- 1. Архипов С.А., Зыкина В.С., Круковер А.А., Гнибиденко З.Н., Шелкопляс В.Н. Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лессово-почвенных отложений Западносибирской равнины // Геология и геофизика. – 1997. - т.38, №6. - С.1027-1048.
- 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 7th 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.
- 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-Матуяма в субаэральных 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. Щербаков¹, С.К. Грибов¹, Р.В. Смирнова²

¹ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область ² 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 сохранности естественной остаточной намагниченности (NRM) требуется доказать ещё и ее 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.

имеющимся теоретическим представлениям, образование Согласно ТСRМ 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 (TM) зёрна при их выдержке в ненулевом магнитном поле *H* при температуре *T*_{TCRM}, превышающей *T*_с исходного TM. При этом вначале происходит однофазное окисление титаномагнетита до титаномаггемита, с последующим твердофазным распадом на ульвошпинель (гемоильменит, 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 распространенность 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 TM, 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 микрозондового анализа (детали этих исследований приведены в работе [Грибов и др., данный сборник]). По результатам этих исследований основным ферримагнитным минералом является гомогенный титаномагнетит с $T_c \approx 300^{\circ}$ С. Методика создания TCRM проиллюстрирована на рис. 1, слева. Сначала образец терморазмагничивался (сплошная линия) до практического

исчезновения NRM, что происходило при температурах \approx (350-400) °C, и нагревался до выбранной температуры реакции ($T_{\text{TCRM}} = 400, 450$ или 500°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 pTRM (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°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°C. Как показали результаты рентгеновской дифрактометрии, при дальнейших прогревах выше 500°C высокотитанистая фаза окисляется до гемоильменита. Соответственно рост T_c , наблюдающийся на кривых $M_s(T)$ (рис. 2, слева) при прогревах до температур < 500°C, следует отнести за счёт твердофазного (спинодального?) распада ТМ на две шпинельные фазы с высоким и низким содержанием титана, а при прогревах выше 500°C – за счёт дальнейшего гетерофазного окисления и распада на магнетитовые ячейки, разделённые гемоильменитовыми 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°C в течение 2 часов. Справа: кривые терморазмагничивания TCRM (сплошная линия), полученной в поле 50 мкТ при отжиге исходного образца при 400°C в течение 200 часов, и TRM (пунктирная линия), полученной в поле 30 мкТ при отжиге при 400°C в течение 200 часов.

Аналогичная процедура нагревов до последовательно возрастающих температур, применённая к образцу, отожжённому при 400°С в течение 2 часов, показала его термостабильность при нагревах вплоть до (450 – 500)°С (рис. 2, справа). Нагрев до более высоких температур, то есть до 500°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 $T_i = \{200, 250, ..., 650\}^\circ$ С при H = 450 мТ. Слева – свежий образец, справа – он же после отжига в течение 2 часов при $T = 400^\circ$ С.

Мониторинг приобретения TCRM и роста намагниченности насыщения образца M_{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» $H_{\rm anc}$ 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°С, в котором была наложена рTRM, приводит к относительно правильному результату: $H_{\rm anc} = 33$ мкТ при поле создания рTRM в 30 мкТ (рис. 4, слева). Что же касается высокотемпературного интервала от $T_{\rm TCRM}$ 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 $H_{\rm anc}$. Однако, «палеонапряжённость», определённая по высокотемпературному интервалу от 400°С (при которой в данном случае и была предварительно создана TCRM) до ≈ 550 °С, 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 – $T_{TCRM} = 400^{\circ}$ С, справа – $T_{TCRM} = 450^{\circ}$ С. 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°С (рис. 4, справа), на котором для интервала (450, 550)°С получено $H_{\rm anc} = 32$ мкТ. Обращает на себя внимание весьма незначительное отклонение check-points (крестики) от исходных рTRM (треугольники), что затрудняет отбраковку образцов, несущих TCRM.



Рис. 4. Диаграммы Араи-Нагата (ТСRM+рTRM, рTRM и ТСRM, рTRM) при $H_{лаб} = 30$ мкТ. Слева: $T_{\text{ТСRM}} = 400^{\circ}$ С, поле приобретения ТСRМ – $H_{TCRM} = 50$ мкТ, поле приобретения рTRM при последующем охлаждении образца от 400°С до комнатной температуры – $H_{лаб}$. Справа: $T_{\text{ТСRM}} = 450^{\circ}$ С, $H_{TCRM} = 50$ мкТ; рTRM 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 Араи-Нагата для pTRM (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 $T_{\text{TCRM}} = 500$ °C. Определение «древнего поля» по pTRM, как и в предыдущем случае ($T_{\text{TCRM}} = 400$ °C), дало неплохой результат: $H_{\text{anc}} = 32$ мкТ. В то же время диаграмма Араи-Нагата, полученная по TCRM, характеризуется двумя линейными сегментами. При этом по интервалу (500, 540)°C получено $H_{\text{anc}} = 22$ мкТ, а по интервалу (540, 600)°C оценка H_{anc} приводит к величине в 32 мкТ.



Рис. 5. Диаграммы Араи-Нагата (рТRM, рТRM и ТСRM, рТRM) при $H_{na\delta} = 30$ мкТ. Слева: поле приобретения рТRM при охлаждении предварительно отожженного (в отсутствии поля) образца от 500°С до комнатной температуры – $H_{na\delta}$. Справа: $T_{\text{ТСRM}} = 500$ °С, $H_{TCRM} = 50$ 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 TM (рис. 2). Этот результат даёт возможный инструмент для отбраковки образцов, несущих TCRM. Другим селекционным фактором может быть термическая нестабильность образца при прогреве до $T \approx 500^{\circ}$ С и выше, когда его температура Кюри постепенно начинает расти до магнетитовой T_c , как это наблюдается на рис. 2.

<u>Заключение</u> TCRM, созданная при отжиге TM при температуре, превосходящей T_c исходного материала, образуется в процессе одно- и гетерофазного окисления TM мелких СПМ и ОД частиц за счёт роста их объёма и/или температуры Кюри. Диаграммы Араи-Нагата, полученные по TCRM, созданным при $T_{\text{TCRM}} = 400, 450$ и 500°С, обладают небольшой кривизной, но при этом имеют значительный линейный участок в интервале от температуры создания TCRM до температур ≈ 550 °С. При $T_{\text{TCRM}} = 500$ °С таких линейных участков оказалось даже два. «Палеонапряжённость», определённая по линейным участкам диаграмм Араи-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.
- 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. Соппа И.В. Некоторые закономерности образования остаточной намагниченности в процессе химических превращений, сопровождающих-ся изменением точки Кюри продуктов реакции // Физика Земли. 1995. №11. С. 84-91.
- 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 Брюнеса

В.П. Щербаков¹, А.В. Хохлов², Н.К. Сычева¹

¹ ГО «Борок» ИФЗ РАН, Борок, Некоузский район, Ярославская область

² Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, Москва

Вековыми вариациями геомагнитного поля называются изменения компонент его вектора **B**, 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 **B** во времени и пространстве достигается путём разложения его потенциала Ψ по сферическим функциям с зависящими от времени коэффициентами этого разложения g_1^m и h_j^m .