревался до выбранной температуры реакции ( $T_{\text{TCRM}} = 400, 450$  или  $500^\circ\text{C}$ ), где включалось внешнее магнитное поле  $H$  и выполнялся непрерывный мониторинг величины индуцируемой намагниченности  $M$ . По истечении заданного времени образец охлаждался в присутствии или отсутствии поля  $H$  (в зависимости от эксперимента) до комнатной температуры (пунктирная линия). В результате описанной процедуры в образце возникала остаточная намагниченность, равная сумме TCRM и рTRM (при  $H = 0$  остаточная намагниченность состояла только из TCRM).

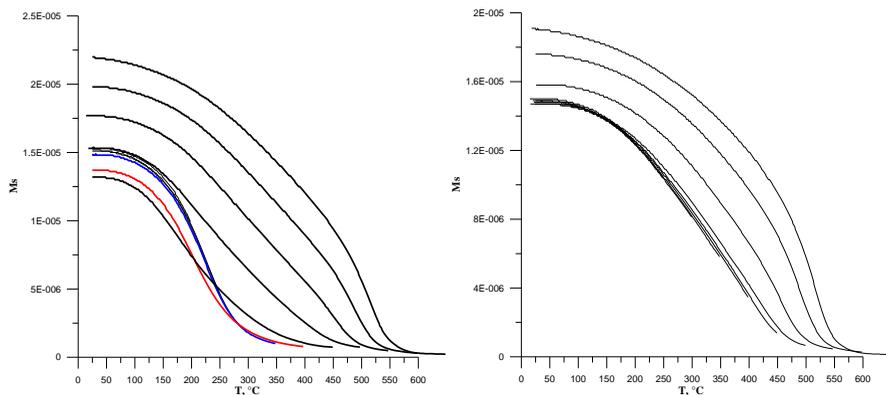
Магнитные свойства отожжённых образцов резко зависят от температуры отжига. При  $T_{\text{TCRM}} = 400$  и  $450^\circ\text{C}$  даже при отжиге длительностью 200 часов в образце не наблюдалось (рентгенографически) появления ромбоэдрической фазы, она возникала только при выдержке при температурах  $T_{\text{TCRM}} = 500$  и  $530^\circ\text{C}$ . Как показали результаты рентгеновской дифрактометрии, при дальнейших прогревах выше  $500^\circ\text{C}$  высокотитанистая фаза окисляется до гемогемилемента. Соответственно рост  $T_c$ , наблюдающийся на кривых  $M_s(T)$  (рис. 2, слева) при прогревах до температур  $< 500^\circ\text{C}$ , следует отнести за счёт твердофазного (спинодального?) распада ТМ на две шпинельные фазы с высоким и низким содержанием титана, а при прогревах выше  $500^\circ\text{C}$  – за счёт дальнейшего гетерофазного окисления и распада на магнетитовые ячейки, разделённые гемогемилемитовыми ламелями.



**Рис. 1.** Слева: кривые терморазмагничивания NRM (сплошная линия) и остывания TCRM (пунктирная линия). Обе кривые сняты в нулевом магнитном поле. TCRM приобреталась при  $400^\circ\text{C}$  в течение 2 часов. Справа: кривые терморазмагничивания TCRM (сплошная линия), полученной в поле 50 мкТ при отжиге исходного образца при  $400^\circ\text{C}$  в течение 200 часов, и TRM (пунктирная линия), полученной в поле 30 мкТ при отжиге при  $400^\circ\text{C}$  в течение 200 часов.

Аналогичная процедура нагревов до последовательно возрастающих температур, применённая к образцу, отожжённому при  $400^\circ\text{C}$  в течение 2 часов, показала его термостабильность при нагревах вплоть до  $(450 - 500)^\circ\text{C}$  (рис. 2,

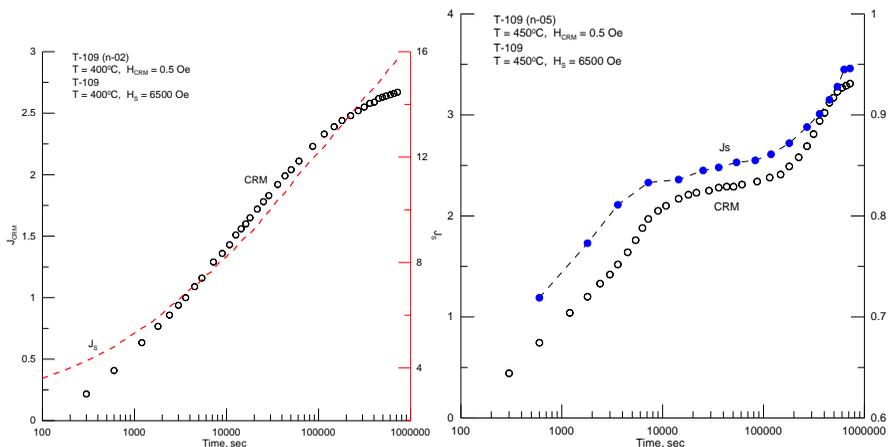
справа). Нагрев до более высоких температур, то есть до  $500^{\circ}\text{C}$  и выше, привёл к дальнейшему увеличению  $M_s$  и  $T_c$ , по-видимому, за счёт начавшегося при таких высоких температурах гетерофазного окисления, о чём упоминалось в предыдущем абзаце.



**Рис. 2.** Серия термокривых  $M_s(T)$  при нагревах до последовательно возрастающих температур  $T_i = \{200, 250, \dots, 650\}^{\circ}\text{C}$  при  $H = 450$  мТ. Слева – свежий образец, справа – он же после отжига в течение 2 часов при  $T = 400^{\circ}\text{C}$ .

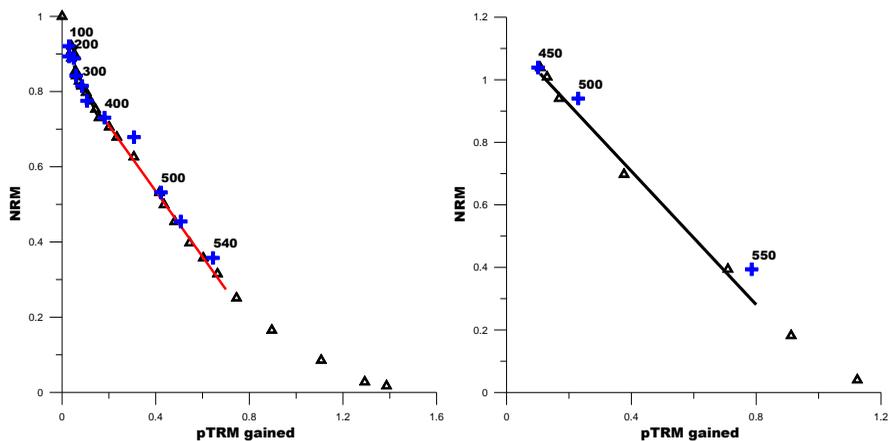
Мониторинг приобретения TCRM и роста намагниченности насыщения образца  $M_{\text{sat}}$  со временем  $t$  (вплоть до 200 часовой изотермической выдержки) показан на рис. 3. Обращает на себя внимание хорошее подобие этих кривых, что говорит о том, что величины TCRM и  $M_s$  линейно связаны.

Результаты по определению «палеонапряжённости»  $H_{\text{anc}}$  по термохимической намагниченности по методике Телье проиллюстрированы на рис. 4. Как и следовало ожидать, определение «палеонапряжённости» по низкотемпературному сегменту от комнатной температуры ( $T_0$ ) до  $400^{\circ}\text{C}$ , в котором была наложена рTRM, приводит к относительно правильному результату:  $H_{\text{anc}} = 33$  мкТ при поле создания рTRM в 30 мкТ (рис. 4, слева). Что же касается высокотемпературного интервала от  $T_{\text{TCRM}}$  и выше, в котором в течение 200 часов в поле 50 мкТ была индуцирована TCRM, то обе диаграммы обладают в нём некоторой вогнутостью, которая, однако, почти незаметна в их центральной части, что позволяет выполнить формальную процедуру определения  $H_{\text{anc}}$ . Однако, «палеонапряжённость», определённая по высокотемпературному интервалу от  $400^{\circ}\text{C}$  (при которой в данном случае и была предварительно создана TCRM) до  $\approx 550^{\circ}\text{C}$ , даёт занижение истинной величины поля приблизительно в 2 раза.



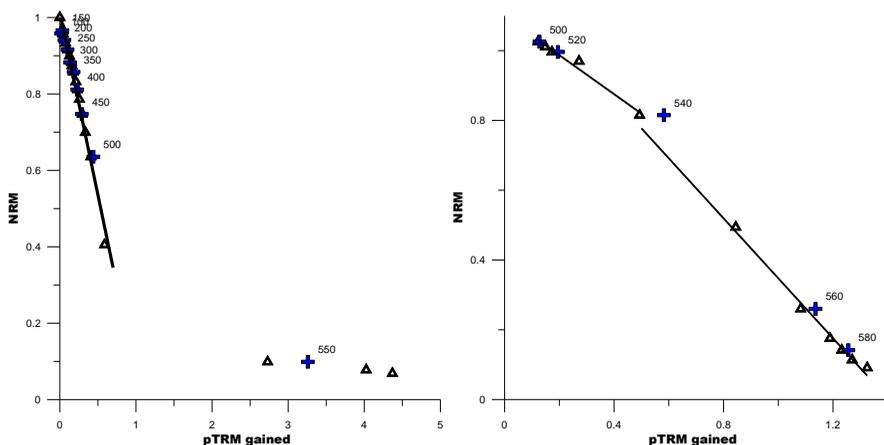
**Рис. 3.** Корреляционная связь между величиной  $TCRM(t)$  (шкала слева) и  $M_{sat}(t)$  (шкала справа, произвольные единицы) в процессе изотермического отжига образца. Слева –  $T_{TCRM} = 400^\circ\text{C}$ , справа –  $T_{TCRM} = 450^\circ\text{C}$ . За  $M_{sat}$  здесь принималась намагниченность насыщения дубликата образца, измеренная при комнатной температуре в поле 0.65 Т.

Подобный же результат получается и для образца, отожжённого в поле 50 мкТ в течение 200 часов при температуре  $450^\circ\text{C}$  (рис. 4, справа), на котором для интервала  $(450, 550)^\circ\text{C}$  получено  $H_{anc} = 32$  мкТ. Обращает на себя внимание весьма незначительное отклонение check-points (крестики) от исходных рTRM (треугольники), что затрудняет отбраковку образцов, несущих TCRM.



**Рис. 4.** Диаграммы Арай-Нагата ( $TCRM+pTRM$ ,  $pTRM$  и  $TCRM$ ,  $pTRM$ ) при  $H_{лаб} = 30$  мкТ. Слева:  $T_{TCRM} = 400^\circ\text{C}$ , поле приобретения TCRM –  $H_{TCRM} = 50$  мкТ, поле приобретения  $pTRM$  при последующем охлаждении образца от  $400^\circ\text{C}$  до комнатной температуры –  $H_{лаб}$ . Справа:  $T_{TCRM} = 450^\circ\text{C}$ ,  $H_{TCRM} = 50$  мкТ;  $pTRM$  в этом эксперименте не приобреталась, поскольку охлаждение велось в нулевом поле. Время отжига в обоих случаях – 200 часов.

На рис. 5 представлены «взаимно дополнительные» диаграммы Арай-Нагата для рTRM ( $T_0, 500$ )°C (слева), индуцированной в поле 30 мкТ после предварительной изотермической выдержки исходного образца при 500°C в нулевом поле в течение 200 часов, и TCRM (справа), полученной в поле 50 мкТ при соответствующем отжиге исходного образца в течение 200 часов при  $T_{TCRM} = 500$ °C. Определение «древнего поля» по рTRM, как и в предыдущем случае ( $T_{TCRM} = 400$ °C), дало неплохой результат:  $H_{anc} = 32$  мкТ. В то же время диаграмма Арай-Нагата, полученная по TCRM, характеризуется двумя линейными сегментами. При этом по интервалу (500, 540)°C получено  $H_{anc} = 22$  мкТ, а по интервалу (540, 600)°C оценка  $H_{anc}$  приводит к величине в 32 мкТ.



**Рис. 5.** Диаграммы Арай-Нагата (рTRM, рTRM и TCRM, рTRM) при  $H_{лаб} = 30$  мкТ. Слева: поле приобретения рTRM при охлаждении предварительно отожженного (в отсутствии поля) образца от 500°C до комнатной температуры –  $H_{лаб}$ . Справа:  $T_{TCRM} = 500$ °C,  $H_{TCRM} = 50$  мкТ и охлаждение велось в нулевом поле. Время отжига в обоих случаях – 200 часов.

Помимо экспериментов Телье были сделаны попытки определения палеонапряжённости методом Вильсона-Буракова; пример приведён на рис. 1, справа. Видно значительное несоответствие формы кривых терморазмагничивания TCRM и TRM, что объясняется отмеченными выше минералогическими изменениями состава и структуры зёрен ТМ (рис. 2). Этот результат даёт возможный инструмент для отбраковки образцов, несущих TCRM. Другим селекционным фактором может быть термическая нестабильность образца при прогреве до  $T \approx 500$ °C и выше, когда его температура Кюри постепенно начинает расти до магнетитовой  $T_c$ , как это наблюдается на рис. 2.

**Заключение** TCRM, созданная при отжиге ТМ при температуре, превосходящей  $T_c$  исходного материала, образуется в процессе одно- и гетерофазного окисления ТМ мелких СПМ и ОД частиц за счёт роста их объёма и/или температуры Кюри. Диаграммы Арай-Нагата, полученные по TCRM, создан-

ным при  $T_{\text{TCRM}} = 400, 450$  и  $500^\circ\text{C}$ , обладают небольшой кривизной, но при этом имеют значительный линейный участок в интервале от температуры создания TCRM до температур  $\approx 550^\circ\text{C}$ . При  $T_{\text{TCRM}} = 500^\circ\text{C}$  таких линейных участков оказалось даже два. «Палеонапряжённость», определённая по линейным участкам диаграмм Арай-Нагата, оказывается в 2-3 раза заниженной по сравнению с «истинным» полем создания TCRM.

Предлагается способ предварительной отбраковки таких результатов путём параллельного применения метода Вильсона-Буракова для определения палеонапряжённости и анализа термостабильности образца методом его нагрева до последовательно возрастающих температур в поле насыщения.

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 12-05-00288 и 13-05-00235.*

1. Dunlop D., Ozdemir O. Rock magnetism: Fundamentals and frontiers. Cambridge University Press. 1997. 573 p.
2. Smirnov A. V., Tarduno J.A. Thermochemical remanent magnetization in Precambrian rocks: Are we sure the geomagnetic field was weak? // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. B06103, doi:10.1029/2004JB003445.
3. Kobayashi K. Magnetization-blocking process by volume development of ferromagnetic fine particles // J. Phys. Soc. Jpn. 1962. V. 17. P. 695–698.
4. Белоконь В.И., Кучма Ф.С., Конна И.В. Некоторые закономерности образования остаточной намагниченности в процессе химических превращений, сопровождающихся изменением точки Кюри продуктов реакции // Физика Земли. 1995. №11. С. 84-91.
5. Gendler T.S., Shcherbakov V.P., Dekkers M. J., Gapeev A.K., Gribov S.K., McClelland E. The lepidocrocite-maghemite-haematite reaction chain – I. Acquisition of chemical remanent magnetization by maghemite, its magnetic properties and thermal stability // Geophys. J.Int. 2005. V. 160. P. 815–832.
6. Draeger U., Prevot M., Poidras T., Riisager J. Single-domain chemical, thermochemical and thermal remanences in a basaltic rock // Geophys. J. Int. 2006. V. 166. P. 12–32.

## Сравнение вековых вариаций палеонаправлений и палеоинтенсивности геомагнитного поля в эпохе Брунеса

В.П. Щербаков<sup>1</sup>, А.В. Хохлов<sup>2</sup>, Н.К. Сычева<sup>1</sup>

<sup>1</sup> ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область

<sup>2</sup> Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва

Вековыми вариациями геомагнитного поля называются изменения компонент его вектора  $\mathbf{V}$ , происходящие на интервалах времени от года до 10 тысяч лет. Источником вековых вариаций являются процессы в жидком ядре Земли, в результате которых генерируется главное геомагнитное поле. Полное описание вектора геомагнитного поля  $\mathbf{V}$  во времени и пространстве достигается путём разложения его потенциала  $\Psi$  по сферическим функциям с зависящими от времени коэффициентами этого разложения  $g_l^m$  и  $h_l^m$ .

$$\Psi = \frac{R_E}{\mu_0} \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l \left(\frac{R_E}{r}\right)^{l+1} P_l^m(\cos \theta) (g_l^m \cos m\varphi + h_l^m \sin m\varphi) \quad (1)$$

Здесь  $R_E$  – радиус Земли,  $r$  – расстояние от центра Земли до точки, где вычисляется величина потенциала  $\Psi$ ,  $\mu_0$  – магнитная постоянная,  $P_l^m$  – присоединённые полиномы Лежандра,  $\varphi$  и  $\theta$  – угловые сферические координаты с полярной осью, направленной вдоль оси вращения Земли. Эти вариации хорошо описываются в рамках модели так называемого Большого Гауссового Процесса (БГП), основное положение которой состоит в том, что совокупность коэффициентов  $g_l^m$  и  $h_l^m$  разложения (1) представляет многомерный стационарный гауссовский процесс во времени [Constable and Parker, 1988]. Для тестирования этого предположения и установления свойств соответствующего случайного процесса до последнего времени использовались, главным образом, данные по угловым элементам геомагнитного поля [Хохлов, 2011].

Включение в анализ также и вариаций напряжённости поля может дать дополнительную информацию о характере и свойствах этого случайного процесса, приводящего к наблюдаемым вековым вариациям геомагнитного поля. Международные базы данных по палеонапряжённости ( $H_{др}$ ) (<http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html> и <http://earth.liv.ac.uk/IAGA/>) включают в себя все опубликованные на настоящий момент данные, полученные по изверженным породам и обожжёнными ими осадкам. Подчеркнём, что эти данные обычно содержат не только сведения о палеонапряжённости, но и о палеонаправлениях, без знания которых невозможно рассчитать величину соответствующего виртуального диполя (VDM). По самому способу создания намагниченности изверженных пород, их первичная природная остаточная намагниченность (NRM) является термоостаточной (TRM) (с возможностью присутствия и химической остаточной намагниченности в очень медленно остывающих телах). Существенно, что TRM приобретает за интервал времени, равный характерному времени остывания тела от температуры Кюри до блокирующей температуры минерала, несущего остаточную намагниченность. В подавляющем большинстве случаев процесс охлаждения занимает от 1 дня до нескольких месяцев, что позволяет его считать практически мгновенным событием с точки зрения временного масштаба вековых вариаций.

Наряду с определениями по изверженным породам, в последние десятилетия стали широко использоваться и определения палеонапряжённости, полученные по ряду кернов океанических, морских и озёрных осадков. Очевидное преимущество использования осадочных пород для этой цели заключается в потенциальной возможности получения непрерывной (а не дискретной, как в случае изверженных пород), записи напряжённости геомагнитного поля. Однако, в отношении получения абсолютной величины палеонапряжённости эта возможность остаётся только потенциальной в силу объективной невозможности воспроизведения процесса образования осадочной намагниченности в лабораторных условиях, отсутствия хорошо разработанного физического механизма образования седиментационной намагниченности (DRM) и очень слабого понимания того, что происходит при образовании

постседиментационной намагниченности (pDRM) [Shcherbakov, Sycheva, 2010]. По этим причинам в качестве альтернативы было предложено определять на осадочных породах не абсолютную, но относительную палеонапряжённость  $H_{\text{rel}} = \text{NRM}/k$  ( $k$  - восприимчивость), существовавшую в момент образования данного участка осадка. Если для некоторых реперных моментов времени существуют определения палеонапряжённости  $H_{\text{др}}$ , полученные методом Телье по вулканическим породам, то соотнося эти абсолютные значения палеонапряжённости с относительными, полученными для этих же моментов времени, можно вычислить абсолютные палеонапряжённости на всей длине керна. Именно таким образом была создана известная модель Sint-2000 [Valet, Meunadier, 2005], построенная путём синтеза данных, полученных на ряде кернов.

Таким образом, модель Sint-2000 представляет временную зависимость величины VADM за последние 2 млн. лет, оцифрованную с шагом в 1 тысячу лет. Поскольку измеряемая участок керна составляет примерно 2 см по его длине, а скорость накопления морских и океанических осадков варьирует от 1 мм в год (для озёрных осадков) до 1 мм в 1000 лет для глубоководных океанических осадков, измеренные значения NRM отвечают вектору поля, усреднённому за период времени  $\tau \sim 10\text{-}10000$  лет. Сопоставляя эти времена с характерными временами вековых вариаций геомагнитного поля, мы видим, что они расположены в одном и том же диапазоне значений, и количественная оценка эффекта усреднения на наблюдаемые параметры геомагнитного поля требует более детального теоретического анализа.

Для количественного рассмотрения этого вопроса воспользуемся моделью БГП и положим, что автокорреляционная функция любого коэффициента есть экспоненциально убывающая функция  $K(t) = \exp(-t/\lambda)$ . Для стационарного гауссова процесса  $R(t)$  с дисперсией  $\sigma^2=1$  можно определить соответствующий ему усреднённый во времени процесс  $R_{\tau}(\tau) = \frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} R(t) dt$ . Как показано

в работе [Хохлов, 2014], дисперсия усреднённого процесса для экспоненциально затухающей  $K(t)$  есть  $\sigma_{\tau}^2 = \frac{2\lambda^2}{\tau^2} [\frac{\tau}{\lambda} + \exp(-\frac{\tau}{\lambda}) - 1]$

При  $\tau \rightarrow \infty$  эта функция имеет асимптотику  $\sigma_{\tau} = \sqrt{2\lambda/\tau}$ , откуда видно, что дисперсия падает вдвое при  $\tau/\lambda \cong 10$ . Поскольку времена автокорреляции  $\lambda$  падают с ростом номера зональной гармоники  $l$ , усреднение вектора поля будет происходить в первую очередь для гармоник с относительно высокими индексами  $l$ . Что же касается вариаций дипольного члена с  $l = 1$ , то они эффективно подавляются лишь для осадков с невысокой скоростью накопления, при  $\tau$  не менее 5000 лет (Табл. 1).

Таблица 1. Времена автокорреляции  $\lambda$  для членов разложения (1) с индексом  $l$ .

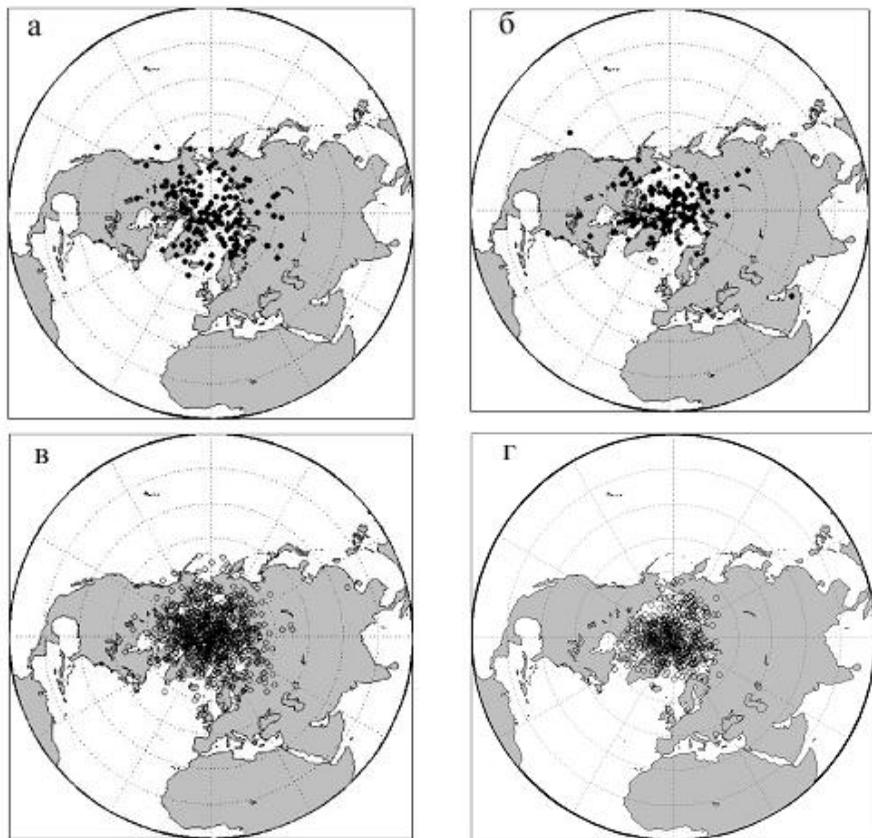
$l$	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\lambda$	667	150	133	119	105	93	83	73	65	51

Таблица 2. Параметры модели QC (мкТ).

$E(g_1^0)$	$E(g_2^0)$	$\sigma_1^0$	$\sigma_1^1$	$\sigma_2^0$	$\sigma(g_2^1)$	$\sigma(h_2^1)$	$\sigma_2^2$	$\alpha$
-30.0	-1.2	3.0	3.0	1.3	4.3	4.3	1.3	27.7

Таблица 2 содержит средние значения и дисперсии зональных гармоник разложения (1). Обе таблицы построены согласно модели QC (Quidelleuer and Courtillot, 1996). Отметим, что различные модели БГП неоднократно тестировались на основе сравнения их результатов с эмпирическими данными по положению палеомагнитных полюсов, полученными по осадочным породам и суммированными в различных палеомагнитных базах данных [Khohlov et al., 2006; Khohlov and Hulot, 2013]. Результаты этих тестирований показали, что параметры модели QC наилучшим образом согласуются с эмпирическими распределениями положений VGP, полученными для эпохи Брюнеса.

На рис. 1 представлены результаты прямого численного моделирования вековых вариаций положения VGP по схеме БГП при учёте 5 гармоник и данных табл. 1 и 2. В расчёте имитировалась эпоха Брюнеса, то есть расчёт вёлся по временному интервалу  $t = 780$  тыс. лет. На рис. 1а показаны мгновенные положения полюсов ( $\tau = 0$ ), рассчитанные по модели БГП для 151 случайного момента времени. VGP рассчитывалась всякий раз для нового случайного местоположения в интервале  $t = 0, 780$  тысяч лет. Дисперсия VGP  $\sigma_{VGP} = 16.1^\circ$ . Результаты этого расчёта естественно сравнить с данными по изверженным породам. С этой целью на рис. 1б приведены положения VGP, полученные для эпохи Брюнеса по изверженным породам согласно МБД (<http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html>), содержащей только те данные, по которым есть определения палеонапряжённости. Дисперсии VGP, рассчитанные по синтетическим и экспериментальным данным близки друг к другу ( $16.1^\circ$  и  $18.4^\circ$  соответственно), что подтверждает справедливость теоретической модели. На рис. 1в представлены положения VGP, рассчитанные при усреднении поля за 1000 лет. Естественно, дисперсия VGP резко упала ( $\sigma_{VGP} = 12.83^\circ$ ). Эти результаты мы сравнили с данными по осадкам, полученными по базе данных по вековым вариациям на озерных осадках (SECVR, <http://www.mmnt.net/db/0/0/ftp.ngdc.noaa.gov/geomag/Paleomag/>). На рис. 1г приведены положения VGP, полученные по осадкам оз. Байкал [Peck et al., 1988], временной интервал 0.29-84.9 тыс. лет, дисперсия VGP в этом случае  $\sigma_{VGP} = 12.7^\circ$ , что близко к результатам рис.1в, полученным по теоретической модели. Вместе с тем отметим, что дисперсии VGP, полученные по данным из других работ из БД SECVR, могут быть существенно выше результатов, полученных по теоретической модели (рис.1в):  $\sigma_{VGP} = 17.7^\circ$ , Lund et. al., 1988, 12.5-36.0 тыс. лет;  $\sigma_{VGP} = 19.3^\circ$ , Thouveny et. al., 1990, 13.0-115.0 тыс. лет.



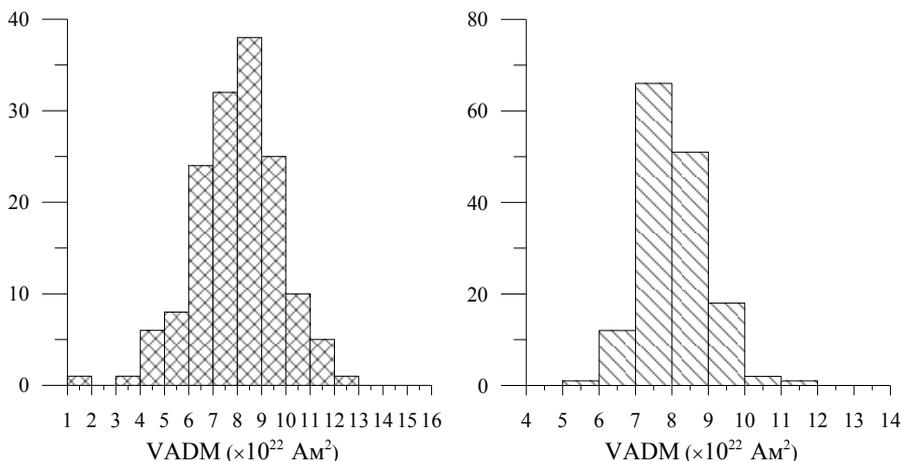
**Рис. 1.** Положения VGP согласно расчетным и эмпирическим данным (пояснения в тексте).

Рассмотрим теперь распределение VADM, характеризующее интенсивность диполя [Merrill et. al., 1996].

$$VADM = \frac{4\pi BR_E^3}{\mu_0 \sqrt{1 + 3\sin^2 \varphi}}, \quad (4)$$

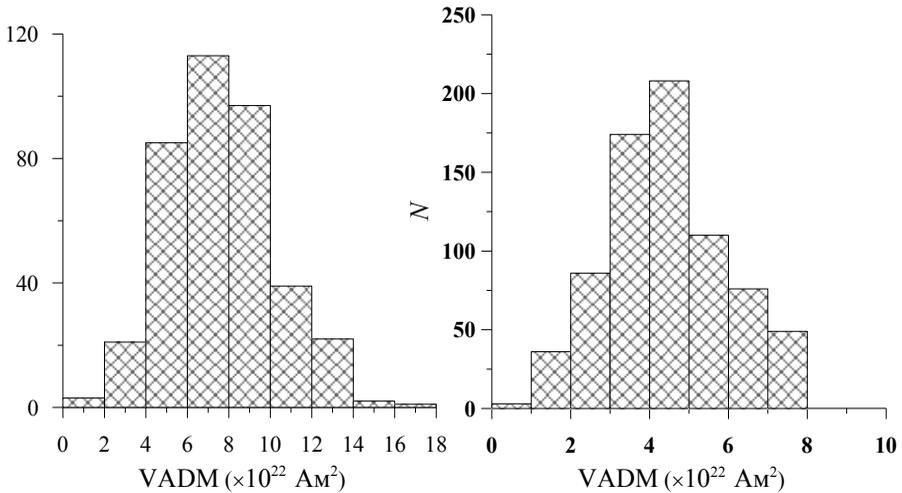
где  $R_E$  – радиус Земли,  $\mu_0$  – магнитная проницаемость вакуума. Выбор VADM в данном случае связан с тем, что при работе с кернами осадков определяется именно VADM (а не VDM), и корректное сравнение данных по вулканитам и осадкам может идти только при использовании VADM. Величина VADM для каждого момента времени определялась по вектору геомагнитного поля  $\mathbf{B}$ , рассчитанного по реализации случайного процесса по модели БГП. На рис. 2 представлены гистограммы «мгновенного» и усреднённого распределений VADM( $t$ ), рассчитанные по реализации случайного процесса по модели БГП с  $\tau = 0$  и  $\tau = 1000$  лет, соответственно. Как и в случае с VGP, VADM рассчитывалась для 383 случайных моментов времени и случайного

местоположения в интервале  $t = 0, 780$  тысяч лет. Опять же аналогично расчётам с VGP, дисперсия распределения VADM значительно уменьшилась в результате усреднения.



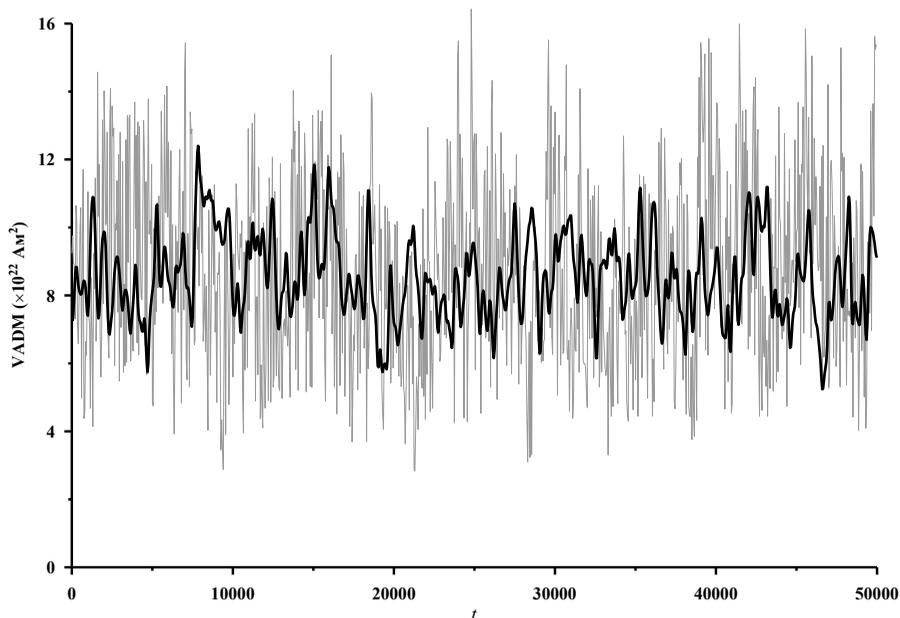
**Рис. 2.** Слева – гистограмма «мгновенных» величин  $VADM(t)$  ( $\tau = 0$ ). Среднее  $VADM = 8.07$ , СКО = 1.68. Справа – гистограмма «усреднённых» величин  $VADM(t)$  ( $\tau = 1000$  лет), СКО = 0.78.

Для сравнения с экспериментом, на рис 3 показаны гистограммы величин VADM, полученных в результате обработки МБД PINT по палеонапряжённости (383 определения, рис. 3а), по данным модели Sint-2000 для осадков (780 определений, рис.3б) и по археомагнитным данным за последние 10000 лет (3605 определений, рис. 3в), доступным по адресу <http://earthref.org/cgi-bin/er.cgi?s=erda.cgi?n=887> [Genevey et al., 2008]. Как видно, средняя величина VADM по МБД PINT и модели Sint-2000 ниже, чем та, что была рассчитана по модели БГП (рис. 2). В то же время по археомагнитным данным средняя величина VADM несколько превышает модельную. Однако, наиболее существенной представляется разница в дисперсиях VADM - по всем трём базам данных она заметно выше, чем рассчитанная по модели БГП. Отметим, что все эти ф.р. далеки от нормального распределения.

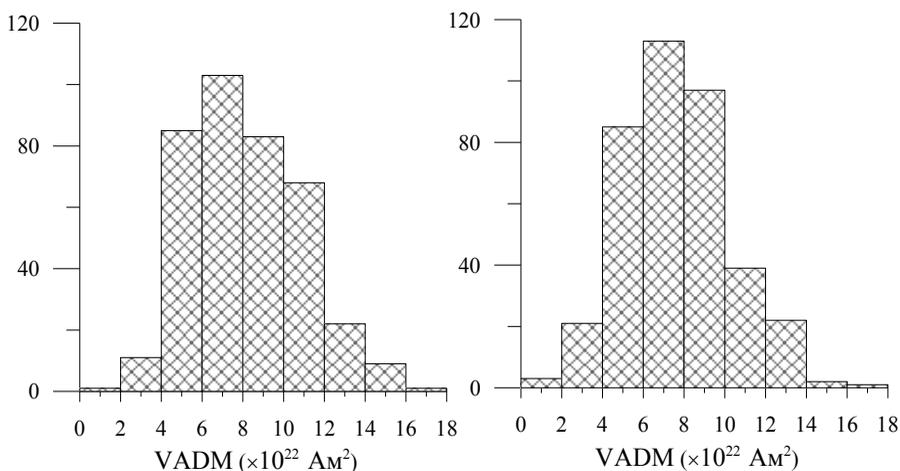


**Рис. 3.** Слева - гистограмма величин VADM для эпохи Брюнес, полученных в результате обработки МБД PINT по палеонапряжённости, средняя VADM = 7.63, SKO = 2.6. Справа – то же для модели Sint-2000, средняя VADM = 7.52, SKO = 1.61.

Имея в виду неплохое согласие расчётных и эмпирических данных по статистике распределения положений VGP, отмеченное в предыдущем разделе, такое расхождение дисперсий интенсивности VADM, рассчитанных по модели БГП и полученным экспериментально, требует объяснений. Наиболее вероятной причиной этого несоответствия, по нашему мнению, является вклад в дисперсию экспериментальных ошибок измерения величины VADM. Предполагая, что такая ошибка имеет гауссово распределение с нулевым средним, можно при численной реализации схемы БГП легко внести соответствующие поправки в рассчитанные кривые изменения VADM со временем. Результат введения такой поправки на размах колебаний интенсивности VADM продемонстрирован на рис. 4, где проведено сравнение двух реализаций кривой изменения VADM( $t$ ): чёрной линией представлен график зависимости VADM( $t$ ) без учёта ошибки измерения, а серой линией - с учётом возможной ошибки определения величины VADM. Как и следовало ожидать, введение ошибки измерения значительно увеличивает разброс возможных значений VADM на одном и том же интервале времени.



**Рис. 4.** Чёрная линия - график зависимости  $VADM(t)$  для точки с координатами  $\vartheta = -30^\circ$ ,  $\varphi = 160^\circ$ , рассчитанный с помощью параметров указанных в табл. 1 и 2. Средняя  $VDM = 8.61$ ,  $SKO = 1.15$ . Серая линия – то же, что и на чёрной линии, но с учётом возможной ошибки определения величины  $VADM$ . В этом случае среднее  $VADM = 8.66$ ,  $SKO = 2.77$ . Предполагается, что ошибка распределена по Гауссу с нулевым средним и  $SKO = 0.48VADM$ .



**Рис. 5.** Гистограмма величин  $VADM$  для модели БГП, но с учётом ошибки измерения при  $SKO = 0.41VADM$  (слева). Гистограмма величин  $VADM$  для эпохи Брюнес по МБД PINT по палеонапряжённости.

Что касается абсолютных определений палеонапряжённости по изверженным породам по методике Телье, то декларированная авторами ошибка определения по отобраным здесь 383 определениям не превышает 15% от величины измеренной VADM, но оказалось, что введение такой дополнительной ошибки в расчёт по схеме БГП не слишком сближает конечный результат с эмпирикой. По-видимому, реальная ошибка определения значительно превышает его формальную ошибку, ввиду невозможности учесть множество дополнительных факторов (многодоменность ферритмагнитных зёрен – носителей остаточной намагниченности, химические и структурные изменения, происходящие как во время жизни породы, так и при лабораторных измерениях и т.д. [Dunlop and Ozdemir, 1997, Valet, 2003, Shcherbakova et al., 2009]), влияющих на результат определения по методу Телье даже и для относительно молодых пород. Как показал расчёт, лучшее согласие с экспериментом достигается при введении дополнительной ошибки с  $СКО = 0.41 VADM$  (рис. 5, слева). Для сравнения справа на этом же рисунке показана гистограмма величин VADM для эпохи Брюнеса, полученная по МБД PINT по палеонапряжённости. Как видно, вариации величин VADM для этих гистограмм практически совпадают, хотя форма кривых далека от полного подобия.

Для данных по Sint-2000 декларированная ошибка определения составляет в среднем 30% [Valet et al., 2005]. В этом случае, удовлетворительное согласие с экспериментом было получено нами при введении дополнительной ошибки с  $СКО = 0.32 VADM$ , в соответствии с декларированной ошибкой определения.

**Выводы** Статистические характеристики распределения положений виртуального геомагнитного полюса, полученные при анализе данных, представленных в современных мировых базах данных по палеонапряжённости, согласуются с результатами численного моделирования вековых вариаций геомагнитного поля по схеме Большого Гауссова Процесса.

Дисперсия величины виртуального геомагнитного момента, рассчитанная по этим данным, оказалась заметно выше той, которую предсказывает модель БГП. Это расхождение устраняется лишь в предположении наличия, кроме обычно декларируемых, значительных неучтённых экспериментальных ошибок при определении палеонапряжённости по методике Телье.

*Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №12-05-00288.*

1. Хохлов А. Моделирование вековых геомагнитных вариаций. Принципы и реализация. Геофизические Исследования. 2011. Т. 13. № 2. С. 50-61.
2. Хохлов А. Вековые геомагнитные вариации. Палеомагнетизм в осадочных породах и статистика. 2014. В печати.
3. Constable, C.G., Parker, R.L. Statistics of the Geomagnetic Secular Variation for the Past 5 m.y. JGR, VOL. 93, NO. B10, PAGES 11,569-11,581, OCTOBER 10, 1988
4. Dunlop D.J., Ozdemir O. Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers / Cambridge University Press. Cambridge and New York. 1997. 573 pp.
5. Genevey A., Gallet Y., Constable C.G., Korte M., Hulot G. ArcheoInt: An upgraded compilation of geomagnetic field intensity data for the past ten millennia and its applica-

- tion to the recovery of the past dipole moment // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. N4. Q04038, doi:10.1029/2007GC001881.
6. Hongre L., Hulot G., Khokhlov A. An analysis of the geomagnetic field over the past 2000 years // *Phys/ Earth Planet. Int.* 1998. V. 106. P. 311-315.
  7. Khokhlov, A.; Hulot, G.; Bouligand, C., Testing statistical palaeomagnetic field models against directional data affected by measurement errors, *Geophysical Journal International*, Volume 167, Issue 2, pp. 635-648, 2006, DOI:10.1111/j.1365-246X.2006.03133.x
  8. Khokhlov, A.; Hulot, G. Probability uniformization and application to statistical palaeomagnetic field models and directional data, *Geophysical Journal International*, Volume 193, Issue 1, p.110-121,2013, DOI:10.1093/gji/ggs118
  9. T. Merrill, M. W. McElhinny, P. L. McFadden, The magnetic field of the Earth : paleomagnetism, the core, and the deep mantle. Academic Press. International Geophysics Series. 1996. V. 63. 531 pp.
  10. Olson P., Deguen R., Hinnov L.A., Zhong S. Controls on geomagnetic reversals and core evolution by mantle convection in the Phanerozoic // *Phys.Earth Planet. Int.* 2012. V. 214. p. 87-103.
  11. Quideller, X., and Courtillot, V. On low-degree spherical harmonic models of paleosecular variation // *Phys. Earth Planet. Int.* 1996. V.95. P. 55-77.
  12. Shcherbakov V. and N. Sycheva. On the mechanism of formation of depositional remanent magnetization // *Geochemistry, geophysics, geosystems.* V. 11, q02z13, 18 pp. 2010. doi:10.1029/2009gc002830.
  13. Shcherbakova, V.V., M. Perrin, V.P Shcherbakov, V.E. Pavlov, A. Ayvaz'yan, G.V. Zhidkov. Rock magnetic and paleointensity results from Mesozoic baked contacts of Armenia // *Earth Planet. Space.* 2009. N.61. P. 23-39.
  14. Valet, J.-P., 2003. Time variations in geomagnetic intensity, *Rev. Geophys.*, 41(1), 1004, doi:10.1029/2001rg000104.
  15. Valet, J.P., Meynadier L. , Guyodo, Y. Geomagnetic field strength and reversal rate over the past 2 Million years // *Nature.* 2005. V. 435. P. 802-805.

## **Определение палеонапряжённости по сибирским траппам Маймеча-Котуйской и Норильской провинций**

*В.В. Щербакова<sup>1</sup>, Г.В. Жидков<sup>1</sup>, В.П. Щербаков<sup>1</sup>, А.В. Латышев<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область

<sup>2</sup> Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва

Сибирская трапповая провинция, в силу уникальности геологии своего формирования, представляет исключительный интерес для палеомагнитологов. Различают несколько районов этой провинции: Норильский, Маймеча-Котуйский, Путоранский, Тунгусский и др. Для разных частей разрезов имеются определения абсолютного возраста [12], согласно которым процесс формирования траппов происходил около 250 млн. лет назад в течение короткого временного периода порядка одного миллиона лет. Трапповые разрезы, как правило, сложены многочисленными потоками, их число достигает сорока и более на разных объектах. Если породы, слагающие эти разрезы, сохранили первичную запись поведения палеополя, существовавшего в процессе формирования траппов, то изучение их естественной остаточной на-

магнитности (NRM) – это перспективный полигон для решения многих важных задач палеомагнитологии. Отметим здесь некоторые из них.

Изучение основных характеристик NRM по разрезу, от потока к потоку, даёт уникальную возможность построить достаточно подробную развёртку поведения палеонаправлений и палеонапряжённости на отрезке времени в миллион лет на рубеже перми и триаса и оценить их вариации во времени. Такого рода данные имеют принципиальное значение для понимания эволюции геомагнитного поля и развития теории геодинамо.

Обращает на себя внимание современная гипотеза пульсов, по которой предполагается, что формирование траппов происходило короткими периодами – пульсами, в течение которых извергались огромные массы лав [6]. Проведение анализа данных по сибирским траппам с точки зрения гипотезы пульсов даст возможность оценить продолжительность именно активной фазы вулканизма, когда в короткие периоды изливались гигантские объёмы магмы, что позволяет объяснить катастрофические изменения климата и всего животного мира Земли того времени.

Далее, следует отметить, что, согласно уже имеющимся данным по траппам, на разных разрезах записана напряжённость поля как прямой, так и обратной полярности (ссылки). Построение картины поведения палеомагнитных характеристик траппов из разных регионов, их сопоставление между собой даёт возможность проследить изменение палеополя во время инверсии на границе пермь – триас. Такого типа данные имеются только для молодых осадочных пород.

Особый интерес представляет общая картина поведения земного магнитного поля во время мезозоя и позднего палеозоя (276.5 – 86 млн. лет). По давней и до сих пор актуальной гипотезе MDL (Mesozoic Dipole Low) [1, 16, 18], виртуальный дипольный момент в обозначенный период был значительно ниже ( $\approx \leq 4 \times 10^{22}$  Ам<sup>2</sup>) современного. Гипотеза MDL была поддержана результатами последующих работ ([11, 13–15, 23] и др.).

Результаты, полученные рядом авторов по сериям базальтовых потоков Норильского и Маймеча-Котуйского регионов сибирских траппов [2–4, 10], уверенно указывают на то, что во время излияния изученных лав (позднейшая пермь, ранний триас, ~252 млн. лет назад), напряжённость поля была значительно ниже, чем в течение кайнозоя. Из этого следует, что Мезозойская эра низкой напряжённости геомагнитного поля простирается вглубь времен, по крайней мере, до пермско-триасового рубежа.

Однако за последнее десятилетие опубликован ряд работ ([9, 17, 19–21] и др.), в которых получены высокие значения  $H_{др}$  в мезозое (некоторые – даже выше современного). Опираясь прежде всего на собственные результаты, авторы этих работ утверждают, что Мезозойская эра низкой напряжённости геомагнитного поля в реальности не существовала, в частности, величина поля в мелу была сравнима с современной, а временами могла быть даже выше её.

Кроме того, недавно опубликована работа [5], по пермо-триасовым силам Вилуйского региона, где получены достаточно высокие средние значе-

ния поля по сравнению с результатами для того же периода других авторов [2–4, 10]. Авторы [5] делают противоположный вывод: на границе пермь-триас поле по величине было близким к современному, а эпоха MDL не распространялась до этого времени.

Очевидно, изучение палеонапряжённости новых разрезов сибирских траппов может внести свои доводы pro или contra гипотезы MDL.

Перечисленные выше геофизические задачи побуждают к подробному изучению сибирских трапповых разрезов разных регионов и сравнению получаемых результатов между собой. Мы представляем результаты определения палеонапряжённости по трём объектам сибирских траппов: Ергалах (Норильский район), Тыванкитская и Дельканская свиты (Маймеча-Котуйский район).

### **Объект исследований, геология, Палеомагнитные, петрографические и микрозондовые исследования**

**Тыванкитская и дельканская свиты** представляют собой среднюю часть пермо-триасового вулканогенного разреза Маймеча-Котуйского района и были опробованы в разрезе на правом берегу р. Маймеча напротив устья р. Коготок. Разрез включает 42 лавовых потока и 2 интервала, на которых отдельные потоки различить не удалось. Потоки 1-34 относятся к тыванкитской свите, потоки 35-42 и интервал выше 42 потока – к дельканской свите. Тыванкитская свита сложена базальтами, долеритами, трахибазальтами и трахиандезитами; дельканская свита – главным образом щелочными ультраосновными вулканидами – авгититами и меланефелинитами. Суммарная мощность разреза - около 380 м. Возраст тыванкитской и дельканской свит определяется как раннетриасовый на основании уран-свинцовых датировок [12].

Из каждого лавового потока отбирались 4-6 ориентированных образцов; в интервалах с неразличимыми потоками образцы отбирались через 1-1,5 м по мощности. Детальная температурная чистка проводилась до 580-630°C. Высокотемпературная компонента NRM разрушается в интервале 380-600°C у образцов дельканской свиты и в интервале 400-625°C – у образцов тыванкитской свиты. Результаты температурной чистки показали, что все потоки исследованного разреза намагничены в обратной полярности.

Магнитоминералогические исследования тыванкитской свиты выявили преобладание образцов с одной магнитной фазой и температурами Кюри 570-590°C (магнетит). Микрозондовый анализ показал, что в образцах тыванкитской свиты преобладают зерна магнетита и титаномагнетита со структурами распада и гетерофазного окисления. Размер гетерофазно окисленных зерен титаномагнетита варьирует от 30 до 200 мкм. Также присутствуют мелкие (5-10 мкм) и крупные (20-50 мкм) дендриты. Вторичные изменения магнитных минералов представлены однофазным низкотемпературным окислением мелких зерен титаномагнетита и развитием новообразованного магнетита (в незначительных количествах).

Температурные кривые образцов дельканской свиты демонстрируют две основные минеральные фазы с точками Кюри 570-590°C (магнетит) и 600-620°C (вероятно, частично окисленный магнетит). Эти фазы присутствуют

как по отдельности, так и вместе в одном образце. Микрондовые исследования дельканской свиты выявили преобладание крупных зерен магнетита и титаномагнетита размером 50-300 микрон с признаками однофазного окисления, иногда с очень сложной структурой. Также встречаются мелкие гомогенные зерна титаномагнетитов.

Разрез **Ергалах** находится в 15 км к югу от г. Норильска и включает 12 субгоризонтально залегающих лавовых потоков, которые относят к ивакинской, сыверминской и гудчихинской свитам (нижняя часть туфо-лавовой толщи Норильского района). Суммарная мощность разреза - 65 м. Потоки 6 и 7 (верхний поток ивакинской и нижний поток сыверминской свит) прорваны субпластовым интрузивом Норильск-2 (норильский тип) мощностью 40 м. Лавовые потоки сложены преимущественно базальтами, в состав ивакинской свиты также входят трахибазальты, в состав гудчихинской свиты – пикритовые базальты. Возраст ивакинской свиты на основании палеонтологических данных определяется как позднепермский, сыверминская и гудчихинская свита считаются раннетриасовыми (например, [12]).

Из каждого потока отбирались 8-12 ориентированных палеомагнитных образцов. Детальная температурная чистка велась до 580-620°C, при этом у NRM большинства образцов обнаруживаются две компоненты. Низкотемпературная компонента разрушается к 250-300°C и имеет близкие к современным направления, что позволяет предположить ее вязкую природу. Высокотемпературная характеристическая компонента разрушается, как правило, в температурном интервале 400-630°C.

Результаты палеомагнитных исследований показали, что потоки 1-5 (ивакинская свита) намагничены в обратной полярности. Вышележащие потоки 6-7 (ивакинская - сыверминская свиты) намагничены в прямой полярности и имеют палеомагнитные направления, статистически неразличимые с прорывающим их интрузивом Норильск-2. Это дает основания предполагать, что потоки 6-7 перемагничены при внедрении интрузива. Все вышележащие потоки сыверминской (8-9) и гудчихинской свит намагничены в прямой полярности.

### **Определение палеонапряжённости**

**Описание эксперимента** Значительная часть образцов, по которым были получены надёжные определения палеонаправлений, была передана в лабораторию древнего геомагнитного поля ГО «Борок» ИФЗ РАН. Образцы распиливались на сантиметровые кубики, и с ними далее проводился полный комплекс экспериментов по исследованию их магнитных и термомагнитных свойств и определению палеонапряжённости. Подробное описание всех деталей экспериментов имеется в статье [3], здесь обозначим базовые моменты.

Стабильность магнитных свойств пород к нагревам оценивалась по серии кривых  $M_{si}(T)$ , снимаемых при нагревах до последовательно возрастающих температур  $T_i$  {200, 300, 400, 500, 600, 700}°C. Нагревы выполнялись на магнитных весах во внешнем магнитном поле 450 мТл.

Доменная структура ферромагнитных зёрен – носителей остаточной намагничённости оценивалась по диаграмме Дзэ [8]. Для этого при комнатной

температуре  $T_0$  снимались петли гистерезиса индуктивной намагниченности  $M(H)$  и остаточной намагниченности насыщения  $M_{rs}(H)$ , создававшихся во внешнем магнитном поле  $H \sim 0.45$  Тл. После введения поправки на парамагнитную составляющую, по петлям определялись магнитные параметры образцов –  $M_s$ ,  $M_{rs}$ , коэрцитивная сила  $H_c$  и остаточная коэрцитивная сила  $H_{cr}$ , рассчитывались характеристические параметры  $M_{rs}/M_s$ ,  $H_{cr}/H_c$ , и строилась диаграмма Дзэ:  $M_{rs}/M_s$  по отношению к  $H_{cr}/H_c$ .

Основным методом определения палеонапряжённости была процедура Телье-Коэ [7, 22] с выполнением проверочных нагревов до более низких температур (процедура “pTRM-check”) после каждого двух температурных циклов. При создании лабораторных pTRM использовалось лабораторное поле  $H_{\text{лаб}} = 20$  мкТл, в отдельных случаях, для дополнительной проверки результатов, величина поля менялась на 10 мкТл или 30 мкТл. Для нагревов использовались два прибора: трёхкомпонентный термомагнитометр конструкции Виноградова чувствительностью 10-8 Ам<sup>2</sup> и маленькая печь в магнитном экране. В последнем случае намагниченность измерялась на спинмагнитометре JR-6 чувствительностью 10-10 Ам<sup>2</sup>. В целом, каждый эксперимент Телье включал в себя (15-20) температурных шагов и (5-8) нагревов “pTRM-check”.

Ниже будут обсуждаться свойства только тех образцов, которые, после анализа всех полученных результатов, были использованы для оценки  $H_{др}$  и вошли в Таблицу.

**Термомагнитные свойства пород, оценка доменной структуры** Вошедшие в Таблицу образцы всех трёх исследуемых разрезов по своим магнитным свойствам и их стабильности к нагревам не сильно различаются от разреза к разрезу. Серии кривых  $M_{si}(T)$  этих образцов по своему виду распадаются на три типа: тип А (Рис. 1а) – кривые стабильные, мало меняются от нагрева к нагреву, температура Кюри образцов близка магнетитовой; тип А1 (Рис. 1б) – кривые похожи на тип А, но наблюдаются небольшие изменения при нагревах выше 400°C; тип Б (Рис. 1в) – намагниченность насыщения  $M_s$  слабая, наблюдается заметная по величине парамагнитная составляющая, но при этом кривые стабильные, мало меняются от нагрева к нагреву. У основной массы образцов преобладает тип А или А1 кривых  $M_{si}(T)$ , но есть отдельные потоки, где образцы имеют кривые  $M_{si}(T)$  типа Б. Значения характеристических параметров  $M_{rs}/M_s$ ,  $H_{cr}/H_c$  образцов меняются в пределах 0.2-0.4 и 1.5-3, соответственно, что указывает на однодоменный или малый псевдооднодоменный размер зёрен – носителей остаточной намагниченности (Рис. 2). Напомним, что для магнетита у однодоменных зёрен –  $M_{rs}/M_s \geq 0.5$ ,  $H_{cr}/H_c \approx 1$  и у многодоменных  $M_{rs}/M_s \leq 0.05$ ,  $H_{cr}/H_c \geq 4$ .

Таблица.

Поток	N-n	$H_{др}(ср)$ , мкТл	Стандарт. ошибка	Стандарт. отклон.	$I_{др}, ^\circ$	VDM, $\times 10^{22} \text{ Ам}^2$
Тыванкитская свита						
1	2-4	11.0	1.6	3.3	-77.9	1.52
2	4-7	14.6	2.2	5.9	-81.2	1.95
3	3-4	17.4	2.1	4.1	-80.4	2.34
4	2-3	12.5	2.1	6.1	-70.1	1.90
5	3-5	19.4	2.3	5.0	-72.9	2.81
6	1-1	12.3			-82.3	1.63
7	2-3	18.5	1.1	1.9	-63.5	3.02
8	2-3	12.6	2.1	3.7	-83.3	1.67
9	1-1	12.1			-81.6	1.61
10	1-1	9.9			-82.7	1.31
12	1-2	9.9	0.6	0.8	-80.8	1.33
15	1-1	11.3				
16	1-2	21.7	1.5	2.1	-64.5	3.50
17	1-2	9.1	0.6	0.9		
23	1-2	11.8	1.8	2.5	-39.7	2.54
25	1-1	24.6			-55.1	4.47
26	1-1	15.8			60.4	2.69
Среднее		14.4	1.1	4.5		2.29
Дельканская свита						
Среднее	5-7	9.3	2.9	7.6	-79.8	1.26
Ергалах						
1	8-15	10.3	1.4	4.9	-62.7	1.70
2	1-1	18.3			-67.2	2.86
3	7-12	14.6	2.3	8.0	-66.2	2.29
6	5-9	19.4	1.1	3.2	71.4	2.85
7	7-9	22.3	2.0	6.1	72.6	3.24
8	1-1	29.6			66.3	4.66
Тыванкитская свита		14.4	1.1	4.5		2.29
Дельканская свита		9.3	2.9	7.6	-79.8	1.26
Ергалах						
P-1	потоки 1-3	14.4	2.3	4.0	-65.4	2.28
P-3	потоки 6-7	20.9	1.4	2.0	72	3.05
ID-1	поток 8	29.6			66.3	4.66

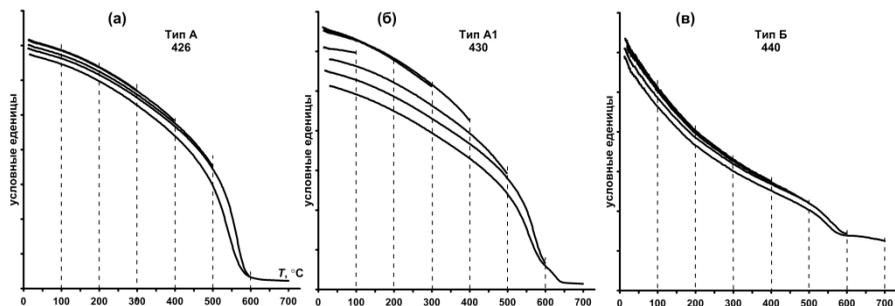


Рис. 1. Термокривые намагниченности насыщения  $M_s(T)$ .

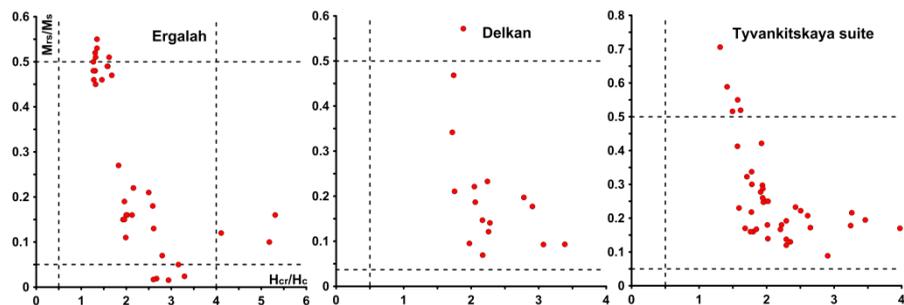


Рис. 2. Диаграммы Дзю.

**Определение палеонапряжённости** Примеры типичных диаграмм Арай-Нагата и диаграмм Зийдервельда, построенных по данным процедуры Телье, показаны на рис. 3. Значения  $H_{др}$  по отдельным образцам, полученные нами, были усреднены по потокам и далее посчитаны соответствующие значения VDM, используя значения палеонаправлений по потокам, полученные при палеомагнитных исследованиях этих коллекций (статья в печати). Результаты сведены в Таблицу. Во втором столбце Таблицы показаны число образцов (N) и число дублей (n) данного номера, использованных для оценки  $H_{др}$ . Отметим, что по большинству потоков Тыванкитской свиты оценка  $H_{др}$  сделана по 1-3 образцам, что статистически явно недостаточно с точки зрения надёжности результата. Поэтому для этой свиты, как и для Дельканской, были посчитаны средние значения  $H_{др}$  и VDM по всем потокам (показаны внизу Таблицы). По Ергалаху по палеомагнитным данным удалось выделить пульсы: P1 – потоки 1-3, P2 – потоки 4-5, P3 – потоки 6-7, индивидуальное направление ID1 – поток 8. Следуя этим результатам, мы посчитали  $H_{др}$  и VDM для пульсов P1, P3 и ID1. Эти данные также показаны в последних строчках Таблицы.

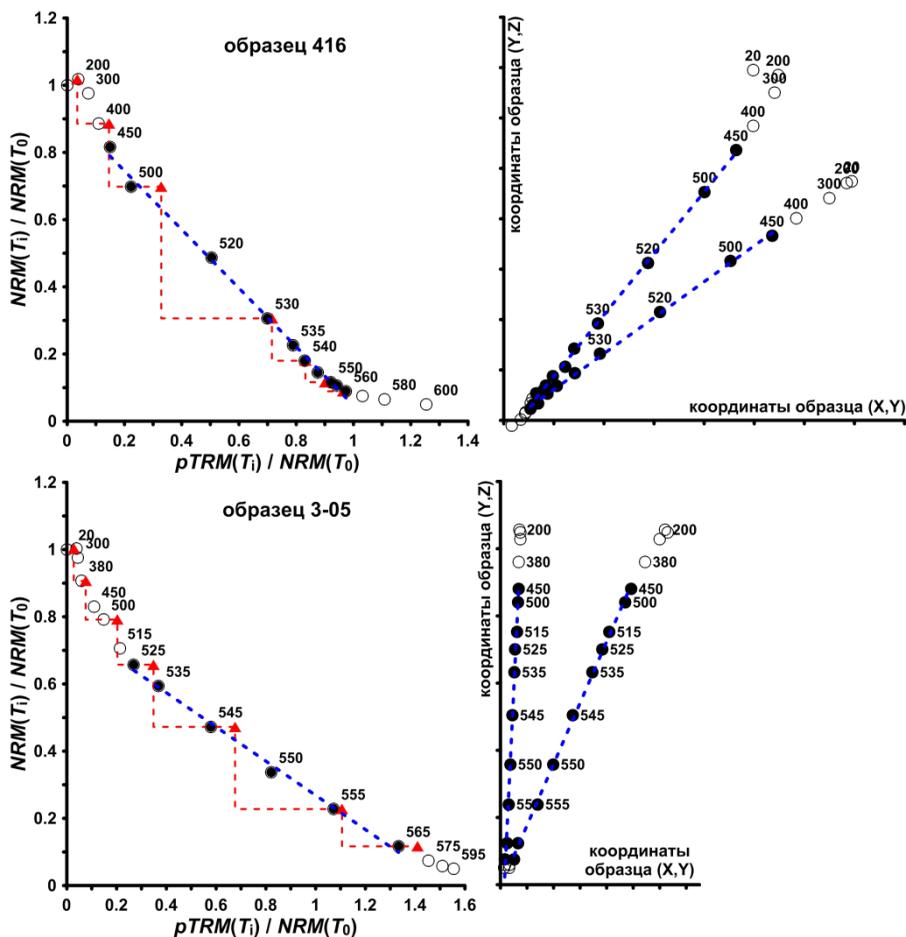


Рис. 3. Диаграммы Арай-Нагата (слева) и Зейдервилда (справа).

**Выводы** Как указывалось выше, судя по палеомагнитным данным, потоки 6,7 (пульс РЗ) Ергалаха перемагничены интрузивом Норильск-2 и по возрасту сопоставляются с вышележащими свитами – Мокулаевской и/или Моронговской. При сравнении новых результатов с данными, полученными ранее [4, 10] видно, что оценки  $H_{др}$  для пульса РЗ близки по своим значениям к  $H_{др}$  Моронговской свиты, что позволяет сопоставить потоки 6,7 пульса РЗ именно с этой свитой.

По трём изученным объектам (Тыванкитская и Дельканская свиты, Ергалах) полученные значения VDM меняются в пределах  $(2.3\text{--}4.7) \times 10^{22}$  Ам<sup>2</sup> (с дисперсией  $\sim 0.9 \times 10^{22}$  Ам<sup>2</sup>), что заметно ниже среднего VDM ( $\sim 8 \times 10^{22}$  Ам<sup>2</sup>) в течение кайнозоя. Этот результат вполне согласуется с полученными ранее данными для Ндр и VDM по разрезам сибирских траптов Норильского и

Маймеча-Котуйского регионов [2–4, 10] и является доводом в пользу справедливости гипотезы MDL.

*Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 13-05-00235а и № 13-05-12030.*

1. *Большаков А.С., Солодовников Г.М.* Напряжённость геомагнитного поля в Армении в поздней юре и раннем мелу // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 12. С. 82–90.
2. *Солодовников Г.М.* Палеонапряжённость геомагнитного поля в раннем триасе // Физика Земли. 1994. № 9. С. 72–79.
3. *Щербакова В.В., Коваленко Д.В., Щербаков В.П., Жидков Г.В.* Палеонапряжённость геомагнитного поля в мелу (по меловым породам Монголии) // Физика Земли. 2011. № 9. С. 31–47.
4. *Щербакова В.В., Щербаков В.П., Водовозов В.Ю., Сычёва Н.К.* Палеонапряжённость на границе пермь-триас и в поздней перми // Физика Земли. 2005. № 11. С. 79–94.
5. *Blanco D., Kravchinsky V.A., Valet J.-P., Ali A., Potter D.K.* Does the Permo-Triassic geomagnetic dipole low exist? // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2012. V. 204. pp. 11-21.
6. *Chenet A.-L., Fluteau F., Courtillot V., Gérard M., Subbarao K.V.* Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: Results from a 1200-m-thick section in the Mahabaleshwar escarpment // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. No. B4. pp. B04101. doi:10.1029/2006jb004635.
7. *Coe R.S.* The determination of paleointensities of the Earth's magnetic field with special emphasis on mechanisms which could cause nonideal behavior in Thellier's method // *J. Geomagn. Geoelec.* 1967. V. 19. No. 3. pp. 157–178.
8. *Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. V. 13. No. 4. pp. 260–267. doi:10.1016/0031-9201(77)90108-x.
9. *Goguitchaichvili A., Alva Valdivia L.M., Urrutia Fucugauchi J., Morales Contreras J., Ferreira Lopes O.* On the reliability of Mesozoic Dipole Low: New absolute paleointensity results from Paraná Flood Basalts (Brazil) // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. No. 13. pp. 1655. doi:10.1029/2002gl015242.
10. *Heunemann C., Krása D., Soffel H.C., Gurevitch E., Bachtadse V.* Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 218. No. 1-2. pp. 197–213. doi:10.1016/s0012-821x(03)00642-3.
11. *Juarez M.T., Tauxe L., Gee J.S., Pick T.* The intensity of the Earth's magnetic field over the past 160 million years // *Nature*. 1998. V. 394. No. 6696. pp. 878–881. doi:10.1038/29746.
12. *Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R.* Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 214. No. 1–2. pp. 75-91. doi:10.1016/s0012-821x(03)00347-9.
13. *Kosterov A.A., Perrin M., Glen J.M., Coe R.S.* Paleointensity of the Earth's magnetic field in Early Cretaceous time: The Paraná Basalt, Brazil // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. No. B5. pp. 9739–9753. doi:10.1029/98jb00022.
14. *Perrin M., Shcherbakov V.P.* Paleointensity of the Earth's magnetic field for the past 400 Ma: Evidence for a Dipole structure during the Mesozoic Low // *J. Geomagn. Geoelec.* 1997. V. 49. No. 4. pp. 601–614.

15. *Pick T., Tauxe L.* Geomagnetic palaeointensities during the Cretaceous normal superchron measured using submarine basaltic glass // *Nature*. 1993. V. 366. No. 6452. pp. 238–242. doi:10.1038/366238a0.
16. *Prevot M., Derder M.E.-M., McWilliams M., Thompson J.* Intensity of the Earth's magnetic field: Evidence for a Mesozoic dipole low // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 97. No. 1-2. pp. 129–139. doi:10.1016/0012-821x(90)90104-6.
17. *Selkin P.A., Tauxe L.* Long-term variations in palaeointensity // *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*. 2000. V. 358. No. 1768. pp. 1065–1088. doi:10.1098/rsta.2000.0574.
18. *Tanaka H., Kono M., Uchimura H.* Some global features of palaeointensity in geological time // *Geophysical Journal International*. 1995. V. 120. No. 1. pp. 97–102. doi:10.1111/j.1365-246X.1995.tb05913.x.
19. *Tarduno J.A., Cottrell R.D.* Dipole strength and variation of the time-averaged reversing and nonreversing geodynamo based on Thellier analyses of single plagioclase crystals // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. No. B11. pp. B11101. doi:10.1029/2005jb003970.
20. *Tarduno J.A., Cottrell R.D., Smirnov A.V.* High geomagnetic intensity during the mid-Cretaceous from Thellier analyses of single plagioclase crystals // *Science*. 2001. V. 291. No. 5509. pp. 1779–1783. doi:10.1126/science.1057519.
21. *Tauxe L., Staudigel H.* Strength of the geomagnetic field in the Cretaceous Normal Superchron: New data from submarine basaltic glass of the Troodos Ophiolite // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2004. V. 5. No. 2. pp. Q02H06. doi:10.1029/2003gc000635.
22. *Thellier E., Thellier O.* Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Ann. de Geophys.* 1959. V. 15. pp. 285–376.
23. *Thomas D.N., Biggin A.J.* Does the Mesozoic dipole low really exist? // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. 2003. V. 84. No. 11. pp. 97–104. doi:10.1029/2003eo110002.

## Указатель авторов

**Альшевский, Александр Васильевич**

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан.

156

**Антонов, Александр Николаевич**

Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

*e-mail:* sasha-ant1987@yandex.ru

40

**Афремов, Леонид Лазаревич**

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток.

*e-mail:* afremovl@mail.dvgu.ru

4

**Багаева, Марина Игоревна**

Саратовский государственный университет им. Н. Г. Чернышевского, Саратов.

71

**Бадюков, Дмитрий Дмитриевич**

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва.

*e-mail:* badyukov@geokhi.ru

11

**Баженов, Михаил Львович**

Геологический институт РАН, Москва.

*e-mail:* mibazh@mail.ru

22, 58

**Баклан, Мария Алексеевна**

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

26

**Балабанов, Юрий Павлович**

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань.

*e-mail:* balabanov-geo@mail.ru

8, 162

**Безаева, Наталья Сергеевна**

Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

*e-mail:* bezaeva@physics.msu.ru

11

**Белоконь, Валерий Иванович**

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток.

*e-mail:* belokon@ifit.phys.dvgu.ru

15

**Боева, Наталья Михайловна**

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва.

33

**Бортник, Николай Стефанович**

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва.

33

**Брагин, Василий Юрьевич**

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск.

*e-mail:* braginvy@ipgg.sbras.ru

102

**Бураков, Константин Спиридонович**

Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.

166

**Веселовский, Роман Витальевич**

1) Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

2) Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.

*e-mail:* roman.veselovskiy@ya.ru

22, 48, 83, 170, 175, 222

**Водовозов, Владимир Юрьевич**

1) Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

2) Геологический институт РАН, Москва.

*e-mail:* vodo7474@yandex.ru

26

**Гендлер, Татьяна Семеновна**

Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.

*e-mail:* gendler06@mail.ru

33, 40

**Герасимова, Анастасия Александровна**

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

*e-mail:* worldofnastasiya@mail.ru

48, 83

**Гнибиденко, Зинаида Никитична**

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск.

*e-mail:* gnibidenkozna@ipgg.sbras.ru

52

**Грибов, Сергей Константинович**

Лаборатория физико-химических и магнитных методов анализа вещества горных пород, геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.

*e-mail:* gribov@borok.yar.ru

64, 185, 256

**Голованова, Инесса Владимировна**  
Институт геологии УНЦ РАН, Уфа.  
*e-mail*: ig@ufaras.ru  
**58**

**Гужикова, Анастасия Андреевна**  
Саратовский государственный университет  
им. Н. Г. Чернышевского, Саратов.  
**71**

**Гурарий, Гарри Зиновьевич**  
Геологический институт РАН, Москва.  
*e-mail*: palmagmax@mail.ru  
**77**

**Гусев, Евгений Анатольевич**  
Всероссийский научно-исследовательский  
институт геологии и минеральных ресурсов  
Мирового океана им. И.С. Грамберга,  
Санкт-Петербург.  
**190**

**Данукалов, Константин Николаевич**  
Институт геологии УНЦ РАН, Уфа.  
*e-mail*: ig@ufaras.ru  
**58**

**Долотов, Андрей Вадимович**  
Лаборатория физико-химических и магнит-  
ных методов анализа вещества горных по-  
род, геофизическая обсерватория «Борок» филиал  
ИФЗ РАН, Ярославская обл., Неко-  
узский р-н, пос. Борок.  
*e-mail*: adolotov@borok.yar.ru  
**64**

**Дьяченко, Ольга Игоревна**  
Дальневосточный федеральный универси-  
тет, Владивосток.  
**15**

**Жегалло, Елена Александровна**  
Палеонтологический институт РАН, Моск-  
ва.  
**33**

**Жидков, Григорий Викторович**  
Лаборатория древнего геомагнитного поля,  
геофизическая обсерватория «Борок» филиал  
ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский  
р-н, пос. Борок.  
*e-mail*: grigor@borok.yar.ru  
**83, 271**

**Жухлистов, Анатолий Павлович**  
Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии, Мос-  
ква.  
**33**

**Зайцева, Любовь Владимировна**  
Палеонтологический институт РАН, Моск-  
ва.  
**33**

**Зверев, Александр Романович**  
Геологический факультет МГУ им. М.В.  
Ломоносова, Москва.  
**26**

**Зыкина, Валентина Семеновна**  
Институт геологии и минералогии СО РАН  
им. имени В.С. Соболева, Новосибирск.  
**249**

**Иванов, Виктор Васильевич**  
Институт земного магнетизма, ионосферы и  
распространения радиоволн им. Н. В. Пуш-  
кова РАН, Москва.  
*e-mail*: ivv59@bk.ru  
**89**

**Ильюшин, Илья Геннадьевич**  
Дальневосточный федеральный универси-  
тет, Владивосток.  
**4**

**Иосифиди, Александр Георгиевич**  
Всероссийский нефтяной научно-  
исследовательский геологоразведочный ин-  
ститут, Санкт-Петербург.  
*e-mail*: iosifidi@km.ru  
**190**

**Казанский, Алексей Юрьевич**  
Институт земного магнетизма, ионосферы и  
распространения радиоволн им. Н. В. Пуш-  
кова РАН, Москва.  
*e-mail*: kazansky\_alex@mail.ru  
**95, 102**

**Кадыров, Айрат Фанисович**  
1) Институт геологии УНЦ РАН, Уфа.  
2) БашГУ, Уфа.  
*e-mail*: Scenvoy@rambler.ru  
**58**

**Караханян, А.К.**  
Институт геофизики и инженерной сейсмо-  
логии им. А. Назарова НАН РА, Гюмри,  
Армения.  
**152**

**Константинов, И.К.**  
1) Институт земной коры СО РАН, Иркутск.  
2) Иркутский государственный универси-  
тет, Иркутск.  
**108, 114**

**Константинов, Константин Михайлович**  
1) Институт земной коры СО РАН, Иркутск.  
*e-mail*: KonstantinovKM@alrosa.ru  
2) Научно-исследовательское геологоразве-  
дочное предприятие АК «АЛРОСА», Мир-  
ный.  
**108, 114**

**Косарева, Лина Раисовна**

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань.  
*e-mail:* Lina.Kosareva@mail.ru  
**119, 210**

**Крупенин, Михаил Тихонович**

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург.  
**216**

**Крылов, Павел Сергеевич**

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань.  
*e-mail:* sprint@front.ru  
**125**

**Кузина, Диляра Мтыгулловна**

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань.  
*e-mail:* di.gilmanova@gmail.com  
**119, 210**

**Кунгурцев, Леонид Владимирович**

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск.  
**102**

**Латышев, Антон Валерьевич**

Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.  
**175, 222, 271**

**Латышева, И. В.**

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург.  
**190**

**Левашова, Наталья Михайловна**

Геологический институт РАН, Москва.  
**216**

**Левичева, Александра Викторовна**

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск.  
*e-mail:* levichevaav@ipgg.sbras.ru  
**52**

**Максимочкин, Валерий Иванович**

Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.  
**129**

**Малахов, Михаил Иванович**

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан.  
*e-mail:* malakhov@neisri.ru  
**135, 142, 146**

**Малахова, Галина Юрьевна**

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан.  
*e-mail:* malakhova@neisri.ru  
**135, 142, 146**

**Марков, Геннадий Петрович**

Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.  
*e-mail:* gmarkov@yandex.ru  
**166, 178, 185**

**Маслов, Андрей Викторович**

Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург.  
**216**

**Матасова, Галина Гельевна**

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск.  
*e-mail:* matasovagg@ipgg.sbras.ru  
**95**

**Меерт, Дж. Дж.**

Университет Флориды, Гейнсвилл, Флорида, США.  
**216**

**Минасян, Джульетта О.**

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, Гюмри, Армения.  
*e-mail:* iges@shirak.am  
**152**

**Минюк, Павел Сергеевич**

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан.  
*e-mail:* minyuk@neisri.ru  
**156**

**Муравьев, Фёдор Александрович**

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань.  
*e-mail:* fedor.mouraviev@ksu.ru  
**162**

**Назаров, Михаил Александрович**

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, Москва.  
*e-mail:* nazarov@geokhi.ru  
**11**

**Начасова, Инга Евгеньевна**

Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.  
*e-mail:* inachasova@mail.ru  
**166**

**Новиков, Владимир Михайлович**

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва.

*e-mail:* novikov-1941@mail.ru

33

**Новопашин, А. В.**

Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», Мирный.

114

**Новикова, Алла Андреевна**

Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

40

**Нургалиев, Данис Карлович**

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань.

*e-mail:* danis.nourgaliev@ksu.ru

119, 125, 210

**Павлов, Владимир Эммануилович**

Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.

*e-mail:* pavlov-home@rambler.ru

170, 175, 222

**Петров, Владимир Михайлович**

Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.

26

**Печерский, Диамар Михайлович**

Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.

*e-mail:* diamarmp@gmail.com

178

**Пилипенко, Ольга Валентиновна**

Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.

*e-mail:* pilipenko@ifz.ru

166, 185

**Пляшкевич, Анна Алексеевна**

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан.

156

**Попов, Виктор Валентинович**

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург.

*e-mail:* iosifidi@km.ru

190, 198

**Рекант, Павел Витольдович**

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург.

190

**Решетняк, Максим Юрьевич**

Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.

*e-mail:* m.reshetnyak@gmail.com

194

**Сальманова, Раушания Юрисовна**

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа.

*e-mail:* ig@ufaras.ru

58

**Сальная, Наталья Викторовна**

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург.

*e-mail:* natasavi@inbox.ru

190

**Сергиенко, Елена Сергеевна**

Физический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург.

*e-mail:* sergienk@mail.ru

198

**Смирнова, Радмила Викторовна**

Физический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург.

*e-mail:* radmilaa@mail.ru

198, 256

**Смолянинова, Любовь Геннадьевна**

Институт геологии и минералогии СО РАН им. имени В.С. Соболева, Новосибирск.

249

**Соболева, Светлана Всеволодовна**

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, Москва.

33

**Соляников, Ярослав Львович**

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан.

146

**Старченко, Сергей Владимирович**

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Москва.

*e-mail:* sstarchenko@mail.ru

89, 203

- Субботникова, Татьяна Владимировна**  
Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН, Магадан.  
156
- Сычева, Наталия Константиновна**  
Лаборатория древнего геомагнитного поля, геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.  
*e-mail*: sycheva@borok.yar.ru  
262
- Трубихин, Валерий Михайлович**  
Геологический институт РАН, Москва.  
*e-mail*: vmt1940@mail.ru  
185
- Трухин, Владимир Ильич**  
Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.  
*e-mail*: trukhin@physics.msu.ru  
11
- Фаттахов, Артур Вилданович**  
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань.  
*e-mail*: avfattakhov@gmail.com  
119, 210
- Федорова, Наталья Михайловна**  
Геологический институт РАН, Москва.  
216
- Федюкин, Иван Владимирович**  
Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.  
245
- Фетисова, Анна Михайловна**  
Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.  
*e-mail*: anna-fetis@yandex.ru  
170, 175, 222
- Филинов, Иван Анатольевич**  
Институт Земной коры СО РАН, Иркутск.  
95
- Хидиятов, Марсель Мирасович**  
1) Институт геологии УНЦ РАН, Уфа.  
2) БашГУ, Уфа.  
*e-mail*: Scenvoy@rambler.ru  
58
- Хохлов, Андрей Владимирович**  
Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва.  
*e-mail*: fbmotion@yandex.ru  
227, 262
- Целебровский, Алексей Николаевич**  
Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.  
129
- Цельмович, Владимир Анатольевич**  
Лаборатория физико-химических и магнитных методов анализа вещества горных пород, геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.  
*e-mail*: tselm@mail.ru  
64, 178
- Цирель, Вадим Соломонович**  
ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург.  
*e-mail*: geolraz@geolraz.com  
231
- Чернова, М. А.**  
Дальневосточный федеральный университет, Владивосток.  
4
- Шацилло, Андрей Валерьевич**  
Институт физики Земли им О.Ю. Шмидта РАН, Москва.  
*e-mail*: shatsillo@gmail.com  
236, 245
- Шевко, Артем Яковлевич**  
Институт геологии и минералогии СО РАН им. имени В.С. Соболева, Новосибирск.  
*e-mail*: sp@igm.nsc.ru  
102
- Щеглова, Снежана Николаевна**  
Институт геологии и минералогии СО РАН им. имени В.С. Соболева, Новосибирск.  
249
- Щербakov, Валерий Прохорович**  
Лаборатория древнего геомагнитного поля, геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.  
*e-mail*: shcherb@borok.yar.ru  
256, 262, 271
- Щербакoва, Валентина Васильевна**  
Лаборатория древнего геомагнитного поля, геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок.  
*e-mail*: valia@borok.yar.ru  
83, 271
- Щербакoва, Екатерина Львовна**  
Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва.  
26

**Щетников, Александр Александрович**  
Институт Земной коры СО РАН, Иркутск.  
*e-mail*: shchet@crust.irk.ru  
**95**

**Яковлев, А. А.**  
Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», Мирный.  
**108**

**Яковлева, Светлана Витальевна**  
Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Москва.  
*e-mail*: svyakov@izmiran.ru  
**89**

**Якубсон, Андрей Михайлович**  
Физический факультет СПбГУ, Санкт-Петербург.  
**198**

**Ясонов, Павел Георгиевич**  
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань.  
*e-mail*: sprint@front.ru  
**125**

**Evans, Michael E.**  
Университет штата Альберта, Калгари, Канада.  
**170**

**Feinberg, Joshua Moser**  
1) Institute for Rock Magnetism, University of Minnesota, Миннеаполис, США.  
2) Department of Earth Sciences, University of Minnesota, Миннеаполис, США.  
*e-mail*: feinberg@umn.edu  
**11**

**Rochette, Pierre**  
CEREGE, CNRS, Aix-Marseille Université, Экс-ан-Прованс, Франция.  
*e-mail*: rochette@cerege.fr  
**11**

## Содержание

<b>Предисловие</b> .....	3
<b>Влияние наведенной анизотропии на магнитные состояния многоосной наночастицы</b> <i>Л.Л. Афремов, И.Г. Ильющин, М.А. Чернова</i> .....	4
<b>Палеомагнетизм пограничных отложений перми и триаса московской синеклизы</b> <i>Ю.П. Балабанов</i> .....	8
<b>Магнитные свойства метеорита Челябинск</b> <i>Н.С. Безаева, Д.Д. Бадюков, М.А. Назаров, Р. Rochette, J.M. Feinberg, В.И. Трухин</i> ...	11
<b>Магнитные состояния и магнитных явления в системах с прямым и РККИ взаимодействиями</b> <i>В.И. Белоконь, О.И. Дьяченко</i> .....	15
<b>Палеомагнетизм девонских даек Кольского полуострова и его значение для докембрийских реконструкций Балтики</b> <i>Р.В. Веселовский, М.Л. Баженов</i> .....	22
<b>Новые палеомагнитные определения по раннепротерозойским образованиям юга Сибирского кратона</b> <i>В.Ю. Водовозов, А.Р. Зверев, В.М. Петров, М.А. Баклан, Е.Л. Щербакова</i> .....	26
<b>Многообразие гистерезисных магнитных свойств в естественных слоистых наноструктурах (конкреции Южного Вьетнама)</b> <i>Т.С. Гендлер, Н. С. Бортников, В.М., Новиков, Н.М. Боева, А.П. Жухлистов, Е.А. Жегалло, Л.В. Зайцева, С.В. Соболева</i> .....	33
<b>Что может дать Мессбаэровская спектроскопия для объяснения гистерезисных свойств в естественных слоистых наноструктурах (конкреции Южного Вьетнама)</b> <i>Т.С. Гендлер, А.Н. Антонов, А.А. Новакова</i> .....	40
<b>Палеомагнетизм интрузивных тел и туфопесчаников среднеюрского возраста Горного Крыма</b> <i>А.А. Герасимова, Р.В. Веселовский</i> .....	48
<b>Палеомагнетизм верхнемеловых отложений юго-востока Западной Сибири</b> <i>З.Н. Гнибиденко, А.В. Левичева</i> .....	52
<b>Использование позднепалеозойского перемагничивания пород на Южном Урале для изучения палеогеографии Балтики в неопротерозое</b> <i>И.В. Голованова, К.Н. Данукалов, А.Ф. Кадыров, М.М. Хидиятов, Р.Ю. Сальманова, М.Л. Баженов</i> .....	58
<b>Особенности магнитно-минералогического преобразования природных титаномагнетитов на воздухе в изотермических условиях</b> <i>С.К. Грибов, А.В. Долотов, В.А. Цельмович</i> .....	64
<b>Новые магнитостратиграфические данные по кампану Саратовского Правобережья</b> <i>А.А. Гужикова, М.И. Багаева</i> .....	71

<b>Некоторые данные о вариациях наклоения вектора геомагнитного поля на основании анализа результатов глубоководного бурения</b> <i>Г.З. Гурарий</i> .....	77
<b>Рекогносцировочные определения палеонапряженности на юрских породах Южного Крыма</b> <i>Г.В. Жидков, В.В. Щербакова, А.А. Герасимова, Р.В. Веселовский</i> .....	83
<b>Оценка механизмов генерации диполя и квадруполья исходя из геомагнитных наблюдений с 1700 по 2010 гг.</b> <i>В.В. Иванов, С.В. Старченко, С.В. Яковлева</i> .....	89
<b>Корреляция между магнитными и гранулометрическими параметрами в четвертичных отложениях опорного разреза Усть-Ода (Предбайкалье)</b> <i>А.Ю. Казанский, Г.Г. Матасова, А.А. Щетников, И.А. Филинов</i> .....	95
<b>Изменения магнитных минералов в изверженных породах активных вулканических областей (на примере Курильских островов)</b> <i>А.Ю. Казанский, Л.В. Кунгурцев, В.Ю. Брагин, А.Я. Шевко</i> .....	102
<b>Петрофизические и палеомагнитные исследования основных структурно-вещественных комплексов Молодо-Попигаийской зоны разломов</b> <i>И.К. Константинов, К.М. Константинов, А.А. Яковлев</i> .....	108
<b>Оценка возможности грави-магниторазведки при поисках кимберлитовых трубок на территориях развития пермотриасовых траппов (Якутская алмазоносная провинция)</b> <i>К.М. Константинов, А.В. Новопашин, И.К. Константинов</i> .....	114
<b>Изучение магнитных свойств осадков Харбейских озер (Полярный Урал)</b> <i>Л.Р. Косарева, Д.К. Нургалиев, А.В. Фаттахов, Д.М. Кузина</i> .....	119
<b>Сейсмоакустические исследования озера Чебаркуль при поиске Челябинского метеорита</b> <i>П.С. Крылов, Д.К. Нургалиев, П.Г. Ясонов</i> .....	125
<b>Магнитные свойства ксенолитов из кимберлитовых трубок Якутии</b> <i>В.И. Максимочкин, А.Н. Целебровский</i> .....	129
<b>Палеомагнетизм и петромагнетизм океанских и морских донных осадков. Часть 1. Характеристическая ориентационная намагниченность, магнитное состояние частиц</b> <i>М.И. Малахов, Г.Ю. Малахова</i> .....	135
<b>Палеомагнетизм и петромагнетизм океанских и морских донных осадков. Часть 2. Нормировочные параметры и относительная палеонапряженность геомагнитного поля</b> <i>Г.Ю. Малахова, М.И. Малахов</i> .....	142
<b>Параметры магнитного гистерезиса донных осадков некоторых районов Мирового океана</b> <i>Г.Ю. Малахова, М.И. Малахов, Я.Л. Соляников</i> .....	146
<b>Геомагнитные и геологические события на границе эоцена и олигоцена (Армения)</b> <i>Д.О. Минасян, А.К. Караханян</i> .....	152
<b>Магнетизм минеральных фаз Колымского фюльгурита</b> <i>П.С. Минюк, А.А. Пляшкевич, Т.В. Субботникова, А.В. Альшевский</i> .....	156

<b>Биогенные железистые минералы в красноцветных отложениях нижнего триаса московской синеклизы</b> <i>Ф.А. Муравьев, Ю.П. Балабанов</i> .....	162
<b>Напряженность геомагнитного поля и температура в Испании в районе г. Альбарасин в конце I – во II тыс. нашей эры</b> <i>И.Е. Начасова, К.С. Бураков, О.В. Пилипенко, Г.П. Марков</i> .....	166
<b>Магнитная стратиграфия позднепермских красноцветов юга Франции и гипотеза центрального осевого диполя</b> <i>В.Э. Павлов, М.Е. Evans, Р.В. Веселовский, А.М. Фетисова</i> .....	170
<b>Оценка широтной зависимости амплитуды палеогеомагнитных вариаций геомагнитного поля на границе перми и триаса</b> <i>В.Э. Павлов, Р.В. Веселовский, А.М. Фетисова, А.В. Латышев</i> .....	175
<b>Магнитные минералы и некоторые магнитные свойства метеорита Челябинск</b> <i>Д.М. Печерский, В.А. Цельмович, Г.П. Марков</i> .....	178
<b>Новые петро- и палеомагнитные исследования четвертичных отложений нижней части разреза Малый Кут</b> <i>О.В. Пилипенко, В.М. Трубихин, С.К. Грибов, Г.П. Марков</i> .....	185
<b>Палеомагнитные исследования донных трубок хребта Менделеева (Северный Ледовитый океан)</b> <i>В.В. Попов, А.Г. Иосифиди, П.В. Рекант, Е.А. Гусев, Н.В. Сальная, И.В. Латышева</i> 190	
<b>Модели домино в геодинамо</b> <i>М.Ю. Решетняк</i> .....	194
<b>Палеомагнетизм девонских интрузивных тел Карской астроблемы</b> <i>Е.С. Сергиенко, Р.В. Смирнова, В.В. Попов, А.М. Якубсон</i> .....	198
<b>Интегральные гидромагнитные уравнения в планетах Земной группы, энергетическое масштабирование, инверсии и асимметрии</b> <i>С.В. Старченко</i> .....	203
<b>Анализ магнитной восприимчивости донных осадков озера Балхаш</b> <i>А.В. Фаттахов, Д.К. Нургалиев, Д.М. Кузина, Л.Р. Косарева</i> .....	210
<b>Восточно-Европейская платформа в конце венда: новые палеомагнитные данные по западному склону Среднего Урала</b> <i>Н.М. Федорова, Н.М. Левашова, Дж. Дж. Меерт, А.В. Маслов, М. Т. Крупенин</i> .....	216
<b>Магнитостратиграфическая корреляция траппов севера Сибирской платформы (Норильская и Маймеча-Котуйская провинции)</b> <i>А.М. Фетисова, В.Э. Павлов, А.В. Латышев, Р.В. Веселовский</i> .....	222
<b>Насколько палеомагнитное поле отличается от дипольного? Статистика палеомагнитных данных в модели Большого Гауссовского Процесса</b> <i>А.В. Хохлов</i> .....	227
<b>Аэромагнитная градиентометрия. Достоинства и недостатки</b> <i>В.С. Цирель</i> .....	231
<b>Палеомагнетизм раннего-среднего девона Минусинских впадин: итоги</b> <i>А.В. Шаццло</i> .....	236

<b>Палеомагнитные свидетельства палеозойского возраста «вендского» орогенного комплекса Северо-Байкальского нагорья (холоднинская свита Верхне-Ангарского хребта)</b> <i>А.В. Шаццлло, И.В. Федюкин</i> .....	245
<b>О положении границы Матуяма-Брюнес в разрезе Володарка (Приобское Степное плато)</b> <i>С.Н. Щеглова, В.С. Зыкина, Л.Г. Смолянинова</i> .....	249
<b>Свойства термохимической намагниченности, полученной при окислении титаномагнетита</b> <i>В.П. Щербаков, С.К. Грибов, Р.В. Смирнова</i> .....	256
<b>Сравнение вековых вариаций палеонаправлений и палеоинтенсивности геомагнитного поля в эпохе Брюнеса</b> <i>В.П. Щербаков, А.В. Хохлов, Н.К. Сычева</i> .....	262
<b>Определение палеонапряжённости по сибирским траппам Маймеча-Котуйской и Норильской провинций</b> <i>В.В. Щербакова, Г.В. Жидков, В.П. Щербаков, А.В. Латышев</i> .....	271
<b>Указатель авторов</b> .....	281
<b>Содержание</b> .....	287