ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И МАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД

Материалы Всероссийской школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород 9-12 ноября 2015 г.



Научный совет по геомагнетизму РАН, Институт Физики Земли РАН

Палеомагнетизм и магнетизм горных пород

теория, практика, эксперимент

Материалы Всероссийской школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород

> 9 ноября 2015 г. Москва, ИФЗ РАН

10 – 12 ноября 2015 г. ГО «Борок» ИФЗ РАН П14 Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент / Геофизическая обсерватория «Борок» – филиал Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН – Ярославль: Филигрань, 2015. – 312с.

ISBN 978-5-906682-44-4

Проведение Всероссийской школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород и издание материалов осуществлено при финансовой поддержке ФАНО России и Российского фонда фундаментальных исследований (Проект № 15-05-20926-г).

9 ноября 2015 г. Москва, ИФЗ РАН

10 – 12 ноября 2015 г. ГО «Борок» ИФЗ РАН

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

ISBN 978-5-906682-44-4

УДК 552(063) ББК 26.31Я431

© Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт физики Земли им. О. Ю.Шмидта Российской академии наук.

Предисловие

Предлагаемый сборник содержит материалы Всероссийской школысеминара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород. Эта школа-семинар проводится ежегодно под эгидой Научного совета по геомагнетизму РАН и при финансовой поддержке Федерального агентства научных организаций (ФАНО России) и Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ). В текущем году школа была посвящена 100-летию со дня рождения Галины Николаевны Петровой – выдающегося отечественного геофизика, многие годы являвшейся главой нашего научного направления.

Открытие семинара и часть докладов, посвящённых памятной дате, прошли 9 ноября 2015 года в Москве, в конференц-зале Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН. В последующие дни школа-семинар проводилась с 9 по 13 ноября на базе Геофизической обсерватории «Борок» – филиала Учреждения Российской академии наук Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН. В работе семинара приняло участие 77 человек из 23 Институтов РАН, университетов и др. организаций России, а также из НАН Украины.

Тематика семинара традиционно включает в себя практически все вопросы геомагнетизма, относящиеся к постоянному магнитному полю: проблемы генерации главного геомагнитного поля, вековые вариации, определение палеонапряженности, организация баз данных, палеоклиматические реконструкции, магнетизм горных пород. Опубликованные здесь материалы отражают подавляющее большинство докладов, представленных на школусеминар, так что из них читатель может сам составить себе представление о научном уровне конференции и современном состоянии обсуждавшихся проблем.

Необходимо отметить возросшее присутствие на семинаре студентов, аспирантов и молодых специалистов. Участники семинара отметили хорошую организацию и теплую атмосферу семинара, созданную благодаря усилиям оргкомитета, администрации и сотрудников ГО «Борок» ИФЗ РАН.

Тектоника Баренцевоморской окраины на основе палеомагнитных данных по мезозою архипелага Земля Франца-Иосифа

В. В. Абашев^{1, 2}, Н. Э. Михальцов^{1, 2}, Ю. В. Карякин³, В. Ю. Брагин^{1, 2}, В. А. Верниковский^{1, 2}, Д. В. Метелкин^{1, 2}

¹Новосибирский государственный университет

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск ³Геологический институт РАН, Москва

Архипелаг Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) располагается на севере Баренцевоморский континентальной окраины и входит в состав Свальбардской плиты [1]. С запада и востока ЗФИ ограничивается грабенообразными трогами Франц-Виктория и Святой Анны, а на севере – впадиной Нансена Евразийского океанического бассейна. Блок ЗФИ, расположенный в непосредственной близости к области сочленения Свальбардской и Карской плит, является ключевым структурным элементом для расшифровки их взаимоотношений и тектоники Баренцево-Карского сектора Арктического океана в мезозое.

Палеомагнитные данные для ЗФИ получены в результате обработки обширной коллекции, собранной в ходе полевых работ в 2010-2011 гг., и представленные ранее как «предварительные» [4; 5]. На о. Земля Александры (северный берег бухты Северной) опробованы два покрова базальтов, различающиеся как по возрасту, так и по геохимическим особенностям [3]. На о. Хейса опробованы дайка «Аметистовая» и два субсинхронных по времени внедрения силла раннемелового возраста, расположенные в районе метеостанции им. Э. Кренкеля. В районе м. Брайса на о. Циглера также изучен покров раннемеловых базальтов. Еще одним объектом раннемелового возраста является дайка основного состава в районе м. Уиггинса на о. Галля. Главным объектом палеомагнитных исследований на о. Гукера стал базальтовый поформирующий плато Седова и обнажающийся на м. Седова, кров, м. Альберта Маркама и м. Луис-Пул. По результатам ⁴⁰Ar/³⁹Ar исследований базальтов этого покрова, а также нижнего покрова на о. Земля Александры установлено что их образование соответствует ранней юре – около 190 млн. лет назад. Породы остальных объектов формировались в раннем мелу, в интервале 125-137 млн. лет назад (Табл.).

Лабораторные палеомагнитные исследования проводились в лаборатории геодинамики и палеомагнетизма ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск). Все образцы были подвергнуты ступенчатым магнитным чисткам до полного разрушения намагниченности температурой (до 600°С) или переменным магнитным полем (до 140 мТл) с измерением направления и величины остаточной намагниченности на криогенном магнитометре 2G Enterprise и спин магнитометре JR-6A. По результатам измерений, не считая вязкой составляющей, во всех образцах четко фиксируется только одна – характеристическая компонента намагниченности. Судя по деблокирующим температурам, которые варьируют от 200°С до 560°С, носителям намагниченности является титаномагнетит переменного состава.



Рис. 1. Положение палеомагнитных полюсов с овалами доверия для раннеюрских и раннемеловых магматических комплексов архипелага Земля Франца-Иосифа, в сравнении с ТКДП Европы и Сибири.



Рис. 2. Палеотектоническая схема эволюции Баренцево-Карской части Арктики в юре – раннем мелу.

Рассчитанное по 6 объектам раннемелового возраста (125-137 млн. лет) среднее направление $D = 19.6^{\circ}$; $I = 78.0^{\circ}$; $a95 = 4.1^{\circ}$ мы рассматриваем как намагниченность, отвечающую рубежу 130 млн. лет. Основным аргументом в пользу первичного происхождения намагниченности является хорошая со-хранность магнитных минералов магматического генезиса и отсутствие при-

знаков перемагничивания. Координаты вычисленного палеомагнитного полюса (Табл.) с учетом доверительного овала не отличаются от соответствующего участка траектории кажущегося движения полюса (ТКДП) Европы [7] (рис. 1). Это означает, что как минимум с раннемелового времени структуры ЗФИ (как часть Свальбардской плиты) занимали относительно арктической окраины Европы положение, близкое к современному, и не претерпели существенных смещений или поворотов.

	p									
№	Объект, точка отбора	возраст, млн лет	Ν	A95	Plat	Plon				
о. Хейса, район метеостанции им. Э.Кренкеля [5]										
1	дайка «Аметистовая»	125.2±5.5	19	3.6	66.8	180.6				
2	верхний силл	132.0±2.0	8	5.9	73.2	199.4				
3	нижний силл	126.2±2.8	8	9.1	73.5	228.6				
о. Галля, район м. Уиггинса [4]										
4	дайка	132.3±2.0	13	4.8	73.4	254.6				
о. Циглера, м. Брайса [4]										
5	средний покров	137.0±3.8	11	13.2	75.7	185.8				
о. Земля Александры, бухта Северная [5]										
6	верхний покров	135.0±4.0	5	12.7	80.0	185.9				
7	нижний покров	189.9±3.1	31	3.3	71.5	144.5				
о. Гукера, бухта Тихая, Плато Седова [4]										
8	м. Седова, т.1,2	189.1±11.4	27	3.0	55.7	146.4				
9	-//-//-, т.3		15	6.2	71.8	159.5				
10	-//-//-, т.5		27	3.9	58.9	131.2				
11	Плато Седова, т.11		10	2.9	57.5	127.1				
Среднее по 1 – 6		130	(6)	4.1	75.4	204.1				
Среднее по 8 – 11		190	(5)	5.3	63.3	140.5				

Таблица. Координаты палеомагнитных полюсов изученных магматических комплексов архипелага ЗФИ.

Примечания: N – количество использованных в статистике ориентированных образцов (сайтов); A95 – 95% доверительный интервал; Plat, Plon – широта и долгота полюса, определения возраста по [2; 4; 5].

Группа раннеюрских объектов включает 5 определений с кучным распределением векторов в стратиграфической системе координат (среднее направление D = $73,7^{\circ}$; I = $75,2^{\circ}$; K = 212.2; a95 = 5.3°) и значительным различием направлений для о. Земля Александры и о. Гукера в географических координатах (среднее направление D = 28.2° ; I = 72.8° ; K = 98.7; a95 = 7.7°). Положительный тест складки и соответствие палеомагнитного сигнала минералам магматического происхождения указывают на то, что фиксация намагниченности соответствует моменту формирования пород – 190 млн. лет назад. При этом координаты палеомагнитного полюса значительно отличаются от соответствующего интервала ТКДП Европы и существенно ближе к ТКДП Сибири [6] (рис. 1). Такое положение полюса мы рассматриваем в рамках модели, предполагающей значительные внутриплитные перемещения между структурами Европейской и Сибирской тектонических провинций вплоть до позднего мела [6]. Предполагаемые моделью сдвиги левосторонней кинематики могли стать причиной, либо сопутствовали раскрытию мезозойской рифтовой системы в Западной Сибири, которое достигло максимума в пределах Южно-Карской котловины и как следствие обусловили северо-западное (в современных координатах смещение Свальбардского тектонического элемента относительно арктической окраины Европы и деформацию его Новоземельской окраины до образования современного изогнутого плана.

На основе полученных палеомагнитных данных построены рабочие палеотектонические схемы для рубежей 190 и 130 млн. лет назад (рис. 2). В данной реконструкции 3ФИ, Шпицберген и Новая Земля рассматриваются как единый тектонический элемент – Свальбардская плита. В раннеюрское время плита была смещена относительно Европы на расстояние ~ 500 км, так что ее Новоземельская окраина "достраивала" Уральский линеамент. В результате сдвиговых перемещений и раскрытия Южно-Карской впадины, Свальбардская плита была сдвинута на северо-запад, что отражается почти в 40 градусном повороте раннеюрских полюсов относительно полюсов Восточной Европы. К раннему мелу описываемые перемещения должны были завершится либо их масштабы существенно меньше разрешающей способности палеомагнитного метода. Представленная модель хорошо согласуется с петролого-геохимическими данными, из которых следует, что юрские вулканиты имеют рифтогенную специфику [3].

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект №14-37-00030) и Минобрнауки РФ (проект №5.515.2014/К).

- 1. Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист U-37-40 Земля Франца-Иосифа // ВСЕГЕИ, СПб. 2006.
- 2. Карякин Ю. В., Скляров Е. В., Травин А. В., Шипилов Э. В. Возраст и состав базальтов центральной и юго-западной частей архипелага Земля Франца-Иосифа // Материалы LXIII Тектонического совещания «Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя». М.: «ГЕОС». 2010. Т. 1. С. 293-301.
- 3. Карякин Ю. В., Шипилов Э. В. Геохимическая специализация и ⁴⁰Ar/³⁹Ar-возраст базальтоидного магматизма островов Земля Александры, Нортбрук, Гукера и Хейса (архипелаг Земля Франца-Иосифа) // ДАН. 2009. Т. 425. № 2. С. 1-5.
- 4. Михальцов Н. Э., Карякин Ю. В., Абашев В. В., Брагин В. Ю., Верниковский В. А., Травин А. В. Геодинамика Баренцево-Карской окраины в мезозое на основе новых палеомагнитных данных для пород архипелага Земли Франца-Иосифа // ДАН. 2016. В печати.
- Bragin V. Yu., Karyakin Yu. V., Mikhaltsov N. E. The Franz Josef Land archipelago: reconnaissance paleomagnetic data // Large igneous provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny (Irkutsk, Russia Aug., 20-30, 2011): Abstract vol. – Irkutsk: Petrografica, 2011. P. 40-43.
- Metelkin D. V., Vernikovsky V. A., Kazansky A. Yu., Wingate M. T. D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // Gondwana Res. 2010. V. 18. Iss. 2-3. P. 400-419.

7. Torsvik T. H., Van der Voo R., Preeden U., Mac Niocaill C., Steinberger B., Doubrovine P. V., van Hinsbergen D. J. J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J. G., McCausland P. J. A., Cocks L. R. M. Phanerozoic polar wander, paleogeography and dynamics // Earth-Science Reviews. 2012. 114. P. 325-368.

Сравнение палео- и петромагнитных характеристик девонских и протерозойских даек Кольского полуострова

С. В. Бакланов¹, Р. В. Веселовский^{1, 2}

¹Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова ²Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва

В пределах Балтийского щита Восточно-Европейской платформы широко развиты проявления палеозойского (девонского) дайкового магматизма. Только в Кольской части Балтийского щита закартировано более 5500 субвулканических тел, значительная часть которых представлена палеозойскими дайками (Арзамасцев и др., 2009). До недавнего времени палеомагнитные исследования девонских даек Кольского полуострова практически не проводились и представлены единичными палеомагнитными определениями. Между тем, получение палеомагнитных определений по девонским дайкам Балтийского щита позволит восполнить существенный пробел в палеомагнитной базе данных для этой территории, приходящийся на интервал 400-320 млн. лет, а также сделает возможным построение детальных палеотектонических реконструкций Восточно-Европейской платформы для времени 380-360 млн. лет назад.

Как было показано в работах, посвященных палеомагнитным исследованиям девонских даек различных районов Кольского полуострова (Веселовский, Арзамасцев, 2011; Веселовский и др., 2013), наличие древнего девонского сигнала в этих дайках – скорее исключение, чем правило; вместо этого предполагается, что значительная часть даек частично или полностью перемагничена более поздним событием, вероятно, юрского возраста. Однако в упомянутых работах отмечено, что долеритовые дайки баренцевоморского роя, опробованные авторами на северо-западе Кольского полуострова, значительно более перспективны для обнаружения компоненты намагниченности девонского возраста, чем щелочные дайки кандалакшского роя.

В этой связи весьма привлекательными оказываются девонские дайки, в достаточно большом количестве обнажающиеся на северо-востоке Кольского полуострова, в районе пос. Йоканьга (Гремиха), палеомагнитное исследование которых до сих пор не проводилось.

Палеомагнитные исследования даек в этом районе Кольского полуострова, возраст которых считался нами девонским на основании геохимических, петрографических и структурных данных (Арзамасцев и др., 2009), выявили в них наличие палеомагнитной записи хорошего качества, однако направление компонент намагниченности в большинстве из них не совпадает с ожидаемым направлением для девонского геомагнитного поля, а соответствует «юрской» компоненте намагниченности, выделенной ранее в других районах полуострова. Кроме того, в нескольких дайках, которые были датированы нами Ar/Ar методом, обнаружены аномальные, устойчивые в пределах одной дайки направления намагниченности. При этом, в соседствующих докембрийских дайках, «юрская» компонента намагниченности практически не встречается. Данная работа ставит перед собой целью сравнить петромагнитные характеристики девонских и докембрийских даек для установления возможной связи избирательного присутствия «юрской» компоненты намагниченности в разновозрастных дайках с их петромагнитными свойствами.

Для решения поставленной задачи, в работе были использованы следующие петромагнитные методы:

1) оценка магнитной стабильности фактором Кенигсбергера Qn;

2) построение кривых Ms(T);

3) снятие петель гистерезиса и построение диаграмм Дэя.

Параметр Q показывает отношение естественной остаточной намагниченности к индуктивной намагниченности, содержащихся в образце и используется для оценки магнитной стабильности.



Рис. 1. Распределение значений фактора Кенигсбергера Qn для всех исследованных образцов.

Видно, что у основной части исследованных образцов (рис. 1), параметр Q больше единицы, что говорит о преобладании естественной остаточной намагниченности и, следовательно, их высокой магнитной стабильности. Здесь свойства даек PR и D возрастов схожи.

График зависимости Mrs/Ms от Bcr/Bc, позволяющий получить информацию о доменном состоянии, представлен на рис. 2.

Основное количество образцов попадает в область PSD, которая является переходной между SD и MD. Общий вид диаграммы не позволяет делать вывод о большом различии магнитных свойств разновозрастных даек. Данное распределение характерно, в целом, для пород, обладающих высокой магнитной стабильностью.



Рис. 2. График зависимости Mrs/Ms от Bcr/Bc (диаграмма Дэя), характеризующий доменное состояние магнитных включений. SD – однодоменное состояние; PSD – псевдооднодоменное состояние; MD – многодоменное состояние.

Петли гистерезиса

Петля гистерезиса характеризует зависимость магнитного момента от напряженности поля. Магнитные гистерезисы, полученные для образцов даек различного возраста, представлены на рис. 3. Видно, что внешний вид петель схож. Это снова указывает на то, что по своим петромагнитным характеристикам разновозрастные дайки различаются слабо.



Рис. 3. Магнитные гистерезисы для образцов: a) D возраста; б) PR возраста.

Кривые Мs(T)

Перегибы на термокривыхMs(t) говорят или о прохождении минералом температуры Кюри (если кривые нагрева и охлаждения совпадают) или об образовании нового магнитного минерала (если кривые не совпадают).

Из представленных графиков видно, что при нагреве состав магнитных минералов девонских и протерозойских даек не меняется или меняется незначительно.

Проведенные петромагнитные исследования показали, что по своим петромагнитным характеристикам дайки принципиально не различаются и нет видимых оснований считать, что девонские дайки должны перемагничиваться относительно более легко, чем протерозойские. В связи с этим, "юрская" компонента намагниченности девонских даек может рассматриваться как первичная, а ее направление, возможно, отражает аномальный характер геомагнитного поля в девоне.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (13-05-12021, 13-05-12030, 15-35-20599) и Правительства РФ (проект № 14.Z50.31.0017).



Рис. 4. Термокривые Ms(T): а) образцы PR возраста; б) образцы D возраста.

- 1. Арзамасцев А. А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северовосточной части Балтийского щита. СПБ.: Наука, 2009. – 383 с.
- 2. Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А. Признаки мезозойской эндогенной активности в северо-восточной части Фенноскандинавского щита // ДАН, т. 438, № 6, 2011. С. 782-786.
- 3. Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А., Демина Л.И., Травин А.В., Боцюн С.Б. Палеомагнетизм, геохронология и магнитная минералогия даек Кольской девонской магматической провинции // Физика Земли. №4. 2013. С. 82-104.

Магнитные свойства внеземного вещества и земных аналогов и их зависимость от облучений, температуры, ударных воздействий и статических давлений

H. С. Безаева^{1, 2}, P. Rochette³, J. Gattacceca³, Д. Д. Бадюков⁴, P. A. Садыков⁵, N. L. Swanson-Hysell⁶, S. M. Tikoo⁶, J. M. Feinberg⁷, M. Kars⁸, J. Duprat⁹

¹Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова ²Казанский федеральный университет

³Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, CEREGE UM34, Экс-ан-Прованс, Франция

⁴Институт геохимии и аналитической химии имени В. И. Вернадского РАН, Москва

⁵Институт ядерных исследований, Москва, Троицк

⁶Department of Earth and Planetary Science, University of California, Berkeley, CША

⁷Institute for Rock Magnetism, University of Minnesota, Миннеаполис, США

⁸Center for Advanced Marine Core Research, Kochi University, Нанкоку, Япония

⁹Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectrométrie de Masse, Орсэ, Франция

Ваедение Несмотря на интенсивное развитие космических исследований, внеземное вещество¹ – метеориты и лунный грунт, доставленный на землю советскими автоматическими станциями "Луна-16", "Луна-20" и "Луна-24" и американскими пилотируемыми экспедициями Аполлон – было и остается единственным источником информации о палеомагнитных полях на разных этапах протопланетной и ранней планетной истории солнечной системы.

Как известно, внеземное вещество в космическом пространстве подвергается воздействию двух физических процессов: ударов и облучений. Следы ударных (шоковых) воздействий в виде метеоритной бомбардировки поверхности твердых тел солнечной системы видны на сильно кратеризованных поверхностях Луны, планет земной группы и астероидов. Существует три основных типа облучений в солнечной системе: большие потоки низкоэнергетичных частиц солнечного ветра (далее SW, от англ. "solar wind"), меньшие потоки высокоэнергетичных галактических космических лучей (далее GCR, от англ. "galactic cosmic rays") и периодические интенсивные потоки частиц солнечных вспышек (далее SEP, от англ. "solar energetic particles") с типичными энергиями порядка 1 кэВ, ≥1 ГэВ и ≥1 МэВ, соответственно. Влиянием SW можно пренебречь ввиду небольшой проникающей способности в вещество (~нм). Космические лучи состоят в основном из протонов (р) и ядер гелия (He) с типичными отношениями He/ $p \sim 0.1$ и ~ 0.02 для GCR и SEP, соответственно, и характеризуются более глубокой проникающей способностью: от ~мкм до ~мм для SEP и от ~см до ~м для GCR. Поток более тяжелых ионов (с атомным номером $Z \ge 6$) составляет в GCR ~1%.

¹ Помимо метеоритов и лунного грунта, внеземное вещество, доступное для прямого изучения в лаборатории, также включает микрометеориты, грунт астероида Итакава, возвращенный на землю в 2010г. японской миссией "*Хаябуса*", и кометное вещество, доставленное миссией "*Стардаст*".

Понимание воздействия вышеперечисленных физических процессов, имеющих место в солнечной системе, на магнитные свойства внеземного вещества является ключевым для правильной интерпретации палеомагнитного сигнала и других магнитных свойств метеоритов и лунного грунта, а также понимания и корректной интерпретации природы наблюдаемых магнитных аномалий твердых тел солнечной системы (Луна, Марс...).

В настоящей работе мы отдельно рассмотрели магнитные свойства внеземного вещества и земных аналогов при воздействии (I) точно калибруемых статических давлений на примере гидростатики, (II) при ударных механических воздействиях и (III) при облучениях протонами и ионами свинца для лабораторного моделирования SEP и GCR, соответственно, а также ионами аргона для сравнения.

Методология В первой части работы использовался новый физический инструментарий: три специально разработанные компактные немагнитные композитные камеры высокого гидростатического давления (P) типа поршень-цилиндр, которые позволили поднять уровень P последовательно до 1.2 ГПа [1], 1.8 ГПа и 2 ГПа и измерять остаточную намагниченность образцов как при воздействии P, так и после декомпрессии при использовании криогенного сквид-магнитометра 2G Enterprises. Во второй части работы генерация ударных механических воздействий производилась мощными наносекундными лазерными импульсами [2] или детонационной волной в серии сферических ударных экспериментов. В третьей части работы протонная бомбардировка образцов была проведена с использованием ускорителя ARAMIS – части экспериментального комплекса JANNus (Орсэ, Франция) [3].

(*I*) <u>Влияние гидростатических давлений</u> Мы изучили поведение изотермической остаточной намагниченности насыщения SIRM марсианских метеоритов SNC². Обнаружено, что приложение гидростатических давлений до 1.2 ГПа в магнитном поле напряженностью <5 мкТл при комнатной тем-

² SNC – от англ. "Shergottite, Nakhlite, Chassignite" (Шерготтиты, Наклиты, Шассиньиты) – клан метеоритов предположительно с Марса. Магнитные свойства внеземного вещества эффективно используются для классификации метеоритов [8-10]. На сегодняшний день создана и опубликована расширенная систематическая база данных по магнитной восприимчивости χ_0 внеземного вещества [8-11], тектитов и импактных стекол [12], в которую вошли тысячи образцов разных типов, а именно: обыкновенные хондриты [8], другие хондриты [9], ахондриты [10], лунные образцы [11], хранящихся в основных метеоритных коллекциях мира. Созданная база уже многократно успешно использовалась как инструмент для быстрой классификации метеоритов, а также оперативного обнаружения ошибок в классификации. Магнитная классификация метеоритов по χ_0 удобна и информативна в связи с тем, что измерения χ_0 являются быстрыми и неразрушающими; измерители магнитной восприимчивости являются широко распространенными, а существование их портативных версий делает возможным их применение непосредственно в полевых условиях; значения $lg\chi_0$ имеет минимальную дисперсию для метеоритов одного типа.

пературе к материалу марсианской коры приводит к необратимому размагничиванию SIRM образцов марсианских метеоритов на 6-23%. При этом степень размагничивания статическим давлением Δ излившихся на поверхность Fe₇S₈- и (Fe₃O₄)_{1-x}(Fe₂TiO₄)_x-содержащих базальтов – шерготтитов (Δ_1) больше, чем Fe₃O₄-содержащих глубинных пород – наклитов (Δ_2): Δ_1 =6%, $\Delta_2 \in$ [16; 23]%. Размагничивание *in situ* глубоко залегающих пород в коре Марса незначительно и может быть оценено как \leq 5-15%. Принимая во внимание степень ударного метаморфизма метеоритов SNC – 15-45 ГПа - естественная остаточная намагниченность NRM марсианских метеоритов не является первичной и, вероятно, была перемагничена в результате метеоритной бомбардировки марсианской поверхности. Более подробная информация изложена в [4].

Мы также изучили поведение остаточной намагниченности широкого спектра магнитных минералов как при воздействии гидростатических давлений, так и после декомпрессии. Приложение гидростатических давлений *P* ∈ [1.2; 2.0] ГПа в нулевом магнитном поле (напряженностью <5 мкТл) при комнатной температуре приводит к необратимому размагничиванию SIRM образцов до 84% в зависимости от доминирующего магнитного минерала (ДММ) и магнитной жесткости образца, количественно выражающейся через остаточную коэрцитивную силу B_{cr}. После декомпрессии в зависимости от ДММ наблюдается три типа поведения остаточной намагниченности IRM_p: отсутствие изменений, дальнейшее уменьшение на δ до 7% от SIRM, то есть, IRM_{p} - δ или восстановление на δ до 19% от SIRM, то есть, IRM_{p} + δ . В диапазоне $P \in [0; 1.2]$ ГПа обнаружена эмпирическая зависимость IRM_p от B_{cr} типа $IRM_p/SIRM = a \ln(B_{cr}) + b$, причем a и b зависят от типа ДММ; в диапазоне P ∈ [0; 1.8] ГПа для FeNi-содержащих метеоритов – обыкновенных хондритов такая зависимость имеет вид IRM_p = $a B_{cr} + b$. Вышеописанные физические эффекты изучены на обширном материале - более 60 образцов метеоритов, горных пород и диспергированных в эпоксидной смоле синтетических порошков разных фракций, характеризующихся широким спектром литологий³, диапазоном значений $B_{cr} \in [4; >1000]$ мТл, и полным спектром наиболее типичных для внеземного вещества и горных пород магнитных минералов: металлическое железо Fe⁰ и никелистое железо FeNi – тэнит, тетратэнит, камасит, магнетит Fe₃O₄, титаномагнетит (Fe₃O₄)_{1-x}(Fe₂TiO₄)_x, моноклинный пирротин Fe₇S₈, гематит *α*-Fe₂O₃, гётит *α*-FeOOH и грейгит Fe₃S₄. Измерения проведены с точностью 2.0×10⁻¹¹ Ам² по магнитному моменту. Детали работы опубликованы в [5].

³ Метеориты: обыкновенные хондриты, SNC (предположительно с Марса), румурутит или R-хондрит, железные метеориты. Земные горные породы: базальты, андезиты, игнимбриты, риолиты, радиоляриты, граниты, микродиорит, аспидный сланец, яшма, обсидианы, монокристаллы, осадочные породы. Диспергированные в эпоксидной смоле синтетические порошки Fe₃O₄, Fe₇S₈, α-Fe, α-Fe₂O₃.

Использование аналогичного инструментария позволило изучить влияние гидростатических давлений до 1.61 ГПа на температуру перехода Морина $T_{\rm M}$ хорошо изученного образца горной породы, содержащей многодоменный гематит α -Fe₂O₃. Изотермическая остаточная намагниченность, образованная под давлением в магнитном поле напряженностью 270 мТл, не восстанавливается после охлаждения образца от комнатной температуры T_0 до -30°С и последующего естественного нагрева от -30°С до T_0 . Зависимость эффекта памяти от давления составляет -10%/ГПа. $T_{\rm M}$, определяемая по кривой нагрева, достигает комнатной температуры при воздействии гидростатических давлений 1.38-1.61 ГПа. Между $T_{\rm M}$ и *P* существует прямая линейная зависимость, при этом $dT_{\rm M}/dP=(25\pm2)$ °С/ГПа. Результаты работы опубликованы в [6].

(II) Влияние механических ударных воздействий Мы изучили магнитные свойства ряда родственных нешокированных и ударнометаморфизированных образцов внеземного вещества и аналогов, подвергнутых механическому ударному воздействию в серии плоско-волновых и сферических ударных экспериментов с диапазоном пиковых давлений механической ударной волны $P \in [0.1; >100]$ ГПа. Механические ударные воздействия могут приводить как к намагничиванию, так и размагничиванию вещества и/или изменению его магнитной жесткости (остаточной коэрцитивной силы B_{cr}).

Мы провели изучение процессов намагничивания вещества лунного грунта при прохождении ударной волны в контролируемом магнитном поле напряженностью *B* ∈ [200; 400] мкТл. Ударная волна генерировалась в образцах лунных морских базальтов (HACA) объемом ~1 см³ при облучении лазерными импульсами длительностью 30 нс, полученными в режиме модуляции добротности твердотельного лазера YAG Nd в диапазоне интенсивности 0.5-4 ГВт/см² на длине волны 1.064 мкм без разрушения образцов. Показано, что в присутствии магнитного поля напряженностью В ∈ [200; 400] мкТл лунные морские базальты приобретают шоковую остаточную намагниченность SRM при ударном воздействии с достаточно низкими пиковыми давлениями: $P \in [0.1; 2]$ ГПа. SRM возрастает линейно с возрастанием B и P. Проведено сравнение интенсивности полученной SRM лунных образцов с интенсивностью пьезоостаточной намагниченности PRM тех же образцов, образованной при приложении давлений 0.9 ГПа и 1.8 ГПа в течении 60 с в диапазоне магнитных полей В ∈ [800; 1800] мкТл, при котором выявлено качественное соответствие SRM своему статическому аналогу PRM. В первом приближении для типичных образцов лунного грунта, содержащих многодоменные зерна FeNi, максимальное значение SRM при низкоинтенсивном ударном воздействии с пиковым $P < 10 \Gamma \Pi a$ можно оценить как: SRM_{max} [Am²/кг] = $1.2 \cdot 10^{-4} \times SIRM [Am^2/kr] \times B [mлTл]$. Таким образцом, материал лунной коры мог быть намагничен в результате метеоритной бомбардировки лунной поверхности как результат ударных воздействий с амплитудой <5-10 ГПа, что позволяет объяснить наличие наблюдаемых на сегодняшний день магнитных аномалий лунной коры [2].

Мы провели серию сферических ударных экспериментов на метеоритах *Саратов* (обыкновенный хондрит), *Чинге* (железный метеорит, атаксит) и аналогах (базальт и диабаз Верхнего Озера, Канада, из областей, близких к импактной структуре *Slate Islands*). Пиковые давления механической ударной волны и ударно-индуцированные температуры включают сверхвысокий *P-T* диапазон и составляют $P \in [10; >100]$ ГПа и $T \in [300; >1200]$ °С. Ударноиндуцированные изменения магнитных свойств вещества обусловлены рядом сопряженных с ударным метаморфизмом физических процессов, а именно: механическое разрушение магнитных зерен в виде трещин и микротрещин, наведенные дефекты и дислокации в кристаллической решетке образцов, фазовые превращения в магнитных минералах, а также частичное или полное плавление вещества. В случае сверхвысоких *P-T* имеет место одновременное воздействие ударно-индуцированного нагрева и динамических давлений механической ударной волны (рис. 1).



Рис. 1. Зависимость остаточной коэрцитивной силы B_{cr} от температуры для нешокированных, гретых и ударно-метаморфизированных образцов базальта после прохождения сферически-сходящейся ударной волны (*а* и *е* – образцы из центра сферы и с периферии сферы, претерпевшие максимальные и минимальные *P-T*, соответственно).

При этом до сих пор оставалось неясным, каким образом эти два физических воздействия можно разделить. Нами предложена и апробирована методика разделения в механических ударных экспериментах последствий ударно-индуцированного нагрева и динамических давлений ударной волны при их одновременном воздействии на магнитные свойства метеоритов и аналогов, заключающаяся в проведении дополнительных экспериментов по нагреву нешокированного вещества в условиях с максимально возможной контролируемой скоростью нагрева $V_{\rm H}$ в вакууме от T_0 до T, достигаемых в ударных экспериментах в процессе прохождения ударной волны, а также контролируемой скоростью охлаждения V_0 , сравнимой с V_0 вещества после прохождения ударной волны, и последующем сравнением изменения магнитных характеристик исследуемого вещества, в частности $B_{\rm cr}$ при нагреве и при прохождении ударной волны (рис. 1).

Таким образом была выявлена природа ударно-индуцированного изменения $B_{\rm cr}$ в трех случаях сферически-симметричного ударного-взрывного нагружения метеоритов и аналогов, заключающаяся в преимущественном воздействие механических повреждений ударной волны при увеличении $B_{\rm cr}$ и преимущественном воздействии термо-индуцированного нагрева при уменьшении $B_{\rm cr}$.

(III) Влияние облучений Гипотеза о возможном образовании остаточной намагниченности в результате протонной бомбардировки образцов была выдвинута и экспериментально проверена в работе [7]. Однако, автор работы получил отрицательный результат: никакой остаточной намагниченности в результате протонной бомбардировки не образовалось. Мы провели радиационные эксперименты по облучению протонами с энергиями, приближающимися к нижней границе энергетического спектра протонов SEP, широкого ряда образцов метеоритов и аналогов (горных пород, синтетических порошковых образцов, равномерно диспергированных в эпоксидной смоле). При этом был обнаружен и экспериментально зарегистрирован новый тип остаточной намагниченности – радиационно-индуцированная остаточная намагниченность RIRM (Radiation-Induced Remanent Magnetization), образовавшаяся в результате протонной бомбардировки метеоритов и аналогов с энергиями протонов E_1 =450 кэВ и E_2 =850 кэВ и дозами облучения $\phi \in [1.2 \times 10^{14}; 10^{16}]$ *p/*см² в магнитном поле напряженностью ~146 мкТл. Направление RIRM в большинстве случаев коллинеарно направлению распространения пучка протонов, а интенсивность RIRM составляет 3-12% от изотермической остаточной намагниченности насыщения SIRM, включая 2-6% предрадиационной остаточной намагниченности⁴.

Облучение ряда образцов метеоритов и аналогов протонами, ионами аргона и ионами свинца привело к существенным изменениям ряда объемных магнитных свойств, и в частности магнитной жесткости (остаточной коэрцитивной силы $B_{\rm cr}$) облученных образцов. При этом, в зависимости от магнитной минералогии образцов, наблюдался весь спектр изменений. В самом деле, для всех Fe⁰ и FeNi-содержащих образцов, облученных протонами и ионами свинца, наблюдалось значительное снижение магнитной жесткости (до 93%). Такой эффект, вероятно, связан с радиационно-индуцированной аморфизацией или атомным разупорядочением металлических фаз. Некоторые магнетит-содержание образцы демонстрировали обратный эффект увеличе-

⁴Перед облучением SIRM образцов была размагничена переменным магнитным полем с амплитудой 120 млТл.

ния магнитной жесткости, что наблюдалось и на образцах метеоритов группы HED в результате их облучения ионами аргона. Протонное и свинцовоионное облучение не привело к изменению магнитной жесткости пирротинсодержащих образцов.

Заключение Вышесказанное позволяет сделать вывод о том, что совокупный эффект ударных воздействий и облучений внеземного вещества в космическом пространстве оказывает существенное воздействие на палеомагнитный сигнал и магнитные свойства внеземного вещества, что следует учитывать при интерпретации палеомагнетизма метеоритов и лунного грунта, а также наблюдаемых магнитных аномалий твердых тел солнечной системы.

- 1. Sadykov R.A., Bezaeva N.S., Kharkovskiy A.I. et al. Nonmagnetic high pressure cell for magnetic remanence measurements up to 1.5 GPa in a SQUID magnetometer // Review of Scientific Instruments. 2008. V. 79, P. 115102.
- 2. *Gattacceca J., Boustie M., Hood L. et al.* Can the lunar crust be magnetized by shock: Experimental groundtruth // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 299, №1-2, P. 42-53.
- 3. Безаева Н.С., Гаттаччека Ж., Рошетт П. и др. Влияние облучений на магнитные свойства горных пород и синтетических образцов: Возможные последствия облучений внеземного вещества в космическом пространстве // Физика Земли. 2010. Т. 51. № 3. С. 18-38.
- Bezaeva N.S., Rochette P., Gattacceca J. et al. Pressure demagnetization of the Martian crust: ground truth from SNC meteorites // Geophysical Research Letters. 2007. V. 34, P. L23202.
- 5. Bezaeva N.S., Gattacceca J., Rochette P. et al. Demagnetization of terrestrial and extraterrestrial rocks under hydrostatic pressure up to 1.2 GPa // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2010. V. 179. № 1-2, P. 7-20.
- 6. *Bezaeva N.S., Demory F., Rochette P. et al.* The effect of hydrostatic pressure up to 1.61 GPa on the Morin transition of hematite-bearing rock: Implications for planetary crustal magnetization // Geophysical Research Letters. 2015. V. 42.
- 7. *Rowe M.W.* Attempted proton-irradiation induced magnetization // Geochemical Journal. 1978. V. 12, P. 195-197.
- Rochette P., Sagnotti L., Bourot-Denise M. et al. Magnetic classification of stony meteorites: 1. Ordinary chondrites // Meteoritics & Planetary Science. 2003. V. 38. P. 251–268.
- 9. Rochette P., Gattacceca J., Bonal L. et al. Magnetic classification of stony meteorites: 2. Non-ordinary chondrites // Meteoritics & Planetary Science. 2008. V. 43, № 5, P. 959-980.
- Rochette P., Gattacceca J., Bourot-Denise M. et al. Magnetic classification of stony meteorites: 3. Achondrites // Meteoritics & Planetary Science. 2009. V. 44, P. 405–427.
- Rochette P., Gattacceca J., Ivanov A.V. et al. Magnetic properties of lunar materials: Meteorites, Luna and Apollo Return Samples // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 292, № 3-4, P. 383-391.
- 12. Rochette P., Gattacceca J., Devouard B. et al. Magnetic properties of tektites and other related impact glasses // Earth and Planetary Science Letters. 2015. V. 432, P. 381-390.

Результаты трекового датирования апатитов Хибинского массива и их значение для палеомагнетизма девонских даек Кольского полуострова

Р. В. Веселовский^{1, 2}, *А. А. Арзамасцев*^{3, 4}, *В. С. Захаров*¹, *С. Томсон*⁵, *М. А. Новикова*¹

¹Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова ²Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва ³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург ⁴Санкт-Петербургский государственный университет ⁵Университет Аризоны, Финикс, США

Термальная история Кольской части Фенноскандинавского щита до сих пор остается практически неизвестной в силу отсутствия надежных термохронологических данных, таких как трековое датирование апатита или циркона, а также U-Th/He. С целью восполнения этого пробела в данной работе представлены результаты трекового датирования 11 проб апатита, выделенного из керна разведочных скважин, пробуренных в районе северного контакта Хибинского массива, который располагается в центре Кольского полуострова и был образован около 370 млн. лет назад (Kramm and Kogarko, 1994).

Всего нами получено 11 определений трекового возраста апатита, представляющего Хибинский массив в интервале глубин от +520 до -950 метров; трековый возраст всех проб находится в диапазоне 290-268 млн. лет со средней ошибкой определения (1o) ±30 млн. лет. Средние значения длин треков составляют 12.5-14.4 µm. По наиболее надежным результатам, полученным для проб с высотных отметок +280 и -920 метров, было выполнено моделирование тепловой истории Хибинского массива, в которой выделяются следующие рубежи (рис. 1): (1) 290-250 млн. лет назад – быстрое охлаждение массива от температур ~110 °С до 70 °С (50 °С) для высокой (глубокой) проб соответственно; (2) 250-50 млн. лет – стабильное положение массива без существенных вертикальных перемещений; (3) 50-0 млн. лет – умеренное по скорости охлаждение до современных температур. Мы полагаем, что первый этап охлаждения связан с поздне-герцинским орогенезом и является отражением высокого стояния континентов в то время. Вторая фаза охлаждения массива может быть связана с раскрытием Атлантики и/или с дрейфом Фенноскандии над исландским плюмом (Carminati et al., 2009).

Полученные данные позволили оценить геотермический градиент на территории Кольского полуострова за последние 250 млн. лет, который составил 20°С/км, что сравнимо с современным значением. Также мы установили, что величина эрозии пород щита за последние 290 млн. лет не превышала 5-6 км, что также согласуется с независимыми оценками (5-9 км по (Arzamastsev et al., 2000)).

Проведенное численное моделирование процесса остывания Хибинского массива показало, что, независимо от глубины внедрения, массив остывал до температуры окружающих пород не более чем 15-17 млн. лет, что позволило

предположить тектонические причины его остывания до температур ниже 110°С.



Рис. 1. Результаты моделирования тепловой истории Хибинского массива для двух образцов (1221 and 1630-1).

Полученные результаты трекового датирования апатитов Хибинского массива играют важную роль для интерпретации палеомагнитных данных, полученных нами ранее по возрастным ему девонским дайкам Кольского полуострова (Veselovskiy et al., 2011, 2013). В частности, они позволяют vверенно говорить о том, что ни сам Хибинский массив, ни центральная часть Кольского полуострова в целом, не подвергались вторичным прогревам до температур выше 110°С (температура отжига треков в апатите) за последние 290 млн. лет. Учитывая отсутствие видимых нарушений закрытости K-Ar системы в плагиоклазе (температура закрытия 150-250 °C) из даек, по которым получены девонские изотопные датировки, а также результаты численного моделирования процесса остывания Хибинского массива, мы делаем важный вывод о том, что территория Кольского полуострова не была подвержена вторичным прогревам выше указанных температур с момента внедрения даек и массивов в среднем-позднем девоне. Таким образом, вопрос о природе «перемагничивающей» компоненты, обнаруженной нами в подавляющем числе изученных девонских даек (Veselovskiy et al., 2011, 2013), остается открытым. Кроме того, гипотеза о мезозойском термальном перемагничивании горных пород в пределах Кольского полуострова в свете полученных нами данных выглядит менее привлекательной в силу отсутствия видимых условия для термовязкого перемагничивания. Так, в случае магнетитсодержащих пород, находящихся при температуре 50-70 °C в течение 200 млн. лет, термовязкая компонента намагниченности будет иметь деблокирующую температуру не более 250 °C (Pullaiah et al., 1975), в то время как в дайках Кольского полуострова предположительно перемагничивающая компонента имеет температуры деблокирования 500 °C и более.

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ 15-35-20599, 15-05-02116, 15-05-01860 и 13-05-01033, а также грантов 3.38.224.2015 (СПбГУ) и 14.Z50.31.0017 (Правительства РФ).

- Arzamastsev A., Glaznev V., Arzamastseva L., Raevsky A. 2000. Morphology and internal structure of the Kola alkaline intrusions, NE Fennoscandian Shield: 3D density modeling and geological implications. Journal of Asian Earth Sciences, 2000, Vol.18, no.2, p.213-228.
- 2. *Kramm U., Kogarko L.N.* 1994. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaitic centres, Kola Alkaline Province, Russia// Lithos. V.32. P.225-242.
- 3. *Pullaiah, G., Irving, E., Buchan, K., & Dunlop, D.* 1975. Magnetization Changes Caused by Burial and Uplift. Earth Planet. Sci. Lett., 28, 133–143.
- 4. *Veselovskiy, R.V., Arzamastsev, A.A., Demina, L.I., Travin, A.V., and Botsyun, S.B.* Paleomagnetism, Geochronology, and Magnetic Mineralogy of Devonian Dikes from the Kola Alkaline Province (NE Fennoscandian Shield), Izvestiya, Physics of the Solid Earth, 2013, 49, 526–547.
- 5. *Veselovskiy R.V., Arzamastsev A.A.* Evidence for the Mesozoic Endogenous Activity in the Northeastern Part of the Fennoscandian Shield // Doklady Akademii Nauk, 2011, Vol. 438, No. 6, pp. 754–758.

Закономерности размещения карбонатитовых массивов мира в системе абсолютных палеотектонических реконструкций фанерозоя

Р. В. Веселовский^{1, 2}, Л. Н. Когарко³

¹Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова ²Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва ³Институт геохимии и аналитической химии имени В. И. Вернадского РАН

Введение

О существовании в нижней мантии Земли крупных плотностных неоднородностей, имеющих непосредственную связь со слоем D" и отвечающих местам существенного (до 500-600 км) увеличения его мощности, известно довольно давно. Например, Л. П. Зоненшайн и М.И.Кузьмин называли эти области «горячими полями» (Зоненшайн, Кузьмин, 1992); в англоязычной литературе эти области в настоящее время сокращенно называют LLSVP (Large Low Shear-wave Velocity Provinces). Имеются веские основания полагать, что эти крупные плотностные неоднородности в мантии во многом определяют характер глобальных процессов на Земле, таких как образование и распад суперконтинентов, истинное смещение полюса (TPW, True Polar Wander), работа геомагнитного динамо и другие. Кроме того, последние исследования в этой области (Kuz'min et al., 2011) показали, что эволюция Сибирского внутриплитного магматизма на границе палеозойской и мезозойской эр также может иметь непосредственную связь с процессами, инициированными областями LLSVP.

Согласно современным представлениям (Torsvik et al., 2008, 2010, 2014 и мн. др.), в самых низах мантии существуют две обширные области, характеризующихся пониженными скоростями прохождения S-волн – Африканская ("Tuzo") и Тихоокеанская ("Jason"). Центры тяжести этих LLSVP-провинций располагаются в плоскости экватора, практически симметрично относительно центра Земли, и имеют поперечные размеры порядка 8-10 тыс. км. Затухание поперечных волн в веществе LLSVP-провинций принято связывать с его повышенной температурой.

Основываясь на пространственной корреляции современных и реконструированных положений мест формирования крупных магматических провинций и кимберлитов с проекцией контура 1%-го затухания S-волн на земную поверхность (Torsvik et al., 2010), этот контур было предложено называть зоной генерации мантийных плюмов (PGZ, Plume Generation Zone). Важно отметить, что зона генерации плюмов находится над областью максимального градиента температур между конкретной LLSVP-провинцией и окружающим ее веществом нижней мантии. Базируясь на предположении о стабильности положения LLSVP-провинций относительно мантии во времени, была разработана геодинамическая модель «абсолютных» движений литосферных плит для всего фанерозоя (Domeier et al., 2014). Согласно этой модели, порядка 80% проявлений внутриплитного магматизма (большие магматические провинции и кимберлиты) локализованы над зоной генерации плюмов.

Происхождение карбонатитов до сих пор является одной из актуальных проблем современной петрологии (Наттоиа et al., 2015). Наиболее популярными являются гипотезы возникновения карбонатитовых магм в результате частичного плавления мантии на глубинах порядка 100-150 км или на более мелких глубинах в результате метасоматоза (под) литосферной мантии. Важно то, что независимо от выбора источника формирования карбонатитовых расплавов, для их выплавки необходимо дополнительное тепло, одним из главных источников которого нередко рассматриваются мантийные плюмы.

Целью настоящей работы являлось выявление закономерностей размещения проявлений карбонатитового магматизма по отношению к проекциям зон генерации мантийных плюмов на земную поверхность.

Объекты и методы исследований

В работе использованы данные по 149 проявлениям карбонатитового магматизма со всего мира, возраст которых датируется от современного до 500 млн. лет. Имеющаяся возможность разделения карбонатитов с возрастом от 0 до 140 млн. лет на рудные и безрудные позволила выполнить пространственно-временной анализ их размещения с учетом этой характеристики (рис. 1а).



Рис. 1. (а) «абсолютная» реконструкция мест проявления карбонатитового магматизма за последние 500 млн. лет (см. условные обозначения). Цвет соответствует изменению скоростей S-волн (Vs) согласно томографической модели SMEAN нижней мантии на глубине 2800 км (Becker, Boschi, 2002). На рисунке также показан контур -1%ой аномалии скоростей S-волн, который рассматривается многими исследователями

как главная область генерации мантийных плюмов. (б) отношение числа карбонатитовых массивов, которые в момент своего образования находились над областями пониженных скоростей S-волн (в пределах нулевого контура модели SMEAN), к общему числу массивов, образовавшихся в интервале 50 млн. лет. S/N - число массивов, расположенных над LLSVP/общее число массивов, образовавшихся в данный 50 млн. летний интервал.

Построение «абсолютных» палеогеографических реконструкций производилось с шагом 10 млн. лет при помощи программного обеспечения GPlates 1.4 (Williams et al., 2012) с использованием модели глобальных вращений EarthByte (Muller et al., 2008), согласно которой для интервала 0-100 млн. лет конечные вращения происходят в системе координат подвижной горячей точки, а в интервале 100-500 млн. лет применяется система координат фиксированной горячей точки. При реконструкции использовались полюса Эйлера, вычисленные для основных континентальных единиц в интервале 140-540 млн. лет назад и скорректированные с учетом истинного смещения полюса (TPW) (Domeier, Torsvik, 2014; Torsvik et al., 2014).

Обсуждение результатов

С использованием созданной нами базы данных по карбонатитам, с помощью модели «абсолютных» палеореконструкций (Domeier et al., 2014) были определены положения карбонатитовых комплексов в координации с проекциями на земную поверхность двух LLSVP-областей, соответствующих Африканскому и Тихоокеанскому плюмам (рис. 1a).

Анализ проведенных реконструкций показывает (рис. 1), что из 180 проявлений карбонатитового магматизма с возрастом не более 500 млн. лет, 118 (т.е. 66%) проецируется в центральные или периферические области Африканской LLSVP, что может рассматриваться как прямое указание на их связь с мантийными плюмами. Напротив, довольно значительная доля (около 17%) проявлений карбонатитов (Китай, Кольский полуостров) приурочена к зонам повышенных скоростей S-волн, что, возможно, ставит под сомнение их генетическую связь с мантийными плюмами. Полное отсутствие карбонатитов из рассмотренного возрастного интервала в области Тихоокеанской LLSVP может быть объяснено продолжительным существованием океанской литосферы над этой областью, проявления карбонатного и кимберлитового магматизма в которой неизвестны.

Из сравнения рис. 1 и рис. 1 из работы (Torsvik et al., 2010), реконструированные положения карбонатитов, кимберлитов и крупных магматических провинций, приуроченных к Африканской LLSVP, в целом совпадают, что указывает на генетическую общность этих магматических формаций, однако кимберлитовый магматизм, в отличие от карбонатитового, никогда не проявлялся над аномалиями повышенных скоростей S-волн в нижней мантии. То же верно и для крупных магматических провинций, формирование которых происходило только над LLSVP. Эта особенность может являться отражением иных физико-химических (геодинамических?) условий формирования карбонатных магм, нежели кимберлитов и щелочных и толеитовых континентальных базальтоидов. Например, довольно значительная часть таких «аномальных» областей развития карбонатитов, например все девонские карбонатитовые массивы Фенноскандии, согласно палеотектоническим реконструкциям формировалась в центральных частях крупных континентальных блоков литосферы – суперконтинентов (или суперкратонов), т.е. в качестве дополнительного источника тепла, необходимого для выплавления карбонатных магм, мог выступать радиогенный разогрев нижних горизонтов древней континентальной коры и литосферной мантии.

Расположение рудных и безрудных карбонатитов в системе глобальных палеотектонических реконструкций для последних 140 млн. лет (рис. 1a) не дает оснований предполагать какую-либо явную зависимость их рудоносности с аномальными областями в низах мантии и, в частности, с зонами генерации мантийных плюмов. Отметим также, что результаты, полученные нами для палеозойского времени должны рассматриваться как оценочные, поскольку их представительность, по сравнению с результатами для кайнозоя и мезозоя, существенно ниже в силу относительно более низкого количества карбонатитовых массивов с возрастом 200-500 млн. лет (рис. 16).

Выводы

Размещение фанерозойских проявлений карбонатитового магматизма в системе глобальных «абсолютных» палеотектонических реконструкций даёт основания предполагать их генетическую связь с областями генерации мантийных плюмов (PGZ), что является важным доводом в пользу глубинного (мантийного) источника тепла при выплавлении карбонатных магм. В то же время, значительная часть (в среднем до 30%) карбонатитов формировалась на существенном удалении от зон генерации мантийных плюмов, что может рассматриваться как указание на относительно малоглубинный, коровый источник карбонатных магм.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (13-05-12021, 13-05-12030, 15-35-20599) и Правительства РФ (проект № 14.Z50.31.0017).

- 1. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Палеогеодинамика / Ред. А. П. Лисицын. М.: Наука. 1992. 191 с.
- 2. *Hammouda, T., Keshav, S.*, Melting in themantle in the presence of carbon: Reviewof experiments and discussion on the origin of carbonatites, Chem. Geol. (2015), http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.05.018
- 3. *Williams, S., Müller R.D., Landgrebe, T. C.W., Whittaker, J.M.* An open-source software environment for visualizing and refining plate tectonic reconstructions using high resolution geological and geophysical data sets // In: GSA Today. 2012. 22. No. 4/5. DOI: 10.1130/GSATG139A.1
- 4. *Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C. and Roest, W.R.*, 2008, Age, spreading rates and spreading asymmetry of the world's ocean crust, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 9, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743
- 5. *Becker T.W., Boschi L.* A comparison of tomographic and geodynamic mantle models // Geochem. Geophys. Geosyst. 3, 1003, doi:10.1029/2001GC000168 (2002)
- 6. Torsvik, T. H., Burke, K., Steinberger, B., Webb, S. J., Ashwal, L. D. 2010. Diamonds sampled by plumes from the core-mantle boundary. Nature, 466, 7304, 352-355, 10.1038/nature09216

- 7. Domeier M., Torsvik T.H. Plate tectonics in the late Paleozoic // Geoscience Frontiers. 2014. V.5. P.303-350
- 8. Torsvik T.H., Van der Voo R., Doubrovine P., Burke K., Steinberger B., Ashwald L.D., Trønnes R.G., Webb S.J., Bull A.L. Deep mantle structure as a reference frame for movements in and on the Earth // Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States. 2014. V.111. N.24. P.8735-8740
- Kuz'min M. I., Yarmolyuk V. V., Kravchinsky V. A. Phanerozoic Within-Plate Magmatism of North Asia: Absolute Paleogeographic Reconstructions of the African Large Low-Shear-Velocity Province // Geotectonics, 2011, Vol. 45, No. 6, pp. 415–438.

Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона (хребты Удокан и Кодар)

В. Ю. Водовозов^{1, 2}, А. Р. Зверев¹

¹Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова ²Геологический институт РАН, Москва

Образование Сибирского кратона в раннем протерозое являлось, вероятно, отражением глобального процесса становления раннепротерозойского суперконтинента Колумбия. Изучение палеомагнетизма геологических комплексов крупных кратонных блоков является отправной точкой практически всех современных гипотез суперконтинентов, т.к. только палеомагнитные данные позволяют количественно охарактеризовать крупномасштабные перемещения тектонических блоков и протестировать различные конфигурации гипотетических суперконтинентов. В работе представлены палеомагнитные определения, полученные нами в последние годы по раннепротерозойским образованиям Олёкминского блока Алданской провинции, которые могут быть использованы для изучения становления Сибирского кратона в раннем протерозое – от отдельных террейнов до суперконтинента. 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 10 новых палеомагнитных определений с положительными тестами палеомагнитной надежности. Это позволило разработать в статье [6] 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 новых прецизионных датировок изотопного возраста, полученных в последние годы по палеопротерозойским образованиям Сибири. Кроме того, девять палеомагнитных определения получены по раннепротерозойским объектам, отвечающим Тунгусской и Анабарской провинциям и особой структуре фундамента – Акитканскому 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. Целью настоящей работы, таким образом, стало получение новых палеомагнитных определений по геологическим объектам для Алдано-Становой провинции, имеющим четко определенную геодинамическую позицию и изотопный возраст. Такие объекты были найдены и по ним получены палеомагнитные результаты.

Габброиды чинейского комплекса

Образцы этого комплекса были отобраны в Чинейском массиве и из нескольких даек чинейского комплекса вблизи массива. Чинейский массив лополитообразное анортозит-габброноритовое тело размером 9x16 км на стыке Удоканского и Каларского хребтов, имеет сложное внутреннее строение – здесь отчетливо выделяются четыре фазы внедрения, различающиеся петрографическим составом и текстурой (расслоенные и массивные разности) и имеющие интрузивные взаимоотношения между собой. Крупное месторождение ванадия, железа (магнетит), меди и платиноидов. Возраст пород основной части массива оценивается U/Pb методом как 1867+3 млн. лет [4]. В центральной части массива из пород 3 фазы (габбро-норитовой) было отобрано 12 сайтов по 10 образцов в каждом. Почти все образцы характеризуются сильным магнитным сигналом и схожим поведением ЕОН в процессе чистки. На диаграммах Зийдервельда 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. 1, табл.) в северо-восточном румбе, есть также несколько образцов с антиподальными высокотемпературными компонентами. Примечательно, что средняя компонента практически совпадает с компонентой ЕОН, выделенной К.М. Константиновым [2] в Главной Удоканской дайке (также чинейского комплекса), удаленной от Чинейского массива примерно на 15-20 км. Для расчета среднего направления габброидов чинейского комплекса мы использовали совместно данные по Чинейскому массиву, Большой Удоканской лайки и еше одной дайки того же комплекса вблизи массива.

Гранитоиды кодарского комплекса

Объектами служили массивы гранитов кодарского комплекса, по которым получены изотопные датировки U/Pb методом по цирконам – 1873±3 и 1877±4 млн. лет [3] – Ат-Бастахский и Кеменский, а также Ханинский массив вблизи поселка Хани и самый большой массив этого комплекса – собственно Кодарский. В четырех изученных массивах гранитов кодарского комплекса нашлись породы, пригодные для получения палеомагнитного определения.

Поведение ЕОН в процессе чистки образцов гранитов из разных массивов различается. Наиболее интересные данные были получены на Ат-Бастахском массиве.



Рис. 1. Стереограммы средних направлений высокотемпературных компонент ЕОН чинейского (А), кодарского (Б) и куранахского (В) комплексов (современная система координат, звездочкой выделено среднее направление распределения).

	Формация	Воз-	Тесты	сты Среднее направление			ние	Палеомагнитный полюс			
		раст,		D°	I°	k	α95	Ф,°	$\Lambda,^{\circ\circ}$	dp/dm,	φ,°
		МЛН.								A95,°	
		лет									
1	Габброиды чиней-	1867 <u>+</u> 3		29.8	-19.3	21.0	8.9	-19.1	87.4	4.8/9.3	10
	ского комплекса										
2	Гранитоиды кодар-	1873 <u>+</u> 3	R	14.3	-7.5	113.3	8.7	-28.4	101.3	4.4/8.8	4
	ского комплекса	1877 <u>+</u> 4									
3	Габбро-диабазы	1863 <u>+</u> 9		198.2	14.8	92.2	12.9	-23.7	101.1	6.8/13.2	8
	куранахског ком-										
	плекса										
	Средний полюс (1-	~1870						-23.9	96.5	13.3	
	3)							-25.3*	124.0*		

Таблица. Высокотемпературные компоненты ЕОН раннепротерозойских образований Олёкминского блока и рассчитанные по ним палеомагнитные полюсы

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

Ат-Бастахский массив – крупное, в диаметре около 20 км, интрузивное тело, имеющее двухфазное строение: первая фаза – крупнокристаллические биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, вторая фаза – среднекристаллические двуслюдяные граниты. Создает региональную магнитную аномалию. Датировка изотопного возраста 1873±3 млн. лет [3] получена по породам первой фазы. Всего было отобрано 270 образцов из 27 точек, изучено 175 образцов. Обработка уже 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. Комплекс петромагнитных данных, результатов изучения шлифов и аншлифов, в том числе при помощи электронного сканирующего микроскопа, и рентгенотомографии позволил выделить как минимум 3 генерации магнетита, одна из которых – длинные тонкие зерна магнетита, выделившиеся на заключительных стадиях остывания по спайности биотита, может отвечать за большую анизотропию. Поведение ЕОН в процессе чистки достаточно простое, на диаграммах Зийдервельда 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, тест обращения положительный.



Рис. 2. Сопоставление полученного среднего полюса с раннепротерозойской ТКМП Сибири [6]. (серым цветом показан средний полюс без введения поправки согласно [9], белым цветом – с поправкой).

Ханинский массив диаметром около 10 км, находится примерно в 25 км к юго-западу от Ат-Бастахского массива. Всего здесь было отобрано 110 образцов из 8 точек. В отличие от гранитов Ат-Бастахского массива образцы из Ханинского массива отличается гораздо меньшей (некоторые в 10000 раз!) величиной ЕОН и анизотропией магнитной восприимчивости. Не смотря на очень слабые величины ЕОН, сравнимые с шумом прибора, в ряде образцов удалось выделить высокотемпературные компоненты двух полярностей и круги перемагничивания. Кеменский массив – один из крупнейших массивов гранитов кодарского комплекса, по породам первой фазы которого была получена изотопная датировка 1877+4 млн. лет [3]. В центральной части массива были отобраны 7 сайтов по 10 образцов в каждом, в этом году из краевых частей массива были отобраны еще 4 точки. На диаграммах Зийдервельда обычно выделяется две компоненты – низкотемпературная в интервале до 300-350 градусов и высокотемпературная на широком интервале от 250-350 градусов вплоть до полного размагничивания. Тест обращения положительный.

Кодарский массив – самый большой массив гранитов кодарского комплекса. Всего было отобрано около 120 образцов из 10 точек, изучено на настоящий момент 90 образцов. Отобранные в краевой части массива две точки с отчетливой гнейсовидностью и большой анизотропией интерпретируемого результата не дали. Образцы из 5 изученных точек центральной части массива отличаются самой плохой палеомагнитной записью среди всех гранитных массивов, здесь в основном выделяются круги перемагничивания и редко компоненты. При их совместном анализе можно рассчитать среднее направление.

Первичность выделенных высокотемпературных компонент гранитов кодарского комплекса подтверждается положительными тестами обращения и совпадением направлений в удаленных телах, расстояние между крайними (Ат-Бастахским и Кодарским) массивами составляет около 150 км. Для Ат-Бастахского, Ханинского, Кеменского и Кодарского массивов получены средние направления ЕОН, вычислен палеомагнитный полюс (рис. 1, табл.).

Габбро-диабазы куранахского комплекса

Это наиболее восточный объект из изученных, здесь по периферии Нижнеханинской синклинали в метаосадочных породах нижнепротерозойской ханинской серии выходят дайкообразные тела мощностью до 200 м, сложенные габбро-диабазами. Возраст их определен U/Pb методом по цирконам и составляет 1863<u>+</u>9 [5]. Образцы отобраны из 4 дайковых тел (в том числе из того, где определили изотопный возраст) и из экзоконтактовой части мощного интрузива, представленной метапесчаниками атбастахской свиты. Поведение ЕОН в процессе чистки, не смотря на худшую в целом палеомагнитную запись, схоже с поведением образцов габброидов чинейского комплекса. Здесь выделены высокотемпературные компоненты ЕОН, антиподальные чинейскому и кодарскому комплексам. Впрочем, необходимо отметить, что во всех трех формациях присутствуют образцы двух полярностей. Метапесчаники атбастахской свиты из экзоконтактовой части дали такое же направление.

Все результаты - средние направления и рассчитанные по ним палеомагнитные полюсы сведены в таблицу. Хорошо видно, что практически одновременные полюсы Забайкалья близки друг к другу, они перекрываются овалами доверия, что позволяет говорить о становлении жесткой структуры этой части кратона по крайней мере с 1870 млн. лет. Для сравнения с полюсами других тектонических блоков юга кратона мы усреднили полученные забайкальские определения и ввели поправку за счет раскрытия Вилюйского рифта, согласно гипотезе [9]. Для сравнения использованы полюсы акитканской серии из работы соавторов по реке Миня (настоящий сборник) и выборка [6]. Средний полюс Забайкалья при введении поправки смещается в сторону более молодых определений; помимо более молодого возраста намагниченности по сравнению с возрастом пород, это может свидетельствовать о повороте Олёкминского блока (или всей Алданской провинции) относительно Акитканского пояса (или всей Ангаро-Анабарской провинции) в раннем протерозое, т.е. более позднем времени становления фундамента Сибирского кратона. В статье [1] это было показано на примере раннепротерозойских образований Улканского прогиба. Если не производить корректировку за счет раскрытия Вилюйского рифта, этот полюс ложится в самое начало палеопротерозойской кривой и очень близок определению по акитканской серии (компонента ht1 – 1879+15 млн. лет), что позволяет несколько усомниться в гипотезе [9] о развороте, по крайней мере, этого блока фундамента Сибирского кратона в результате раскрытия в палеозое Вилюйского рифта. Полученное определение можно использовать для уточнения имеющейся модели раннепротерозойской ТКМП Сибири [6], имеющей петлеобразный характер. Подобный облик имеет и ТКМП Лаврентии, построенная по выборке [10] с добавлением полюсов [7,8], что позволяет сделать вывод о совместном передвижении Сибири и Лаврентии в составе единой жесткой плиты, вероятно, ядра суперконтинента Колумбия. Совмещаться при этом они могли только южной окраиной Сибири и северным краем Лаврентии.

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

- 1. 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.
- Константинов К.М., Крайнов М.А., Константинов И.К. Результаты палеомагнитных исследований структурно-вещественных комплексов месторождения Удокан (Северное Забайналье) / Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: ИЗК СО РАН. 2013. С. 121-123.
- З. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Новые данные о возрасте гранитов кодарского и тукурингрского комплексов, Восточная Сибирь: геодинамические следствия // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267-279.
- 4. 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.

- 5. Попов Н.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Диабазы куранахского комплекса западной части Алдано-Станового щита: возраст и тектоническое положение // ДАН. 2012. Т. 442. № 3. С. 365-368.
- 6. *Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Peskov A.Yu. et al.* Paleomagnetism of the Ulkan massif (SE Siberian platform) and the apparent polar wander path for Siberia in late Paleoproterozoic–early Mesoproterozoic times // Precambrian Research. 2015. V. 259. P.58-77.
- 7. Hamilton M.A., Buchan K.L. U–Pb geochronology of the Western Channel Diabase, northwestern Laurentia: Implications for a large 1.59 Ga magmatic province, Laurentia's APWP and paleocontinental reconstructions of Laurentia, Baltica and Gawler craton of southern Australia // Precambrian Research. 2010. V. 183. P. 463-473.
- Irving E., Baker J., Hamilton M., Wynne P.J. Early Proterozoic geomagnetic field in western Laurentia: implications for paleolatitudes, local rotations and stratigraphy // Precambrian Research. 2004. Vol. 129. P. 251–270.
- 9. *Pavlov V., Bachtadse V., Mikhailov V.* New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between theAldan and Anabar-Angara blocks // Earth and Planetary Science Letters. 2008. V. 276. P. 229–242.
- Pesonen L.J., Elming S.-A., Mertanen S. et al. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // Tectonophysics, 2003, v. 375, p. 289-324.

Некоторые результаты лабораторного моделирования приобретения химической остаточной намагниченности при окислительном распаде природных титаномагнетитов

С. К. Грибов¹, А. В. Долотов¹, Г. П. Марков²

¹Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок

²Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва

Настоящее исследование продолжает наш цикл работ по моделированию химической остаточной намагниченности (*CRM*), возникающей на различных стадиях магнитоминералогического преобразования природных титаномагнетитов (TM) различного генезиса и состава, с целью оценки влияния химического намагничивания титаномагнетитсодержащих изверженных пород на палеомагнитную информативность их естественной остаточной намагниченности.

В качестве исходных использовались образцы камчатского базальта (в. Ключевской, побочное извержение Предвиденное 25.02.1987г.), содержащего первично-магматические ТМ с точками Кюри $T_{\rm C} < 250$ °C. Следует обратить внимание на то, что результаты измерений магнитных характеристик образцов в естественном состоянии показали, что их величины сильно зависят от места выпиливания кубика в штуфе. Так, например, значения естественной остаточной намагниченности ($J_{\rm NRM}$), изменяясь в пределах от 9.96 до 36.93 А/м, закономерно увеличиваются по мере приближения к поверхности породы. Вариабельность по штуфу значений характеристик петли магнитного гистерезиса вещества породы несколько уже: J_s изменяется от 0.759 до 1.39

Ам²/кг, J_{rs} – от 0.159 до 0.462 Ам²/кг, H_c – от 87.04 до 183.67 Э, H_{cr} – от 191.80 до 313.06 Э, J_{rs}/J_s – от 0.21 до 0.33, H_{cr}/H_c – от 1.70 до 2.18. При этом образцы с бо́льшей интенсивностью J_{NRM} характеризуются соответственно и бо́льшими величинами всех упомянутых магнитных параметров насыщения. С позиций магнетизма горных пород такое согласованное направленное изменение исходных магнитных характеристик по штуфу базальта обусловлено, вероятнее всего, увеличением размеров магнитных зерен при удалении от корки вглубь породы, что согласуется с общепринятыми положениями, а в нашем случае подтверждается и результатами петрографических исследований породы в аншлифах. Для однозначной интерпретации свойств полученных в эксперименте *CRM* соответствующих образцов последние были условно разбиты на три группы по уровню их естественной остаточной намагниченности: I группа – J_{NRM} = 9.96–15.81 А/м. II группа – J_{NRM} = 22.25–26.85 А/м и III группа – J_{NRM} = 31.10–36.93 А/м.

Общая схема эксперимента осталась прежней [1]. Химическое намагничивание осуществлялось в течение 200-часовых отжигов на воздухе исходных кубических (1 см³) образцов при каждой заданной температуре (T_{CRM}) 400, 450 или 500 °С в присутствии внешних постоянных магнитных полей напряженностью (*H*_{CRM}) 50 или 100 мкТл. Собственно мониторинг величины *CRM* как функции времени (*t*) выполнялся непосредственно при температуре ее образования после 15-секундного отключения намагничивающего поля через определенные временные интервалы. Параллельно при тех же Т,tрежимах были выполнены дополнительные изотермические отжиги на воздухе дублей исходных образцов. При этом на разных этапах временной выдержки данные образцы охлаждались до комнатной температуры (T_0) и по отдельным их кусочкам проводился обширный комплекс магнитных и минералогических исследований. В результате удалось показать, что в отожженных образцах магнитная фракция представлена преимущественно близкими к однодоменным зернами TM в состоянии незавершенного окси-распада (охуexsolution), по оптическим признакам соответствующим C2-C3 стадиям высокотемпературного окисления ТМ в классификации Хаггерти [2].

Основным результатом экспериментов по моделированию *CRM* в настоящей работе являются полученные графические зависимости, характеризующие временные изменения величины данной намагниченности на лабораторно изотермически преобразованных при высоком парциальном давлении кислорода (0.21 атм) первично-магматических титаномагнетитах камчатского базальта. Примеры такого поведения $J_{CRM} = f(lgt)$ при различных фиксированных температурах 200-часовых отжигов образцов из всех выделенных нами групп иллюстрируются на рис. 1. Здесь же для прямого сравнения приведены кривые временного хода удельной намагниченности (J_i) крошечных (массой < 2 мг) образцов I группы, измеренной в поле 0.65 Тл при температуре создания *CRM*. При анализе этих графиков прежде всего обращает на себя внимание явная положительная корреляция между J_{CRM} и J_i , что указывает на то, что рост химической остаточной намагниченности в основном контролировался, исходя из полученных экспериментальных данных, увеличением
объемной концентрации возникающего магнетита. Кроме того, мониторинг приобретения СRM выявил у исследованных образцов и некоторые особенности в ходе кривых $J_{CRM}(t)$. Как нетрудно видеть из рис. 1a и 16 (кривые 1, 3), для образцов из I и III групп имеет место существенное качественное совпадение в поведении кривых $J_{CRM}(t)$ при незначительных различиях в абсолютных значениях во всем временном диапазоне моделирования *CRM* при 400 и 450 °C. В то же время образцы из II группы отчетливо показывают несколько иной вид зависимостей $J_{CRM}(t)$ при 450 °C (рис. 16, кривые 2а и 26), характеризующихся повышенной скоростью роста J_{CRM} , приходящегося, по нашему мнению, на начальную стадию распада образующихся титаномаггемитов (ТМГ), с последующим его замедлением, а на временах более 75 часов отжига выходом на временной ход образования СRM, зафиксированный в образцах I и III групп. Кроме того, образцы II группы отличаются и большим расхождением в значениях J_{CRM} . Например, в ходе изотермического нагрева при 450 °C различие в уровне химического намагничивания по изученным образцам доходит до ~1.6 раза. При воздействии 500 °С наилучшее качественное и количественное совпадение кривых $J_{CRM}(t)$ наблюдается уже для образцов II и III групп (рис. 1в, кривые 2а и 3), причем только приблизительно до 24-часовых изотермических выдержек. Однако на больших временах ход кривой $J_{CRM}(t)$ для этого образца II группы уже качественно аналогичен таковому для образца, отнесенного к I группе (кривая 1). Для последнего на кривых зависимости $J_{CRM}(t)$ при 500 °C также можно выделить те же характеристические участки роста параметра J_{CRM}, что и в других двух группах образцов, но при этом достигаемый уровень химического намагничивания существенно ниже: различие составляет от 1.4 до 2.3 раз. Укажем также, что на рис. 1в кривые 2а и 2б относятся к образцам, расположенным по штуфу породы соответственно в центральной его части и ближе к образцам из I группы.

Объяснение отмеченных особенностей формирования СRM следует искать, по-видимому, в упомянутом выше различии преимущественного размера зерен исходного ТМ в исследованных образцах и его влиянии на устойчивость по отношению к окси-распаду образующегося в ходе термического эксперимента титаномаггемита. Как известно [3], минералогическая устойчивость ТМГ определяется не только предельным значением степени (Z) его однофазного окисления, являющегося мерой критического пересыщения вакансиями кристаллической решетки, но зависит и от концентрации дефектов потенциальных центров образования зародышей новой фазы. Поэтому наиболее мелкие зерна, хотя и окисляются интенсивно, но благодаря отсутствию крупных дефектов или включений, как правило, обладают значительной устойчивостью к распаду. Следовательно, в отличие от более крупных зерен этот распад будет происходить либо при повышенных значениях Z, либо при более высокой температуре. В нашем случае, исходя из скорости вторичного роста J_{CRM} при заданной температуре, можно констатировать, что термодинамическая стабильность образующихся ТМГ оказалась сопоставимой в ходе выдержки при 400 и 450 °C и наибольшей (по крайней мере, при четырехсотградусном отжиге) в образцах из I и III групп, т.е. содержащих соответственно преимущественно наиболее крупные и наиболее мелкие зерна исходных ТМ. Для образцов II группы, содержащих преимущественно среднезернистую фракцию, метастабильное окисленное состояние последней при 450 $^{\circ}$ С обладает наименьшей устойчивостью к распаду, в котором, судя по интенсивному росту J_{CRM} и последующей «промежуточной» стабилизации ее величины (рис. 1б, кривые 2а и 2б), принимают участие большинство исходных зерен ТМ; остальные, относящиеся, очевидно, к фракциям повышенной и пониженной крупности, при продлении действия 450 °C демонстрируют устойчивость, наблюдаемую в образцах I и III групп, что является совершенно естественным. Действительно, образец, показывающий наибольший уровень *CRM* при данной температуре отжига (рис. 16, кривая 2a), был выпилен из средней части штуфа базальта, а значит, вероятнее всего, содержал большую долю собственно среднезернистых частиц исходного ТМ. Кстати сказать, другой образец из этой группы, на котором при 450 °C также была получена СРМ (рис. 16, кривая 26), располагался по штуфу ближе к образцам, включенным в I группу.

В свете данных представлений вполне ожидаемо, что с увеличением температуры отжига устойчивость мелкозернистых ТМГ в образце III группы понижается и в ходе пятисотградусных изотермических выдержек становится сравнимой с устойчивостью ТМГ фракции образца II группы. Причем, судя по ходу кривых $J_{CRM}(t)$ (рис. 1в, кривая 1), крупнозернистые образцы I группы при 500 °C, так же как и в случае отжигов при 400 и 450 °C, характеризуются наибольшей стабильностью, что также является вполне закономерным результатом, поскольку сами по себе крупные частицы ТМ гораздо труднее однофазно окисляются, к тому же по данным выполненного микрозондирования крупнозернистые титаномагнетиты ранней генерации содержат больше препятствующих окислению магния и алюминия, чем более мелкие зерна ТМ поздней стадии кристаллизации.

Таким образом, выполненное лабораторное моделирование химического намагничивания при окислительном распаде природных титаномагнетитов позволило выявить существенное влияние «размерного» фактора на характер и интенсивность формирования *CRM* на начальной стадии процесса.





Рис. 1. Изменение химической остаточной намагниченности J_{CRM} от времени (логарифмическая шкала) изотермического отжига исходных образцов I (кривые 1), II (кривые 2) и III (кривые 3) групп при разных температурах и намагничивающих полях: а – T_{CRM} = 400 °C, H_{CRM} = 50 мкТл; б – T_{CRM} = 450 °C, H_{CRM} = 50 мкТл; в – T_{CRM} = 50 °C, H_{CRM} = 100 мкТл. Здесь же для прямого сравнения приведены кривые (пунктирная линия) временно́го изменения индуктивных намагниченностей J_i (в поле 0.65 Тл) крошечных образцов I группы при температуре создания *CRM*.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект №14-05-00365а).

- Грибов С.К., Долотов А.В., Цельмович В.А. Особенности магнитоминералогического преобразования природных титаномагнетитов на воздухе в изотермических условиях // Учен. Зап. Казан. Ун-та. Естеств. науки. 2014. Т. 156. Кн. 1. С. 64-78.
- Haggerty S.E. Oxide textures: a mini-atlas. In: D.H. Lindsley (ed). Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. Mineral. Soc. Am. 1991. V. 25. N 1. P. 129-219.
- 3. Грибов С.К. Процессы однофазного окисления и последующего распада титаномагнетитов и их роль в магнетизме горных пород и палеомагнетизме. Дисс. канд. физ.-мат. наук. М.: ОИФЗ РАН. 2004. 151 с.

Экспериментальное изучение влияния химического намагничивания титаномагнетитсодержащих базальтов на результаты определения палеонапряженности методами Телье-Коэ и Вилсона-Буракова

С. К. Грибов

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок

На современном этапе палеомагнитных исследований большое внимание уделяется выяснению возможных факторов, влияющих на достоверность определения напряженности древнего геомагнитного поля по естественной остаточной намагниченности магматических горных образований (см., например, [1-4]). К числу таких факторов относится и химическая остаточная намагниченность (CRM). Однако из-за специфической особенности этого вида остаточной намагниченности вопрос о ее роли в искажении палеомагнитной информации все еще остается открытым. То, что *CRM* может обладать свойствами, близкими к таковым термоостаточной намагниченности (TRM) того же материала, затрудняет непосредственное изучение химической намагниченности, возникающей в естественных условиях в изверженных породах. С другой стороны, многие стадии процесса ее формирования (особенно при относительно низких температурах магнитоминералогических превращений породообразующих минералов) оказываются неосуществимыми в обычных лабораторных масштабах времени и требуют постановки специальных длительных экспериментов.

В рамках данного исследования была предпринята попытка оценить «палеомагнитный» эффект начальной стадии лабораторного окислительного распада первично-магматогенных титаномагнетитов (ТМ) современного камчатского базальта. Методика проведения экспериментов была следующей. На исходных образцах кубической формы с ребром 1 см создавалась СRM при окислении на воздухе содержащихся в базальте ТМ-зерен в течение 200часовых изотермических выдержек образцов при каждой заданной температуре (T_{CRM}) 400, 450 или 500 °C в присутствии внешнего постоянного магнитного поля напряженностью (*H*_{CRM}) 50 или 100 мкТл (см. работу Грибова с соавторами [5], данный сборник). По истечении 200 часов образцы охлаждались до комнатной температуры (T_0) либо в отсутствии магнитного поля (таким образом выделалась «чистая» $CRM(T_0)$), либо в полях образования соответствующей *CRM* (т.е. создавалась комбинация *CRM+pTRM*). Дополнительно отдельная *pTRM* создавалась на образцах, предварительно отожженных при тех же фиксированных температурах в течение 200 часов уже без поля, в процессе их последующего охлаждения до T_0 в полях $H_{pTRM} = H_{CRM}$. Далее на образцах с лабораторно-индуцированными остаточными намагниченностями (CRM, pTRM или CRM+pTRM) были выполнены эксперименты по моделированию в лабораторных полях (*H*_{лаб}) 30, 50 либо 100 мкТл методики Телье [6] в модификации Коэ [7] определения палеонапряженности. По файлам полученных данных строились диаграммы Араи-Нагата [8] и на их основе проводилась оценка достоверности определений напряженности полей образования всех смоделированных остаточных намагниченностей. Дополнительно на некоторых дубликатах образцов с созданными результирующими намагниченностями (*CRM*+*pTRM*) были выполнены последовательные нагревы по экспресс-методике Вилсона-Буракова [9, 10] определения палеонапряженности.

Основные результаты экспериментов, проведенных с использованием нагревных процедур Телье-Коэ и Вилсона-Буракова, сводятся к следующему:

1. Практически все диаграммы Араи-Нагата образцов с искусственно созданными *CRM*, *pTRM* и *CRM*+*pTRM* характеризуются той или иной степенью вогнутости кривых зависимостей $J_{CRM, pTRM, CRM+pTRM} = f(J_{pTRM})$ (рис. 1–3). Тем не менее, на них присутствуют квазипрямолинейные участки, на которых кривизна почти незаметна, что позволяет выполнить формальную процедуру определения «палеонапряженности», удовлетворяющую современным критериям качества [11, 12].

2. Для образцов, содержащих «чистую» *pTRM*, погрешность определения поля ее образования с использованием диаграммы Араи-Нагата (рис. 1) составляет не более 5%.

3. Для образцов, содержащих «чистую» *CRM*, оценка поля создания данной намагниченности по соответствующим диаграммам Араи-Нагата (рис. 2) оказалась на ~20–35% занижена относительно истинного значения поля.

4. Для образцов, содержащих комбинацию *CRM* и *pTRM*, зависимость $J_{CRM+pTRM} = f(J_{pTRM})$ на диаграммах Араи-Нагата можно аппроксимировать двумя линейными функциями (излом в расположении репрезентативных точек прослеживается в области температур создания *CRM* (рис. 3)). При этом занижение величины напряженности магнитного поля, определенной по собственно химической части намагниченности (т.е. рассчитанной по высокотемпературному линейному сегменту диаграмм Араи-Нагата), составило ~20–30%. Вместе с тем на данных образцах, величина напряженности поля, вычисленная по температурному интервалу, в котором на первично созданную *CRM* накладывалась *pTRM*, практически совпало с действительным значением поля создания последней. Важно указать также, что наименьшая ошибка (~20%) в определении поля образования *CRM*-компоненты методом Телье-Коэ зафиксирована в случаях равенства напряженностей H_{CRM} и H_{na6} .

5. Как и следовало ожидать, диаграммы Араи-Нагата образцов с смоделированными *pTRM* в основном характеризуются достаточно хорошо воспроизводимыми *«pTRM*-check-points» во всем температурном интервале создания этих намагниченностей (рис. 1). На всех диаграммах Араи-Нагата образцов с индуцированной *CRM* наиболее заметное отклонение положения «checkpoints» от точек первоначальных *pTRM* имеет место при температурах, превышающих температуру создания *CRM* (рис. 2 и 3), что указывает на дальнейшие минералогические изменения вещества образцов в процессе последующих нагревательных циклов Телье. Причем, судя по сдвигу контрольных точек вправо, дальше от оси ординат, блокирующие температуры зерен – носителей *TRM* – смещаются в область более низких температур.





Рис. 1. Диаграммы Араи-Нагата, построенные по результатам применения процедуры Телье-Коэ в лабораторном поле $H_{\rm лаб}$ для образцов с «чистыми» *pTRM*, индуцированными в разных полях $H_{\rm pTRM}$ после предварительных изотермических отжигов в отсутствии поля в течение 200 часов при различных температурах: а – 400 °C, $H_{\rm pTRM} = H_{\rm ла6} = 30$ мкTл; б – 450 °C, $H_{\rm pTRM} = H_{\rm ла6} = 30$ мкTл; в – 500 °C, $H_{\rm pTRM} = H_{\rm ла6} = 100$ мкTл. Здесь и далее по оси ординат представлено падение исходных остаточных намагниченностей, по оси абсцисс – рост *pTRM* в ходе циклов Телье; все намагниченности нормированы на первичное значение соответствующей исходной остаточной намагниченности. Полые кружки представляют положение репрезентативных точек при каждом цикле первичного нагрева, цифры у кружков – температуры нагревов, залитые треугольники – положение «check-points». Непрерывная прямая аппроксимирует экспериментальные данные в температурном интервале, по которому делалась оценка искомого поля образования исходных остаточных намагниченностей.





Рис. 2. Диаграммы Араи-Нагата образцов с смоделированными «чистыми» *CRM*, построенные по результатам применения процедуры Телье-Коэ в лабораторном поле $H_{\rm лаб}$: а – $T_{\rm CRM}$ = 400 °C, $H_{\rm CRM}$ = 50 мкТл, $H_{\rm ла6}$ = 30 мкТл; б – $T_{\rm CRM}$ = 450 °C, $H_{\rm CRM}$ = 50 мкТл, $H_{\rm ла6}$ = 30 мкТл; в – $T_{\rm CRM}$ = 500 °C, $H_{\rm CRM}$ = $H_{\rm ла6}$ = 100 мкТл. Время создания *CRM* во всех случаях – 200 часов

6. Непосредственное сопоставление диаграмм Араи-Нагата, полученных на образцах с лабораторными *CRM* и *pTRM*, показало невозможность различения этих видов остаточной намагниченности по их термостабильности при выполнении процедуры Телье-Коэ.

7. Сравнение кривых терморазрушения $J_{CRM+pTRM}(T)$ и полной $J_{TRM}(T)$, полученных с применением методики Вилсона-Буракова, показало, что первичная кривая $J_{CRM+pTRM}(T)$ после ее пропорционального масштабирования практически совпадает с кривой $J_{TRM}(T)$ во всем температурном интервале T_0-T_C (рис. 4), что свидетельствует о совпадении спектров деблокирующих температур этих намагниченностей, но при этом выполненная с помощью данного метода оценка напряженности поля образования *CRM* показала ~15процентное занижение его величины относительно истинного значения.

Итак, результаты тестирования методики Телье на лабораторно окисленных природных ТМ свидетельствуют о хорошей работоспособности метода Телье определения палеонапряженности на образцах с смоделированными «чистой» или наложенной парциальными термонамагниченностями. Кроме того, применение данной методики на том же материале, но обладающим компонентой остаточной намагниченности химической природы показало занижение (не более, чем на 20%) поля ее образования, что, естественно, позволяет предположить, что начальная стадия окислительного распада титаномагнетитовой фракции базальтов не может являться серьезным препятствием для использования вмещающих пород в практике палеомагнитных исследований, даже если естественная химическая остаточная намагниченность не была распознана как таковая, а принята за термоостаточную.





Рис. 3. Диаграммы Араи-Нагата образцов с смоделированными суммарными остаточными намагниченностями (*CRM+pTRM*), построенные по результатам применения процедуры Телье-Коэ в лабораторном поле $H_{\rm na6}$: а – $T_{\rm CRM}$ = 400 °C, $H_{\rm CRM} = H_{\rm pTRM} = H_{\rm na6} = 50$ мкТл; б – $T_{\rm CRM} = 450$ °C, $H_{\rm CRM} = H_{\rm pTRM} = H_{\rm na6} = 50$ мкТл; в – $T_{\rm CRM} = 500$ °C, $H_{\rm CRM} = H_{\rm pTRM} = H_{\rm na6} = 50$ мкТл; в – $T_{\rm CRM} = 500$ °C, $H_{\rm CRM} = H_{\rm pTRM} = H_{\rm na6} = 100$ мкТл. Время создания *CRM* во всех случаях – 200 часов; *pTRM* создана в процессе последующего охлаждения от $T_{\rm CRM}$ до 20 °C.



Рис. 4. Пример использования метода Вилсона-Буракова для сравнения термокривых размагничивания *CRM+pTRM* и *TRM*. Пунктирная кривая – термокривая размагничивания *TRM*(*T*), нормированная по соотношению $\kappa = (CRM+pTRM)/TRM$. Слева: индуцирование *CRM+pTRM* проведено при 450 °C в полях $H_{CRM} = H_{pTRM} = H_{TRM} = 50$ мкТл; справа – при 500 °C и $H_{CRM} = H_{pTRM} = H_{TRM} = 100$ мкТл.

К сказанному остается добавить, что результаты применения в настоящей работе методики Вилсона-Буракова на лабораторно окисленных ТМ показали несколько меньшее занижение (~15%) поля образования смоделированных результирующих CRM+pTRM при совпадении спектров блокирующих температур данных намагниченностей и полной *TRM* тех же образцов. Этот экспериментальный факт дает основание утверждать, что подобие формы термокривых (CRM+pTRM)(*T*) и *TRM*(*T*), получаемых по методу Вилсона-Буракова, еще не гарантирует истинности оценки величины «палеополя».

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 14-05-00365а).

- 1. *Kosterov A.A., Prévot M.* Possible mechanisms causing failure of Thellier palaeointensity experiments in some basalts // Geophys. J. Int. 1998. V. 134. N 2. P. 554-572.
- 2. Shcherbakov V.P., Shcherbakova V.V. On the suitability of the Thellier method of palaeointensity determinations on pseudo-single-domain and multidomain grains // Geophys J. Int. 2001. V. 146. N 1. P. 20-30.

- 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. N 1. P. 12-32.
- 4. Biggin A.J., Badejo S., Hodgson E., Muxworthy A.R., Shaw J., Dekkers M.J. The effect of cooling rate on the intensity of thermoremanent magnetization (TRM) acquired by assemblages of pseudo-single domain, multidomain and interacting single-domain grains // Geophys. J. Int. 2013. V. 193. N 3. P. 1239-1249.
- 5. Грибов С.К., Долотов А.В., Марков Г.П. Некоторые результаты лабораторного моделирования приобретения химической остаточной намагниченности при окислительном распаде природных титаномагнетитов / Материалы Всероссийской школысеминара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород» (настоящий сборник).
- 6. *Thellier E., Thellier O.* Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // Ann. Geophys. 1959. V. 15. P. 285-376.
- 7. *Coe R.S.* The determination of paleointensities of the Earth's magnetic field with special emphasize on mechanisms which could cause nonideal behavior in Thellier method // J. Geomag. Geoelectr. 1967. V. 19. N 3. P. 157-179.
- 8. Nagata T., Arai Y., Momose K. Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years // J. Geophys. Res. 1963. V. 68. N 18. P. 5277-5281.
- 9. Wilson R. L. Palaeomagnetism and Rock Magnetism // Earth. Sci Sci. Rev. 1966. V.1. N 2-3. P. 175-212.
- 10. Бураков К.С. Метод определения напряженности геомагнитного поля по кривым терморазмагничивания Jn и Jrt / Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Баку. 1973. Ч. 2. С.56-57.
- Coe R.S., Gromme C.S., Mankinen E.A. Geomagnetic paleointensities from radiocarbondated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. N B4. P. 1740-1756.
- Selkin P.A., Tauxe L. Long-term variations in palaeointensity // Philos. Trans. R. Soc. London, ser. A. 2000. V. 358. N 1768. P. 1065-1088.

Результаты палео- и петромагнитных исследований пограничного интервала берриаса-валанжина Восточного Крыма

В. А. Грищенко, А. Ю. Гужиков, А. М. Суринский

Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского

В рамках комплексных стратиграфических исследований берриасаваланжина Восточного Крыма, направленных на обоснование подошвы валанжинского яруса в этом регионе, проведено палеомагнитное изучение разрезов Заводская балка (западная окраина Феодосии) и Султановка (с. Южное Феодосийского района). Палеомагнитные данные исключительно важны при решении этой проблемы, потому что позволяют сопоставить крымские разрезы со шкалой геомагнитной полярности (GPTS) [1], в которой магнитные хроны увязаны с аммонитовым зональным стандартом Средиземноморья.

В литологическом плане разрезы весьма однородны и представлены мощной толщей пластичных глин султановской свиты. В них отобраны ориентированные штуфы с 95 стратиграфических уровней, распиленные впоследствии на 380 образцов, подвергнутых стандартному комплексу палео- и петромагнитных исследований: магнитным чисткам переменным магнитным полем на установке LDA-3, измерениям естественной остаточной намагниченности (\mathbf{J}_{n}) на спин-магнитометре JR-6, магнитной восприимчивости (K) и ее анизотропии на каппабридже MFK1-FB, опытам магнитного насыщения с использованием электромагнита до 700 мТл и дифференциальному термомагнитному анализа на приборе ТАФ-1. Палеомагнитная стабильность глин биасалинской свиты, магнетит, как главный носитель \mathbf{J}_{n} , были установлены ранее [2, 3, 4] и подтверждены материалами настоящих исследований.

Разрез Заводская балка довольно четко подразделяется на две части: нижнюю, вскрытую карьером, где обнажаются глины, практически не затронутые оползневыми процессами и **верхнюю** с явными оползневыми деформациями. Результаты био- и магнитостратиграфических исследований нижней части, полученные ранее [2, 4, 5], свидетельствуют о том, что уровень подошвы валанжина находится внутри верхней части разреза. При опробовании монотонной глинистой толщи, подверженной оползневым явлениям, элементы залегания пластов в каждой точке отбора и, как следствие, точное расстояние между палеомагнитными штуфами не могли быть точно определены, но последовательность образцов «выше-ниже», безусловно, была соблюдена.

Результаты анизотропии магнитной восприимчивости (AMB) сильно различаются в нижней («недеформированной») и верхней («оползневой») частях разреза. AMB нижней части типична для верхнеюрских–нижнемеловых глин Восточного Крыма [5]: проекции коротких осей (K3) магнитных эллипсоидов тяготеют к центру стереограммы, что указывает на формирование осадка в спокойной гидродинамической обстановке, а проекции длинных осей (K1) упорядочены в субширотном направлении, что обусловлено коллизионным сжатием (рис. 1-1А). В верхней же части разреза распределение осей хаотично из-за невозможности учета истинных элементов залегания слоев вследствие пластичных деформаций глин (рис. 1-1Б).

Межпластовые кучности характеристических компонент J_n (ChRM) также существенно различны в нижней и верхней частях разреза: в «недеформированных» отложениях они, примерно, в 3-4 раза выше, чем в «оползневом» интервале (рис. 1-2A, 2Б). Причем, в верхах разреза, по многим палеомагнитным направлениям о знаке полярности можно судить только предположительно, а по некоторым – невозможно (поэтому два вектора, проецируемых на северо-западный сектор стереограммы (рис. 2-2Б), не участвовали в расчетах палеомагнитной статистики).

Анализ особенностей распределения осей магнитных эллипсоидов и палеомагнитных векторов по всему разрезу берриаса Заводская балка, с учетом материалов предыдущих лет [2, 4, 5] обнаруживает значимую связь между петромагнитными и палеомагнитными показателями. В качестве мер «аномальности» АМВ и палеомагнитных направлений каждого из образцов (Δ_{AMB} и Δ_{ChRM} , соответственно) были выбраны отклонения проекций *K3* (или **ChRM**) от средних направлений *K3* (или **ChRM**) в низах разреза, которые практически не затронуты оползнями. Коэффициент линейной корреляции между Δ_{AMB} и Δ_{ChRM} , определенными по 132 пробам, составляет 0.35, что означает наличие корреляции между этими параметрами на уровне значимости 0.01. Это означает, что скорее всего, хаос на стереограммах AMB (рис. 1-1Г) и низкие межпластовые палеомагнитные кучности (рис. 1-2Г) обусловлены одной общей причиной – оползневыми деформациями, и поэтому многие направления **ChRM** в верхах разреза правомерно могут быть использованы для определения знака полярности.

Разрез Султановка опробован в естественных обнажениях на разных крыльях Султановской синклинали. Поскольку в глинистой толще измерить реальные элементы залегания слоев невозможно, они были определены только по поверхностям пластов нижнеберриасских мергелей в кровле нижележащей двуякорной свиты. Результаты изучения анизотропии магнитной восприимчивости в этом разрезе, на первый взгляд, выглядят парадоксально: распределение осей выглядит более логичным в современной, а не в древней системе координат (рис. 1-1В, 1Г): стереограммы АМВ для горизонтально залегающих пластов (рис. 1-1В), в первом приближении, аналогичны магнитной текстуре низов разреза Заводская балка (рис. 1-1А), в то время, как введение поправок за наклон пластов приводит к исчезновению закономерностей, характерных для юрских–меловых глин Горного Крыма [5].

Распределения **ChRM** характеризуются крайне низкими кучностями (4-6) в обоих системах координат, но тем не менее в современной системе проекции большинство векторов группируются либо в северных румбах нижней полусферы, либо в южных секторах на верхней полусфере и с пологими наклонениями – на нижней (рис. 1-2В), что позволяет предположить наличие в отложениях компонент намагниченности, соответствующих, как нормальной, так и обратной полярности. В древней системе координат интерпретировать знак полярности подавляющей части **ChRM**, практически, невозможно.

Результаты теста складки [6], однозначно, указывают на послескладчатый возраст J_n . Но перемагничивание отложений после формирования складки, учитывая однородность глинистой толщи, плохо согласуется с предположением о наличии уровней с противоположными знаками полярностей.

Нами предложена модель синседиментационного формирования Султановской синклинали, в рамках которой возможно объяснение перечисленных, казалось бы, взаимоисключающих друг друга данных. Если предположить, что времени образования складки соответствуют только низы биасалинской свиты (это правдоподобно, потому что эпоха позднекиммерийской складчатости в Крыму приходится на конец берриасского века [7]), то в исследуемом разрезе максимально деформированы должны быть нижние слои глин, в то время, как верхние могут залегать практически субгоризонтально. Эта гипотеза проверяема, потому что в случае ее справедливости, мы, исключив из тестирования верхние слои, должны обнаружить синскладчатую компоненту, что на самом деле и происходит после удаления данных по верхам разреза, вплоть до уровня образца 2926/18 (рис. 2). По мере дальнейшего последовательного исключения слоев (сверху вниз) синскладчатая компонента уже не исчезает.

Таким образом, в целом по разрезу нетипичная картина AMB, и послескладчатый возраст намагниченности, наряду с наличием противоположно направленных компонент J_n , объясняются, в основном, неучетом реальных элементов залегания. Не исключено, что разброс осей магнитных эллипсоидов усугубляется оползневыми явлениями, а дополнительным фактором, способствующим аномальному разбросу палеомагнитных направлений в Султановке, является присутствие в ощутимом количестве гидроокислов железа, из-за которых выделение **ChRM** в чистом виде затруднено.

Построенные палеомагнитные колонки разрезов обнаруживают ряд признаков, которые используются при обосновании древнего возраста намагниченности в магнитостратиграфических исследованиях, как то: 1) определения знака полярности закономерно группируются по разрезу, образуя крупные Nили R-магнитозоны, обоснованные образцами не менее, чем с 3 стратиграфических уровней (рис. 2); 2) знак полярности индифферентен к литологическому составу, поскольку разнополярные магнитозоны выделяются в пределах однородной глинистой толщи; 3) большие разбросы палеомагнитных векторов, в совокупности с данными по AMB, находят убедительное объяснение в рамках гипотез о первичной или синскладчатой природе намагниченности.

Сопоставление полученных данных с GPTS [2] и палеомагнитной характеристикой аммонитового стандарта берриаса–валанжина [8], пока, предположительное в верхах сводного разреза (рис. 2), безусловно, будет уточняться, по мере получения палеонтологических материалов. Наряду со стратиграфическим значением полученных сведений, главным итогом исследований, на наш взгляд, является вывод о возможности получения магнитополярной информации по отложениям, подвергшихся полигенным деформациям, как в результате складчатости, так и новейших экзогенных процессов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-31152-мол_а) и Минобрнауки России в рамках госзадания в сфере научной деятельности (задание № 1757).







Рис. 2 - Сопоставление магнитостратиграфических данных по разрезам Заводская балка и Султановка с магнитохронологической шкалой. 1, 2 – нормальная и обратная полярность соответственно, 3 – отсутствие палеомагнитных данных, 4 – находки аммонитов.

- Ogg J.G., Hinnov L.A., Huang C. Cretaceous // Gradstein F., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The Geologic Time Scale 2012. Elsevier. 2012. P. 793–853.
- Аркадьев В.В., Багаева М.И., Гужиков А.Ю., Маникин А.Г., Перминов В.А., Ямпольская О.Б. Био- и магнитостратиграфическая характеристика разреза верхнего берриаса «Заводская балка» (Восточный Крым, Феодосия) // Вестн. СПбГУ. Геология. География. 2010. Сер. 7. Вып. 2. С. 3–16
- 3. *Guzhikov A., Bagayeva M., Arkadiev V.* Magnetostratigraphy of the Upper Berriasian "Zavodskaya Balka" section (East Crimea, Feodosiya) // Volumina Jurassica, 2014. XII (1). P. 175–184.
- 4. Arkadiev V.V., Guzhikov A.Yu., Savelieva J.N., Feodorova A.A., Shurekova O.V., Bagaeva M.I., Grishchenko V.A., Manikin A.G. New data on bio- and

magnetostratigraphy of the Upper Berriasian section "Zavodskaya balka" (Eastern Crimea, Feodosiya) // The International Scientific Conference on the Jurassic/Cretaceous boundary. September 7–13, 2015, Samara (Russia). – Togliatti: Kassandra, 2015. P. 8– 14.

- 5. Багаева М.И., Гужиков А.Ю. Магнитные текстуры как индикаторы условий формирования титонских-берриасских пород Горного Крыма // Известия Саратовского университета. Новая серия. Сер. Науки о Земле. 2014. Т. 14. Вып. 1. С. 41–47.
- 6. McFadden P.L. A new fold test for paleomagnetic studies // Geophys. J. Int., 1990, v. 103, p. 163–169.
- 7. Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю., Брунэ М.-Ф., Ершов А.В., Клутинг С., Копаевич Л.Ф., Назаревич Б.Н., Панов Д.И. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона. // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 1997. №3. С. 6–16
- 8. Aguado R., Company M., Tavera J. M. The Berriasian–Valanginian boundary in the Mediterranean region: new data from the Caravaca and Cehegi'n sections, SE Spain // Cretaceous Research. V. 21. 2000. P. 1–21.
- 9. Аркадьев В.В., Рогов М.А., Перминов В.А. Новые находки гетероморфных аммонитов в берриасе-валанжине Горного Крыма // Палеонтологический журнал. 2011. № 4, С.35–40.

Магнитостратиграфия кампана-маастрихта Саратовского Поволжья

А. А. Гужикова

Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского

Проведено палео- и петромагнитное изучение разрезов кампанамаастрихта – карьеров по добыче цементного сырья «Большевик» и «Коммунар» близ г. Вольск на севере и у с. Нижняя Банновка на юге Саратовского Правобережья. Северные разрезы представлены исключительно карбонатными фациями (мел, мергели), южные – кремнисто-терригенными, терригенными и карбонатно-терригенными породами (рис. 1, 2). Практически все отложения слабомагнитны. В вольских разрезах магнитная восприимчивость (K)варьирует от (-1) до 1·10⁻⁵ед.СИ, за исключением низов, где она достигает 5- 10.10^{-5} ед.СИ; естественная остаточная намагниченность (**J**_n), за редкими исключениями, не превышает 0.1·10⁻³А/м (рис. 2) [1]. В Нижней Банновке, на фоне слабомагнитных ($K=2-18\cdot 10^{-5}$ ед.СИ, $J_n=0.03-0.7\cdot 10^{-3}$ А/м) опок и глин, повышенными значениями параметров выделяется глауконитовый песчаник: $K=34-58\cdot10^{-5}$ ед.СИ, **J**_n=0.03-3.5·10⁻³ А/м (рис. 3). Измерения *К* проводились на каппабридже MFK1-FB, J_n – на спин-магнитометре JR-6 и криогенном магнитометре (SQUID) 2G-Enterprices (в ИФЗ РАН, Москва). Данные магнитного насыщения и термомагнитного анализа указывают на тонкодисперсный магнетит в роли главного носителя намагниченности. Это подтверждается материалами микрозондового анализа (проведенного В.А. Цельмовичем на приборе ТЕСКАН-ВЕГА II), которые фиксируют наличие в разрезах магнетитовых сферул и чешуек железа, вероятно, космогенного происхождения [2]. Все образцы были подвергнуты магнитным чисткам переменным полем, а глауконитовые песчаники из разреза Нижняя Банновка и температурой. Результаты магнитных чисток после замеров J_n на JR-6 и 2G-Enterprices обнаружили хорошую сходимость, при лучшем качестве диаграмм Зийдервельда на SQUID (рис. 1).

Несмотря на малые значения J_n, во многих образцах удалось надежно выделить характеристические компоненты (ChRM) (рис. 1А, Б), по которым определялся знак полярности и строились палеомагнитные колонки (рис. 1, 2). По кампану разрезов «Большевик» и «Коммунар», представленному наиболее стабильными в палеомагнитном отношении породами, рассчитаны полюса, статистически неотличимые от одновозрастных стандартных полюсов стабильной Европы [1]. Средние палеомагнитные направления нормальной полярности по кампану и маастрихту Нижней Банновки (рис. 1-А) статистически неотличимы от среднего палеомагнитного вектора по кампану Вольска (рис. 1-В). В нижнебанновской пачке глауконитовых песчаников, за исключением ее кровли, несмотря на низкую палеомагнитную стабильность пород, во всех случаях фиксируются направления J_n с отрицательными наклонениями (рис. 1-А). Большой разброс компонент намагниченности по верхней полусфере естественен, потому что глауконит является показателем крайне низкой скорости седиментации, образуется в условиях длительной экспозиции, во время которой осадок подвергается гидродинамическим воздействиям, искажающим ориентировку ферромагнитных частиц в осадке.

В магнитостратиграфических разрезах, благодаря сравнительно простой палеомагнитной структуре верхов кампана и маастрихта, без труда опознаются аналоги известных магнитных хронов, что, в совокупности с палеонтологическими и изотопными данными, позволило максимально точно проследить уровень подошвы маастрихта от GSSP яруса во Франции [3] до Поволжья (рис. 2). Из результатов палеомагнитной корреляции разреза Нижняя Банновка с шкалой геомагнитной полярности (GPTS) [4] следует, что карбонатно-терригенная толща в верхах разреза, традиционно относимая к нижнему маастрихту, отвечает верхнемаастрихтскому подъярусу (рис. 2).



нентного анализа; (B) сравнение средних палеомагнитных направлений для кампана, маастрихта Нижней Банновки и кампана Вольска, сте-Рис. 1. Результаты магнитостратиграфических исследований разреза Нижняя Банновка: (A) стереопроекции СhRM; (b) результаты компореопроекции СһRМ по кампану Вольска.



Рис. 2. Сопоставление палеоматнитных и изотопных данных по кампану-маастрихту Саратовского Поволжыя со шкалой геоматнитной полярности (GPTS) [4] и GSSP маастрихта [3, 5].





По аномально высокой намагниченности в верхах маастрихта разреза «Большевик» был выявлен уровень с повышенной концентрацией космогенного вещества, что подтверждено микрозондовыми исследованиями (рис. 2) Характерной особенностью верхнемаастрихтской карбонатно-[2]. терригенной толщи в разрезе Нижняя Банновка являются выразительные тенденции к возрастанию J_n и J_{rs} , в сочетании с отчетливым трендом к убыванию значений параметра K/J_{rs} снизу-вверх по разрезу (рис. 3). Микрозондовые исследования фиксируют в этой части разреза магнетитовые сферулы и частицы железа (рис. 3). Аналогичные петромагнитные тренды зафиксированы в одновозрастных карбонатно-терригенных отложениях Горного Крыма (рис. 3). Подобное совпадение петромагнитных тенденций в удаленных разрезах, расположенных в различных геоструктурах, наводит на мысль об их общей причине. Можно предположить, что в маастрихте нарастала интенсивность метеоритной бомбардировки Земли. Повышенное содержание ферромагнитных космогенных частиц субмикронной размерности в осадке не приводило к существенному увеличению K, но обусловило уменьшение K/J_{rs} , пропорциональное среднему размеру ферромагнитных зерен, и возрастание J_n , за счет хорошей ориентировки метеоритной пыли по геомагнитному полю.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках госзадания в сфере научной деятельности (задание № 1757).

- Гужикова А.А., Багаева М.И. Новые магнитостратиграфические данные по кампану Саратовского Правобережья // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород теория, практика, эксперимент. Мат-лы международной школы-семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород». Изд-во "Казанский университет", Казань. 2013. С. 71-76.
- 2. Гужикова А.А., Цельмович В.А., Гужиков А.Ю., Казанский А.Ю., Куражковский А.Ю. Петромагнитные данные, как возможный индикатор повышенных концентраций космогенных частиц в маастрихте карьера «Большевик» (г. Вольск, Саратовская обл.) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Сб. научн. трудов. – Владивосток: Дальнаука. 2014. С. 110– 113.
- Odin G.S., Lamaurelle M.A. The global Campanian-Maastrichtian Stage boundary // Episodes. V. 24. N 4. 2001. P. 229–238.
- 4. Ogg J.G., Hinnov L.A., Huang C. Cretaceous // Gradstein F., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The Geologic Time Scale 2012. Elsevier. 2012. P. 793–853.
- 5. Thibault N., Harlou R., Schovsbo N., Schiøler P., Minoletti F., Galbrun B., Lauridsen B.W., Sheldon E., Stemmerik L., Surlyk F. Upper CampanianeMaastrichtian nannofossil biostratigraphy and high-resolution carbon-isotope stratigraphy of the Danish Basin: Towards a standard d13C curve for the Boreal Realm // Cretaceous Research. V. 33. 2012. P. 72–90.

Палеомагнетизм раннего палеозоя архипелага Новосибирские острова и тектоническая история Новосибирского террейна

А. И. Жданова, Д. В. Метелкин, В. А. Верниковский, Н. Ю. Матушкин

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск; Новосибирский государственный университет

Введение. Проблема тектонической истории Новосибирского блока, одного из ключевых тектонических элементов восточного сектора российской Арктики, остро обсуждается в научном сообществе. Ряд исследователей, опираясь на сходство фауны и литологического строения разрезов в раннем палеозое, полагает, что Новосибирский блок входил в состав Сибирской платформы [1]. По другой версии Новосибирские острова являются частью Аляскинско-Чукотского террейна [2], а присоединились к окраине Североазиатского континента в поздней юре при закрытии Южно-Анюйского океана [3]. В работах последних лет представлены результаты изучения детритовых цирконов, где в качестве питающей провинции для Новосибирского блока предлагается рассматривать Восточно-Европейский кратон и его складчатое обрамление [4], и выдвигается предположение, что Новосибирский блок в палеозое был тесно связан с Балтикой. Также в последнее время все чаще обсуждается террейновая история Новосибирского блока, основанная на первых полученных палеомагнитных данных [5-7]. Они показывают, что траектория движения Новосибирского террейна в раннем палеозое существенно отличалась от траекторий Сибири, Лаврентии и Балтики.

Актуальность данного исследования состоит в том, что до настоящего момента многочисленные варианты реконструкций не были подкреплены палеомагнитными данными. Целью работы является реконструкция тектонической истории Новосибирского террейна на основе палеомагнитных и геологических данных и построение палеотектонических реконструкций, где будет обоснована структурная связь террейна с другими крупными тектоническими элементами Арктической окраины. На данном этапе получены новые результаты палеомагнитного изучения раннепалеозойских пород территории Де-Лонга и проводится их сопоставление с полученными ранее палеомагнитными данными по ордовику – силуру архипелага Новосибирские острова [5-7]. Всего было изучено более 150 образцов осадочных и магматических пород о-вов Беннетты, Генриетты и Жаннетты, принадлежащих архипелагу Де-Лонга. Все измерения проводились на аппаратуре палеомагнитного центра лаборатории геодинамики и палеомагнетизма ИНГГ СО РАН (Новосибирск) по стандартным методикам.

Остров Жаннетты. Осадочные последовательности о. Жаннетты представлены в основном вулканогенно-осадочными породами, пронизанными дайками основного состава [8]. Объектами палеомагнитного изучения стали три долеритовые дайки. ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирование проводилось по двум из них в ИГМ СО РАН [8]. Низкие Са/К отношения, соответствующие ступеням плато, не позволяют оценить возраст формирования пород, а полученные возрасты плато связаны с наложенными термальными событиями (в позднем силуре

и раннем карбоне). Наиболее молодые детритовые цирконы (485 млн. лет) в породах, вмещающих дайки, позволяют предполагать, что их возраст не древнее раннего ордовика [4]. Косвенные геологические признаки свидетельствуют о субсинхронном формировании долеритовых даек и вмещающей толщи [8]. Однако этим датировкам противоречат результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar исследования субпластового долеритого тела, расположенного в непосредственной близости от изученных даек. Его возраст составляет 553.6 ± 10.3 млн. лет [9]. И если предполагать, что это единый магматический комплекс, то возраст даек, отобранных на палеомагнитные исследования также отвечает концу венда.

Образцы были подвергнуты ступенчатой температурной чистке. Установленная характеристическая компонента (ChRM) выделяется преимущественно в интервалах температур от 380-400 °C до 520-600 °C и связана с магнетитом и титаномагнетитом (рис. 1а). По одной из даек был проведен тест обжига. Угол между направлениями характеристических компонент намагниченности в долеритах и в экзоконтакте составляет $6.8^{\circ} \pm 10.9^{\circ}$, направления статистически не различаются, тогда как угол между средним направлением в дайке и экзоконтакте, с одной стороны и средним направлением ChRM необожженных песчаников, с другой, составляет $34.9^{\circ}\pm9.4^{\circ}$. Результаты теста, а также положительный тест складки, указывают на первичную природу ChRM в долеритах. Среднесайтовые направления и рассчитанные по ним виртуальные геомагнитные полюсы (VGP) приведены в Табл.

Остров Генриетты. На о. Генриетты стратифицированная толща сложена преимущественно вулканогенно-осадочными породами: туфопесчаниками, туфогравеллитами с прослоями туфов, и прорвана дайками схожего с о. Жаннетты состава и простирания. В западной части острова обнажаются покровы базальтов. Они слагают верхнюю часть раннепалеозойского разреза острова. Возраст базальтов, полученный 40 Ar/ 39 Ar методом, составляет 520.6 ± 9.5 млн. лет. Для нижележащих осадков получены даты по детритовым цирконам, наиболее молодые из них имеют возраст 520-540 млн. лет [4]. Палеомагнитное опробование было выполнено по 6 точкам, в лабораторных условиях была произведена температурная чистка и чистка переменным полем (рис. 16). Магнитные минералы, в основном магнитомягкие, по термомагнитному анализу диагностируется магнетит. В нескольких образцах туфов по кривым спада намагниченности можно предположить наличие гематита, однако направления характеристических компонент не отличаются от магнетитовых. Установленные палеомагнитные направления в базальтах и породах вулканогенно-осадочного разреза статистически не различаются (Табл.). Предполагая близкий возраст формирования изученных пород, мы провели тест складки. Результат показал, что максимальная кучность достигается при 103.3±17.2% распрямления складки, таким образом, намагниченность возникла до деформации данной толщи и скорее всего близка ко времени формирования пород.



Рис. 1. Результаты палеомагнитных исследований раннепалеозойских пород архипелага Де-Лонга: а-в) типичные ортогональные диаграммы, стереограммы, и графики зависимости величины намагниченности от температуры по результатам Т и AF размагничивания образцов: а) долерит, о. Жаннетты, б) туф, о. Генриетты, в) песчаник, о. Беннетта; г) положение палеомагнитных полюсов для изученных объектов: 1 – опубликованных ранее в [Метелкин и др., 2014], 2 – долеритов о. Жаннетты, 3 – вулкано-генно-осадочного комплекса о. Генриетты, 4 – песчаников о. Беннетта. Более крупными значками показаны средние палеомагнитные полюсы (табл.).

Остров Беннетта. Основным отличием в геологическом строении этого острова является отсутствие в раннепалеозойских разрезах вулканогенных пород. Здесь преобладают карбонатно-терригенные отложения флишевого строения. Возраст пород хорошо обоснован фаунистически [1]. Изучены образцы из трех обнажений ранне-среднекембрийского (530-520 млн. лет) интервала разреза. Намагниченность песчаников и известняков слабая. Песчаники удалось размагнитить температурой, регулярная стабильная компонента выделяется, в основном, в интервалах температур 300-500 °С и идет практи-

чески в центр координат (рис. 1в). Известняки после температурного воздействия свыше 300 °С показали хаотические поведение вектора намагниченности очевидно из-за новообразования магнитных минералов. Более эффективна оказалась чистка переменным полем, однако полного разрушения намагниченности достигнуть не удалось из-за присутствия вторичных магнитожестких минералов. Выделенные направления и рассчитанные VGP приведены в таблице.

Обсуждение результатов и выводы. Учитывая близость в расположении палеомагнитных полюсов для временного интервала кембрий – ордовик (табл.) логично рассматривать их в одном полушарии. Вопрос о том, в северном или южном обсуждается. Рассмотрим вариант их расположения в северном полушарии (рис. 1г). Палеомагнитный полюс, полученный по долеритам острова Жаннетты располагается вблизи раннеордовикского полюса для о. Котельный. Средний полюс для пород о. Генриетты располагается существенно южнее и восточнее. По более древним раннекембрийским породам о. Беннетта, полюс, посчитанный по двум точкам смещен почти на 40° к востоку. Такое расположение полюсов позволяет предположить, что намагниченность долеритов о. Жаннетты соответствует раннеордовикскому времени. Остается неясным соответствует ли времени внедрения даек или отражает термальное событие [9].

В любом случае подобный тренд кажущегося движения полюса (ТКДП) Новосибирского террейна для интервала кембрий-силур не совпадает ни с одной из известных кривых КДП Сибири, Лаврентии и Балтики. При совмещении ТКДП совмещения границ указанных блоков не достижимо, что подтверждается террейновую историю Новосибирского блока. При этом сходство палеомагнитных полюсов для территорий архипелагов Анжу и Де-Лонга на близкие возрастные рубежи обосновывает их тектоническое единство. С раннего кембрия по ранний ордовик Новосибирский террейн дрейфовал в субэкваториальных широтах от 20° к 38°, поворачиваясь против часовой стрелки, затем его траектория резко изменилась, и началось движение в сторону экватора и противоположное вращение. В случае прямой полярности во время фиксации намагниченности Новосибирский террейн располагался в северном полушарии и его история тогда теснее всего связана с Лаврентией, можно предположить его положение вблизи ее северо-западной (в современных координатах) окраины. Наличие общих палеобассейнов с Сибирью и Балтикой, может объяснить сходство фауны, тем более что для этого времени характерно смешение видового состава [10].

В южном полушарии Новосибирский террейн мог бы находиться вблизи северо-восточной окраины Сибири, что тогда объясняет сходство на видовом уровне сибирской, таймырской и новосибирской фауны, а также хорошую корреляцию литологии разрезов кембрия, при этом Новосибирский террейн не был частью Сибирского кратона, а перемещался вдоль его восточной (в современных координатах) окраины. Однако в эту модель пока не укладывается палеомагнитный полюс для раннего силура, что уже рассматривалось в [6, 7]. **Таблица.** Выделенные палеомагнитные направления, палеомагнитные полюсы и палеошироты по раннепалеозойским осадочным и магматическим породам архипелага Де-Лонга.

	1					î			
точка отбора, порода, возраст	N	Древн. коорд		k	ano.	VGPole			пш
		<i>D</i> (°)	$I(^{\circ})$	ñ	U95	PLat	PLong	dp/dm	11111
		·	0. I	Беннетт	ы			······································	
Песчаник, сланцево- песчаниковая толща, С ₁	9	244.8	36.9	26.9	10.1	14.5	87.8	11.8/6.9	20.6
Песчаник, сланцево- песчаниковая толща, \mathbb{C}_1	9	253.6	36.9	32.7	9.1	16.3	79.4	10.7/6.2	20.6
Среднее (~530 млн лет)	2	249.2	37.0	265.1	15.4	15.5	83.6	10.7/6.2	20.6
Известняк, колчакская св., Є ₂ (~520 млн лет)	8	296.0	37.7	28.5	8.7	26.4	38.4	10.7/6.3	21.1
		·	о. Ж	Каннетт	ы		. <u> </u>		
Дайка, долерит, ее экзо- контакт, (13NS01A,B) V/O ₁ ?	16	344.9	59.5	37.5	6.1	53.0	357.7	9.2/6.9	40.3
Дайка (13NS02), долерит V/O ₁ ?	9	346.1	56.2	61.8	6.6	49.5	355.3	9.5/6.8	36.8
Дайка, долерит (13NS03), V/O ₁ ?	9	342.5	52.3	39.4	8.3	45.4	359.2	11.4/7.8	32.9
Среднее (~480 или 553 млн лет)	3	344.4	56.0	468.7	5.7	49.2	357.4	8.8/6.3	36.5
		•	ο. Γ	енриетт	ъ		· · · · ·		
Базальт, базальтовая толща 13NS04 (Є ₂)	11	294.3	29.1	81.1	4.9	20.5	46.1	5.6/3.1	15.6
Базальт, базальтовая толща 13NS05 (Є ₂)	12	301.0	28.3	37.3	7.2	21.4	39.2	7.9/4.3	15.1
Песчаник, туфоаргилли- товая толща 13NS06 (€ ₁ . 2)	6	295.1	35.8	40.9	10.6	24.8	46.3	12.3/7.1	19.8
Туф, туфоаргиллитовая толща 13NS07 (С ₁₋₂)	9	291.9	34.8	19.1	12.1	23.5	49.4	13.9/8.0	19.2
Алевролиты, туфоар- гиллитовая толща, 13NS08 (€ ₁₋₂)	8	291.1	38.6	28.8	10.5	26.0	50.3	12.5/7.4	21.8
Песчаник, туфо- гравелитовая толща13NS09 (С ₁₋₂)	12	299.1	35.1	32.7	7.7	25.2	42.2	8.9/5.1	19.4
Среднее (~520 млн лет)	6	295.5	34.0	289.2	3.6	23.7	45.7	4.1/2.4	18.6

- 1. Данукалова М.К., Кузьмичев А. Б., Коровников И. В. Кембрий острова Беннетта (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2014, т. 22, № 4, с. 3–28.
- 2. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 кн. М., Недра, 1990, кн. 1, 328 с.
- 3. Кузьмичев А.Б., Лебедев В.А. О возрасте океанических базальтов на о. Большой Ляховский (Новосибирские острова): к вопросу о западной границе Южно-Анюйского океана в юрское время // ДАН, 2008, т. 421, № 5, с. 653–657

- 4. Ershova V.B., Lorenz H., Prokopiev A.V., Sobolev N.N., Khudoley A.K., Petrov E.O., Estrada S., Sergeev S., Larionov A., Thomsen T.B. The De Long Islands: A missing link in unraveling the Paleozoic paleogeography of the Arctic // Gondwana Research, 2015, http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2015.05.016.
- 5. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Толмачева Т.Ю., Малышев Н.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Матушкин Н.Ю. К проблеме палеотектонических реконструкций в Арктике и тектоническом единстве террейна Новосибирских островов: новые палеомагнитные и палеонтологические данные // ДАН, 2013, т. 451, №4, с. 423-429.
- Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Tolmacheva T.Yu., Matushkin N.Yu., Zhdanova A.I., Pisarevsky S.A. First paleomagnetic data for the New Siberian Islands: Implications for Arctic paleogeography // Gondwana Research, 2015. http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2015.08.008
- 7. Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Толмачева Т.Ю., Матушкин Н.Ю., Жданова А.И. Первые палеомагнитные данные для раннепалеозойских отложений Новосибирских островов (Восточно-Сибирское море): к вопросу формирования Южно-Анюйской сутуры и тектонической реконструкции Арктиды // Литосфера, 2014, № 3, с. 11-31.
- 8. Соболев Н.Н., Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Матушкин Н.Ю., Прокопьев А.В., Ершова В.Б., Шманяк А.В., Петров Е.О. Первые сведения о геологии острова Жаннетты (архипелаг Де-Лонга, Новосибирские острова) // ДАН, 2014, т. 459, № 5, с. 595–600.
- 9. Матушкин Н.Ю., Метелкин Д.В., Верниковский В.А. Травин А. В., Жданова А.И. Геология и 40Ar/39Ar возраст основного магматизма на о. Жаннетты (архипелаг Де-Лонга) значение для палеотектонических реконструкций в палеозое // ДАН. 2016, в печати.
- 10. Lieberman, B.S. Early Cambrian paleogeography and tectonic history: a biogeographic approach // Geology, 1997, v. 25, N 11, p. 1039–1042.

Тестовые определения палеонапряженности на исторических лавах Камчатки

Г. В. Жидков¹, В. П. Щербаков¹, А. В. Долотов¹, М. А. Смирнов¹, А. А. Овсянников², П. Ю. Плечов³

¹Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

³Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

В настоящей работе проведены исследования по проверке точности определений палеонапряжённости ($H_{\rm дp}$) геомагнитного поля методом Телье-Коэ на образцах современных вулканических пород Камчатки и предложен один из критериев отбраковки образцов, дающих ошибочные результаты. Всего изучено восемь штуфов, представляющих лавовые потоков пяти вулканов (Табл. 1). величина геомагнитного поля $B_{\rm E}$ в заданном районе и заданное время рассчитывалась по 11-й модели IGRF

[http://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf_old_models.html]. Эксперименты по методу Телье выполнялись в модификации Кое [Coe et al., 1967]: двойные нагревы до последовательно возрастающих температур делались на воздухе в нулевом поле, при этом остывание образца после первого нагрева проходило также в нулевом поле и после второго нагрева – в лабораторном поле (50 мкТл) для создания *pTRM*. Для контроля состава магнитных минералов выполнялась процедура check-points: после каждых двух температурных циклов выполнялись проверочные нагревы с созданием *pTRM* для температур, пройденных ранее [Prevot et al., 1985]. Результаты представлены в виде диаграмм Араи-Нагата. Для выяснения точности и представительности определений, эксперименты для каждого образца проводились не менее чем на трёх куби-ках-дублей, который мы ниже для простоты называем просто образцами.

Места отбора	Штуф	<i>B</i> _{IGRF} , мкТл	<i>B</i> _{anc} , мкТл	Δ <i>B</i> , %	n	σ	DRAT _{max}
Карымский вулкан, извержение 1997 г.	781	51,5	55,4	7	4	6,9	7,80
Карымский вулкан, извержение 2003-2004 гг.	882	51,7	50,3	-3	3	1,6	3,45
Вулкан Ключевская Сопка, извержение 1987 г.	LK64/ 1	52,1	47,4	-9	3	4,7	2,30
Вулкан Толбачик, из- вержение 2013 г.	РК- 13-6	53,0	54,6	3	3	2,6	3,90
Северные Курильские	734/4	50,0	49,5	-1	4	17,8	38,00
шир, вулкан Чикурач- ки, извержение 1986 г.	736/2	50,0	38,2	-37	5	14,1	42,00
Вулкан Авачинский, извержение 1991 г.	874	51,0	_	_	_	_	-
Вулкан Ключевская Сопка, извержение 1987 г.	P-2a	52,1	_	_	_	_	_

Таблица 1.

 B_{IGRF} – напряжённость геомагнитного поля рассчитанная по 11-й модели IGRF, B_{anc} – полученные методом Телье значения напряженности геомагнитного поля, ΔB (%) – относительная ошибка, σ – дисперсия определения. Величина $DRAT_{max}$ представляет собой максимальное значение DRAT, рассчитанное по всем исследованным образцам данного штуфа, n – число образцов. По образцам 874 и P-2a анализ не проводился по причинам, указанным в тексте.

Дополнительно, для изучения природы *NRM* проведены сравнения термокривых *NRM*(*T*) и лабораторных *TRM*(*T*) (рис. 1, средний столбец). Для этого значения, по которым строилась кривая *TRM*(*T*), умножались на подобранный коэффициент k так, чтобы новая кривая *TRM**(*T*) была максимально близка к *NRM*(*T*). Во-первых, подобие форм кривых *NRM*(*T*) и *TRM**(*T*) может быть доводом в пользу того, что *NRM* является термоостаточной по своей природе. Во-вторых, на температурных участках, где обе кривые совпадают, можно оценить величину $H_{дp} \approx k \times H_{na6}$. Эксперименты Телье и съемка термокривых *NRM*(*T*)-*TRM*(*T*) выполнены на вибрационном трёхкомпонентном термомагнитометре («Орион», Россия) чувствительностью 10⁻⁸ Aм².

Для оценки точек Кюри T_c и термостабильности магнитных свойств образцов снимались термокривые намагниченности насыщения $M_s(T)$ при нагревах до последовательно возрастающих температур $T = \{200, 300, 400, 500, 600, 700\}$ °C на магнитных весах («Орион», Россия) в постоянном внешнем магнитном поле 0,45 Тл (Рис. 1, правый столбец).

Петли гистерезиса индуктивной намагниченности M(H) и остаточной намагниченности насыщения $M_{rs}(H)$ сняты при комнатной температуре на магнитных весах («VFTB Petersen Instruments», Германия) в магнитных полях от 0 до 0,9 Тл.

Также для анализа минерального состава использовались оптический микроскоп Olympus BX-51 (Olympus Optical Co., Япония), растровый электронный микроскоп VEGA II LMU (TESCAN, Чехия) с интегрированной приставкой энергодисперсионного анализа Inca Energy 450 (Inca Oxford Instruments, Англия) и многофункциональный рентгеновский дифрактометр STADI MP (STOE, Германия) (СоКа1-излучение).



Рис. 1. Верхний ряд, образец LK64-1 (пример «хорошего» образца), извержение 1987 г. Нижний ряд, образец P-2a (пример «плохого» образца), извержение 1974 г. Слева – диаграммы Араи-Нагата (по результатам метода Телье), по центру – диаграммы NRM(T) и TRM(T), справа – диаграммы термокривых $M_s(T)$.

Результаты

1. Правильные определения $H_{\rm др}$ методом Телье удалось получить на пяти образцах из восьми. Условно эти образцы были названы «хорошими», остальные соотвтственно «плохими».

2. По гистерезисным параметрам разделить «хорошие» и «плохие» образцы не представилось возможным, т.к. диапазоны значений этих параметров обоих групп образцов находятся в пересекающихся множествах.

3. Большинство образцов показали устойчивочость термокривых Ms(T) и NRM(T)-TRM(T). Это означает, что термостабильность образцов еще не гарантирует получение правильного результата по методу Телье.

4. По магнито-минеральному составу все образцы содержат титаномагнетит с разными степенями содержания Ті и признаками окисления. Соответственно точки Кюри образцов опрелелены в интервале от 300 до 580 °C. На удивление самые точные определения $H_{\rm ap}$ получились на образцах с титаномагнетитами обладающими низкими точками Кюри около 300-400 °C. По видимому, причина этого в хорошей защищенности титаномагнетитов в силиктной матрице от окисления. Соответственно «плохие» образцы представляют породы, у которых первичный титаномагнетит защищен от окисления хуже.

5. Для количественного анализа ошибок определения палеонапряженности по результатам методики Телье мы использовали величину *DRAT* (Difference RATio) – оценку отклонения на диаграмме Араи-Нагата повторных *pTRM* нагревов («чек-точек») от первоначальных значений *pTRM* [Selkin, Tauxe, 2000]. Эта оценка показала себя эффективным инструментом для разделения «хороших» образцов от «плохих». При этом верхнюю границу приемлемой величины *DRAT* можно установить в 5% для среднего и 10% для максимального значения *DRAT*.

Работа выполнена при поддержке Гранта РФФИ №14-05-31402 мол_а и Гранта Правительства РФ (Договор №14.Z50.31.0017). Авторы выражают благодарность А. Г. Зубову (ИВиС ДВО РАН) и Р. В. Веселовскому (Геологический факультет МГУ) за помощь в получении образцов в ГО «Борок».

- 1. *Coe R.S.* The determination of paleointensities of the Earth's magnetic field with special emphasize on mechanisms which could cause nonideal behavior in Thellier's method // J. Geomagn. Geoelec. 1967. V. 19. No. 3. pp. 157–178.
- Prevot M., Mankinen E.A., Coe R.S., Grommé S.C. The Steens Mountain (Oregon) Geomagnetic Polarity Transition 2. Field Intensity Variations and Discussion of Reversal Models // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. No. B12. pp. 10417–10448.
- 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.

Палеомагнетизм раннепротерозойских образований акитканской серии юга Сибирского кратона (река Миня)

А. Р. Зверев¹, В. Ю. Водовозов^{1, 2}

¹Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова ²Геологический институт РАН, Москва

Расшифровка ранней истории Земли невозможна без данных палеомагнитных исследований, изучение палеомагнетизма различных геологических комплексов позволяет дать количественную оценку перемещений тектонических блоков. Палеомагнитные данные, полученные в пределах кратонных блоков, являются ключевыми для реконструкции взаимного положения и перемещения тектонических блоков и конфигурации гипотетических суперконтинентов. Наиболее надежным методом таких реконструкций является сравнение траекторий кажущейся миграции палеомагнитного полюса (ТКМП) для различных тектонических блоков. Раннепротерозойская ТКМП Сибири [5] базируется, по сути, на двух кластерах палеомагнитных определений, отвечающих временным уровням 1850-1870 и 1720-1750 млн. лет. Крайне дефицитными для Сибири являются образования с возрастом в интервале 1850-1750 млн. лет. Главной целью настоящего исследования стало получение нового палеомагнитного определения по породам акитканской серии реки Миня, по вулканитам которой была получена изотопная датировка 1823+/- 7 млн. лет [3], что делало эти образования самыми молодыми в составе акитканской серии. Вулканиты чайской свиты являются, по представлениям [1], образованиями Миньского палеовулкана и объединяются в ламборский вулканический комплекс. Эти исследования являются частью планомерного изучения палеомагнетизма раннего протерозоя юга Сибири, начатого в 2002 г. коллективом под руководством А.Н. Диденко.

Полевые работы проводились в долине реки Миня в районе хребта Акиткан в 2012-2013 гг. в пределах постколлизионного Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса, который сформировался на основании Акитканского орогенного коллизионного пояса, спаявшего северо-западную и юговосточную часть Сибирского кратона. Отбор образцов палеомагнитной коллекции проводился по сайтам вручную из естественных обнажений, по 10-20 образцов в каждом сайте. Производились замеры плоскостей напластования пород и элементов залегания крыльев и шарниров складок. Впоследствии, при аналитических исследованиях, для каждого образца вводились поправки на магнитное склонение (с помощью модели IGRF) и залегание толщи. Каждая точка отбора привязывалась к карте с помощью GPS навигатора. На всех точках проводились замеры магнитной восприимчивости с помощью полевого каппаметра КТ-6 с точностью до 10⁻⁵ ед. СИ. За два полевых сезона было опробовано 37 точек и отобрано в общей сложности 446 ориентированных образцов вулканогенно-осадочных и вулканических пород чайской и хибеленской свит. Вулканиты представлены дацитами и трахидацитами, осадочные породы – туфоалевролитами. Кроме того, были взяты две пробы для определения изотопного возраста пород. Образцы были подвержены температурной чистке до полного размагничивания в петромагнитной лаборатории МГУ и палеомагнитной лаборатории ГИН РАН.

На диаграммах Зийдервельда (рис. 1) выделяются 2-3 компоненты намагниченности. Низкотемпературная группируется вокруг направления современного поля, в среднетемпературном интервале в большинстве образцов выделяются круги перемагничивания, пересечения которых близки направлениям высокотемпературных компонент. В высокотемпературном диапазоне в образцах акитканской серии выделено две статистически различающихся высокотемпературных компоненты. Первая компонента (htl) выделяется в интервале температур от 350 до 580 °C в вулканитах и от 580 до 670 °C в осадочных породах, в большинстве случаев спадая в ноль. Компонента htl на стереограмме располагается в третьей четверти, есть также несколько образцов обратной полярности. Компонента htl практически совпадает с направлениями в чайской свите реки Чаи (возраст ее определен как 1863+9 млн. лет [2]), удаленной от Мини примерно на 160 км. Тест складки для нее положительный. По породам, содержащим компоненту ht1, в этом году в ИГГД РАН была получена датировка изотопного возраста U/Pb изохронным методом по цирконам – 1879+/-15 млн. лет (А.Б. Котов, л/с), что хорошо согласуется с возрастом чайской свиты реки Чаи.

Вторая компонента (ht2) выделяется в диапазоне температур от 470 до 580 °C в вулканитах и от 670 до 710 °C – в осадочных породах. Компонента ht2 гораздо чаще встречается в образцах вулканитов и имеет биполярное распределение, тест обращения положительный, тест складки неопределенный. Тела с преимущественным содержанием компоненты ht2 тяготеют к ареалу Миньского палеовулкана, по [1]. Проба на изотопный возраст, отобранная в одном из таких тел, к сожалению, результата не дала. Обе компоненты могут встречаться в одном сайте, и даже в одном образце (туфоалевролит, обр. 2-32-12, рис. 2), причем компонента ht2 в этом случае является более высокотемпературной.

Средние направления компонент ht1 и ht2 представлены на рис. 2 и в таблице. Рассчитанные по обеим компонентам полюсы попадают на раннепротерозойскую ТКМП Сибири [5] (рис. 3). Первая компонента (ht1) практически совпадает с палеомагнитными направлениями чайской свиты на реке Чая. Полученный в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН А.Б. Котовым возраст по нашим пробам (U/Pb изохронный метод по цирконам – 1879+/-15 млн. лет) перекрывается в пределах ошибок с датировками на реке Чая. Второй полюс (компонента ht2) смещен в сторону омоложения палеомагнитных полюсов. В точках, где выделается это направление, были получены ранее датировки, оценивающие возраст пород как 1823+/-7 млн. лет [3]. На наш взгляд, подобную картину можно объяснить двумя фазами образования чайской свиты реки Мини. Первая фаза отвечает времени образования чайской свиты, т.е. примерно 1863-1873 млн. лет, вторая фаза связана с внедрением наиболее молодых вулканитов Миньского палеовулкана [1] и отвечает времени примерно 1823 млн. лет.


Рис. 1. Поведение ЕОН образцов пород акитканской серии в процессе термочистки.

Полученные полюсы могут использоваться для уточнения раннепротерозойской ТКМП Сибири, при сравнении с одновозрастными полюсами других блоков юга кратона (Олекминским и Шарыжалгайским) можно сделать вывод о тектонической жесткости структуры юга кратона, по крайней мере, начиная с 1860 млн. лет. Полюс, полученный по компоненте ht1, может претендовать на звание «ключевого» для докембрия [3].

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



Рис. 2. Стереограммы средних направлений по сайтам компонент ht1 (слева) и ht2 (справа). Звездочкой выделено среднее направление распределения.



Рис. 3. Сопоставление полученных полюсов с раннепротерозойской ТКМП Сибири [4]

Таблица. Высокотемпературные компоненты ЕОН акитканской серии реки Миня и рассчитанные по ним палеомагнитные полюсы

	Формация	Возраст,	Тесты	Среднее направление			Палеомагнитный полюс					
		млн. лет		D, °	I, °	k	α95	Φ, °	Λ, °	dp/dm,	φ, °	
									-	A95, °		
Северо-Байкальский вулкано-плутонический пояс (хребет Акиткан, река Миня)												
1	Чайская свита	1879 <u>+</u> 15	F	193.1	16.3	69.4	5.5	-24.3	94.3	2.9/5.7	8	
	(компонента ht1)											
2	Чайская свита	1823 <u>+</u> 7	R	153.9	14.2	24.5	18.9	-22.8	136.8	9.9/19.3	7	
	(компонента ht2)											

- 1. Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н. Проблемы геологии Северо-Байкальского вулканно-плутонического пояса. Иркутск: ИГУ. 2005. 184 с.
- 2. Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Бибикова Е.В. и др. Стратотип чайской свиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса: возраст и продолжительность осадконакопления // Геология и геофизика. 2007. Т.48. № 9. С. 916-920.
- 3. 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.
- 4. Buchan K.L., Mertanen S., Park R.G. et al. Comparing the drift of Laurentia and Baltica in the Proterozoic: the importance of key palaeomagnetic poles // Tectonophysics. 2000. V. 319. P.167-198.
- 5. *Didenko A.N., Vodovozov V.Yu., Peskov A.Yu. et al.* Paleomagnetism of the Ulkan massif (SE Siberian platform) and the apparent polar wander path for Siberia in late Paleoproterozoic–early Mesoproterozoic times // Precambrian Research. 2015. V. 259. P.58-77.

Магнетит в пикроильмените: генезис, поисковое значение

Ш. З. Ибрагимов¹, С. Г. Мишенин²

¹Казанский федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казань

²Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск

Пикроильменит относится к промежуточным членам изоморфной серии твердых растворов Fe_2O_3 (гематит) – $FeTiO_3$ (ильменит) – $MgTiO_3$ (гейкелит). Вместе с пиропом пикроильменит, являются главными акцессорными минералами кимберлитовых трубок. Многими авторами отмечается наличие реакционных кайм на макро- и мегакристах пикроильменита [2, 3, 5, 6]. Некоторые разновидности кайм выполнены ферромагнитными минералами: магнетит, титаномагнетит, магнезиоферрит [2, 6]. Авторами этих работ было отмечено, что механизм образования этих кайм преимущественно диффузионнометасоматический. В работе [5] отмечено, что титановые шпинелиды, тяготеющие к внешней границе зерна пикроильменита, образуются на наиболее позднем этапе эпигенетического изменения первичного пикроильменита. По оценке [1] замещение пикроильменита магнетитом происходит при T = 950-970°C непосредственно в кимберлитовом расплаве. Основное условие для

успешного протекания реакции - достаточно продолжительное пребывание пикроильменита в условиях данных температур [1], что может достигаться в результате длительного становления кимберлитовых тел.

На рис. 1 показана фотография в отраженных электронах зерна пикроильменита (образец 1, тр.Зарница). Внутри зерна пикроильменита находится включение другого минерального образования. Контакты включения, в верхней его части, резкие и четкие. Элементный состав вмещающего пикроильменита (точки зондирования 1 и 4) и включения (точки зондирования 2 и 3) приведены в таблице 1. От вмещающего пикроильменита состав включения отличается практически отсутствием Mg и Ti, и увеличенным содержанием железа. На термомагнитной кривой (рис. 2, кривая 1) четко регистрируется пик магнетита с точкой Кюри 575 °С. Следовательно, по составу и кривой ТМА надежно диагностируется магнетит. Условия образование пикроильменита требуют значительно более высоких значений давления и температуры, чем для магнетита. Можно предположить, что образование зерна магнетита внутри пикроильменита произошло либо в процессе остывания зерна пикроильменита, либо в результате локального сброса температуры (например при кристаллизации магнетита из газового включения). Очевидно, что объем магнетита значительно меньше объема пикроильменита, поэтому и вклад в суммарный магнитный момент такого магнетита ничтожен (рис. 2, кривая 1).

Образец 1 <u>200 мкм</u> <u>200 мкм</u>

точки зондирования

Рис. 1. Фотографии фрагментов зерен пикроильменита.

На рис. 1 показана фотография в отраженных электронах зерна пикроильменита (образец 2), также отобранного из трубки Зарница. На фотографии по краям зерна пикроильменита и по трещинам в зерне четко видны реакционные каймы. Точка зондирования 1 расположена на реакционной кайме, точки зондирования 2 и 3 – на пикроильмените, элементный состав точек зондирования образца 2 приведен в таблице 1. Основное различие по элементному составу – реакционная кайма обогащена железом и обеднена титаном. На кривой ТМА образца 2 (рис. 2, кривая 2) четкого пика магнетита не регистрируется, наблюдается почти линейный спад магнитного момента до 590°С. Это свидетельствует о том, что содержание титана и железа в реакционной кайме изменяется в широких пределах, что обуславливает широкий спектр температур Кюри Fe-Ti-Mg-Al содержащих феррошпинелей. Кривые TMA типа 2 (образца 2) встречаются довольно редко. Наиболее часто регистрируются на кривых TMA пикроильменитов кривые типа 3 (рис. 2, кривая 3) с хорошо выраженными температурами Кюри в области 590 °C. Реакционные каймы в пикроильмените могут занимать значительные объемы макрокристов [6], поэтому магнитный момент вторичных феррошпинелей может быть преобладающей. Таким образом, можно сделать вывод о том, что регистрируемые на кривых TMA пикроильменитов феррошпинели (включая магнетит) обусловлены вторичными ферромагнитными минералами.



Рис. 2. Термомагнитные кривые образцов пикроильменита, содержащих магнетит. Пояснения в тексте.

Для оценки вклада вторичных феррошпинелей в суммарную намагниченность использовалось отношение Mi _{магн} / Mi₀, где: Mi _{магн} – магнитный момент феррошпинели; Mi₀ – суммарный магнитный момент образца при температуре -160 °C. На рис. З показана зависимость алмазоносности трубки от средних значений параметра Mi _{магн} / Mi₀. (По каждой трубке около 50 термомагнитных кривых пикроильменитов).

Образование и сохранность магнетитовых кайм требует относительно восстановительных условий в кимберлитовом теле. Однако эти условия в кимберлитовой трубке обуславливают и сохранность алмазов при высокой температуре.

Выводы

Магнетит в пикроильменитах двух типов: первый тип образовался внутри зерна пикроильменита, второй тип образовался в результате эпигенетических преобразований пикроильменита в процессе остывания кимберлитового тела (реакционные каймы).

Сделано предположение, что эпигенетический магнетит может быть одним из индикаторов сохранности алмазов в кимберлитовой трубке (динамика процесса остывания и окислительно-восстановительные условия в кимберлитовой трубки).

Таблица 1.

Ofmanau	т.	Элемент (весовые %)									
Ооразец	1.3	Mg	Fe	Ti	Al	Cr	V	Mn	0		
	1	5.1	34.6	27.4	0.4	0.7	0.7	0.1	31.0		
1	2	0.5	71.9	0.2	0.1	0	0	0	27.3		
1	3	0.4	75.1	0	0.1	0	0	0	24.4		
	4	4.8	33.3	26.8	0.3	0.8	0.4	0	33.6		
	1	7.4	41.7	12.4	3.8	2.0	0	0	32.7		
2	2	7.0	26.9	30.9	0.4	0	0	0	34.6		
	3	7.8	24.3	31.6	0.5	0.5	0	0	35.4		

Т. з. – точка зондирования.



Рис. 3. Зависимость алмазоносности некоторых трубок от средних значений вклада магнетита в суммарный магнитный момент пикроильменита.

1. Амшинский А.Н. Минералы-спутники алмазов из кимберлитов Далдыно-Алакитского района: Автореф. дис. к-та. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1985. 17.

- 2. Гаранин В.К., Жиляева В.А., Кудрявцева Г.П., Саврасов Д.И., Сафрошкин В.Ю., Трухин В.И. Минералогические факторы магнетизма кимберлитовых пород Якутии //Известия ВУЗов. Серия геологическая. 1986. №11. С.82-100.
- 3. Геншафт Ю.С., Илупин И.П. Каймы изменения ильменитов в кимберлитах // Минералогический журнал, 1982. Т.4. №4. С.79 – 84.
- 4. Геншафт Ю.С., Цельмович В.А., Гапеев А.К. Пикроильменит: факторы, определяющие его состав // Доклады РАН. 2000. т.373. №3. С.377 381.
- 5. Клопов В.И., Малов Ю.В., Овсянников Е.А. Реакционные каймы на пикроильменитах из кимберлитов // Геохимия. 1984. №10. С.1466 – 1473.
- Кмельков А. М. Методика поисков алмазных месторождений на основе типоморфизма минералов-индикаторов кимберлитов.

Моделирование влияния окисления на гистерезисные характеристики магнетита

И. Г. Ильюшин, Л. Л. Афремов, С. В. Анисимов

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток

Абстракт

В рамках модели двухфазных наночастиц проведен анализ влияния процесса однофазного окисления на гистерезисные характеристики магнетита. Показано, что увеличение степени окисления магнетитовых зерен приводит к уменьшению значения спонтанной намагниченности и незначительному изменению, как коэрцитивной силы, так и отношения остаточной намагниченности насыщения к спонтанной намагниченности. Полученные результаты согласуются с экспериментальными наблюдениями.

Введение

Известно, что оксиды магнетита и титаномагнетита широко представлены в природе, в частности, в базальтах, лёссах, красных песчаниках и почвах [1,2]. Длительный период окисления после остывания горной породы может привести к большим изменениям в направлении остаточной намагниченности насыщения и её интенсивности, что весьма важно для палеомагнитных определений величины и направления магнитного поля [3].

Согласно O'Reilly [4] и Gallagher [5] окислительный процесс начинается на поверхности, где ионы двухвалентного железа переходят в трехвалентное. Далее вследствие диффузионных процессов ионы Fe^{+2} , освобождая вакансии, движутся от центра частицы к поверхности и образуют вблизи поверхности оксидный слой. При низкой температуре [6] и сниженном пороге диффузии градиент диффузии резко обрывается в изолированном оксидном слое. Как результат, образуется окисленная оболочка, сформированная вокруг не окисленного ядра, так называемая core-shell структура. Однако, несмотря на то, что core-shell структуры изучаются уже более 50 лет [2, 5-7] влияние такой структуры на магнитные свойства частично окисленных наночастиц остается недостаточно изученным [8].

Целью данной работы является моделирование влияния процесса окисления на такие магнитные характеристики как: намагниченность насыщения I_s , коэрцитивная сила H_c и остаточная намагниченность насыщения I_{rs} .

Модель

Воспользуемся моделью двухфазной наночастицы [9]:

Однородно намагниченная частица эллипсоидальной формы с объемом V и вытянутостью $Q(\phi a a 1)$ содержит однородно намагниченное ядро эллипсоидальной формы с объемом $v = \varepsilon V$ и вытянутостью $q(\phi a a 2)$.

Полагается, что оси кристаллографической анизотропии 1 и 2 фаз и длинные оси параллельны друг другу, а векторы спонтанной намагниченности фаз $I_{S}^{(1)}$ и $I_{S}^{(2)}$ лежат в одной плоскости с внешним магнитным полем **Н** параллельным осиОzcoставляя с ней углы $\vartheta^{(1)}$ и $\vartheta^{(2)}$ соответственно (см. рис. 1).



Рис. 1. Иллюстрация модели двухфазной наночастицы.

В отсутствие внешнего магнитного поля (H = 0) и термических флуктуаций (T = 0), наночастица будет находиться в одном из 4 состояний:

магнитные моменты обеих фаз параллельны и направлены вдоль оси Oz – первое состояние «($\uparrow\uparrow$)»;

магнитный момент первой фазы направлен вдоль, а второй – против Oz – второе состояние «(↑↓)»;

магнитные моменты обеих фаз антипараллельны Oz –третье состояние «(↓↓)»;

магнитный момент второй фазы направлен вдоль, а первый – против Oz – четвертое состояние «($\downarrow\uparrow$)».

Если температура не равна нулю, то вероятность нахождения наночастицы в одном из перечисленных выше 4-х магнитных состояний n_i можно описать, с помощью следующего уравнения:

$$\frac{dn_i(t)}{dt} = \sum_{k\neq i}^{4} (-W_{ik} n_i(t) + W_{ki} n_k(t)), \tag{1}$$

 $W_{ik} = f_0 exp(-E_{ik}/k_{\rm B}T)$ – элементы матрицы вероятностей перехода из *i* – го равновесного состояния в *k* - е, $f_0 = 10^{10}c^{-1}$ частотный фактор.

Решение уравнений (1) можно представить с помощью матричной экспоненты:

$$\boldsymbol{N}(t) = \exp(\boldsymbol{\mathcal{W}}t) \cdot \boldsymbol{N}(0) + \int_{0}^{t} \exp(\boldsymbol{\mathcal{W}}(t-\tau)) \, d\tau \cdot \boldsymbol{\mathcal{V}}, \tag{2}$$

где матричные элементы матриц \mathcal{W}, \mathcal{V} , векторы N(t) и N(0) выражаются через W_{ik} и n(t) соответственно:

$$\mathcal{W}_{ik} = \begin{cases} -\sum_{\substack{j \neq i, j=1 \\ W_{ki} - W_{4i}, i = k \\ W_{ki} - W_{4i}, i \neq k \end{cases}} \mathcal{V} = \begin{pmatrix} W_{41} \\ W_{42} \\ W_{43} \end{pmatrix}, \mathbf{N}(t) = \begin{pmatrix} n_1(t) \\ n_2(t) \\ n_3(t) \end{pmatrix}, \\ \mathbf{N}(0) = \begin{pmatrix} n_{01} \\ n_{02} \\ n_{03} \end{pmatrix}. \quad (3)$$

Соотношения (2) и (3) позволяют рассчитать намагниченность системы наночастиц:

$$I(t) = c \int \left[\left((1 - \varepsilon) I_s^{(1)} + \varepsilon I_s^{(2)} \right) \left(n_1(t, a) - n_3(t, a) \right) + \left((1 - \varepsilon) I_s^{(1)} - \varepsilon I_s^{(2)} \right) \left(n_2(t, a) - n_4(t, a) \right) \right] F(a) da.$$
(4)

где $c = N_0 V / V_0$ – объемная концентрация наночастиц, F(a) – функция распределения наночастиц по размерам *a*.

Результаты и обсуждение

Изучение влияния однофазного окисления на магнитные свойства материалов представленных титаномагнетитов проводился нами в рамках модели В.П. Щербакова и С.К. Грибова подробно описанной в работах [10, 11]. В модели двухфазных наночастиц однофазное окисление можно рассматривать как два взаимно дополняющих процесса: роста полностью окисленной оболочки (z = 1) и одновременного увеличения степени окисления z ядра наночастицы. Для моделирования была использована зависимость спонтанной намагниченности от степени окисления z описанная в работе [12], а так же теоретическая зависимость констант кристаллографической анизотропии: $K_a(z) = K_a(z = 0) (I_s(z)/I_s(z = 0))^{10}$. При расчетах использовалась функция распределения по размерам, представленная в работе [8]. Магнитные характеристики системы двухфазных наночастиц были получены с помощью петель гистерезиса.

На рис. 2 представлена зависимость намагниченности насыщения магнетита от степени окисления. Как и следовало ожидать, в силу линейной зависимости спонтанной намагниченности [12]от степени окислени z намагниченность насыщения уменьшается линейно с ростом z.Полученный результат хорошо согласуется с экспериментальными данными [8].Зависимость коэрцитивной силы наночастиц магнетита от степени окисления представлена на рис. За. Видно, что теоретическая кривая проходит несколько ниже экспериментальной. Это связано с тем, что при моделировании мы не включили в функцию распределения наночастиц частицы с размером большим 100 нм, полагая их число незначительным. В то время как некоторая доля частиц размерами меньшими 100 нм могут находиться в суперпарамагнитном состоянии, что и привело к более низким теоретическим значениям не только коэрцитивной силы, но и отношения остаточной намагниченности насыщения к спонтанной намагниченности насыщения магнетита (см. рис. 3б).



Рис. 2. Зависимость намагниченности насыщения магнетита I_s от степени окисления *z*. Точками отмечены экспериментальные значения намагниченности насыщения представленные в работе [8].

Выводы

Моделирование влияния процессов окисления на гистерезисные характеристики системы магнетитовых наночастиц проведенное в рамках модели двухфазных частиц [9] показало, что: а) спонтанная намагниченность насыщения убывает с увеличением степени окисления наночастиц, б) окисление магнетита незначительно влияет на коэрцитивную силу H_c и отношение I_{rs}/I_s . Результаты моделирования хорошо согласуются с данными эксперимента [8].



Рис. 3. Зависимости: а)коэрцитивной силы H_c , б) отношения остаточной намагниченности насыщения I_{rs} к спонтанной намагниченности I_s от степени окисления магнетита z. Точками отмечены экспериментальные значения представленные в работе [8].

- 1. Prevot, M., A. Lecaille, and E. A. Mankinen //Magnetic effects of maghemitization of oceanic crust, J. Geophys. Res., 86(B5), (1981) 4009–4020.
- 2.Liu, Q. S., S. K. Banerjee, M. J. Jackson, C. L. Deng, Y. X. Pan, and R. X. Zhu. New insights into partial oxidation model of magnetites and thermal alteration of magnetic mineralogy of the Chinese loess in air, Geophys. J. Int., 158(2), (2004), 506–514.
- Ozdemir, O., and D. J. Dunlop //An experimental-study of chemical remanent magnetizations of synthetic monodomaintitanomaghemits with initial thermoremanent magnetizations, J. Geophys. Res., 90(13), (1985), 1513–1523
- 4. *O'Reilly, W.* Rock and Mineral Magnetism, 220 pp., Blackie Acad. and Prof, Glasgow, U. K(1984).
- 5. Gallagher, K. // Mechanism of oxidation of magnetite to gamma-Fe2O3, Nature, 217, (1968), 1118–1121.
- 6. Ozdemir, O., and D. J. // Dunlop Hallmarks of maghemitization in low-temperature remanence cycling of partially oxidized magnetite nanoparticles, J. Geophys. Res., (2010), 115, B02101, doi:10.1029/2009JB006756.
- 7. Banerjee, S., J. King, and J. Marvin //A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies, Geophys. Res. Lett., 8(4), (1981), 333–336.

- 8. Ge, K., W. Williams, Q. Liu, and Y. Yu. // Effects of the core-shell structure on the magnetic properties of partially oxidized magnetite grains: Experimental and micromagnetic investigations, Geochem. Geophys. Geosyst., 15, 2021–2038, doi:10.1002/2014GC005265
- Afremov L. L., Ilyushin I. G. //Effect of mechanical stress on magnetic states and hysteresis characteristics of a two-phase nanoparticles system, Journal of Nanomaterials, Volume 2013, 15p.
- 10. Щербаков В.П. Роль кинетики в окислении титаномагнетитовых зерен // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1982. № 5. С.43-49.
- 11. Щербаков В.П., Грибов С.К. Теория окисления титаномагнетитовых зерен при коэффициенте диффузии, резко зависящем от степени окисления // Изв. АН СССР, ФизикаЗемли, 1986, № 4, с. 105-112.
- 12. *Readman P.W. and W. O'Reilly.* Magnetic Properties of Oxidized (Cation-Deficient) Titanomagnetites (Fe, Ti,□)3O4//J. Geomag. Geoelectr., 1972,Vol. 24, pp. 69-90.

Палеомагнетизм пермских отложений приполярного Урала, р. Кожим: к истории развития надвиговых структур приполярного Урала

А. Г. Иосифиди, В. В. Попов

Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург

Объекты исследования

Приполярный Урал. В качестве объектов исследования были использованы образцы коллекций 1993 и 2012 годов, отобранных из палеозойских отложений в бассейне реки Кожим: ассельские (отобрано 10 штуфов с интервалом 10–15 метров), кунгурские и уфимские (78 штуфа, опробовано 135 метров разреза), средние координаты отбора 65.75 °N, 59.55 °E.

Русская платформа. Проведено повторное изучение среднепермских отложений (P_1 kz и P_1 u), отобранных в береговых обнажениях р. Кама (коллекция А. Н. Храмова, 1956 г.) и P_1 и в г. Пермь (12 штуфов, общая мощность 50 метров). Породы P_1 kz отобраны на правом берегу р. Кама (20 штуфов, общая мощность разреза 60 метров). Средние координаты отбора 57.7° N, 55.6° Е.

Экспериментальные данные

Магнитные свойства. Палеомагнитные исследования на северо-востоке Печорской плиты осложняются тем, что в большинстве пород отмечается обильное содержание растительных остатков и угленосных прослоев, а также присутствие сульфидов железа, что характерно и для разреза р. Кожим. Их разрушение в ходе термочистки приводит к образованию новых магнитных минералов, что не всегда позволяет выделить характерную компоненту естественной остаточной намагниченности полностью [5]. Такие изменения иллюстрирует поведения Кт в ходе нагрева и охлаждения. Все образцы испытывают сильные химические изменения после прогрева до 300-350 градусов. Тем не менее, в большинстве образцов удаётся выделить характерную средне-высокотемпературную компоненту J_n с деблокирующими температурами

350-570 °С. Видимо основными носителями этой компоненты J_n являются магнитные минералы титаномагнетитового ряда. В породах из обнажений р. Кама химических изменений не обнаруживается. Деблокирующие температуры характерной компоненты J_n составляют 400-670оС. Основным носителем характерной компоненты J_n является гематит.

Компонентный анализ J_n

Выделение компонент J_n велось методом ступенчатого терморазмагничивания. Все образцы имеют две компоненты J_n . Естественная остаточная намагниченность всех пород содержит послескладчатую или близкую к таковой компоненту А. В породах из обнажений р. Кожим компонента А выделяется в низкотемпературном диапазоне (100-350 °C) и, по всей вероятности, связана с вязким намагничиванием пород в современном или кайнозойском геомагнитном поле. Распределение компоненты А для всех изученных образцов показано на рис. 1а. Тест складки для всего распределения неопределенный. Распределение высокотемпературных компонент Б для пермских пород из обнажений р. Кожим показано на рис. 1 б-г.

Для образцов из обнажений р. Кама компонента А имеет хаотический характер распределения, что можно объяснить длительным хранение образцов в лабораторных условиях и малой магнитной вязкостью этих пород. Распределение компонент Б для этих пород показано на рис. 1 д-е.

В предыдущих исследования было выявлено, что для пермских структур Приполярного Урала характерны повороты в горизонтальной плоскости по часовой стрелке относительно Русской платформы [3-5]. Для сравнения полученных результатов с данными по Русской платформе (РП), с учетом того, что время позднепалеозойской активизации на Урале относится к временной границе P₁-P₂, были вычислены средние палеомагнитные полюсы РП в интервалах 299-271 и 270-260 млн. лет. Согласно этим данным РП (определение палеомагнитного направления для центра РП – 57° N, 35° E) повернулась на $(8\pm3)^{\circ}$ по часовой стрелке и продвинулась на север на $(4\pm3)^{\circ}$ в этом интервале времени. Для сравнения полученных результатов с данными для Казахстанских блоков (КБ) были вычислены средние палеомагнитные полюсы в интервале P₁-P₂. КБ (определение палеомагнитного направления для центра КБ - 50° N, 70° E) повернулись на 3° по часовой стрелке и продвинулись на юг на 1° (палеоширота точки изменилась от 29° N до 28° N). Для Сибирской платформы (СП) данных в интервале ранняя – средняя пермь немного. Определение палеомагнитного направления для центра СП (точка 65° N, 105° E) для этого интервала времени дает палеошироту 65° N.

Для характерных и синскладчатых компонент $J_{\rm n}$ изученных структур р. Кожим рассчитаны углы горизонтальных поворотов относительно Русской платформы.

Данные по пермским (P₁ar и P₁s) и допермским отложениям (O, S, D, C1) взяты из работы [5]. При повороте относительно полюса Эйлера, использованного в этой работе для Приполярного Урала (Φ =68° N, Λ =58° E), общая амплитуда перемещения пермских структур за счет надвиговых процессов

(угол поворота 35°) составляет 160±15 км. Для допермских структур при угле поворота 39° – 180±15 км.



Рис. 1. Распределение направлений компонент естественной остаточной намагниченности после проведения чисток: а – компонента А (географическая система координат); компонента Б (стратиграфическая система координат): б – кунгурские, в – уфимские г – ассельские отложения р. Кожим; д – уфимские, е - казанские отложения р. Кама.

Современное расстояние между средними точками изученных пермских структур составляет 7 км, а после реконструкции - 18 км. Между допермскими (S, D, C1) и пермскими структурами 9 км и 22 км соответственно. По данным для РП, СП и КБ выполнена реконструкция их положения для ранней и средней перми.

Анизотропия магнитной восприимчивости.

В горных породах O, S, D и P₁ar p. Кожим наблюдаются самые маленькие величины как магнитной восприимчивости (Km), так и степени ее анизотропии (P). В этих породах распределения направлений главных осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости K1 и K3 характерны для осадконакопления в спокойных условиях. Довольно большие разбросы K1 и K3 связаны с большой ошибкой измерения этих параметров на фоне очень низких значений Km. В отложениях P₁k и P₁u p. Кожим во время полевых работ были выделены интервалы, в которых накопление осадков происходило в различных гидродинамических условиях, которые могли отразиться в характере распределений направлений K1 и K3. Существенное отличие этих распределений от «нормального» для осадочных пород этих ярусов может указывать на следующие причины:

- условия осадконакопления, при которых формируется некая текстура пород и, как следствие, соответствующие направления К1, К2, К3;
- значительные вторичные воздействия на горную породу [1], например давление в процессе складкообразования, которое может привести к деформации эллипсоида анизотропии и изменению направлений его полуосей. Также давление может существенно изменить и направление естественной остаточной намагниченности пород [1, 2].

В связи с этим интерпретация результатов измерения анизотропии магнитной восприимчивости, полученных для P₁k и P₁u неоднозначна. С одной стороны часто наблюдается совпадение склонений К1 с простираниями шарниров складок (рис. 2 А-Г). И это, возможно, хотя бы частично связано с давлениями. Но с другой стороны такое распределение К1 и одновременно вытянутое распределение КЗ характерно именно для специфических условий осадконакопления, например, в зоне дельтовых потоков (рис. 2 А), лагун (рис. 2 Б) или волнового воздействия (рис. 2 В). Если бы направление К1 было связано лишь с давлением, то КЗ была бы направлена в результате сжатия одинаково перпендикулярно давлению, чего мы не видим в породах P₁k и P₁u – эта ось распределена вдоль дуги большого круга – рис. 2 А-Г. В этом случае можно говорить о сохранности первичной текстуры горных пород, и тогда - о простирании древней береговой линии северо-восток – юго-запад в современных координатах. Если бы направления K1 в породах P_1k и P_1u связаны лишь с давлением, то это влияние в более древних породах ордовика-ранней перми артинского яруса также должно было проявиться, чего не наблюдается.

Обсуждение результатов.

По имеющимся палеомагнитным данным для РП в интервале 260-299 млн. лет ее палеоширота изменилась на 4 градуса. Средний палеомагнитный полюс для этого интервала времени имеет координаты: N=40, Φ =44° N, Λ =165° E, A95=2°. Выборка палеомагнитных полюсов Восточно-Европейской платформы (ВЕП) из работы [10] в интервале 260-299 млн. лет дает аналогичное положение среднего полюса: N=60, Φ =44° N, Λ =165° E, A95=2°. В то же время средние полюсы для P₁-P₂ отличаются. Палеомагнитные полюсы для P₁ и P₂ ВЕП [10] имеют положения: N=51, Φ =43° N, Λ =167° E, A95=2° и N=9, Φ =50° N, Λ =155° E, A95=4° соответственно, что расходится с нашими оценками по РП для P₁ N=18, Φ =40° N, Λ =161° E, A95=2° и для P₂ N=22, Φ =47° N, Λ =169° E, A95=2°.

75% полюсов в выборке для Русской платформы по средней перми получены с применением терморазмагничивания до 500 °C, а остальные - размагничивания переменным магнитным полем. Различие между средними палеомагнитными полюсами для ВЕП и РП максимальны как раз для эпохи средней перми. По нашему мнению, в данных вне РП не всегда учтена локальная и региональная тектоника, а при использовании отбора образцов методом сайтов данные могут иметь недостаточное осреднение во времени.



Рис. 2. Распределения направлений главных осей эллипсоидов магнитной восприимчивости в пермских породах кунгурского и уфимского возраста, имеющих различные условия образования : А - дельтовые каналы, Б - лагунные условия, В - условия воздействия волнового поля, Г - конкреции.

Палеомагнитное определение по р. Каме хорошо согласуется с палеомагнитным полюсом для средней перми по РП. Отметим, что в работах, где применялась только временная чистка, были получены близкие направления D=220-230°, I= -37-42°. Полученные палеомагнитные направления для пород Р₁к и Р₁и разреза р. Кожим согласуются с полученным в 2013 году направлением раннепермских пород (P₁ar и P₁s) этого разреза. Характерные компоненты пород $P_1k - P_1u$ имеют большее наклонение, чем таковое для пород P_1ar и P₁s, что отражает общее движение Русской платформы и Приполярного Урала на север в пермское время. Значительные повороты (10-40°) связаны с надвиговыми процессами в период коллизии ВЕП со структурами Урала. Характерной особенностью этих процессов является то, что все структуры р. Кожим испытали поворот по часовой стрелке. Оценки углов поворота структур вычислены с использованием среднего палеомагнитного полюса Русской платформы (47° N, 169° E, A95 = 2°) для P_2 . Наблюдается различие в углах горизонтальных поворотов изученных структур относительно РП в Р₂. Это может быть связано с тем, что изученные структуры относятся к разным тектоническим пластинам или наличием в составе J_n синскладчатой компоненты. Направления характерных компонент J_n, выделенные в палеозойских отложениях р. Кожим, соответствуют ранне- среднепермскому направлению геомагнитного поля. Это указывает на то, что горизонтальные повороты изученных структур, по всей вероятности, имели место в период существования гиперхрона Киама (C₂-P₂). С учетом сложной истории развития региона можно предположить образование синскладчатой компоненты J_n. Палеомагнитные направления синскладчатых компонент J_n более согласованны между собой как по палеошироте, так и по углам горизонтальных поворотов структур. Модель перемагничивания палеозойских отложений р. Кожим предложена в работе [5]. Одной из возможных причин синскладчатой компоненты может являться тот факт, что, например, допермские отложения при своем перемагничивании в раннепермское время находились в наклоненном положении. В синскладчатой системе координат угол падения структур уменьшается по сравнению со стратиграфической и, соответственно, уменьшается наклонение векторов J_n, которое в ряде случаев явно завышено и близко к триасовым направлениям. Вопрос о вероятности перемагничивания палеозойских отложений в триасовое время обсуждался в работах [5]. Для пермских отложений в условиях продолжающейся коллизии РП с уральскими структурами тоже можно принять факт отложения молассы на наклонные поверхности. На левом берегу р. Кожим напротив скалы Монах отмечается угловое несогласие между пермскими отложениями Р₁а и гжельскими известняками.

Расчет общих амплитуд перемещения изученных структур в процессе коллизии РП, структур Урала, СП и КБ выполнен по синскладчатым компонентам J_n. Амплитуды надвигов для пермских и допермских перемагниченных отложений р. Кожим близки. Для Приполярного Урала направление движения фронтов надвигов имеет меридиональную составляющую в современных координатах, что говорит в пользу косой коллизии РП с уральскими

структурами. В процессе такой коллизии развивались правосторонние сдвиги, обусловливавшие повороты надвиговых структур по часовой стрелке по отношению к РП. Амплитуды надвигов структур Приполярного Урала по отношению к РП в среднем 170 км. Последовательность этих процессов могла быть следующей: во время коллизии РП, КБ и СП за счет тангенциальных сжатий КБ смещались на юг. При этом происходил правосторонний сдвиг структур Предуральского краевого прогиба по отношению к РП, который и привел к поворотам по часовой стрелке. Оценка относительной амплитуды надвигов внутри Косью-Роговской впадины (по кровле С-Р) по геологическому разрезу на широте р. Кожим дает 40 км. Различие связано с тем, что на геологическом разрезе фиксируется последний этап относительных надвигов для структур Косью-Роговской впадины и не учитываются общие движения уральских структур в ходе их коллизии с РП, КБ и СП.

- 1. Журавлев А.В., Попов В.В., Вевель Я.А. Карбонатные турбидиты Кожимской внутришельфовой впадины на рубеже девона и карбона (Приполярный Урал)/ Осадочные бассейны, седиментационные и постседиментационные процессы в геологической истории. Материалы VII Всероссийского литологического совещания (Новосибирск, 28–31 октября 2013 г.). В 3 т./ Рос. акад. наук, Науч. совет по проблемам литологии и осадочных полезных ископаемых при ОНЗ ; Сиб. отд-ние, Ин-т нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука. Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2013. Т. I. С. 315-317
- 2. Игошин Л. А. Магнитная анизотропия горных пород. Использование магнетизма горных пород при геологической съемке./Под ред. Шолпо Л.Е. Ленинград, Недра, 1986.с. 133-153.
- 3. Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. Палеомагнетизм верхнекаменноугольных и раннепермских отложений Восточно-Европейской плиты: ключевой палеомагнитный полюс и кинематика коллизии с Уралом //Физика Земли. 2002. № 5, с.42-56.
- 4. Иосифиди А. Г., Храмов А. Н., Трапезникова Г. В., Пухонто С. К. Палеомагнетизм раннепермских отложений Печорской плиты: оценка горизонтальных поворотов структур. //Физика Земли. 2005. №2. С. 52-65
- 5. Иосифиди А. Г., Храмов А. Н. Палеомагнетизм палеозойских отложений разрезов р. Кожим: К проблеме палинспастических реконструкций Приполярного Урала и Пай-Хоя//Физика Земли, 2013, № 1, с. 67–80
- 6. Кузнецов Н. Б., Шипунов С. В., Павленко Т. И. Позднепалеозойская тектоническая активизация Урала. общие и региональные вопросы геологии. динамика формирования, структура, вещественный состав и полезные ископаемые складчатых систем и осадочных бассейнов различной геодинамической позиции. Проект а.0070 ФЦП «Интеграция»/отв. редакторы Г. Н. Савельева, В. Г. Николаев. – М.:Геос, 2000. с.91-106.
- 7. *Палеомагнитология* /Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Л.: Недра. 1982. 312 с.
- 8. Enkin R.J. The direction correction tilt test: an all-purpose tilt/fold test for paleomagnetic studies /Earth Planet. Sci. Lett., 2003. 212. 151-166
- 9. *Torsvik T.H., Smethurst M.A., Pesonen L.J.* GMAP geographic mapping and paleoreconstruction package. 1990. NGU rapport nr 90.019.
- 10. Torsvik, T. H., van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P. V., van Hinsbergen, D. J. J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J. G., McCausland, P. J. A., and Cocks, L. R. M. Phanerozoic polar wander, paleogeogra-

Следы вулканических событий голоцена в донных отложениях озер Восточного Саяна по петромагнитным

А. Ю. Казанский¹, Г. Г. Матасова², А. А. Щетников³, И. А.Филинов³

¹Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск ³Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Жомболокский вулканический район расположен в восточной части горной системы Восточного Саяна. В этом месте сочленяются хребты Кропоткина, Окинский и Большой Саян, образуя крупный орографический ансамбль на границе с Окинским плоскогорьем. Ледниковая долина р. Жом-Болок дренирует осевую зону этой морфоструктуры (рис. 1). Ее днище на всем более чем 70-километровом протяжении занято мощным (до 150 м) и широким (до 4 км) базальтовым (гавайитовым) лавовым потоком с расположенными на его поверхности вулканическими шлаковыми конусами (рис. 1). Лавовые потоки и вулканы долины р. Жом-Болок представляют крупнейшее проявление голоценовых извержений в Центральной Азии [1].



Рис. 1. Географическое положение Жомболокского вулканического района, расположение вулканических аппаратов и озера Тухурен-Нур. Серым цветом показан лавовый поток в долине р. Жом-Болок и пади Хи-Гол [7].

К настоящему времени получены детальные сведения о строении, составе, источниках и механизме извержений [1, 2, 3, 4, 5 и др.]. При этом до сих пор так и не удалось реконструировать точную хронологию событий. Известно лишь, что лавовые излияния здесь были многофазными [1], начались в послеледниковое время, как минимум с 7000 лет назад [5], а по данным [6] с 13000 лет назад, продолжались вплоть до последнего тысячелетия [5] и, вероятно, еще не завершились. Реконструировать последовательность молодых вулканических событий затруднительно из-за отсутствия высокоточных методов датирования молодых вулканитов. Альтернативой является изучение осадочных отложений, фиксирующих и сохраняющих информацию о вулканических событиях и охарактеризованных геохронометрически. В данной работе реализован новый подход для оценки возраста и восстановления последовательности событий неоплейстоцен-голоценового вулканического этапа на основе петромагнитных исследований донных отложений озера Тухурен-Нур (рис. 1). В центре озера на глубине 8 м был отобран керн длинной 98 см, представленный озерными илами с высокими концентрациями диатомовых водорослей, подстилаемыми с глубины 83.5 см голубыми ледниковыми глинами с прослоями дресвяно-щебнистого материала. Возраст ледниковых отложений на глубине 98 см составляет 13209±113 калиброванных лет [7]. Рассчитанная средняя скорость осадконакопления в озере составляет 7.42 см/тыс. лет.

Петромагнитные исследования. Петромагнитные параметры были получены на основе анализа кривых магнитного гистерезиса индуктивной и остаточной намагниченности, измеренных на коэрцитивном спектрометре J_meter конструкции П. Г. Ясонова (КФУ) [8]. Использовались следующие параметры: остаточная намагниченность насыщения (Jrs), намагниченность насыщения после исключения парамагнитной составляющей (Js), парамагнитная (kpar) и ферримагнитная (kfer) составляющие магнитной восприимчивости, коэрцитивная сила после исключения парамагнитной составляющей (Bc), остаточная коэрцитивная сила (Bcr), суперпарамагнитная характеристика ΔJrs (спад Jrs после выключения поля), показатель магнитной жесткости (S=-Jrs(-300мT)/Jrs(700 мTл)), относительный размер магнитного зерна (Kfer/Jrs). Анализ состава магнитной фракции выполнен на приборе TAФ-1 конструкции Ю.К.Виноградова (Обсерватория «Борок»).

Вариации магнитных характеристик в верхней части разреза озерных илов незначительны, тогда как в нижней части разреза (интервал глубин 60-82 см) они резко меняются (рис. 2): возрастает величина концентрационночувствительных параметров (рост величин kfer и Js в 2-3 раза) и количество суперпарамагнитных частиц, резко изменяются и структурно-чувствительные параметры (возрастают значения Jrs, Bc и Bcr), уменьшается эффективный размер магнитного зерна kfer/Jrs и параметр доменного состояния Bcr/Bc (рис. 3). По данным термомагнитного анализа основным магнитным минералом в озерных осадках является магнетит (Tc=580 °C) в ассоциации с пиритом (?).



Рис. 2. Магнитные характеристики донных осадков оз. Тухурен-Нур и подстилающих осадков. Условные обозначения: светло-серое с наклонной штриховкой – озерные илы; темно-серое с горизонтальной штриховкой – подстилающие глины. Серым прямоугольником обозначена зона повышенного содержания мелких ОД/ПСД магнитных частиц (предполагаемое вулканическое событие). Черная звезда – радиоуглеродная дата.

Оценка доменного состояния частиц по [9] показала (рис. 3), что в аномальных интервалах частицы с 1.7 < Bcr/Bc < 2.0 находятся в на границе однодоменного (ОД) и псевдооднодоменного (ПСД) состояний (содержат от 60 до 70% ОД частиц), вне этих интервалов, разброс значений Bcr/Bc существенно выше (2.1 - 4.4), что соответствует ПСД и многодоменному (МД) состояниям (содержат от 5 до 50% ОД частиц). В соответствии с оценками по методике из [10], размер частиц в осадках из аномального интервала (пограничного ОД/ПСД состояния) составляет 1-3 мкм, а размер частиц вне этого интервала варьирует в широких пределах – от 5 до 128 мкм. Учитывая литологическую однородность осадка и неизменный состав магнитной фракции, резкое увеличение количества мелких (пограничное ОД/ПСД состояние) магнитных частиц, по всей вероятности, свидетельствует об их поступлении извне, как продуктов вулканической деятельности (вулканический пепел). В таком случае донные осадки озера Тухурен-Нур в интервале глубин 60-82 см зафиксировали вулканическое событие с возрастом 12000-13000 лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты №№ 15-05-01811,15-35-20293.



Рис. 3. Коэрцитивные характеристики донных осадков оз. Тухурен-Нур и подстилающих отложений. Условные обозначения те же, что на рис. 2.

- 1. Ярмолюк В.В., Никофоров А.В., Иванов В.Г. Строение, состав и механизм долинных излияний лавовых потоков Жом-Болок // Вулканология и сейсмология, 2003. С.41-59.
- Адамович А.Ф., Гросвальд М.Г., Зоненшайн Л.П. Новые данные о вулканах Кропоткина и Перетолчина // Труды Всесоюзного аэрогеологического треста, 1959 г., вып. 5. - С. 79-89.
- 3. Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья (оледенение, вулканизм, неотектоника). М.: Наука, 1965. 166 с.
- 4. Киселев А.И., Медведев М.Е., Головко Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы магмообразования. Н-ск: Наука, 1979. 197 с.
- Ivanov A.V., Arzhannikov S.G., Demonterova E.I., Arzhannikova A.V., Orlova L.A. Jom-Bolok Holocene volcanic field in the East Sayan Mts., Siberia, Russia: structure, style of eruptions, magma compositions, and radiocarbon dating // Bull. Volcanol., 2011, v. 73. P. 1279–1294.
- 6. Щетников А.А., Безрукова Е.В., Филинов И.А., Иванов Е.В., Кербер Е.В. Озерный морфолитогенез в "Долине вулканов " (Жомболокское лавовое поле, Восточный Саян) // География и природные ресурсы, 2016 (в печати)
- 7. Jassonov P.G., Nourgaliev D.K., Bourov B.V., Heller F. A modernized coercivity spectrometer //Geologica Carpathica. - 1998, v.49, N 3, p.224-226.

- Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc). 2. Application to data for rocks, sediments, and soils // J. Geophys. Res. 2002. V. 107, No B3. P. EPM 5-1–EPM 5-15.
- 9. *Thompson R., Oldfield F.* Environmental magnetism. London: George Allen and Unwin, 1986. 227 p.

Геомагнитное поле – климат в XX столетии: причинно-следственные связи и возможный механизм

Н. А. Килифарска¹, В. Г. Бахмутов², Г. В. Мельник²

¹Национальный институт геофизики, геодезии и географии Болгарской Академии наук, София

²Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, Киев

Исследуя феномен магнитного поля Земли (МПЗ), Г.Н. Петрова уделяла особое внимание фундаментальным вопросам, связанным с воздействием геомагнитного поля на окружающую среду, в том числе и на климат. На уровне поисков корреляционных связей, под ее руководством выполнялись исследования по сопоставлению изменений геомагнитного поля с климата по палеоданным. Однако до сих пор вопрос о связи этих параметров является достаточно спорным. Ранее мы показали [1], что на временных шкалах от десятилетий до столетий наблюдается корреляция между изменениями главного геомагнитного поля и климата в Северном полушарии. Сама корреляция не может быть убедительным доказательством существования такой связи, поэтому требуется соответствующий механизм.

Предлагаются разные механизмы воздействия внешних (космических) факторов на нижнюю и среднюю атмосферу (см., например, обзор в [2]). На характер взаимодействия атмосферы с внешними космическими факторами оказывает влияние МПЗ. Если воздействие быстропротекающих магнитосферно-ионосферных процессов на нижнюю атмосферу довольно дискуссионно, то, когда речь идет о главном геомагнитном поле и его вековых вариациях, их роль (как модулятора внешних космических агентов) сомнения не вызывает. Наиболее глубоко в земную атмосферу проникают заряженные частицы высоких энергий (галактические космические лучи, солнечные космические лучи, релятивистские электроны). Изучение возможных механизмов воздействия заряженных частиц на климат – через воздействие на облачность, аэрозоль, изменение циркуляции, альбедо и, в том числе, через озон, является актуальной проблемой [2, 3].

Ниже мы представляем цепочку причинно-следственных связей между космическими лучами, МПЗ, вариациями озона и водяного пара на уровне верхней тропосферы/нижней стратосферы (UTLS), что в итоге приводит к изменению радиационного баланса нашей планеты и, как следствие, к долговременным изменениям приземной температуры воздуха. Были проанализированы временные ряды за последние 100 (для некоторых параметров за 50) лет изменений: полного вектора напряженности геомагнитного поля F и его вековой вариации svF по модели IGRF; концентрации озона O₃ и удельной

влажности SpH на уровне UTLS по данным реанализа ERA-40 и ERA Interim; приземной температуры T2m по базам данных CRUTEM3 и CRUTEM4; общего содержания озона (TOZ) по TOMS; галактических космических лучей (ГКЛ) и солнечных протонов (СП) по данным соответственно нейтронного монитора Climax и спутников GOES и другие параметры. Нелинейный анализ данных выполнялся с использованием пакета STATISTICA 6.0.

Вариации потоков ГКЛ за счет изменения геомагнитного поля (и, соответственно, жесткости обрезания) по величине сопоставимы с модуляцией ГКЛ в течение солнечного цикла [4], а региональные вариации интенсивности ГКЛ, вызванные дрейфом геомагнитного полюса, могут даже превышать отклонения, обусловленные изменениями солнечной активности [5]. Кросскорреляционный анализ геомагнитного поля, ГКЛ и ТОΖ за период 1957-2012 гг. показал, что для Северного полушария положительные коэффициенты корреляции ГКЛ и ТОΖ в основном совпадают с областями с положительной корреляцией между геомагнитным полем и ГКЛ [6]. При этом нужно учитывать, что связь ГКЛ – ТОΖ нелинейная [7], поэтому линейные коэффициенты корреляции между ними относительно невысокие. Эта связь неоднородна в пространстве, что и следовало ожидать, принимая во внимание долготное распределение скорости ионизации под воздействием ГКЛ [см., например, 5]. Было показано [7], что, в отличие от мезосферы и верхней стратосферы, где менее энергичные частицы способствуют образованию HO_x и NO_x , в нижней стратосфере ГКЛ активируют образование О₄. Продукты распада этой неустойчивой молекулы образуют, с одной стороны, озон, а с другой – новую молекулу О₄. Так активируется автокаталитический цикл производства озона в нижней стратосфере. При этом количество озона, полученного под воздействием ГКЛ в автокаталитическом цикле, сравнимо со средними значениями плотности озона на этих широтах и высотах [7]. Таким образом, многолетняя изменчивость нижнестратосферного озона - в результате модуляции интенсивности ГКЛ гелиомагнитным и главным геомагнитным полем является первым звеном причинно-следственной цепочки связи климата с геомагнитным полем.

Чувствительность климата к изменению плотности нижнестратосферного озона O_3 отмечалась многими авторами. Механизм этой взаимосвязи детально рассмотрен в [6, 7]. Основные его звенья следующие: (I) – контроль над температурой тропопаузы; (II) – изменение влажности на уровне UTLS вследствие изменения температуры, связанной с изменением плотности озона; (III) – увеличение или уменьшение температуры вблизи поверхности земли за счет вариаций количества водяного пара на уровне UTLS.

Корреляция между нижнестратосферным озоном O_3 и температурой вблизи тропопаузы объясняется свойством озона интенсивно поглощать не только солнечную ультрафиолетовую радиацию (с длиной волны < 400 нм), но и отраженное Землей длинноволновое излучение. Следовательно, можно ожидать, что изменчивость озона на уровне UTLS приводит к охлаждению (либо нагреванию) нижних слоев стратосферы, и в частности тропопаузы. Сравнение среднедесятилетних значений озона и температуры вдоль высотного профиля действительно показало, что истощение озонового слоя после 1970х годов приводит к длительному охлаждению нижних слоев стратосферы.

Другой термодинамически активной примесью, влияющей на процессы в атмосфере, является вода. Количество водяного пара в атмосфере влияет на потоки коротко- и длинноволнового излучения и является одним из основных факторов, обуславливающих парниковый эффект. Экспериментальные измерения показывают [8], что основной вклад в парниковый эффект оказывает водяной пар на уровне UTLS. Таким образом, следующим звеном нашей цепи является анализ взаимодействия температуры и влажности в UTLS слое.

Благодаря нелинейному характеру связи между количеством водяного пара на этих высотах и парниковым эффектом, как показывают модельные исследования [9], даже незначительные колебания Н₂О приводят к изменениям в радиационном балансе Земли. Мы оценили влияние изменения температуры тропопаузы (в связи с изменением содержания O_3) на влажность в UTLS слое. Количество водяного пара в нижней стратосфере обусловлено в большей степени тропосферно-стратосферным обменом, который в свою очередь зависит от устойчивости воздушных масс вблизи тропопаузы. Устойчивость насыщенного воздуха определяется влажноадиабатическим градиентом температуры. Последний зависит от локальных изменений температуры и влагосодержания воздуха. Поэтому надо было оценить, насколько температурные изменения в UTLS слое (вызванные изменением озона) сказываются на тропосферно-стратосферном обмене и, в конечном счете, на количестве водяного пара. Для этого мы использовали уравнения для влажноадиабатического градиента, который, в соответствии с данными Американского метеорологического общества (http://www.ametsoc.org/), рассчитывается по формуле:

$$\Gamma_{w} = g \cdot \left[\left(1 + \frac{H_{v} \cdot r_{v}}{R_{sd} \cdot T} \right) \middle| \left(c_{pd} + \frac{H_{v}^{2} \cdot \varepsilon \cdot r_{v}}{R_{sd} \cdot T^{2}} \right) \right]$$
(1)

где: Γ_w – влажноадиабатический градиент, К·м⁻¹; g – ускорение свободного падения; H_v – теплота парообразования (2.501·10⁶ Дж·кг⁻¹); r_v влагосодержание воздуха кг·кг⁻¹; R_{sd} – удельная газовая постоянная сухого воздуха (287 Дж·кг⁻¹·К⁻¹]; ε =0.622; Т – температура насыщенного воздуха, К; c_{pd} – удельная теплоемкость сухого воздуха при постоянном давлении, Дж·кг⁻¹·К⁻¹.

Анализ показывает, что уменьшение концентрации O_3 , сопровождаемое охлаждением тропопаузы, снижает влажноадиабатический градиент, увеличивая таким образом неустойчивость воздушных масс ниже тропопаузы. Даже небольшие возмущения (например, локальная турбулентность или бароклинная неустойчивость) вызывают восходящие движения этих более влажных воздушных масс, несущих влагу в нижнюю стратосферу. Рост концентрации озона наоборот, прогревает тропопаузу, увеличивая Γ_w вблизи тропопаузы. В этом случае распространение вверх воздушных масс, находящихся ниже тропопаузы, затруднено, что приводит к уменьшению влажности в нижней стратосфере.

Кроме температуры, влажноадиабатический градиент зависит от влагосодержания воздуха (см. уравнение 1). Анализ этой зависимости показал, что рост концентрации водяного пара приводит к дополнительному уменьшению Γ_{w} . Учет обоих факторов – похолодания, сопровождаемого увеличением влажности, – приводит к значительно большей нестабильности в верхней тропосфере.

Таким образом было показано, что вариации O_3 вблизи тропопаузы могут оказывать влияние на колебания влажности на высотах, где процессы вносят наибольший вклад в радиационный баланс Земли, т.е. вблизи тропопаузы. Изменения приземной температуры следуют за изменением удельной влажности на уровне UTLS с задержкой от 10 до 24 лет, что находится в хорошем согласии с результатами [10], которые показали, что климат реагирует на повышении влажности позитивно (с ростом T) только на длинных временных шкалах. На временных шкалах меньше 10 лет наблюдается обратная корреляция по всему Северному полушарию.

Предлагаемый механизм озон - водяной пар и его воздействие на приземную температуру, является эффективным в районах с высокой плотностью и сильной изменчивостью нижнестратосферного O₃ (какими являются средние и высокие широты зимой), и на длинных временных шкалах (более 10 лет).

Сравнение распределения интегральных характеристик геомагнитного поля и климатических параметров (рис. 1) показывает, что в Северном полушарии (рис. 1а) очевидна антикорреляция F и приземной температуры воздуха T2m, а также синфазность вариаций T2m и SpH на уровне UTLS, которые находятся в противофазе с озоном. Долготы основных экстремумов интегральных кривых совпадают: максимумы концентрацииO₃ (на уровне 70 гПа) и минимумы SpH (на уровне 150 гПа) выделяются в Северной Америке и Восточной Азии. Эти секторы соответствуют районам повышенных значений F и пониженных значений приземной температуры T2m.

В Южном полушарии (рис. 16) мы видим фазовое смещение между долготами экстремумов интегральных кривых порядка 70°. В Антарктике обратная корреляция между Т2т и вековой вариацией геомагнитного поля svF сильнее, чем между Т2т и F (рис. 16). Наиболее четко соотношения между геомагнитным полем и климатическими параметрами проявляется в Западной Антарктике [11]. В Восточной Антарктике корреляция слабее или отсутствует. Начиная с середины 1970-х годов, в Западной Антарктике наблюдается ослабление геомагнитного поля, которое сопровождается повышением температуры в этом регионе. Тем не менее, если для Северного полушария области с положительными коэффициентами корреляции между ГКЛ и ТОZ в основном совпадают с областями с положительной корреляцией между геомагнитным полем и ГКЛ, то в целом для Южного полушария мы имеем отрицательную корреляцию между ГКЛ и ТОZ. То есть механизм связи геомагнитного поля и климата в Южном полушарии отличается от такового в Северном.



Рис. 1. Интегральные характеристики модуля полного вектора геомагнитного поля F, его вековой вариации svF, приземной температуры воздуха T2m, озона O₃ на уровне 70 гПа, удельной влажности SpH на уровне 150 гПа, общего содержания озона TOZ за период 1957 – 2011 гг. для северного (а) и южного (б) полушарий. Осреднение выполнено в широтных поясах 40-70° с.ш. и 60-90° ю.ш.

Анализ имеющихся в нашем распоряжении данных показал, что в Южном полушарии влияние на TOZ оказывают не ГКЛ, а солнечные протоны (СП). Пространственно-временное распределение СП, образованных при солнечных протонных событиях, показывает, что они связаны с областями увеличения концентрации озона в секторе 0 – 180° в.д. на 50-х градусах ю.ш. Положительная корреляция между солнечными протонами и озоном неожиданная – хорошо известно, что под воздействием СП озон в мезосфере и верхней стратосфере разрушается. То есть воздействие частиц на верхнюю атмосферу должно быть более значимым вследствие более высокой интенсивности их потока. В основе известного механизма влияния СП на состав атмосферы лежит активация озон-разрушающих циклов HO_x и NO_x, которые уменьшают плотность озона.

Однако истощение озона на более высоких уровнях позволяет солнечному ультрафиолетовому излучению глубже проникать в атмосферу (напомним, в стратосфере озон является одним из самых сильных поглотителей УФизлучения). В этих условиях наиболее вероятным механизмом образования озона в нижней стратосфере является эффект «самовосстановления озона» [12]. Разрушая озон на более высоких уровнях атмосферы, СП способствуют его образованию на более низких уровнях. Следовательно, мы опять приходим к изменчивости концентрации озона вблизи тропопаузы, что оказывает влияние на изменение температуры и влажности на высотах, наиболее чувствительных к исходящей длинноволновой радиации, т.е. на уровне UTLS.

Общая схема предлагаемого механизма связи геомагнитного поля и климата показана на рис. 2. Процесс начинается с геомагнитной модуляции интенсивности и глубины проникновения энергичных частиц в атмосферу Земли, что приводит к активации ионно-молекулярных реакций, влияющих на концентрацию озона вблизи тропопаузы. В северном полушарии на этом уровне происходит максимальное поглощение ГКЛ, где они активируют автокаталитический цикл производства О₃. В южном полушарии более эффективно воздействие солнечных протонов, активирующие механизм самовосстановления озона на более низких уровнях атмосферы после разрушения его на верхних уровнях. Вариации плотности озона вблизи тропопаузы влияют на температуру в области верхняя тропосфера/нижняя стратосфера. Чем выше здесь температура, тем выше влажноадиабатический градиент температуры и тем более «сухим» становится этот слой (уменьшается его удельная влажность). И наоборот, охлаждение области UTLS позволяет водяному пару легче распространяться вверх. Эти небольшие колебания влажности в области UTLS в зимний период через отраженное длинноволновое излучения Земли влияют на радиационный баланс планеты и, как следствие, на приземную температуру воздуха.



Рис. 2. Связь между геомагнитным полем и климатическими параметрами.

Безусловно, приведенный здесь механизм требует дальнейшего тестирования и не является единственно возможным. Полученные результаты справедливы для зимнего времени, когда атмосфера более устойчива, и на временных шкалах не менее первых десятков лет. Однако, связь климата с геомагнитным полем нам представляется вполне реальной, а его изменения также необходимо учитывать в долгосрочных климатических моделях как один из контролирующих климат факторов.

- Бахмутов В.Г., Мартазинова В. Ф., Килифарска Н. А., Мельник Г.В., Иванова Е.К. Связь изменений климата с геомагнитным полем.
 Пространственно-временная структура магнитного поля Земли и климата в XX веке // Геофизический журнал. 2014. №1. С. 81 – 104
- 2. Логинов В.Ф. Глобальные и региональные изменения климата: причины и следствия. Минск: ТетраСистемс. 2008. 496с.
- 3. Криволуцкий А. А., Репнев А. И. Воздействие космических энергичных частиц на атмосферу Земли (обзор) // Геомагнетизм и Аэрономия. 2012. 52. № 6. С. 723–754.
- 4. *Shea M.A., Smart D.F.* Preliminary study of cosmic rays, geomagnetic field changes and possible climate changes // Advances in Space Research. 2004. 34. P. 420–425.
- 5. Kovaltsov G.A., Usoskin I.G. Regional cosmic ray induced ionization and geomagnetic field changes // Advances in Geosciences. 2007. 13. P. 31–35.
- 6. Килифарска Н.А., Бахмутов В.Г., Мельник Г.В. Геомагнитное поле климат: причинно-следственные связи в изменении некоторых параметров атмосферы // Физика Земли. 2015. № 5. С. 160-178.
- 7. *Kilifarska N. A.* Mechanism of lower stratospheric ozone influence on climate // International Review of Physics. 2012.6. №3. P. 279-289.
- Inamdar A. K., Ramanathan V., Loeb N.G. Satellite observations of the water vapor greenhouse effect and column longwave cooling rates: Relative roles of the continuum and vibration-rotation to pure rotation bands // Journal of Geophysical Research. 2004.109. D06104. doi:10.1029/2003JD003980
- Spencer R.W., Braswell W.D. How Dry is the Tropical Free Troposphere? Implications for Global Warming Theory // Bulletin of the American Meteorological Society. 1997. 78.P.1097-1106.
- 10. *Hallegatte S., Lahellec A., Grandpeix J. Y.* An Elicitation of the Dynamic // Journal of the Atmospheric Sciences. 2006. 63. P.1878—1894.
- Kilifarska N.A., Bakhmutov V.G., Melnyk G.V. Geomagnetic influence on Antarctic Climate Evidences and Mechanism // International Review of Physics. 2013. Vol. 7. №3. P. 242 – 252.
- 12. Slanger T.G., Jusinski L.E., Black G., Gadd G.E. A new laboratory source of ozone and its atmospheric implications // Science. 1988. 241. P. 945–950.

К стратиграфии обращённых намагниченностей в горных массивах

Ф. Х. Каримов

Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Академии наук Республики Таджикистан, Душанбе

Известны случаи обнаружения полосовидных магнитных аномалий в районах срединно-океанических хребтов [1, 2], песках Западной Туркмении [3] и в дальневосточных базальтах [4]. Это дало основания для построения гипотезы об инверсиях магнитного поля Земли, как причинах возникновения полос в массивах с чередующимися прямой и обратной намагниченностями горных пород [6]. Причём полосовидность магнитных аномалий может проявляться не только в горизонтальных направлениях к земной поверхности, но и в их распределении по глубине земной коры [3, 5]. В работе [7] высказано предположение о том, что обращения намагниченности горных массивов могут происходить в результате понижения магнитного поля Земли в 7-10 раз. В работе [8] на основании предположения о действии само размагничивания массивов горных пород представлена количественная не инверсионная модель образования полосовидных магнитных аномалий, расположенных вдоль поверхности земной коры. Показано, что обращения их намагниченности могут происходить при понижении магнитного поля Земли до определённых критических уровней, зависящих от намагниченности пород и размеров намагниченных полос [8]. В настоящей работе рассматривается возможный механизм возникновения полосовидных магнитных аномалий по глубине земной коры в рамках магнитостратиграфии горных пород.

Общую схему возникновения обратно намагниченных массивов представим в следующем виде. В магнитном поле Земли определённой величины после остывания горных пород до температур ниже температур Кюри основных составляющих магнитных минералов возникает первично намагниченный вдоль вектора локального магнитного поля Земли Н массив с некоторой намагниченностью J. (рис. 1). Для описания введём правую прямоугольную систему координат ∂xyz . Пусть толщина пласта массива 2a много мала по сравнению с его протяжённостями в горизонтальной плоскости и она много меньше его протяжённости 2L в горизонтальном направлении z и много меньше протяжённости 21 в горизонтальном направлении у, так что выполняется соотношение L>>1>>а (см. рис. 1). Для примера направление вектора локального магнитного поля выбрано параллельным вертикальной оси *x*. В районах океанических рифтов такие полосы сильно вытянуты вдоль линий рифтов на сотни и тысячи км, их ширина составляет 20-40 км, а толщина – 3-5 км [1,2] и поэтому соотношение L>>1>>а, по крайней мере, в первом приближении можно считать выполняющимся.



Рис. 1. Схема первично и вторично намагниченных пластов [8].

Как вытекает из теории магнитостатики [9] магнитное поле над намагниченной тонкой пластиной в средних частях будет много меньшим поля рассеяния в пространстве вблизи её краёв (рис. 1), и первое из этих полей стремится к нулю по мере утончения пласта. Предположим, что в течение времени поступления новой порции лавы магнитное поле Земли уменьшилось до значений, меньших полей рассеяния. Тогда после остывания лавы до температур блокировки её часть, попадающая в область рядом с первично намагниченным пластом, расположенную справа (показана затемнённой на рис. 1), будет намагничена в обратном направлении по отношению к первичному полю. Очевидно, то же будет происходить в случае осаждений в открытых местностях или в водоёмах сухих песков или твёрдых частиц, накапливающихся непосредственно сбоку от первично намагниченного массива.

В соответствии с концепцией тектоники плит, вновь поступающие лавы, выходя на внешнюю земную поверхность, раздвигают горизонтальные слои земной коры, сложенные ранее поступившими лавами, в сторону от линии рифтовой зоны и образуют полосовидный массив, намагниченный в соответствии с направлением и величиной действующего магнитного поля. При достаточном уменьшении внешнего магнитного поля до критических значений $-\Delta H$ (рис. 2) вновь поступающий материал намагничивается в обратном направлении по отношению к намагниченности первичного массива [8]. Если внешнее поле больше поля рассеяния первичного массива, то образуется полоса с намагниченностью в прямом направлении. Поскольку намагниченности лав намного превосходят намагниченности осадочных пород, для возникновения обратно намагниченных полос в последнем случае требуется большее понижение магнитного поля Земли. Так формируются поочерёдно намагниченные горизонтальные пласты, полосы горных массивов, создающие полосовидные магнитные аномалии.



Рис. 2. Зависимость убывания поля рассеяния от горизонтального расстояния от намагниченного пласта [8].

После образования первоначально намагниченного массива новые порции материала в виде лавы или твёрдых осадков могут накапливаться не только сбоку от первоначально образовавшегося массива в горизонтальной плоскости. Они могут покрывать сверху этот горизонтальный пласт с чередующимися прямой и обратной намагниченностями (рис. 3). Поскольку на срединных участках полос при принятом условии L>>l>>а поля рассеяния малы, то при условии достаточно сильного внешнего магнитного поля с прямой намагниченностью **H**_{пр} по отношению к полям рассеяния **H**_{об} в этом втором слое возникает новый плоский, расположенный в горизонтальной плоскости, первично намагниченный массив.



Рис. 3. Схема образования первого (**I**) и второго (**II**) слоёв с чередующимися прямой J_{nn} и обратной J_{nn} намагниченностями.

Далее картина образования полосовидно намагниченных массивов, аналогичная их образованию в нижнем слое, повторяется. Ширина каждой полосы определяется соотношением продолжительностей действия внешнего магнитного поля и поля рассеяния на вновь поступающие лаву или осадки. Так формируется горизонтальная полосовидная структура намагниченных пород во втором слое. При поступлении материала в следующий горизонт таким же путём образуется новая система полосовидно намагниченных массивов и так может происходить далее. В результате весь массив оказывается намагниченным в виде полос в горизонтальной и в вертикальной плоскостях. Именно такая картина обнаруживается в районах рифтовых зон срединноокеанических хребтов [2] и в некоторых песчаных районах [3].

- 1. Вайн Ф., Мэтьюз Д. Магнитные аномалии над океаническими хребтами. Сб.: Новая глобальная тектоника. Пер. с англ. Ред. Л.П. Зоненшайн и А.А. Ковалёв. М.: Мир, 1974, с. 32-37.
- 2. *Hall J.M., Robinson P.T.* Deep crustal drilling in the North Atlantic Ocean. Science, Vol. 204, 1979, pp. 573-586.
- 3. *Храмов А.Н.* Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л.: Гостоптехиздат, 1958.
- 4. Кочегура В.В., Шолпо Л.Е. Палеомагнитные исследования дальневосточных базальтов. Вопросы геофизики, №286, с. 160-164, 1960.
- 5. *Tivey M.A., Johnson H. P., Fleutelot C., Hussenoeder S., Lawrence R, Waters C., Wooding B.* Direct measurement of magnetic reversal polarity boundaries in a cross-section of oceanic crust. Geophysical Research Letters, Vol. 25, No. 19, 1998, pp. 3631-3634.
- 6. Хайрилер Дж., Диксон Г., Херрон Э., Питман III., Ле Пишон Кс. Морские магнитные аномалии, инверсии геомагнитного поля и движения океанического дна и континентов. – Сб.: Новая глобальная тектоника. Пер. с англ. Ред. Л.П. Зоненшайн и А.А. Ковалёв. – М.: Мир, 1974, с. 38-57.
- 7. Гурарий Г.З., Петрова Г.Н., Поспелова Г.А., Нечаева Т.Б., Бурлацкая С.П., Вадковский В.Н. Тонкая структура геомагнитного поля. Сб.: Современное состояние исследований в области геомагнетизма. М.: Наука, 1983, с. 42-62.
- 8. Каримов Ф.Х. Теория геомагнитных полосовидных аномалий. Докл. АН РТ, Т.57, №11-12, 2014, с.836-842.
- 9. Ландау Л.Д. Электродинамика сплошных сред. М.: Физматлит, 2003, 656 с.

Палеоэкологическое значение магнитных параметров осадков современных озер, содержащих остатки МТБ (на примере оз. Большое Яровое, Алтайского края)

Л. Р. Косарева, Д. К. Нургалиев, Н. Г. Нургалиева, Д. М. Кузина, Г. А. Баталин, Б. И.Гареев, В. В. Антоненко, Р. Д. Ахмеров

Казанский федеральный университет

Озера являются существенным элементом многих современных и древних ландшафтных обстановок. В них происходят разнообразные гидрологические, геохимические, биогенные и седиментационные процессы. Изучение этих процессов в современных обстановках позволяет создавать палеоэкологические реконструкции соответствующих аналогов в различные этапы геологической истории. Важность магнетизма озерных отложений для палеоклиматических исследований была впервые особенно определена в 1970-е гг. в работах, посвященных голоценовым осадкам Британских озер. Исследования продолжились в направлении изучения вековых вариаций геомагнитного поля (PSV) [Масkereth, 1971] осадков современных озер. При корреляции

отложений озер по магнитной восприимчивости выявлена взаимосвязь магнитных параметров с показателями окружающей среды - содержанием пыльцы и органического углерода [Thompson, 1973]. Многие ученые продолжили исследования в данном направлении с целью реконструкции палеоклиматических изменений [Thouveny, et al 1994]. Следует выделить некоторые важные направления исследований магнитных свойств озерных осадков: определение изменений уровня водоемов и вариаций твердого стока [Benson, 1996], изучение цикличности изменений климата [Olsen, 1996], корреляция морских и континентальных отложений [Zhou, 1999]. Диагностика, оценка особенностей и концентрации биогенных магнитных минералов в осадках оказываются актуальными при реконструкции озерных обстановок при решении задач указанных направлений.

В 2008 г. сотрудниками КФУ была организована экспедиция на озеро Большое Яровое с целью отбора керновых колонок и их дальнейшего изучения. Первоначально были проведены сейсмоакустические исследования, показавшие сложность процессов осадконакопления в озере, связанные с различными типами газопроявления [Крылов и др., 2015]. Их результаты легли основой выбора местоположения точек отбора керновых колонок. Всего отобрано 5 колонок длиной до 5 м.

Большое Яровое — бессточное горько-солёное озеро, расположенное в Славгородском районе Алтайского края западной части Кулундинской равнины. Средняя глубина составляет 4-4.25 м. Максимальные глубины достигают 8 м и более. Озеро находится на высоте около 79 м над уровнем моря. Площадь акватории составляет 70 км³. Общая площадь водосбора примерно 560 км². Длина 11.5 км, максимальная ширина 8 км. Питание озера происходит за счет весеннего и речного стока, грунтовых вод, а также выпадения осадков. Размыв засолоненных грунтов приводит к поступлению в озеро воды, минерализация которой может достигать 1 г/л и выше. Минерализация вод принесенных речками и ручьями тоже высока и достигает 1.5-1.7 г/л. В связи с этим озерная вода соленая и представляет собой сульфатную рапу.

Отобранный керн был исследован следующими лабораторными методами. Измерения магнитной восприимчивости (k), естественной остаточной намагниченности (NRM), вектора естественной остаточной намагниченности (склонение I, наклонение D). Измерения данных параметров проводились для всех образцов каждой колонки с шагом 2 см. Всего было измерено 985 образцов. На отдельных участках различных колонок были проведены следующие исследования. Для 79 образцов колонок №1 и 3 (с шагом 10 см) проведен рентгенофлуоресцентный анализ (РФА). Рентгенодифрактометрические исследования были проведены для 12 образцов колонки №1 и 10 образцов колонки №3. Методом коэрцитивной спектрометрии (КС) были изучены 792 образца колонок №1, 2, 3, 4. Шаг отбора образцов составил 2 см. Для проведения дифференциального термомагнитного анализа (ДТМА) из колонки №1 и 3 были отобраны 26 образцов. Для оценки возраста изучаемых отложений был извлечен органический материал 4-х образцов (по два образца из колонок №2 и 4). Магнитная сепарация проведена по 1 образцув лабораториях КФУ и 2-м в лаборатории Технического университета Мюнхена (TUM). Микроскопия проведена по 1 образцу в лаборатории КФУ и по 2-м проводится в TUM.

Определения возраста образцов методом радиоуглеродного датирования проводились в Технологическом Университете Швейцарии (г. Цюрих). Данные радиоуглеродного датирования свидетельствуют о значительном возрасте озера, превышающем 9тыс лет.

Следует отметить, что, как правило, магнитная восприимчивость является хорошим коррелятивным параметром и с успехом используется для сопоставления отобранных в различных частях озера керновых колонок. В нашем случае провести корреляцию по всей длине кернов по всем отобранным колонкам является затруднительным (рис. 1). Хорошая корреляция между собой прослеживается по колонкам №3, 4, 5 и 1, 2.



Рис. 1. Вариации магнитной восприимчивости по керновым колонкам оз. Большое Яровое. Измерения проведены прибором MS2-В (Bartington) на частоте 465 Гц, Значения в 10^{-5} ед. СИ.

Такие же результаты показывают вариации NRM, D и I.

Верхняя часть разреза находится в полужидком состоянии, ниже осадки более консолидированы. С этим связано различное содержание воды в осадках. Следует отметить различную скорость осадконакопления и неодновременное прохождение стадий диагенеза. Процесс осадконакопления осложняется различными видами газопроявления. Все вышеперечисленное является причиной плохой корреляции большинства химических элементов. Однако легко растворимые Сl и К имеют единые тренды. Используя данные элементного состава, были рассчитаны литологические индексы и модули. Сопоставление их вариации по кернам №1 и 3 значительно проще. Использование данных РФА и определения минералогического состава отложений позволило определить геохимическую зональность в отложениях колонок. В колонке 1 выделено 8 зон. В колонке 3 выделено 10 зон.



Рис. 2. Геохимическая зональность. а) керновая колонка №1 и б) керновая колонка №3.

По показателям SiO₂/Al₂O₃, STI и ГМ закономерно более зрелыми выступают осадки нижних зон 1-4 для колонки №1 и 1-7 для колонки №3. ТМ в обеих колонках указывает на континентальный генезис осадков, зрелость обломочной компоненты и высокую степень механической сортировки терригенного материала. Железный модуль указывает на высокожелезистый состав осадков. При этом содержание оксида железа возрастает вверх по разрезу. Значения V/Cr свидетельствует о хорошей аэрируемости бассейна осадконакопления, за исключением нижней зоны колонки №3. В колонке №1 Sr/Ca указывает на снижение солености бассейна седиментации, что подтверждается трендом SrO и SO₃. В колонке №3 Sr/Ca варьируют с большими колебаниями, в тренде уменьшаясь вверх по разрезу, указывая на колебания солености бассейна седиментации. Тренды SrO и SO₃ указывают на уменьшение солености. Вверх по разрезу уменьшается содержание CaO
(CaO/MgO), что наряду с уменьшением SrO и увеличением содержания Br указывает на потепление климата, при котором накапливались все более молодые осадки. В колонке №1 значения Ti/K уменьшаются вверх по разрезу. Таким образом, в более молодых осадках скорость и степень химического выветривания меньше и они накапливались в более аридном климате. В колонке №3 значения Ti/K варьируют по разрезу не значительно.

Важной частью исследований является магнито-минералогический анализ. Полученные параметры магнитного гистерезиса по 4-м колонкам отражены на диаграммах Дэя-Данлопа рассчитанных для магнетита (рис. 3.). Анализ полученных данных позволяет сделать вывод об однородности ферромагнетика, обусловленной едиными причинами изменения магнитных свойств. Вероятнее всего это однодоменный и псевдооднодоменный материал, с заметным влиянием суперпарамагнетизма, с содержанием многодоменных зерен. Это говорит о том, что основными носителями намагниченности являются биогенные магнитные минералы.

На рис. 4 представлена схема сопоставления парамагнитной составляющей магнитного сигнала по 4-м керновым колонкам. Данный параметр отражает привнос глинистого материала в бассейн осадконакопления связанный с увеличением влажности климата, либо с эоловыми процессами. Здесь следует обратить внимание на переломный момент в процессе осадконакопления. В нижней части разреза происходит постепенное увеличение поступления глинистого материала, затем наблюдается наличие границы размыва, следовательно, падение уровня озера в период времени \approx 7600 лет назад. После этого, поступление глинистых частиц происходит с небольшими колебаниями, что свидетельствует о стабилизации процессов осадконакопления.

На основе разложения коэрцитивных спектров по методике вейвлетразложения описанной в работе [Kosareva L.R. et. all., 2015] выделен ряд ферримагнитных компонент, входящих в состав осадков. На рис. 5а) представлена гистограмма распределения ПМКС ферримагнитных компонент, выделенных по коэрцитивным спектрам нормального остаточного намагничивания. На рис. 5б) - Гистограмма распределения ПМКС ферримагнитных компонент, намагниченность которых составляет более 10% от общей намагниченности образца.

Это компоненты описанные в работе [Egli R., 2004] «ЕХ» внеклеточный, ультратонкий магнетит; обломочный магнетит «D», два вида магнитосом «BS» и «BH», и высококоэрцитивную компоненту «H». Следует отметить, что основным носителем намагниченности каждого образца является компонента «BS».



Рис. 3. Характеристики размеров магнитных зерен по гистерезисным параметрам осадков оз. Большое Яровое на теоретической диаграмме Дэя-Данлопа. Красными точками - образцы колонки №1, синими точками - образцы колонки №2, зелеными точками - образцы колонки №2, желтыми точками - образцы колонки №4; Цифры вдоль кривых – объемные доли компонент [Day et al., 1977; Dunlop D.J. 2002].



Рис. 4. Вариации парамагнитной компоненты осадков, рассчитанной с использованием коэрцитивных спектров.



Рис. 5. Гистограмма распределения ПМКС ферримагнитных компонент (описание в тексте).

На рис. 6 представлены вариации Положения максимума коэрцитивного спектра (ПМКС) составляющей «BS» по 4-м колонкам. Данный рисунок чет-ко отражает изменчивость МТБ в осадках озера.

Термомагнитный анализ свидетельствует о том, что основными носителями намагниченности в осадках является магнетит и гематит и позволяет разделить керновую колонку на две части, верхнюю, представленную образцами, относящимися к первой группе, и нижнюю представленную образцами, относящимися ко второй группе. Группа 1 - образцы соответствующие верхним 40 см, характеризуется наличием в образцах сульфидов. Группа 2 – образцы соответствующие глубинам начиная от 60 см и ниже, характеризуется наличием в образцах органики. Температура Кюри свидетельствующая о наличие металлического железа часто встречается в образцах озера.



Рис. 6. Вариации ПМКС ферримагнитной компоненты «BS».

На рис. 7 представлены ПМКС основной компоненты BS, сглаженные по 5-ти точкам. Согласно данным Н. Рудой палинологический анализ проведенный по образцам колонки №3 с шагом 10 см позволил выявить в споровопыльцевой диаграмме 4 палинозоны, отмеченных на рис.7 оранжевыми и голубыми линиями. Нельзя не заметить, что этапы потепления климата связаны с увеличением коэрцетивности магнитных зерен, а этапы похолодания, напротив, связаны с зонами более магнитомягких частиц. Это говорит о возможности определения палеоклиматического сигнала используя методику разложения коэрцитивных спектров.

Предыдущие данные, а так же рис. 8, определяющий возможность проведения корреляции на основе ПМКС основной компоненты позволяет сделать следующие выводы о том, что обнаружена новая группа магнитных параметров позволяющих расчленять разрезы, реконструировать условия окружающей среды, и проводить корреляцию. Эти параметры также имеют прямое отношение к новому разделу палеонтологии – <u>магнитной нанопалеонтологии</u>.



Рис. 7. Вариации ПМКС ферримагнитной компоненты «BS», осредненные по 5-ти точкам. Оранжевым – теплый и сухой климат, голубым прохладный и влажный.



Рис. 8. Вариации ПМКС ферримагнитной компоненты «BS» и NRM по всем колонкам.

 Mackereth, F.J.H. On the variation in direction of the horizontal component of remanent magnetization in lake sediments. Earth and Planetary Science Letters 12, 332-338, 1971;
 Thompson, R. Paleolimnology and paleomagnetism. Nature 242, 182-184, 1973;

- 3. Thouveny, N., De Beaulieu, J.-L., Bonifay, E., Creer, K.M., Gulot, J., Icole, M., Johnsen, S., Jouzel, J., Reille, M., Williams, T., Williamson, D. Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. Nature, V 371, I 6497, 1994, p. 503-506;
- 4. Benson, L.V., Burdett, J.W., Kashgarian, M., Lund, S.P., Phillips, F.M., Rye, R.O. Climatic and hydrologic oscillations in the Owens Lake basin and adjacent Sierra Nevada, California. Science. V 274, I 5288, 1996, p. 746-749;
- Olsen, P.E., Kent, D.V. Milankovitch climate forcing in the tropics of Pangaea during the Late Triassic. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. V. 122, I. 1-4, 1996, p. 1-26;
- 6. Zhou, L.P., Shackleton, N.J. Misleading positions of geomagnetic reversal boundaries in Eurasian loess and implications for correlation between continental and marine sedimentary sequences. Earth and Planetary Science Letters. V. 168, I. 1-2, 1999, p. 117-130;
- 7. *Крылов П.С., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г.* Проявление газа в донных отложениях на сейсмоакустических разрезах озера Большое Яровое. Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2015. В печати.
- 8. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. V. 13, p. 260-267;
- 9. *Dunlop*, *D.J.* Theory and application of the Day plot (M-rs/M-s versus H-cr/H-c) // J. Geophys. Res. S Solid Earth. 2002, V. 107, I. B3, P. 2046-2067;
- Kosareva L. R., Utemov E. V., Nurgaliev D. K., Shcherbakov V. P., Kosarev V. E., Yasonov P. G. Separation of Ferromagnetic Components by Analyzing the Hysteresis Loops of Remanent Magnetization // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. - 2015. - Vol. 51, No. 5. - P. 689–708;
- 11. *Egli, R.* Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves / Egli, R. // Unmixing natural sediments. Studia Geophys. Geodaet. 2004. 48.- P. 391-446.

Палеомагнетизм пермо-триасовых интрузивных комплексов Ангаро-Тасеевской впадины и Тунгусской синеклизы: новые данные

А. В. Латышев^{1, 2}, Р. В. Веселовский^{1, 2}, П. С. Ульяхина², Э. М. Мирсаянова²

¹Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва ²Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

Сибирская трапповая провинция широко известна как крупнейшая область проявления внутриплитного базальтового магматизма в фанерозое. В последние годы детальным палеомагнитным исследованиям подверглись наиболее мощные вулканогенные разрезы Сибирских траппов в Норильском и Маймеча-Котуйском районах (Pavlov et al., 2015), а также интрузивные комплексы периферии Тунгусской синеклизы (Konstantinov et al., 2014; Латышев и др., 2013). Во всех этих случаях авторам удалось показать пульсационный характер магматической активности и выделить основные магматические события.

На данный момент для большинства районов Сибирской трапповой провинции, включая наиболее изученный Норильский район, характер и продолжительность интрузивного магматизма, а также возрастные и генетические соотношения интрузий с вулканитами являются предметом дискуссии. В данной работе представлены результаты детальных палеомагнитных исследований интрузивных комплексов двух районов распространения траппов: долины р. Нижней Тунгуски (центральная часть Тунгусской синеклизы) и Ангаро-Тасеевской впадины (р. Чуна и Ангара).

В пределах Тунгусской синеклизы палеомагнитные исследования охватили 35 сайтов, расположенный вдоль р. Нижней Тунгуски от п. Тура до устья (расстояние между крайними 750 км). Трапповые интрузивы здесь представлены, как правило, силлами, реже дайками и штоками, сложенными преимущественно мелко-среднезернистыми долеритами. Мощность тел варьирует от первых метров до сотен метров, по простиранию силлы прослеживаются на расстояние до десятков километров. Интрузивы локализованы в верхнепалеозойских осадках Сибирской платформы на западе исследуемого района, в пермо-триасовых туфогенных отложениях и лавах трапповой формации – на востоке, в пределах Тунгусской синеклизы. Большая часть опробованных интрузивов относится к катангскому комплексу, который согласно данным Госгеолкарты-1000 считается раннетриасовым. Единственное исключение представляет собой интрузия в нижнем течении Н.Тунгуски, отнесенная к позднепермскому ергалахскому комплексу (Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000, лист О-44,45, 1990). Опубликованные в недавних работах U-Pb датировки по силлам Н. Тунгуски устанавливают время их формирования как начало раннего триаса: 251.795 ± 0.070 и 251.786 ± 0.054 млн. лет – по силлам нижнего течения Н.Тунгуски; 251.74 ± 0.18 млн. лет – по интрузиву в 150 км восточнее пос. Тура (Burgess, Bowring, 2015). Близость датировок по интрузиям, удаленным друг от друга на расстояние в сотни километров, указывает на возможность интенсивного магматизма в центральной части Сибирской трапповой провинции. Более детальная информация о возрастном расчленении интрузивов данного района отсутствует.

В общей сложности пошаговому температурному размагничиванию было подвергнуто около 350 образцов долеритов, представляющих 35 магматических тел. Практически все образцы характеризуются отличным или удовлетворительным палеомагнитным сигналом, позволяющим выполнение компонентного анализа. В 16 палеомагнитных сайтах из исследованных 35 в составе естественной остаточной намагниченности выделяется низкотемпературная компонента, вероятно, имеющая вязкую природу, и высокотемпературная компонента прямой (14 сайтов) или обратной (2 сайта) полярности. Вязкая компонента повсеместно разрушается к 250-300 °C; интервалы деблокирующих температур высокотемпературной компоненты варьируют в пределах 300-615°C.

В 19 сайтах вектор естественной остаточной намагниченности, помимо низкотемпературной вязкой компоненты, содержит две стабильные компоненты различной полярности: средне- и высокотемпературную. В 11 сайтах высокотемпературная компонента характеризуется прямой полярностью, в 8 – обратной. Высокотемпературная компонента в большинстве случаев разрушается в температурном интервале 440-580°С. Диапазон проявления среднетемпературной компоненты в разных сайтах варьирует в широких преде-

лах от 240-450°C до 400-540°C и 530-590°C. Качество палеомагнитного сигнала и степень выраженности среднетемпературной компоненты также варьируют от сайта к сайту.

Таким образом, в 19 из 35 исследованных магматических тел присутствуют две компоненты разной полярности. Для 13 сайтов, где высоко- и среднетемпературная компонента выделяются с достаточной уверенностью не менее чем в 3 образцах из сайта, был проведен тест обращения (McFadden, McElhinny, 1990). В 8 случаях угловая разница между направлениями компонент не превышает критический угол, т.е. результат теста положительный. В остальных 5 случаях отрицательный результат теста обращения, вероятно, объясняется частичным перекрытием спектров блокирующих температур высоко- и среднетемпературной компонент.

Для проверки гипотезы о возникновении одной из антиподальных компонент намагниченности в связи с магнито-минералогическими превращениями в процессе последовательных ступенчатых нагревов, 6 образцов были подвергнуты ступенчатой чистке переменным магнитным полем. Компонентный анализ полученных результатов показал, что все исследованные образцы характеризуются двухкомпонентным составом вектора остаточной намагниченности: низкокоэрцитивная компонента размагничивается при значениях поля 5-10 мТл и, вероятно, имеет вязкую природу. Высококоэрцитивная компонента разрушается во всех образцах в интервале 10-80 мТл. Важно отметить тот факт, что по результатам магнитной чистки образцов в переменном магнитном поле ни в одном случае антиподальных компонент, подобных выделенным при температурной чистке, обнаружено не было. Таким образом, данные чистки переменным полем говорят в пользу того мнения, что одна из антиподальных компонент, наблюдаемых при температурной чистке, является артефактом, приобретенным в ходе ступенчатых нагревов. Учитывая вышеизложенное, как характеристическая была принята компонента, выделяемая при чистке переменным полем.

Средние палеомагнитные направления удалось вычислить для всех 35 сайтов. 23 сайта характеризуются прямой полярностью, 12 – обратной. Средние направления для сайтов с прямой и обратной полярностью показаны в табл. 1. Тест обращения (McFadden, McElhinny, 1990), проведенный для средних направлений по прямой и обратной полярности, положителен: $\gamma/\gamma_{\kappa p} = 0.4^{\circ}/6.0^{\circ}$.

Нужно отметить, что интрузив, отнесенный к ергалахскому комплексу, который считается одновозрастным ивакинской свите, намагничен в прямой полярности, тогда как ивакинская свита характеризуется обратной полярностью (Heunemann et al., 2004).

Сравнение среднего полюса по интрузивам Нижней Тунгуски (N=35; Plong=133.6; Plat=56.2; B95=5.0) с палеомагнитным трапповым полюсом NMK (Pavlov et al., 2011) демонстрирует, что эти полюсы не идентичны, но близки, а их доверительные интервалы перекрываются (рис. 1). Это свидетельствует в пользу осреднения вековых вариаций при формировании интрузивных комплексов р. Нижней Тунгуски. Об этом же говорит положительный тест обращения и относительно невысокая межсайтовая кучность. Исходя из существующих оценок времени, достаточного для осреднения вековых вариаций (Tauxe, 2010), можно оценить продолжительность формирования интрузивных комплексов р. Нижней Тунгуски не менее чем в 10-100 тыс. лет.



Рис. 1. Сравнение полюса по интрузивам Нижней Тунгуски (NT) с палеомагнитным трапповым полюсом NMK (Pavlov et al., 2015). 1. Полюс NT. 2. Полюс NMK.

Таблица 1. Средние направления для интрузий прямой и обратной полярности долины р. Нижней Тунгуски.

Группа	Ν	D	Ι	K	α95
Прямая полярность	23	95.1	79.2	82.7	3.3
Обратная полярность	12	276.5	-78.9	62	5.6

N – количество сайтов; D – склонение; I – наклонение; K, α 95 – параметры статистики Фишера. Все направления пересчитаны на среднее географическое положение: N=64.6°; E=94.4°.

В целом в распределении палеомагнитных направлений не удается выделить каких-либо представительных и тесных кластеров, которые бы свидетельствовали об очень кратких и интенсивных магматических событиях. Большая часть интрузий, расположенных в среднем течении Нижней Тунгуски и прямо намагниченных, демонстрирует направления, близкие к среднему направлению по лавам кочечумской свиты (Латышев и др., 2014). Этот факт, а также локализация интрузий этой группы в породах от палеозойских осадков до лав нидымской свиты, свидетельствует о формировании значительной части прямо намагниченных интрузивов Тунгусской синеклизы в кочечумское время.

В долине р. **Чуны** (Ангаро-Тасеевская впадина) палеомагнитным исследованиям подверглись 19 сайтов, представляющих главным образом силлы, локализованные в палеозойских осадках чехла Сибирской платформы. Согласно схеме распространения силлов Ангаро-Тасеевской впадины (Феоктистов, 1978), вся опробованная территория находится в зоне распространения Падунского и Чуно-Бирюсинского силлов, хотя полевые исследования позволяют обнаружить и более мелкие интрузивы.

Все исследованные образцы (около 250) были подвергнуты ступенчатой температурной чистке. Во всех сайтах выделяется низкотемпературная компонента, которая разблокируется к 250-350°С и, вероятно, имеет вязкую природу, и высокотемпературная компонента обратной полярности. Диапазон деблокирующих температур высокотемпературной компоненты варьирует от 280°С до 615°С, в большинстве случаев 470-580°С.

Распределение средних направлений по сайтам позволяет четко выделить две дирекционные группы (рис. 2). В первую группу попадают сайты, расположенные в среднем течении р. Чуны – «Чунские силлы» (11 сайтов). Ко второй группе относятся сайты, находящиеся в верхнем течении Чуны (Уды), а также 2 сайта, расположенных в нижнем течении- «Нижнеудинские силлы» (всего 8 сайтов). Обе дирекционных группы характеризуются высокой кучностью (табл. 2), что позволяет предположить формирование интрузий, их образующих, в течение двух кратких интенсивных магматических событий.

Таблица 2. Средние палеомагнитные направления для дирекционных групп р. Чуны; Падунскому и Тулунскому силлам (с учетом данной работы и результатов (Латышев и др., 2013)).

группа	N	D	Ι	K	α95
Чунские силлы; среднее течение Чуны	11	247.0	-79.2	220.5	3.1
Нижнеудинские силлы; верхнее течение Чуны	8	270.5	-64.2	205.7	3.9
Падунский силл (Ангара+Чуна)	17	254.7	-79.2	247.9	2.3
Тулунский силл (Ангара+Чуна)	15	264.6	-62.6	112.0	3.6

N – количество сайтов; D – склонение; I – наклонение; K, α95 – параметры статистики Фишера. Все направления пересчитаны на среднее географическое положение для данной группы.

Сравнение виртуальных геомагнитных полюсов, рассчитанных для двух дирекционных групп, с полюсами, полученными по крупным силлам р. Ангары: Падунскому и Тулунскому, - показывает, что виртуальные геомагнитные полюсы «Нижнеудинских силлов» и Тулунского силла, а также «Чунских силлов» и Падунского силла статистически неразличимы (рис. 3). Совпадение виртуальных геомагнитных полюсов, полученных по 6-11 сайтам, указывает на синхронность магматических событий.

Таким образом, в долине р. Чуны присутствуют продукты 2 крупных магматических событий, синхронных с внедрением Падунского и Тулунского силлов. Средние палеомагнитные направления для Тулунского и Падунского силлов, включающие результаты данного исследования и работы (Латышев и др., 2013), приведены в табл. 2. Аномально высокая кучность указывает на кратковременность этих магматических эпизодов. Также об этом свидетельствует отличие виртуального геомагнитного полюса Тулунского силла от траппового полюса NMK и низкий в сравнении с ожидаемым по модели (Tauxe and Kent, 2004) разброс виртуальных геомагнитных полюсов для обеих групп (Латышев и др., 2013). Учитывая приведенные выше оценки длительности осреднения вековых вариаций, продолжительность каждого из эпизодов магматизма не превышала 10-100 тыс. лет.



Рис. 2. Распределение средних направлений по сайтам (р. Чуна). 1 – интрузии верхнего течения р. Чуны – «Нижнеудинские силлы»; 2 – интрузии среднего течения р. Чуны – «Чунские силлы».

Рис. 3. Сравнение VGP по полученным дирекционным группам с полюсами силлов р. Ангары (Латышев и др., 2013). 1. Нижнеудинские силлы: N=6; Plong=162.6; Plat=36.4; B95=4.8; 2. Чунские силлы: N=13, Plong=140.5; Plat=55.5; B95=6.9; 3. Падунский силл; 4. Тулунский силл

Полученные ранее палеомагнитные результаты по комплексам интрузий восточной периферии Тунгусской синеклизы (Pavlov et al., 2007; Konstantinov et al., 2014) свидетельствуют, что подобный пульсационный характер магматической активности характерен для периферической части Сибирской трапповой провинции. Возможно, быстрое формирование крупных силлов и связанных с ними интрузий происходило при прогибании Тунгусской синеклизы в результате опустошения нижнекоровых магматических камер после окончания отдельных этапов траппового вулканизма. Иной стиль интрузивного магматизма преобладал в центральной части Тунгусской синеклизы, где распространены продукты более локальных магматических пульсов, связанных с формированием лавовых толщ.

Возраст Падунского силла определен U-Pb датировками: 251.681±0.063 млн. лет, 251.539±0.056 млн. лет и 251.46±0.051 млн. лет (Burgess and Bowring, 2015). Это несколько моложе, чем приведенные выше датировки по интрузивам долины Нижней Тунгуски. Таким образом, если сопоставлять прямо намагниченные интрузивы Тунгусской синеклизы с кочечумской свитой, то внедрение обратно намагниченного Падунского силла должно следовать непосредственно за окончанием основной фазы вулканизма в Тунгусской синеклизе и Норильском районе, где верхняя часть туфо-лавовой толщи характеризуется прямой полярностью (Heunemann et al., 2004). О времени

формирования Тулунского силла сложно судить, пока не получены достоверные U-Pb датировки по этому объекту.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 14-05-31447, 13-05-00235, 15-35-20599; гранта Министерства образования и науки РФ № 14.Z50.31.0017.

- 1. *Burgess S.D. and Bowring S.A.* High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction. Sci. Adv. 2015. doi: 10.1126/sciadv.1500470
- 2. *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.
- 3. Konstantinov K.M., Bazhenov M.L., Fetisova A.M., Khutorskoy M.D. Paleomagnetism of trap intrusions, East Siberia: Implications to flood basalt emplacement and the Permo-Triassic crisis of biosphere. Earth and Planetary Science Letters. 394. 2014. P. 242–253.
- 4. McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of the reversal test in palaeomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725–729.
- 5. *Pavlov V.E., Courtillot V., Bazhenov M.L., VeselovskyR.V.* Paleomagnetism of the Siberian traps: new data and a new overall 250 Ma pole for Siberia. 2007. Tectonophysics. 443, p. 72–92.
- 6. Pavlov V., Fluteau F., Veselovskiy R., Fetisova A., Latyshev A., Elkins-Tanton L.T., Sobolev A.V. and N.A. Krivolutskaya. 2015. Volcanic pulses in the Siberian Traps as inferred from Permo-Triassic geomagnetic secular variations. Chapter 5 in "Volcanism And Global Environmental Change", A. Schmidt, K.E. Fristad and L. Elkins-Tanton ed., Cambridge University Press, pp. 63-78.
- 7. Pavlov V.E., Veselovskiy R.V., Khokhlov A., Latyshev A.V., Fluteau F. Refined permotriassic paleomagnetic pole for the Siberian platform and geomagnetic secular variations at the Paleozoic-Mesozoic boundary as recorded in volcanic traps key sections of northern Siberia. Abstract GP11A-0999, presented at 2011 Fall Meeting, AGU, San Francisco, Calif., 5-9 Dec.
- 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. V. 145. P. 101–116.
- 9. Tauxe L. Essentials of Paleomagnetism. California university Press. 2010. 512 p.
- 10. Латышев А.В., Веселовский Р.В., Иванов А.В., Фетисова А.М., Павлов В.Э. Свидетельства кратких интенсивных пиков магматической активности на юге Сибирской платформы (Ангаро-Тасеевская впадина) на основании результатов палеомагнитных исследований. Физика Земли. 2013, №6, с. 77-90.
- 11. Латышев А.В., Веселовский Р.В., Павлов В.Э. Новые данные о динамике пермотриасового магматизма на Сибирской платформе по результатам палеомагнитных исследований траппов центральной части Тунгусской синеклизы. Материалы международной школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород в рамках конференции «Geocosmos». Санкт-Петербург, 2014. С. 81-85.
- 12. Феоктистов Г.Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов. Издательство «Наука», Сибирское отделение, 1978, 166 с.

Результаты исследования вековых вариаций геомагнитного поля позднего голоцена по лавовым потокам вулкана Ключевской, Камчатка

А. В. Латышев^{1, 2}, Д. О. Кушлевич¹

¹Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва ²Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

Вековые вариации геомагнитного поля представляют собой перспективный инструмент для исследования поведения магнитного поля Земли, что, в свою очередь, важно для понимания процессов, происходящих в жидком внешнем ядре. Кроме того, результаты, полученные при изучении вековых вариаций, могут быть использованы при региональных геологических корреляциях, в том числе для сопоставления вулканических событий. Вековые вариации геомагнитного поля последних четырех столетий изучены относительно хорошо путем прямых наблюдений, в то время как для более древних эпох используются определения, получаемые косвенно на основании исследования геологических и археологических объектов. Существующие математические модели геомагнитного поля позднего голоцена основаны на компиляции данных по лавовым потокам, озерным осадкам и археологическим объектам (Donadini et al., 2009; Korte et al., 2011). Тем не менее для таких моделей актуальной остается проблема неравномерного охвата данными поверхности Земли. Данные по некоторым регионам до сих пор отсутствуют полностью, чем и вызван интерес к голоценовым объектам Камчатки.

Для исследования вековых вариаций в ходе полевых работ 2014 г. были отобраны образцы голоценовых лавовых потоков вулкана Ключевской и пеплы почвенно-пирокластического чехла разрезов Кабеку и Ключи (Центрально-Камчатская депрессия). Выбор объектов был обусловлен, во-первых, перспективностью вулканических пород для детальных исследований геомагнитного поля (например, Valet et al., 2012; Genevey et al., 2002), и, во-вторых, наличием максимально детальных тефрохронологических данных о возрасте потоков. Возраст лавовых потоков определялся по сопоставлению их с почвенно-пирокластическим чехлом (данные В.В. Пономаревой, ИВиС РАН, устное сообщение). Всего были исследованы 11 позднеголоценовых базальтовых потоков восточного склона вулкана Ключевской, соответствующих, согласно тефронологическим данным, 7 различным стратиграфическим уровням в течение последних 4000 лет, а также пеплы маркирующих прослоев Ш2 и Ш3 (возраст 0,95 и 1,4 тыс. лет соответственно – Пономарева и др., 2008).

Все образцы лавовых потоков были подвергнуты пошаговому температурному размагничиванию. Температурная чистка проводилась в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН. Обработка результатов измерений остаточной намагниченности осуществлялась при помощи пакета программ ENKIN (Enkin, 1994), использующего при выделении компонент естественной остаточой намагниченности метод PCA (Kirschwink, 1980). Качество палеомагнитного сигнала в образцах лавовых потоков варьирует от отличного до трудноинтерпретируемого и в среднем для современных вулканитов является относительно низким. Как правило, образцы характеризуются одно- или двухкомпонентной записью. Низкотемпературная компонента, если ее удается выделить, разблокируется к температурам 250-300°С и имеет вязкую природу; высокотемпературная компонента в большинстве случаев разрушается в диапазоне 500-580°С. Характерные примеры результатов температурной чистки показаны на рис. 1.



Рис. 1. Типичные диаграммы Зийдервельда для образцов лавовых потоков вулкана Ключевской. А – обр. 95, поток «Желтый». Б – обр. 135, поток «Лепешка».

Средние палеомагнитные направления удалось рассчитать для всех лавовых потоков (табл. 1). Анализ распределения средних направлений показал, что образцы из разных лавовых потоков в большинстве случаев характеризуются значимо различающимися направлениями. Относительно большие значения α95, в частности, для потоков Пийпа, Шмалева и «Синего», скорее всего, связаны с посредственным качеством палеомагнитного сигнала в этих потоках или, в случае потока Пийпа, малым количеством обработанных образцов.

Распределение средних направлений по потокам показано на рис. 2. Анализ палеомагнитных направлений показал, что потоки «О» и «Псевдотуйла» (возраст 0,2-0,3 тыс. лет) характеризуются статистически неразличимыми направлениями и, следовательно, формировались синхронно (т. 2 на рис. 2). Аналогичным образом была установлена одновозрастность группы потоков с возрастом 1,75-2,05 тыс. лет (N1, D и др. – т. 5 на рис. 2). При этом нужно отметить, что палеомагнитные направления потоков этой группы резко отличаются от всех остальных. Так, угловая разница между направлениями этой группы (далее – группа D) и потока Шмалева, который является следующим в хронологической последовательности, составляет 26.7° при разнице в возрасте 0,1-0,6 тыс. лет. Это свидетельствует о быстрой смене направлений геомагнитного поля в это время.

Поток, местное	Диапазон возрас-	n	D	Ι	K	α95
название	та, тыс. лет					
Пийпа	0.05	9	1.5	67.1	100.5	5.2
О, Псевдотуйла	0.2-0.3	33	2.7	68.4	86.7	2.7
Синий	1.4-1.5	21	352.2	71.9	51.9	4.5
Шмалева	1.45-1.8	15	352.4	60.3	109	3.7
N1, D	1.75-2.05	32	50.5	63.2	97.6	2.6
Желтый	2-2.8	9	4.4	59.6	280.1	3.1
R	2 -2.8	6	24.6	45.3	152.4	5.4
Булочка	2-2.8	12	341.7	52.0	234	2.8
Лепешка	3-3.8	13	5.6	67.1	255.9	2.6

Таблица 1. Средние направления по лавовым потокам вулкана Ключевской.

N – количество образцов из потока; D – склонение; I – наклонение; K, α95 – параметры статистики Фишера. Диапазон возраста указан по тефрохронологическим данным сотрудников ИВиС РАН (В.В. Пономарева, устное сообщение).



Рис. 2. Средние палеомагнитные направления по лавовым потокам вулкана Ключевской. Цифрами обозначены потоки (от молодых – к древним): 1 – Пийпа; 2 – Псевдотуйла и О; 3 – Синий; 4 – Шмалева; 5- N1, D; 6 – Желтый; 7 – R; 8 – Булочка; 9 – Лепешка.

Для группы потоков с тефрохронологически установленным возрастом 2000 – 2800 лет (т. 6-8 на рис. 2), были получены значимо отличающиеся направления, что указывает на формирование этих потоков в процессе разнесенных по времени вулканических событий. На данный момент мы можем установить только относительный возраст этих потоков (Пономарева В.В., ИВиС РАН – устное сообщение), для более детальной абсолютной привязки, по-видимому, необходимы дополнительные тефрохронологические исследования.

Таким образом, были получены палеонаправления геомагнитного поля для 9 стратиграфических уровней в течение последних 4000 лет. Для большинства лавовых потоков напрвления близки к современному геомагнитному полю в точке отбора (D=354°; I=67.6°). Исключение составляют потоки R и группа D, которые отличаются от прочих северо-восточными склонениями, а R - еще и пониженными наклонениями (рис. 3). В целом общий тренд изменения угловых элементов геомагнитного поля довольно плавный с двумя резкими отскоками (потоки R и D) и быстрым возвратом к нормальным значениям. Для подтверждения такого поведения геомагнитного поля необходимо дополнительное палеомагнитное опробование потока R, а также одновозрастных потокам R и D лав в других вулканических аппаратах Камчатки.



Рис. 3. Изменение направлений магнитного поля, записанных в лавовых потоках вулкана Ключевской, Камчатка.

Единичные образцы вулканических пеплов прослоев Ш2 и Ш3 были подвергнуты ступенчатой чистке переменным полем до 1300 эрстед. Размагничивание переменным полем и измерение естественной остаточной намагниченности проводилось на криогенном магнитометре 2G в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН. Предварительные результаты показали, что образцы пеплов обладают ясным палеомагнитным сигналом и перспективны для исследования вековых вариаций.

Таким образом, были получены определения направлений геомагнитного поля для 9 различных стратиграфических уровней позднего голоцена, подтверждена перспективность лавовых потоков и пепловых прослоев Камчатки для исследований вековых вариаций. Кроме того, результаты палеомагнитных исследований позволили выделить дискретные вулканические события в группе потоков с тефрохронологическим возрастом 2-2,8 тыс. лет и подтвердить синхронность излияния лавовых потоков О и Псевдотуйла (0,2-0,3 тыс. лет), а также N1 и D (1,75-2,05 тыс. лет).

Работа выполнена при поддержке гранта Министерства образования и науки РФ№ 14.Z50.31.0017.

- 1. Donadini F., Korte M., Constable C., Geomagnetic field for 0–3 ka: 1. New data sets for global modeling. Geochem. Geophys. Geosyst. 10, 2009, Q06007. doi:10.1029/2008GC002295.
- 2. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre, Geol. Surv. Can., 1994. P. 16.
- Genevey, A., Gallet, Y., Boudon, G.. Secular variation study from non-welded pyroclastic deposits from Montagne Pelee volcano, Martinique (West Indies). 2002, Earth Planet. Sci. Lett. 201, 369–382.
- 4. Kirschvink J.L. The least_square line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J.R. Astron. Soc. 1980. V. 62. P. 699–718.
- Korte M., Constable C., Donadini F., Holme R. Reconstructing the Holocene geomagnetic field. Earth and Planetary Science Letters 312 (2011) p. 497-505.
- Valet J.-P., Fournier A., Courtillot V., Herrero-Bervera E. Dynamical similarity of geomagnetic field reversals. 2012. Nature. doi:10.1038/nature11491.
- 7. Пономарева В.В., Чурикова Т.Г., Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Певзнер М.М., Сулержицкий Л.Д. Позднеплейстоцен -голоценовый вулканизм Камчатки. В кн.: Изменение окружающей среды и климата: природные и связанные с ними техногенные катастрофы. Том II. Новейший вулканизм северной Евразии: закономерности развития, вулканическая опасность, связь с глубинными процессами и изменениями природной среды и климата. М., Изд-во ИГЕМ; 2008, с. 19-40

Восточно-Европейский кратон в палеопротерозое: новые палеомагнитные данные

Н. В.Лубнина¹, А. В. Степанова², Н. А. Тарасов¹, А. Ю. Бубнов¹

¹Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова ²Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

Восточно-Европейский кратон занимает одно из центральных мест в реконструкциях докембрийских суперконтинентов. В его строении выделяются три сегмента – Фенноскандия, Сарматия и Волго-Уралия, отличающихся по строению и эволюции как в архее, так и в раннем протерозое [Gorbatschev, Bogdanova, 1993]. Транс-скандинавские корреляции показывают, что финальная амальгамация трех сегментов и образование Восточно-Европейского кратона произошли лишь между 1.75 и 1.70 млрд. лет [Bogdanova et al., 2015].

Вместе с тем, реконструкция взаимного положения Фенноскандинавского и Волго-Сарматского сегментов Восточно-Европейского кратона в процессе его финальной амальгамации невозможна без новых палеомагнитных полюсов для этих сегментов для трех временных срезов: 1.98–1.95, 1.79–1.78 и 1.77–1.75 млрд. лет.

Этап 1.98–1.95 млрд. лет. В качестве основных объектов исследований были выбраны людиковийские (1.98–1.95 млрд. лет) магматические комплексы восточной части Онежской структуры. Для проведения палеомагнитных исследований было опробовано 15 магматических тел, прорывающих как неоархейские (2.680 млрд. лет) граниты, так и сумийские (2.505 млрд. лет) дайки. Образцы отбирались из Пудожгорской интрузии, Габневского и Унойского силла, а также высокожелезистых долеритовых даек северо-западного простирания в восточной части Онежской структуры.

Во всех образцах людиковийских магматических тел была выделена высокотемпературная характеристическая компонента намагниченности востоксеверо-восточного склонения и умеренного положительного наклонения. Положительные тест контакта (для двух даек) и тест обращения свидетельствуют в пользу первичности выделенной высокотемпературной компоненты намагниченности. Палеомагнитный полюс, пересчитанный со среднего направления этой компоненты для 15 объектов, значимо отличается от полученных ранее палеопротерозойских полюсов, но близок полюсу, полученному ранее по Кончозерскому силлу [Pisarevsky, Sokolov, 1999].

Этап 1.79-1.75 млрд. лет. Новые изотопные данные по лампрофирам дайкового комплекса Северного Приладожья [Woodard et al., 2014] позволяют разделить палеопротерозойский этап магматизма 1.79–1.75 млрд. лет на два импульса. Первый (1.79–1.78 млрд. лет), возможно, связан с началом финальной амальгамации кратонов Сьюпириор и Фенноскандии в составе палеопротерозойского суперконтинента Нуна/Колумбия, приведшей к образованию мегаконтинента Гудзонленд. Второй импульс (1.77–1.75 млрд. лет) коррелируется с началом косой коллизии между Фенноскандией и ВолгоСарматией, приведшей к образованию единого Восточно-Европейского кратона около 1,70 млрд. лет назад [Bogdanova et a., 2013].

Объект	Ин-	Палеополюс				φm°	возраст	ссыл-
	декс							ка
		Plat	Plong	Dp °	Dm °			
		°N	°E					
Шальская дайка	SHD	23	221	5	6	5S	2510±2	1
Бураковские дайки	BUR	10	256	3	5	8S	ca 2460	1
Бураковская интрузия	BUI	28	260	9	9	11S	2449±1	2
Матозеро силл	MAT	-21	309	12	12	18S	2150±60	2
Кончозерский силл	KON	-14	282	8	13	26S	1974±27	3
Нюкозерский массив	NUO	38	330	12	12	36S	ca 1970	4
Тсуомасварри габбро-	TSU	-20	285	14	23	30S	1931±2	5
диориты								
Свекофенское пере-	MSF	41	233	5	5	7N	ca 1880	6
магничива-ние								
Пудожгорская интру-	PUI	64	149	11	14	46S	1984±8	7
зия								
Унойский силл	UNS	54	112	5	6	52S	1970±3	7
Людиковийские дайки	DDI	59	117	3	4	53S	ca 1970	7
Онежской структуры								
Габневский силл	GBS	40	88	5	6	52S	ca 1960	7
Лампрофировые дайки	SPL						1781±20	эта
Северного Приладо-								работа
жья								
Ропручейский силл	ROS	35	211	12	14	5N	1751±3	8

Таблица. Палеопротерозойские палеомагнитные комплексы Восточно-Европейского кратона

Ссылки в таблице: 1 – Mertanen et al. (2006); 2 – Fedotova et al. (1999); 3 – Pisarevsky and Sokolov (1999); 4 – Arestova et al. (2007); 5 – Mertanen and Pesonen (1994); 6 – Pesonen et al (2003); 7 – Pasenko and Lubnina (2014); 8 – Bogdanova et al. (2013)

Результаты лабораторной обработки коллекции лампрофировых даек Северного Приладожья (1.79–1.78 млрд. лет), позволили выделить высокотемпературную компоненту намагниченности северо-северо-восточного склонения и низкого положительного наклонения. В пользу первичности выделенной компоненты намагниченности свидетельствует положительный тест контакта. С направления высокотемпературной компоненты намагниченности рассчитан новый палеомагнитный полюс 1.79 млрд. лет для Фенноскандии (полюс SPL в Таблице).

Для изучения второго импульса магматизма 1.77–1.75 млрд. лет в качестве основного объекта исследований был выбран Ропручейский силл Онежской структуры. Получен новый U–Pb возраст по бадделеиту для пород Ропручейского силла – 1751±3 млн. лет (Lubnina et al., 2012).



Рис. 1. Тренд перемещения Фенноскандинавского сегмента Восточно-Европейского кратона в палеопротерозое. Условные обозначения (индексы полюсов) см. в Таблице.

В результате детальных палеомагнитных исследований габбро-долеритов Ропручейского силла выделена высокотемпературная компонента намагниченности северо-северо-западного склонения и умеренного-низкого положительного наклонения. Тест контакта положительный, что свидетельствует в пользу первичности выделенной компоненты намагниченности. Палеомагнитный полюс, пересчитанный с направления этой компоненты на координаты точек отбора, приведен в Таблице (полюс ROS). Новый палеомагнитный полюс для Ропручейского силла, близок таковому, полученному по кварцитопесчаникам шокшинской серии (Pisarevsky, Sokolov, 2001).

Полученные новые палеомагнитные полюсы для трех временных срезов 1.98–1.95 млрд. лет, 1.79–1.78 млрд. лет и 1.77–1.75 млрд. лет позволили реконструировать тренд перемещения Фенноскандинавского сегмента Восточно-Европейского кратона в позднем палеопротерозое. Согласно полученным данным, в период 1.98 млрд. лет Фенноскандия находилась в тропических широтах северного полушария (рис. 1). С 1.98 млрд. лет до 1.79 млрд. лет Фенноскандия переместилась в низкие широты северного полушария с одновременным разворотом на 60 градусов против часовой стрелки. Следует отметить, что положение палеопротерозойской части Фенноскандии (Северное Приладожье, RC на рис. 1) отличается на 6 градусов по широте от архейской части (восточная часть Онежской структуры, RV на рис. 1). Полученные данные лишь косвенно свидетельствуют о возможных смещениях/перемещениях вдоль Раахе-Ладожской зоны, разделяющей архейскую и палеопротерозойскую части Фенноскандии. В период 1.79–1.75 млрд. лет Фенноскандия переместилась на 40° градусов по широте без каких-либо вращений (рис. 1).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант №14-05-00731,а на оборудовании, закупленном по Программе развития МГУ в 2011– 2015 гг.

- 1. Arestova, N.A., Gus'kova, E.G., Khramov, A.N., Iosifidi, A.G. 2007. Paleomagnetism of the Late Archean sanukitoid intrusions and it's role for the geodynamic reconstructions of the Baltic Shield during Early Precambrian. Geodynamics, magmatism, sedimentogenesis and minerageny of the North-West of Russia. Petrozavodsk, 2007. P.19–22.
- Bogdanova, S.V., Gintov, O.B., Kurlovich, D.M., et al. 2013. Late Palaeoproterozoic mafic dyking in the Ukrainian Shield of Volgo-Sarmatia caused by rotations during the assembly of supercontinent Columbia (Nuna). Lithos. V.174. P. 196–216.
- Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Skridlaite G., et al. Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna // Precambr. Res., 2015. V. 259. P. 5–33.
- 4. Fedotova, M.A., Khramov, A.N., Pisakin, B.N., Priyatkin, A.A. 1999. Early Proterozoic palaeomagnetism: new results from the intrusive and related rocks of the Karelian, Belomorian and Kola provinces, eastern Fennoscandian Shield. Geophysical Journal International 137, 691–712.
- 5. Gorbatschev, R., Bogdanova, S. 1993. Frontiers in the Baltic Shield. Prec. Res., 64, 3-21.
- 6. Lubnina, N.V., Pisarevsky, S.A., Söderlund, U. et al. New palaeomagnetic and geochronological data from the Ropruchey sill (Karelia, Russia): implications for late Palaeoproterozoic palaeogeography. In: Mertanen, S., Pesonen, L.J., Sangchan, P. (Eds.),

Supercontinent Symposium 2012 – Programme and Abstracts. Geol. Surv. of Finland, Espoo, Finland, pp. 81–82.

- 7. Mertanen, S., Vuollo, J.I., Huhma, H., Arestova, N.A., Kovalenko, A. 2006. Early Paleoproterozoic–Archean dykes and gneisses in Russian Karelia of the Fennoscandian Shield—New paleomagnetic, isotope age and geochemical investigations. Precambrian Res. 144, 239–260.
- 8. *Pasenko, A.M., Lubnina, N.V.* 2014. The Karelian Craton in the Paleoproterozoic: new paleomagnetic data. Moscow University Geology Bulletin. V. 69 (4), p. 189–197.
- Pesonen, L.J., Elming, S.-A., Mertanen, S., Pisarevsky, S., D'Agrella-Filho, M.S., Meert, J.G., Schmidt, P.W., Abrahamsen, N., Bylund, G. 2003. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. Tectonophysics 375, 1-4 (06), 289-324.
- Pisarevsky, S.A. & Sokolov, S.J. 1999. Palaeomagnetism of the Palaeoproterozoic ultramafic intrusion near Lake Konchozero, Southern Karelia, Russia. Precambrian Research, v. 93, p. 201–213.
- 11. *Pisarevsky, S.A., Sokolov, S.J.* 2001. The magnetostratigraphy and a 1780 Ma palaeomagnetic pole from the red sandstones of the Vazhinka River section, Karelia, Russia Geophys. J. Int. 146, 531–538.
- Woodard J., Kietäväinen R., Eklund O. Svecofennian post-collisional shoshonitic lamprophyres at the margin of the Karelia Craton: Implications for mantle metasomatism // Lithos, 2014. V. 205. P. 379–393.

Магнитные минералы и серебро в породах Рыбинского водохранилища

А. М. Люхин¹, В. А. Цельмович², А. Ю. Губарь³, А. В. Цветнов⁴

¹ГУП МО «МОБТИ, Московская обл.

²Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок

³Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва

⁴ООО «Аталан», Москва

Северо-западная часть Рыбинского водохранилища, является интересным природным объектом, где, наряду с самой котловиной, наблюдается около двух десятков кольцевых структур диаметром от 0,5 до 5 км, выраженных в современном рельефе в виде круглых и эллипсовидных озер, дуговых заливов и кольцевых раздувов затопленных речных долин (рис. 1). Часто эти структуры сконцентрированы в группы по несколько штук, иногда расположены в виде линейных цепочек с преобладающим направлением с ЮВ на СЗ. А некоторые из них имеют концентрически-зональное строение. Три из этих структур ранее были предположительно отнесены к импактным[2].



Рис. 1. Кольцевые структуры на северо-западе Рыбинского водохранилища. Белым цветом показаны: участок работ «Противье», места отбора и номера некоторых проб.

Авторами было высказано предположение, что сама котловина и эти озера образовались в результате наклонного столкновения с Землей крупного астероида, распавшегося в атмосфере на отдельные фрагменты, вследствие аэродинамического разрушения. Для проверки этой гипотезы в мае 2015 года было проведено полевое изучение и опробование одной из таких кольцевых структур на участке «Противье» (рис. 1) с целью выявления следов ударного взаимодействия во вмещающих породах и микрозондовые исследования микрочастиц, прежде всего магнитных.

Пробы отбирались с борта структуры, недалеко от уреза воды, непосредственно из подпочвенного слоя. Материал во всех отобранных пробах был однотипен и представлял собой серовато-желтый мелкозернистый песок. Объем пробы составлял около 6 литров. Обогащение проб проводилось шлиховым способом (до серого шлиха), в тазике с 2-мя Nd магнитами с усилием отрыва 100 кг. Анализ проб проведен в ГО «Борок» ИФЗ РАН с помощью СЭМ «Тескан Вега II» с приставкой для ЭДС.

Лабораторные исследования показали, что ассоциация минералов тяжелой фракции однообразна и типична для всех изученных проб (ильменит, титаномагнетит, магнетит и другие оксиды и гидроксиды Fe, часто циркон и реже монацит). Минералы хорошо сортированы по размеру и окатаны, что свидетельствует об их длительной терригенной обработке до осаждения. И, в целом, ассоциация минералов тяжелой фракции однообразна и типична для всех изученных проб и соответствует прибрежно-морскому генезису исходной породы – мелкозернистый песок и супесь, за одним исключением. Во всех пробах были обнаружены микро- и наноразмерные частицы самородного серебра (рис. 2). Оно представлено по большей части неокатанными чешуйками разнообразной формы с острыми краями, часто уплощенными. Но встречаются и оплавленные изометричные зерна. Размер частиц от 0,2 до 25 мкм, с преобладающим размером около 10 мкм. По морфологическим характеристикам (размеры, форма, окатанность) зерна Ад диссонируют с другими минералами.



Рис. 2. Фотографии частиц серебра в пробе 5 (а) и отдельные детали их строения (b).

Общий анализ полученных результатов и имеющихся у нас в наличии геологических материалов позволил предположить 4 возможные версии появления серебра в породах:

Сингенетическая. Серебро было отложено в породах в процессе формирования песчаной толщи морских осадков в пермо-триасовое время;

Аллювиальная. Серебро было принесено вместе с аллювием при размыве какого-то коренного источника, расположенного в бассейне р. Молога;



 SEM HV: 20.00 kV
 SEM MAG: 833 x

 View field: 396.8 µm
 Tselmovich V.A.

 Date(m/d/y): 08/14/15
 Det: BSE Detector

100 µm

UEGA\\TESCAN SEM HV: 20.00 kV SEM MAG: 183 x Vew field: 3.61 mm Date(m/d/y): 08/11/15 Det: BSE Detector

GO "Borok" IPE RAS

1 mm

Рис. 3. Структуры плавления зерен хромита (а), железа и ильменита (b) в пробе № 16; троилит в пробе № 34 (c); сферулаFe-Cr-Nicoстава в пробе № 32 (d); аномальное количество магнетитовых шариков в пробе № 22 (e); полая магнетитовая «мегасфера» диаметром 3 мм из пробы № 20 (f).

Флювиогляциальная. Серебро было занесено с Балтийского щита четвертичными водно-ледниковыми потоками;

Импактная. Серебро было инъецировано в песчаники и рассеяно на территории вместе с отложениями ударных выбросов в результате столкновения с Землей астероида, в составе которого оно присутствовало в значимом количестве.

Для выявления возможных причин и/или источника появления аномальных концентраций самородного серебра, а так же генезиса кольцевых структур в июле и сентябре 2015 года были проведено дополнительное опробование рыхлых отложений на обширной территории вокруг Рыбинского водохранилища и непосредственно на некоторых кольцевых структурах (см. рис. 1).

Результаты проведенного полуколичественного спектрального анализа показали присутствие серебра во всех отобранных пробах, причем в некоторых пробах его содержание достигает промышленных значений, при этом прослеживается определенная приуроченность мест повышенных концентраций к кольцевым структурам, которые могли служить гидродинамическими ловушками для частиц серебра.

Помимо серебра в пробах были обнаружены магнитные минералыиндикаторы импактного процесса. И хотя характерных для импакта минеральных ассоциаций [1,3] в пробах, содержащих серебро, обнаружено мало (в основном это фоновая космическая пыль в виде магнетитовых шариков и изредка самородного железа), сами эти находки, а так же состав и характер изменений минералов, позволяют предполагать возможность такого процесса на данной территории.

Наиболее интересные результаты были получены на двух участках опробования в непосредственной близости от кольцевых структур. Так в пробе № 16, отобранной в 1 км от оз. Васюковского (диаметр 400 м) были обнаружены наиболее явные признаки импакта – структуры плавления хромита (рис. 3а), ильменита и металлического железа (рис. 3b), а в двух других близлежащих пробах фиксируются единичные магнетитовые шарики, Fe-Al сплав, зерна хромита и когенита. К сожалению, провести опробование непосредственно ближе к озерам не удалось, вследствие заболоченности и большой (более 2.5 м) мощности торфа. А в пробах из структур «Осиновик» и «Тимонино» ,помимо самородных железа и меди, выявлены признаки плавления титаномагнетита и хромита, обнаружена сферула FeCrNi состава в пробе 32 (рис. 3d), а в пробе 34–космогенный троилит (рис. 3c) и тонкие структуры распада ильменита.

Небольшому количеству минералов-индикаторов космогенных процессов в пробах можно дать следующее объяснение: определяющую роль в формировании современной геологической ситуации, сыграли водные потоки, про-

катившиеся по этой территории в конце четвертичного периода. Они смыли с поверхности значительный слой рыхлых пород, в том числе и возможные отложения ударных выбросов (одни из основных признаков ударных структур) и заполнили рыхлыми отложениями сами кратеры. В отличие от проб, отобранных в непосредственной близости от структур, пробы, отобранные по периметру Рыбинского водохранилища, явных ударных признаков не несут, в основном в них присутствует фоновая космическая пыль в виде отдельных шариков. Исключение составляет проба № 22, отобранная в 9 км от структуры «Противье». В ней обнаружено много металлических сферул (рис. 9е).

Представляет интерес и находка полой магнетитовой «мегасферы» диаметром около 3 мм (рис. 3f), в пробе, отобранной в современном русле р. Молога недалеко от г. Устюжна. Такие шарики впервые обнаружены в результате экспедиции на судне «Челленджер» в глубоководных красных глинах в 1871 году Мюрреем, были отнесены к космической пыли и названы «космическими шариками» [4].

В заключение отметим, что обнаружение серебра (как и минераловиндикаторов ударного процесса) в значимом количестве в мелкозернистой рыхлой осадочной породе, почти в центре Восточно-Европейской платформы, где отсутствуют следы магматической и вулканической деятельности, является загадкой и представляет собой очень интересную и перспективную тему для дальнейшего изучения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект № 13-05-00348а

- 1. Грачев А. Ф., Корчагин О. А., Цельмович В. А., Коллманн Х. А. Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы): морфология и химический состав // Физика Земли. 2008.№7.С. 42-57.
- 2. Енгалычев С.Ю. Метеоритные кратеры на севере Ярославской области. Геология XXI века, 2007, Саратов: СО ЕАГО, с. 95-96.
- 3. Корчагин О. А., Цельмович В. А., Поспелов И. И., ЦяньтаоБянь. Космические магнетитовые микросферы и металлические частицы вблизи границы Пермь-Триас в точке глобального стратотипа границы (слой 27, Мэйшань, Китай) // ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК, 2010, том 432, № 2, с. 1–7.
- 4. *Murray S., Renard A.F.* Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. Challenger in the years 1872 to 1876. V. 3. Edinburg. 1891.

Химическая намагниченность океанических базальтов и определение палеонапряженности геомагнитного поля методом Телье

В. И. Максимочкин, А. Н.Целебровский

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

Из литературы [1, 2] известно, что из-за маггемитизации титаномагнетита без анализа вклада химической намагниченности в естественную остаточную намагниченность (I_{rn}) базальтов определение палеонапряженности геомагнитного поля методом Телье может давать заниженные значения, так как химическая намагниченность, как правило, меньше термоостаточной, полученной в том же поле, а удовлетворительные результаты определения палеонапряженности могут давать только базальты, содержащие слабо окисленный титаномагнетит $z \approx 0,2$ [2]. Однако имеются экспериментальные данные [3, 4], которые свидетельствуют в пользу возможности разделения химической и термоостаточной намагниченностей.

В данной работе нами изучена возможность разделения компонент намагниченности термоостаточной и химической природы в океанических базальтах методом Телье-Коэ [5] и повышения надежности определения палеонапряженности геомагнитного поля

Исследования были проведены на базальтах южной части Срединно-Атлантического хребта (САХ), (№№ s18-48, s18-51, s18-54) и базальтах рифтовой зоны Красного моря (№ П72-8). Возраст базальтов юга САХ по данным [6] составляет от 0.2 до 1 млн. лет, базальта Красного моря согласно работе [7] – не более 0.5 млн. лет (см. табл. 1).

Oốj	разец	I _{rs} / I _s фм	H _{cr} H _c	Т _с , ⁰ С	Возраст Ма	b ±∆b	q	Ндр А/м	Мдр* 10 ²² А*м ²
S18 (CA	-51/26 AX)	0,22	1,45	145	0,2	0,61±0,03	9,76	24,4±1,2	4,6±0,23
S18-4 (CA	48/33-2 AX)	0,22	1,48	185	0.35	1,06±0,01 0,25±0,02	11,3 6,0	42,4±0,4	8,0±0,08
S18 (CA	-54/24 AX)	0,35	1,39	245	1,0	0,43±0,04 0,11±0,01	3,1 6,2	17,2±1,6	2,7±0,25
S18 (CA	-54/19 AX)	0,47	1,34	265	1,0	0,60 ±0,04 0,18 ±0,01	3,8 7,5	24,0±1,6	3,8±0,25
П72-8 (Красное море)	Н лаб 40 А/м 120 А/м	0,19	1,45	240	≤0,5	1,17±0,07 0,38±0,03	11,4 11,0	46,8±2,8 45,9±3,6	13,3±0,8

Таблица 1. Фазовые, структурные и палеомагнитные характеристики исследованных базальтов юга САХ и Красного моря.

Фазовый термомагнитный анализ, проведенный по зависимости магнитной восприимчивости от температуры - $k_o(T)$, измеренной на приборе MFK1А фирмы AGICO при нагреве образцов в атмосфере аргона чистотой 99,998%, показал, что точки Кюри (T_c) образцов базальтов САХ, варьируют от 145 °C до 265 °C, причем, имеется тенденция роста T_c с ростом возраста породы (см. рис. 1а и табл. 1). Вероятно, это связано с ростом степени однофазного окисления титаномагнетита, которое развивается в условиях дна океана. Можно предположить, что титаномагнетит базальта s18-51/26 (T_c =145 °C) имеет наименьшую степень окисления, а базальта s18-54-19 (T_c =265 °C) – наибольшую.

Точка Кюри образца базальта П72-8 в исходном состоянии оказалась равна $T_c=240$ °C (см. рис. 16 и табл. 1) Согласно микрозондовому анализу, ферримагнитные зерна базальта П72-8 представлены титаномагнетитом с содержанием ульвошпинели около 50%, расчетная точка Кюри равна $T_c^{pac4}=220$ -230 °C. Близость измеренной T_c к T_c^{pac4} свидетельствует о низкой степени однофазного окисления титаномагнетита этого базальта. Зерна титаномагнетита базальта П72-8 имеют характерную дендритную структуру (см. рис. 2). Согласно гистерезисным характеристикам: $I_{rs}/I_s^{\phi_M} = 0.19$ -0.47 и $H_{cr}/H_c = 1.34$ -1.48 (см. табл. 1) и критерию Дея магнитная структура зерен отвечает состоянию, близкому к однодоменному (OD). Это подтверждается также и прямыми наблюдениями доменной структуры зерен в магнитосиловом микроскопе (MFM Solver) (рис. 2).

Исследования естественной остаточной намагниченности (I_m) базальта Красного моря (П72-8) по методу Телье-Коэ показали, что зависимости I_m=f(I_{rpT}) на диаграмме Араи-Нагата, полученные на образцах-дублях при напряженностях лабораторного поля H=40 A/м и 120 A/м, довольно хорошо описывались линейными функциями. Так как титаномагнетит этого базальта был практически не окислен, то можно считать, что большая часть NRM этого базальта имеет термоостаточную природу. Расчет величины паленапряженности геомагнитного поля по формуле H_{ap} =b* H_{aa6} при двух значениях лабораторного поля показал хорошую сходимость результатов при довольно высоком коэффициенте качества q=(11.0–11.4) [5] (см. табл. 1).

Исследования I_{гп} базальтов юга САХ методом Телье-Коэ (см. рис. 3б, табл. 1) показали, что зависимость I_{гп}=f(I_{грТ}) на диаграмме Араи-Нагата невозможно аппроксимировать одной линейной функцией. Было сделано предположение, что естественная намагниченность состоит из нескольких компонент разной природы: вязкой (I_{гv}), размагничивающейся при нагреве до 80-120 °C, термоостаточной (I_{гт}) и химической (I_{гс}).



Рис. 1. Результаты термомагнитного анализа: а) базальты юга САХ, б)-базальты Красного моря в исходном состоянии и после выдержки при температуре (Tbake) в течение времени (t) в атмосфере воздуха.



Рис. 2. Вид зерен титаномагнетита в электронном и магнитосиловом микроскопах.

Для проверки предположения, что часть намагниченности исследованных базальтов имеет химическую природу, на образцах базальтов с низкой степенью окисления титаномагнетита (П72-8 и s18-51/26) была исследована созданная в лаборатории химическая (I_{rc}) и термохимическая ($I_{rc} + I_{rT}$) намагниченности. Схема создания химической намагниченности показана на рис. 4. I_{гс} образовывалась в результате выдержки образцов при температурах от Т _{bake}=(340 - 380) °С в течение 12-18 часов в магнитном поле H = 80 А/м. Как видно из рис. 1б, после высокотемпературных выдержек в образцах образовались магнитные фазы с точками Кюри Tc₂ = (450-510) °C. В первой серии экспериментов образцы охлаждались в отсутствие магнитного поля до комнатной температуры (рис. 4). Химическая намагниченность, полученная таким способом, была исследована методом Телье-Коэ в том же поле 80 А/м. Как видно из рис. За, при нагревах до $T < T_{0Tm}$, как и следовало ожидать, величина остаточной намагниченности, измеренная при комнатной температуре, практически не изменялась. При нагреве до T > T_{отж} химическая остаточная намагниченность начинает разрушаться. Зависимости $I_{rc} = f(I_{rDT})$ на диаграмме Араи-Нагата при T > T_{отж}, описывались линейной функцией. Коэффициенты линейной аппроксимации оказались намного меньше единицы - $\hat{b}_2(I_{rc}) = 0.18-0.23$, $H_{pacy} = 14,4-18,4$ А/м, что в 4,3 – 5.5 раза меньше величины магнитного поля, действовавшего при образовании Irc.

Во второй серии экспериментов после выдержки при температуре T = 370 °C в течение 16 часов в магнитном поле напряженностью 80 А/м образец не охлаждался до комнатной температуры. В эксперименте Телье-Кое химическая и парциальная термоостаточная намагниченности измерялись при температуре выдержки, т.е. при T = 370 °C. Как видно из рис. За, для химической намагниченности $I_{rc}(370)$, измеренной при температуре выдержки (T_{otw}), ко-

эффициент линейной аппроксимации $b_2^T = 0.23 \pm 0.01$ оказался довольно близок к b_2 для I_{rc} , измеренной при комнатной температуре.



Рис. 3. Диаграммы Араи-Нагата: (а) для смоделированных в лаборатории химической (I_{rc}) и термохимической ($I_{rc}+I_{rT}$) остаточных намагниченностей базальта П72-8; (б) естественной остаточной (I_{rn}) и термохимической ($I_{rc}+I_{rT}$) базальта s18-48/33.



Рис. 4. Схема создания химической намагниченности базальтов.

Экспериментам Телье-Кое была также подвергнута термохимическая намагниченность (I_{rc}+I_{rT}), полученная в результате отжига образцов при повышенных температурах в магнитном поле в течение определенного времени и последующего охлаждения их до комнатной температуры в том же магнитном поле. Из зависимости магнитной восприимчивости от температуры образца П72-8 после выдержки его при Т_{отк} = 350 °C в течение 5 часов в атмосфере воздуха видно присутствие двух ферримагнитных фаз с точками Кюри T_{c1} , близкой к T_c исходного состояния и $T_{c2} = 450$ °C (см. рис. 16). Так как минимальная блокирующая температура химической остаточной намагниченности согласно полученным нами результатам всегда больше или равна температуре отжига, то можно считать, что в данном случае полученная остаточная намагниченность является суммой двух компонент - химической и термооостаточной природы ($I_{rc}+I_{rT}$). Так как $T_{c1} < T_{oT\#} < T_{c2}$, то дополнительная намагниченность термоостаточной природы в этом случае состоит из термоостаточной намагниченности остатка материнской фазы с низкой точкой Кюри близкой к T_{c1} = 240 °C и парциальной термоостаточной намагниченности дочерней фазы с точкой Кюри $T_{c2} = 450$ °C.

Как видно из диаграммы Араи-Нагата (рис. 3а), в температурном интервале от $T_{\text{ком}}$, примерно, до $T = T_{\text{отж}}$ зависимость ($I_{rc}+I_{rT}$)= $f(I_{rpT})$ довольно хорошо описывалась линейной функцией с коэффициентом аппроксимации близким к единице: для образца П72-8 b₁ = 0,97±0.08 (рис. 3а), для образца s18-48/33 b₁ = 1.15±0.03 (рис. 3). Согласно принципам Телье для намагниченности термоостаточной природы коэффициент линейной аппроксимации зависимости $I_{rT} = f(I_{rpT})$ на диаграмме Араи-Нагата должен быть равен единице, если поле образования I_{rpT} в циклах Телье-Кое равно полю образования I_{rT} . Действительно, испытание по методу Телье-Кое термоостаточной части термохимической намагниченности, полученной нами в лаборатории, показало величину коэффициента b, близкую к единице. Расчетное значение напряженности магнитного поля $H_{pacy} = 77,6\pm0.64$ А/м и 92±2,4 А/м, определенное для этого интервала, довольно близко к величине поля $H_{na6} = 80$ А/м образования термохимической намагниченности.

При температурах выше $T_{oтж}$ зависимость ($I_{rc}+I_{rT}$)=f(I_{rpT}) менее удовлетворительно описывалась линейной функцией (рис. 3). При этом коэффициент линейной аппроксимации $b_2 = 0.28 \pm 0.04$ для образца П72-8 и $b_2 = 0.29 \pm 0.06$ для образца s18-48/33 оказался намного меньше единицы и несколько больше, чем коэффициенты $b_2 = 0,18-0.23$, полученные при исследовании чисто химической намагниченности методом Телье-Кое. Расчетное значение магнитного поля $H_{pacч} = (22,4-23,2)$ А/м оказалось в 3,5 раза меньше действовавшего при образовании термохимической намагниченности. Отношение тангенса угла наклона b_2 , рассчитанного по разрушению химической части намагниченности для образца базальта П72-8 к тангенсу угла наклона, рассчитанного по разрушению термоостаточной части намагниченности b_1 , оказалось равно $C = b_2/b_1 \approx 0.29$, для образца s18-51/26 – $C \approx 0.25$.

Сравнение результатов исследования естественной остаточной намагниченности океанских базальтов методом Телье-Кое с результатами исследования модельных намагниченностей показывает, что характер размагничивания I_{rn} методом Телье в представлении диаграммы Араи-Нагата образцов базальтов юга САХ оказался очень похож на характер размагничивания смоделированной в лаборатории намагниченности состоящей из компонент химической и термоостаточной природы (рис. 36). Параметр С, полученный при исследовании I_{rn} , менялся в пределах 0.24-0.3. Это подтверждает сделанное выше предположение, что часть намагниченности базальтов юга САХ возрастом t \geq 0.35 млн. лет имеет химическую природу. Таким образом, если зависимость $I_{rn}=f(I_{rpT})$ на диаграмме Араи-Нагата с применением методики Телье-Кое при температурах выше 100 °С можно описать двумя линейными функциями, с коэффициентами аппроксимации отличающимися примерно в 3-4 раза можно утверждать, что более высокотемпературная часть естественной остаточной намагниченности имеет химическую природу.

Проведение экспериментов Телье дает возможность рассчитать вклад намагниченности термоостаточной и химической природы в $I_{\rm rn}$ по величине разрушения $I_{\rm rn}$ в точке излома на диаграмме Араи-Нагата. В базальтах юга САХ возрастом 1 млн. лет (образцы s18-54/19 и s18-54/24) вклад химической намагниченности в $I_{\rm rn}$ составляет примерно от 60 до 80%, в базальтах САХ возрастом 0.35 млн. лет (образцы s18-48/33) химическая намагниченность составляет менее 50% $I_{\rm m}.$

Заключение

Результаты, полученные нами на титаномагнетитах подводных базальтов, подтверждают выводы, сделанные в работах [3, 8] что химическая и термоостаточная намагниченности могут быть разделены на основе экспериментов Телье-Коэ. Это позволяет повысить надежность определения H_{др} по остаточной намагниченности океанических базальтов.



Рис. 5. Сравнение полученных нами результатов виртуального магнитного момента (точки) с мировой базой данных: (а) модель PISO-1500 [9], (б) по работе [10].

По данным палеонапряженности геомагнитного поля, определенным по термоостаточной части естественной намагниченности, был рассчитан виртуальный дипольный магнитный момент Земли - $M_{дp}$ (см. табл. 1). Результаты расчета $M_{дp}$ оказались довольно близки к данным модели PISO-1500, приведенной в работе [9] и мировой базе данных [10] виртуального дипольного момента (рис. 5). Действительно, согласно этим данным, магнитное поле Земли 0.2 млн. лет и 1 млн. лет назад характеризовалось пониженной интенсивностью, а 0.35 млн. лет назад – повышенной или близкой к современной интенсивности. Это может свидетельствовать о правильности предложенной

методики разделения намагниченностей химической и термоостаточной природы в океанических базальтах

Виртуальный дипольный магнитный момент, рассчитанный по базальтам Красного моря ($M_{дp}$ =13,3×10²² Am²) оказался выше M_{cosp} почти в два раза. Это довольно близко к полученным нами [11] ранее результатам. Очевидно это определение $M_{дp}$ также является значимым, так как такое магнитное поле Земля могла иметь 350-500 тыс. лет назад и около 640-660 тыс. лет назад [9] (см. рис. 5а). Более однозначный вывод сделать сложно, так как возраст исследованного базальта П72-8 известен приближенно – около 500 тыс. лет [7]

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 13-05-00514.

- 1. Gromm'e S., Mankinen E., Marshall M. & Coe R. // J. geophys. Res. 1979. 84. P. 3553.
- 2. Ulrike Draeger, Michel Pr'evot, Thierry Poidras and Janna Riisager. // Geophys. J. Int. 2006. 166. P. 12.
- 3. Gendler T.S., Shcherbakov V.P., Dekkers M.J., Gapeev A.K., Gribov S.K., McClelland E. // Geophys. J. Int. 2005. 160, P. 815.
- 4. Смирнова Р.В., Щербаков В.П., Виноградов Ю.К. // сб. Материалы международной школы семинара «Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород» С-Петербург, 20-24 сентября 2010 г. С. 132.
- 5. Coe Robert S. // Journal of geophysical research 1978. 83, № B4. P. 1740.
- 6. Трухин В.И., Багин В.И., Гилод Д.А., Мелихов В.Р., Булычев А.А. //Физика Земли 1998. № 4. С.33.
- 7. Шрейдер А.А., Трухин В.И., Сычев В.А. и др. // Океанология. 1982. 22, вып.3. С. 439.
- 8. McClelland E. // Geophys. J. Int. 1996. 126, P. 271-280.
- 9. Mazaud, J.E.T. Channell, J.S. Stoner // Earth and Planetary Science Letters. 2012. 357–358, P. 137.
- 10. Щербаков В.П., Солодовников Г.М., Сычева Н.К. Физика Земли, 2002, №2, с.26-33.
- 11. Максимочкин В.И., Мбеле Ж.Р., Трухин В.И., Шрейдер А.А. // Вест. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2010, № 6, С. 99.
Магнитные свойства двух маркирующих прослоев тефры крупных извержений вулканов Алеутских остров в четвертичных отложениях Берингова моря

М. И. Малахов¹, Г. Ю. Малахова¹, А. Н. Деркачев², Сиефа Ши³, Д. Нюрнберг⁴ (D. Nuernberg), М. В. Портнягин^{4, 5}, В. А. Цельмович⁶, С. А. Горбаренко², В. В. Пономарева⁷, А. Н. Некрасов⁸

¹Северо-Восточный комплексный НИИ им. Н. А. Шило ДВО РАН, Магадан

²Тихоокеанский океанологический институт имени В. И. Ильичёва ДВО РАН, Магадан

³Первый институт океанографии морской администрации Китая, Циндао

⁴GEOMAR, Центр им. Гельмгольца по исследованию океана, Киль, Германия

⁵Институт геохимии и аналитической химии имени В. И. Вернадского РАН, Москва

⁶Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок

⁷Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский ⁸Институт экспериментальной минералогии РАН, Московская обл., Черноголовка

Одним из надежных индикаторов проявления крупных эксплозивных извержений вулканов являются прослои вулканического пепла (тефры), встречаемые как в отложениях суши, так и в осадочном чехле прилегающих морских бассейнов. Прослои тефры являются очень эффективными маркирующими реперами при стратиграфическом изучении осадочных толщ и датировании экологических событий прошлого.

На основе комплексных исследований, выполненных в рамках международных проектов российско-германского KALMAR в 2009 г. (201-2 рейс немецкого исследовательского судна «Sonne») и российско-китайского в 2013 г. (63 рейс научно-исследовательского судна «Академик М.А. Лаврентьев»), прослои тефры (15 прослоев и 8 линз) были выявлены и изучены в 15 колонках [1-3].

Данные по наличию следов эксплозивных извержений вулканов Аляски и Алеутских островов в осадках Берингова моря до последнего времени отсутствовали. В основу работы были положены результаты высококачественных микрозондовых (ЕРМА) химических анализов (660 анализов вулканических стекол), выполненных авторами в GEOMARe (г. Киль, Германия). Впервые для тефры этого региона получены результаты химических анализов минералов-вкрапленников (пироксенов, амфиболов, оливина, ильменита и магнетита – 275 анализов), а также данные по содержанию редкоземельных элементов в вулканических стеклах (метод лазерной абляции – LA ICP MS - 63 анализа), что позволило существенно уточнить сведения о составе тефры этого региона.

В результате комплексных исследований и систематизация результатов по вещественному и составу магнитной фракции пеплов и их пространственному распространению нами сделаны выводы о наличии двух маркирующих прослоев тефры эксплозивных извержений вулканов Алеутских островов. Это прослои тефры SR2 и SR4.

Тефра SR2 была обнаружена в 7 колонках (SO201-2-77, -81, -85; LV63-12, -13, -14), расположенных на склонах хребта Ширшова, а также в 3 колонках

(LV63-20, -22, -23) на континентальном склоне северного замыкании Алеутской котловины, а также вскрыта в этом районе колонками ИС «Sonne» (рейс 202, 2009 г.) и японского судна «Miray» (рейс MR06-04, 2006 г.). Тефра прослеживается в виде прослоя темно-серого цвета мощностью 3-4 см, представленного частицами крупноалеврит-мелкопесчаной размерности, редко встречаются обломки пемзы размерностью более 1 мм. В составе тефры преобладают вулканические стекла светло-серого цвета с легким коричневатым оттенком пемзовидной формы. В меньшем количестве присутствуют более темноокрашенные частицы коричневого и темно-серого цвета. Во многих зернах вулканических стекол присутствуют многочисленные мелкие включения (микролиты) плагиоклаза, пироксена, темных рудных минералов, реже апатита. К этой же тефре отнесена вулканокластика (прослой V1.1) в колонках GC-11, -13 у подножия хребта Бауэрса в южной части Алеутской котловины [7], но она состоит преимущественно из частиц песчано-гравийной размерности (пемза светло-серого и светло-коричневого цвета). По химическому составу стекла тефры SR2 принадлежат к умереннощелочным трахидацитам, реже трахиандезитам калиево-натриевой серии (Na₂O+K₂O = 7.1-9.2, в среднем 8.3 масс. %, $Na_2O/K_2O = 1.4-2.3$, в среднем 1.6) с повышенным содержанием К₂О (2.3-3.7, в среднем 3.19 масс. %). Они относятся к весьма высокоглиноземистым разностям (редко высокоглиноземистым) со значениями A1*= 1.9-3.7, в среднем 2.6. К петрохимическим особенностям можно отнести относительно повышенное содержание фосфора и хлора (Р₂О₅=0.1-0.4 и 0.12-0.29 масс. %, соответственно). Сравнительный анализ показал, что по химическому составу тефра V1.1 (станции GC11,-13) по всем параметрам подобна тефре SR2. Коэффициент сходства [5] состава вулканических стекол на всех изученных станциях составляет 0.96-0.98.

Тефра SR2 детально изучена петромагнитным методом на хребте Ширшова и в Чукотско-Аляскинской пришельфовой зоне в 10 колонках (рис. 1, не закрашенные кубики). Ее положение на схеме литологической корреляции колонок представлено на рис. 2. Осадкам с тефрой соответствуют две доминирующие температуры Кюри ~300 °C и ~585 °C (рис. 3, 4). Точка Кюри 300 °C характеризует титаномагнетит самого пепла, а 585 °C – слегка окисленный магнетит вмещающего осадка. Кривые магнитного гистерезиса (рис. 3, 4) и индексы доменной структуры магнитных частиц (табл. 1, 2, рис. 6) характеризуют гранулометрическую дифференциацию магнитных зерен тефры в зависимости от места выпадения пепла. Отмеченная дифференциация позволяет сделать вывод, что источник пепла находился ближе к хребту Ширшова, чем к северной Чукотско-Аляскинской пришельфовой зоне.

Тефра SR4 была обнаружена в 3-х колонках (SO201-2-77, -81, -85) в районе хребта Ширшова в виде мощного (3-6 см) прослоя черного цвета [2, 3, 8]. Характерная особенность – специфический черный цвет и минералогогеохимический состав. Тефра состоит из крупноалевритово-песчаных частиц, которые представлены темно-серым и черным вулканическим стеклом пемзовидного облика. В виде примеси присутствует светло-коричневое стекло

пемзовидно-флюидальной и крупноячеистой формы. В большинстве вулканических стекол присутствуют многочисленные микролиты плагиоклаза, оливина, темных рудных минералов, а также пироксена. Наличие микролитов оливина является одним из важных диагностических признаков этой тефры. Стекла тефры SR4 характеризуются андезито-базальтовым составом и относятся к умереннокалиевым породам нормального ряда (Na₂O+K₂O=3.1-5.9, в среднем 4.6 масс. %, K₂O = 0.65-1.45, в среднем 1.03 масс. %. Стекла хараккалиево-натриевой специализацией теризуются co значениями Na₂O/K₂O=1.9-4.7, в среднем 3.5 масс. %. По значению Al* эти стекла принадлежат к умеренноглиноземистым (0.7-1.1, в среднем 0.9) разностям. По химическому составу к этой тефре можно отнести и пепловый прослой, обнаруженный в восточной части Алеутской котловины на станции U1343 [4].



160° Е 170° Е 180° Е 170° W 160° W **Рис. 1.** Места находок прослоев тефры SR2 (не залитые кубики) и SR4 (залитые кубики). Звездочкой указана кальдера вулкана Окмок.

Магнитный гистерезис и термомагнитный анализ прослоев тефры выявили титаномагнетиты с доминирующейй точкой Кюри около 500 °C (рис. 5). Параметры доменной структуры характерны частицам, находящимся в однодоменном состоянии (рис. 6).



Рис. 2. Схема корреляции тефры SR2 в колонках хребта Ширшова (12, 13, 14) и Чукотско-Аляскинской пришельфовой зоне (20, 22, 23). В ключевой колонке LV63-13 отмечены горизонты C14AMS –датирования и возраст по данным о палеонапряженности геомагнитного поля.











ŀ	линова моря.										
	Sample	Jrs×10 ² Am ²	Js×10	Jp×10 ²	Ji×10	Tc, ℃					
		/kg	Am²/kg	Am²/kg	Am²/kg						
	LV12-096	8,48	4,3	7,39	5,05	295,585					
	LV13-104	7,17	3,5	7,29	4,23	290,585					
	LV14-118	4,92	2,1	6,6	2,75	295,580					
	LV20-212	2,60	0,80	5.7	1,37	280,585					
	LV22-334	2,28	0,65	5,4	1,19	285,585					
	LV23-284	2,44	0,79	5,4	1,13	285,290					
	SO77-141	5,92	2,98	6,74	3,65	280,550					
	SO77-143	5,27	2,30	6,38	2,94	300,560					

Таблица 1. Концентрационно-зависимые магнитные свойства прослоев тефры SR2 в донных осадках хребта Ширшова и Чукотско-Аляскинской пришельфовой зоны Берингова моря.

Таблица 2. Параметры доменной структуры прослоев тефры SR2 в донных осадках хребта Ширшова и Чукотско-Аляскинской пришельфовой зоны Берингова моря.

Sample	Bda	Bdb	Bcr	Bc	Jrs/Js	Bcr/Bc			
	mT	mT	mT	mT					
LV12-096	23,5	<7	35,0	12,8	0,20	2,72			
LV13-104	25	<7	36,4	13,7	0,20	2,65			
LV14-118	24	<7	36,7	15,6	0,24	2,36			
LV20-212	23,5	<7	44,8	23,2	0,33	1,94			
LV22-334	23	<7	47,9	25,0	0,35	1,91			
LV23-284	23	<7	47,5	23,8	0,31	1,99			
SO77-141	24,0	12,0	38,5	14,5	0,20	2,66			
SO77-143	20,5	16,0	36,0	15,5	0,23	2,32			

Возраст тефры и предполагаемый источник

Важным элементом маркирующих прослоев тефры является определение их возраста и идентификация с источниками эксплозивного вулканизма на суше. Определение стратиграфической позиции и возраста прослоев тефры было выполнено на основе возрастных шкал, разработанных авторами по результатам комплексных лито-, биостратиграфических и палеомагнитных исследований опорных колонок с применением методов изотопнокислородной стратиграфии, определения возраста по кривым относительной палеоинтенсивности (RPI) и данных абсолютной геохронологии по C¹⁴.

Стратиграфическое положение тефры SR2 приходится на поздний дриас с возрастом около 11.95 тыс. лет по C^{14} (см. колонку LV63-13, рис. 2; колонки 77 и 85 в работе [8]). Учитывая ареал распространения этой тефры (установлен в субмеридиональном направлении в пределах Алеутской котловины и хребта Ширшова), а также его отсутствие в прикамчатских районах моря можно с большой вероятностью предположить, что источником эксплозивных извержений при его формировании был один из вулканов центральной части Алеутской дуги. В пользу этого свидетельствует и увеличение размерности пирокластического материала этого прослоя с приближением к Алеутским островам (ст. GC-11, -13). Точную идентификацию с определенным вулканическим центром установить в настоящее время не представляется возможным.



Рис. 6. Местоположение образцов магнитной фракции пеплов SR2 и SR4 на диаграмме Дея.

Отложение тефры SR4 произошло около 65 тыс. лет назад [3,8]. Значительная мощность прослоя (до 6 см) и его находки на хребте Ширшова [2,3,8] и в восточной части Алеутской котловины [4] дают основание предполагать, что источниками могли выступать извержения вулканов восточной части Алеутских островов. По химическому составу вулканических стекол (в том числе по составу редких и редкоземельных элементов) наиболее близки продукты извержения вулкана Окмок на о. Умнак [5]. Однако, по имеющимся данным возраст крупного кальдерообразующего извержения этого вулкана значительно моложе. Мы допускаем, что тефра SR4 могла быть сформирована в более ранний эпизод эксплозивной активности этого вулкана, следы которого на суше не сохранились.

Работа выполнена при финансовой поддержке российско-германского проекта KALMAR, РФФИ (гранты 09-05-00128a, 11-05-00365a) и Национального научного фонда Китая (гранты 41420104005, 40710069004).

- 1. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю. и др. // Геология морей и океанов. М.: ГЕОС, 2013. (5) 179–183.
- 2. Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Горбаренко С.А. и др. // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Ярославль, 2011. 105-108.

- Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Деркачев А.Н. и др. // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. С-ПбГУ, ГО Борок ИФЗ РАН, 2012. 149-154.
- 4. Aoki K., Asahi H., Nagatsuma Y .et al. // AGU Fall Meeting, abstract, San-Francisco, December 3-7, 2012.
- 5. *Begét J.E., Larsen J.F., Neal C.A. et al.* // Alaska Division of Geological, Geophysical Surveys. Report of Investigation 2004–3, 2005. 32 pp., 1 sheet, scale 1:150,000.
- 6. Borchardt G.A. // Classification Soc. Bull. 1974. 3. 2-8.
- 7. Gorbarenko S.A., Wang P., Wang R., Cheng X. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2010. 286. 97-106.
- 8. Riethdorf J.-R., Nürnberg D., Max L. et al. // Climate of the Past. 2013. 9 (3) 1345–1373.

Влияние редуктивного диагенеза на магнитные записи изменений окружающей среды и климата за последние 78 тысяч лет в осадках возвышенности Северное Ямато Японского моря

*М. И. Малахов*¹, *Г. Ю. Малахова*¹, *Сиефа Ши (Xuefa Shi)*², *С. А. Горбаренко*³

¹Северо-Восточный комплексный НИИ им. Н. А. Шило ДВО РАН, Магадан ²Первый институт океанографии морской администрации Китая, Циндао ³Тихоокеанский океанологический институт имени В. И. Ильичёва ДВО РАН, Магадан

Это второе сообщение по исследованию записей высокого разрешения петромагнитных и литофизических характеристик пяти колонок донных осадков возвышенности Северное Ямато в целях получения данных о вариациях окружающей среды и климата в центральной части Японского моря за последние 78 тыс. лет. Колонка LV53-23-1 (40°11' N, 134°19' Е, глубина 1282 м, длина 750 см) сохранила свое ключевое значение по объему и детальности изученных различных характеристик [2,3]. В результате предложена возрастная модель накопления осадков для возвышенности Северное Ямато. В первом докладе исследованию подвергся в основном диапазон верхних 100 см, в котором происходили процессы раннего диагенеза, отразившиеся на магнитной фракции осадка [1].

Изученные отложения вниз по колонке подразделяются на четыре зоны (рис. 1). На рис. 1 введены обозначения: ARM, mA/m – безгистерезисная остаточная намагниченность; ChRM, mA/m – характеристическая намагниченность; SM, Am²/kg – намагниченность насыщения в магнитном поле 500 mT; SIRM, Am²/kg – остаточная намагниченность насыщения; IM, Am²/kg – индуцированная намагниченность в магнитном поле 500 mT; PM, Am²/kg – парамагнитная намагниченность в магнитном поле 500 mT; MS, un.SI – объемная магнитная восприимчивость; Chlorine, mkg/g – концентрация хлорофилла-*a*; Color Int – цветовой параметр; δ^{18} O – ледовая изотопно-кислородная кривая NGRIP; Pyrite – сульфид железа; Corg – органический углерод; CaCO₃ – карбонат кальция; HIRM – высококоэрцитивная компонента SIRM, S_{ratio} – относительная доля низкокооэрцитивных частиц; Sea level – кривые уровня моря;

H1-H6 – холодные Хейнрих события; А-Tn, B-Un1, U-sado, B-sado – прослои тефры.

В зоне Z1 наблюдается высокая концентрация магнетита и гематита детритового происхождения, которые практически не затронуты диагенезом. Зона Z2a характеризуется наличием парамагнитного пирита и резким снижением концентрации магнитной фракции из-за активного восстановительного растворения терригенных, в основном, лучших в палеомагнитном отношении тонкокодисперсных псевдооднодоменных магнетитовых частиц (рис. 2). На рис. 2 введены обозначения: Jrs/Js и Bcr/Bc – индексы доменной структуры частиц; коэрцитивная сила (Bc, mT) намагниченности насыщения за вычетом влияния парамагнитной компоненты; коэрцитивная сила (Bcr, mT) остаточной намагниченности насыщения; положение максимумов (Bda, Bdb) коэрцитивного спектра прямого и обратного изотермического намагничивания [10]; К_{АRM}/К – отношение ARM-восприимчивости к MS [7]; CF – доля крупных частиц (более 63 мкм).

В зоне Z2b отмечается прогрессирующая потеря крупных зерен магнетита, биогенное образование магнитного сульфида (грейгита?), а в конце зоны Z2b наблюдаются минимальные содержания грубых обломочных магнитных частиц. Самый нижний по колонке интервал Z3 железосодержащие минеральные фазы представлены, в основном, парамагнитным пиритом, сохранившимся крупным обломочным магнетитом и остатками аутигенных фаз магнитного сульфида. Значимые концентрации грейгита наблюдаются во временном интервале 18-28 т.л.н., в котором отмечается рост магнитного сигнала на низком фоне малых количеств обломочного магнетита (рис. 1). Динамику изменения доменной структуры зерен по длине колонки можно наблюдать на рис. 3.

Палеомагнитный сигнал в зоне Z3 ослаблен диагенитическим растворением первичных наилучших псевдооднодоменных зерен магнетита и искажен вторичным грейгит-сглаживанием в зоне Z2b. Нормировка характеристической намагниченности ChRM по интенсивности безгистерезисной намагниченности ARM, SIRM не показала значимой корреляции с мировыми стандартными стеками палеонапряженности.

Растворение магнетита связано с сульфатредукцией из-за бактериального разложения органического вещества. Этот механизм развит в темных darkслоях и соответствует восстановительным условиям в бассейне седиментации. Магнитные параметры, отражающие концентрацию магнитного вещества, в их числе восприимчивость в слабом и сильном полях, безгистерезисная остаточная намагниченность (ARM), изотермическая остаточная намагниченность (SIRM) показали, что потеря мелкозернистых магнитомягких зерен в районе седиментации происходила в период от 6 до 28 тыс. лет. Интенсивность природной остаточной намагниченности (NRM) ниже уровня раннего диагенеза на один или два порядка ниже, чем в верхней зоне Z1 колонок (рис. 1). Исключением явились два маркирующих прослоя (DOI-17, -18) в нижней части колонки. Влияние слоев вулканического пепла на аномальное поведение ChRM не существенно.



Рис. 1. Изменение концентрационнозависимых петромагнитных и литофизических характеристик колонки LV53-23-1 на возрастной шкале.



0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24 26 28 30 32 34 36 38 40 42 44 46 48 50 52 54 56 58 60 62 64 66 68 70 72 74 76 78Аде, ка Рис. 2. Изменение параметров гранулометрии магнитных зерен осадка на возрастной шкале.

В границах тонко ламинированных темных DL-слоев и соседних светлых LL-слоев осадка сигналы концентрационнозависимых магнитных записей существенных скачков не испытывают. Важно отметить, что почти на всем протяжении зон Z3 запись намагниченности ARM синхронна сигналам магнитной восприимчивости и парамагнитной намагниченности и асинхронна поведению ферримагнитным записям SIRM, SM и в меньшей стпении ChRM (рис. 1).

В большинстве случаев минимумы парамагнитного сигнала синхронны минимумам цветового параметра Color Int осадка, который контролируется карбонатом кальция белого цвета и органическим веществом темного цвета [6]. Отмеченные колебания петромагнитных сигналов соответствуют Дансгаард-Ошгер циклам.



Рис. 3. Диаграмма Дея и сопутствующие ей диаграммы коэрцитивности магнитных зерен осадков колонки LV 53-23-1 [4,10]. Цифрами указаны положения реперных точек на временной шкале.

Параметры доменной структуры позволили сделать заключение, что *гранулометрия* магнитных частиц зоны Z3 соответствует относительно «грубым» псевдооднодоменным-многодоменным частицам, сохранившимся в результате диагенетических процессов (рис. 2). На рис. 2 введены обозначения: Jrs/Js и Bcr/Bc – индексы доменной структуры частиц; коэрцитивная сила (Bc, mT) намагниченности насыщения за вычетом влияния парамагнитной компоненты; коэрцитивная сила (Bcr, mT) остаточной намагниченности насыщения; положение максимумов (Bda, Bdb) коэрцитивного спектра прямого и обратного изотермического намагничивания [10]; К_{АRM}/К – отношение ARM-восприимчивости к MS [7]; CF – доля крупных частиц (более 63 мкм).

На глобальных вейвлетах петромагнитных сигналов доминируют две частоты из интервалов 19-23 и 37-41 тыс. лет (орбитальные частоты). Частоты близкие к 8 тыс. лет на вейвлет-диаграммах петромагнитных и литофизических записей указывает их тесную связь воздействиями восточно-азиатских муссонов (speleotherm [9]) и эвстатических ледниково-межледниковы колебаний уровня моря (sea-level [5, 8]).

- Малахов М.И., Малахова Г.Ю., Горбаренко С.А. // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Санкт-Петербург: С-ПбГУ, ГО Борок ИФЗ РАН, 2012. 144-148.
- 2. Горбаренко С.А., Ши С., Босин А.А. и др. // Геология морей и океанов. М.: ГЕОС, 2013. (1) 189-192.
- 3. *Рыбъякова Ю.В.* // Геология морей и океанов. М.: ГЕОС, 2013. (1) 278-281.
- 4. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. // Phys. Earth Planet. Inter. 1977. (13) 260-267.
- 5. Arz H. W., Lamy F., Ganopolski A. et al. // Quaternary Sci. Rev. 2007. (26) 312-321.
- 6. *Kido Y., Minami I., Tada R. et al.* // Palaeogeograph., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 247, 32–49. doi:10.1016/j.palaeo.2006.11.020.
- 7. King J.W., Banerjee S.K., Marvin J., Ozdemir O. // Earth Planet. Sci. Lett. 1982.(59) 404-419.
- 8. Siddall M., Rohling E.J., Arnold-Labin A.et al. // Nature. 2003. (423) 853-858.
- 9. Wang, Y.J., Cheng, H., Edwards, R.L., // Nature. 2008. (451) 1090-1093.
- Yasonov P.G., Nourgaliev D.K., Burov B.V., Heller F.A. // Geologica Carpathica.1998.
 (4) 224-225.

Палеомагнитные данные о возрасте криптотефры катастрофических извержений вулкана Байтоушань в шельфовых отложениях (Амурский залив Японского моря). Гибель государства Бохай?

Г. Ю. Малахова¹, М. И. Малахов¹, А. С. Астахов²

¹Северо-Восточный комплексный НИИ им. Н. А. Шило ДВО РАН, Магадан ²Тихоокеанский океанологический институт имени В. И. Ильичёва ДВО РАН, Магадан

Вулкан Байтоушань (Пектусан, Чанбайшань-Тянчи) находится на плато Чанбайшань на границе Китая и Кореи (рис. 1) и является единственным действующим стратовулканом на восточной окраине Азиатского материка [5]. Он образовался около 4 млн. лет назад и за прошедшую историю его отмечены несколько катастрофических извержений, последствия которых проявились на территории Кореи, Китая, России, Японии, где в настоящее время проживает около 100 млн. человек [5]. Последнее и наиболее известное катастрофической извержение произошло в 10 веке нашей эры. Оно оценивается как наиболее мощное в мире в возрастном промежутке между аналогичными по мощности эксплозиями вулканов Санторин и Тамбора [7]. На склонах вулкана были сформированы мощные пачки пирокластики, относимые в современных работах к шести эпизодам извержения (A, B, C, D, E, F) [7]. Эпизоды В и С сопровождались осаждением дистальной тефры прослоя В-Тт, объем которой только в Японском море оценивается в 5 км². Этот прослой хорошо изучен в Корее, на Японских островах Хонсю и Хоккайдо. На территории России тефра прослоя В-Тт известна на Курильских островах и в озерных отложениях западного побережья Приморья [2,3]. Пепел В-Тт выделен на горизонте 14 см в осадках колонки LV53-29-1 на возвышенности Первенец [9].



Рис. 1. Места находок и мощность тефры В-Тт на побережье и в донных осадках [3,6,7], на врезке – положение колонок рейса LV66 их номера/глубина положения криптотефры. Пунктиром и звездочками указаны границы и основные города царства Бохай.

Мнения о возрасте тефры В-Тт несколько расходятся. Первоначально он определялся как 934-969 г. н.э. [7]. Позднее при детальном радиоуглеродном

датировании с сопоставлением по стратиграфии надледниковых ленточных глин (варв) в озерах Японии, оно было датировано как 928-929 [10] или 938-939 г.н.э. [7]. Последние работы китайских ученых дают очень близкий возраст - 939-946 [12]. В бассейнах крупнейших рек Сунгари и Амур, которые берут свое начало на вулкане, и находились столичные города средневекового государства Бохай. Оно находилось в пределах современных севера Кореи, востока Маньчжурии и юга Приморья. Примечательно, что почти в это же время (926 г.н.э.) оно прекратило свое существование [5] (рис. 1).

Криптотефра В-Тт осадков Амурского залива. Геохимические данные

При проведении геохимических исследований колонок донных отложений отобранных в 2014 г. в Амурском заливе Японского моря были выявлены интервалы осадков, обогащенные Ka, Zr, Nb, Mn и некоторыми и значениям Nb/Y, K/Ti[1]. По внешним признакам эти прослои не выделяются, инструментально в некоторых случаях отмечается изменений цвета на более светлый, иногда отмечается увеличение объемной массы осадка. При анализе микроскопических препаратов из этих прослоев было установлено присутствие вулканического стекла в количестве до 10-20%. Оно представлено бесцветными пузыристыми или полосчатыми реже желтыми без включений зернами размером до 50 микрон, с преобладанием зерен 5-20 микрон. По этим признакам выделенные прослои осадков со специфическими геохимическими и магнитными свойствами могут быть идентифицированы как криптотефра. В последние годы в Японском море по некоторым литохимическим модулям (Ta/Sc, Cr/Eu, Cs/Sc) выделяются многочисленные прослои криптотефры, не идентифицированные ранее по минералогическим показателям [8].

Проведенный микрозондовый анализ вулканического стекла из интервала 270-271 см колонки LV66-1 показал его полное соответствие по макроэлементному составу щелочно-сиалическим породам конуса и кальдеры вулкана Байтоушань, сформированными при катастрофических извержениях в 10 в.н.э. [2], и тефре B-Tm в глубоководных отложениях Японского моря. Вулканическое стекло из интервала 286-288 см по макроэлементному составу также соответствует щелочно-сиалическим породам конуса последнего крупного извержения вулкана Байтоушань, но от пеплов прослоя B-Tm из глубоководных отложений Японского моря отличается меньшей щелочностью. По этим признакам этот прослой криптотефры может быть сопоставлен с каким-то более ранним эпизодом извержения.

Петромагнетизм и палеомагнетизм донных осадков Амурского залива. Возраст и магнитные свойства криптотефры

Имеющиеся более ранние данные по скоростям осадконакопления в местах отбора колонок позволяют достаточно надежно сопоставлять его с извержением вулкана Байтоушань тысячелетней давности. Наличие трех максимумов концентрации криптотефры свидетельствует о неоднократном ее поступлении при различных эпизодах извержения. В точках отбора колонок LV-66-1 и LV-66-2 ранее была определена скорость осадконакопления верх-

них 30-40 см по радиоизотопам ²¹⁰Pb и ¹³⁷Cs. Она составила соответственно 4.1 и 3.5 мм/год. Предполагается, что такая высокая скорость осадконакопления характерна только для последних 100 лет после того как при освоении территории в начале 20 века на прилегающих побережьях были вырублены леса и распаханы земли. Это привело к увеличению твердого стока с побережья, главным образом из-за сноса тонкого пелитового материала.



Рис. 2. Корреляция минимумов относительной палеоинтенсивности геомагнитного поля колонки LV66-1 и керна ODP1202 [11].



Рис. 3. Вариации петромагнитных характеристик донных отложений колонки LV66-1, содержащих криптотефру B-Tm, на временной шкале (Амурский залив, Японское море).

Для детализации возраста отложений содержащих прослой криптотефры был выполнен палеомагнитный анализ. В данном случае проводилась корреляция колонки LV-66-1 по величине относительной интенсивности палеомагнитного поля со скважиной глубоководного бурения 1202В в Восточно-Китайском море (рис. 2), где средняя скорость накопления голоценовых осадков была около 4 мм/год [11]. Корреляция по минимумам палеоинтенсивности дает возможность определить возраст прослоя криптотефры B-Tm как 930-950 г. н.э. Это не противоречит датировкам пеплов на побережье по данным японских (928 - 938 г.н.э.) [10] или китайских (939-946 г. н.э) [12] исследователей. По вариациям концентрационно-зависимых петромагнитных параметров на временной шкале можно оценить возраст более ранних эпизодов извержения (рис. 3). На рисунках 3 и 4 обозначены: MS- магнитная восприимчивость, ChRM - палеомагнитно-информативной характеристической намагниченности, ARM - безгистерезисная остаточная намагниченность, IM (J_i) -индуцированная намагниченность, SIRM (J_r) - изотермическая остаточная намагниченность насыщения, SM (J_s) - парамагнитная намагниченность, HIRM - абсолютной концентрации определенной высококоэрцитивной компоненты осадка.



Рис. 4. Вариации параметров магнитного гистерезиса донных отложений колонки LV66-1, содержащих криптотефру B-Tm, на временной шкале (Амурский залив, Японское море).



Рис. 5. Распределение образцов колонки LV66-1 на диаграмме Дея и сопутствующих ей диаграммах Ясонова.

В период наиболее мощного эпизода извержения, при котором сформировался пепловый прослой В-Тт, в осадках колонки LV66-1 отмечено уменьшение содержания органического углерода. Это может быть следствием уменьшения первичной продуктивности из-за выпадения пирокластики на поверхность моря. Еще одним признаком влияния извержения на природную среду региона предполагается повышенная скорость осадконакопления в Амурском заливе в период накопления прослоев криптотефры, что прослеживается по палеомагнитной результатам. По данным термомагнитного анализа выполнена оценка состава титаномагнетита всех генераций тефры. Данные магнитного гистерезиса, в том числе параметров доменной структуры магнитной фракции, показали, что магнитные зерна тефры более магнитожесткие, чем зерна вмещающих осадков (рис. 4, 5). На рисунке 4 и 5 обозначены: B_c , - коэрцитивная сила, B_{cr} - остаточная коэрцитивная сила, B_{da} , B_{db} - положение максимума коэрцитивного спектра прямого и обратного намагничи

вания, S_{ratio} - относительная доля частиц определенной низкой коэрцитивности

Выводы

Результаты исследований указывают на большее, чем считалось ранее, влияние катастрофического извержения вулкана Байтоушань в 10 в.н.э. на природную среду региона. Изучение временной динамики накопление криптотефры по магнитным свойствам выявило нескольких эпизодов извержения, их существенное увеличение по длительности воздействия на окружающую среду и населенные человеком территории. Официально считается, что государство Бохай распалось в 926 году н.э. при завоевании западными соседями киданями [4]. Установленные нами признаки активной вулканической деятельности в диапазоне 903-938 т.л.н., предшествующей этой дате, позволяют предполагать, что природные потрясения, вызванные извержениями (выпадения пирокластики, пожары, наводнения) или инициировавшие и сопровождающие их процессы (землетрясения) могли ослабить экономику и, соответственно, военную мощь государства Бохай. Изучение реальных причин ослабления этого государства может дать ценную информацию о возможных последствиях будущих катастрофических извержений вулкана для окружающих густонаселенных территориях.

- 1. Аксентов Л.И., Калугин И.А., Астахов А.С., ДарьинА.И. // Геология морей и океанов. М.: ГЕОС, 2015. (1) 34-38.
- 2. Андреева О.А., Ярмолюк В.В., Андреева И.А. и др. // ДАН. 2014. 456 (2) 200-206
- 3. Ганзей Л.А., Разжигаева Н.Г., Нишимура Ю. и др. // Тихоокеанская геология. 2015. 34 (1) 80-96.
- 4. Ивлиев А.Л., Болдин В.И. // Россия и АТР. 2006. (3) 5-18.
- 5. Сахно В.Г. Новейший и современный вулканизм юга Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2008. 128 с.
- 6. Сахно В.Г., Уткин И.В. //ДАН. 2009. 428. (5) 641-647.
- 7. Уткин И.В. Вулканология и сейсмология. 2014. (4) 31-42.
- 8. Lim C., Ikehara K., Toyoda K. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2008. 72. 5022-5036.
- 9. Malakhov M., Malakhova G., Gorbarenko S. et al. // Marine environmental and resources in XXI Century. Vladivostok: FEB RAS, 2012. 97-98.
- 10. Nakamura T., Okuno M., Kimura K. et al. // Tree-ring research. 2007. 63 (1) 37-46.
- 11. Richter C., Venuti A., Verosub K.V. et al. // Phys. Earth and Planet. Int. 2006. 156. 179-193.
- 12. Wei H.Q., Liu G.M., Gill J. // Bull. Volcanol. 2013. 75 (4) 706-719.

Палеомагнитные исследования в Арктике: успехи, перспективы, проблемы

Д. В. Метелкин, В. А. Верниковский, Н. Ю.Матушкин, Н. Э. Михальцов, А. И. Жданова, В. В. Абашев

Новосибирский государственный университет; Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск

Современная структура Арктики включает внутреннее пространство Северного Ледовитого океана, внешние окраинные моря и прибрежные территории Евразийской и Северо-Американской континентальных окраин. Строение Северного Ледовитого океана определяется положением двух крупнейших котловин: Амеразийской (Канадской), время и характер спрединговых процессов в пределах которой являются предметом дискуссии, и Евразийской с современным спрединговым центром в виде срединноокеанского хребта Гаккеля. Океанское ложе Евразийского бассейна начало формироваться около 60 млн лет назад и связано с отделением от Баренцево-Карской окраины континентальных структур современных погруженных хребтов Ломоносова и, возможно, Альфа-Менделеева. Раскрытие Амеразийского бассейна традиционно связывается с отколом Чукотско-Аляскинского блока, включающего архипелаг Новосибирские острова, Чукотскую окраину, Северную Аляску и прилегающий к ним шельф, от Северо-Американской окраины и одновременным закрытием Южно-Анюйского бассейна отделявшего его от Восточно-Сибирской окраины Евразийского континента в юре – раннем мелу. Предваряли последнее событие аккреционно-коллизионная стадия, связанная с формированием Колымо-Омолонского супертеррейна, и его столкновение с Верхоянской окраиной Сибири. Именно эти тектонические движения, а также взаимное расположение Евразийского и Северо-Американского континентов определяли структуру Арктики в последние 150 млн. лет [1].

Домезозойская тектоническая история Арктики является предметом дискуссии, в рамках которой господствуют научные идеи, предполагающие существование крупного континентального массива – Гипербореи или Арктиды [2, 3]. Возникновение этой гипотезы связано с близостью геологического строения палеозойских разрезов, залегающих на схожем докембрийском метаморфическом основании практически на всей континентальной и шельфовой окраине Северного Ледовитого океана. Предполагается что распад Арктиды в позднем докембрии и последующие столкновения ее фрагментов со смежными кратонами привели к формированию разновозрастных коллизионных систем [3]. К позднему карбону – ранней перми в ходе амальгамации Пангеи произошло окончательное объединение Сибирского палеоконтинента и Балтики, формированиие Карского (Таймыро-Североземельского) орогенного пояса и обособление между окраинами Сибири и Лаврентии океанского залива Палеопацифики, который обычно и рассматривается как Южно-Анюйский или Протоарктический океан. В соответствие с традиционными представлениями взаимная конфигурация Карского, Чукотско-Аляскинского и Гренладско-Элсмирского блоков, составлявших основу структуры Арктиды в докембрии близко к их современному взаимному положению [3]. Развивая эту идею, в состав Арктиды предложено включить Баренцию (Свальбард), объединяющую шельф островных поднятий Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля [4]. На основе имеющихся геологических данных, а также некоторых закономерностей в палеозойский тектонике Арктических блоков, которые будут описаны далее, мы полагаем, что первое их объединение в составе Арктиды состоялось при становлении Родинии, более млрд лет назад [5]. Однако, внутреннее строение Арктического палеоконтинента в это время как и многие другие вопросы домезозойская тектоники остаются дискуссионными.

Обосновать взаимную конфигурацию блоков, составляющих Арктиду в пространстве и времени, могли бы палеомагнитные данные. К началу нового этапа палеомагнитных исследований в Арктике в 2011 году Мировая база данных (IAGA GPMDB) насчитывала не более 30-ти определений, преимущественно для позднего палеозоя (моложе девона) – раннего мезозоя территории Баренции и Гренландско-Элсмирского региона. По Чукотско-Аляскинской территории – наиболее крупному массиву классической Арктиды палеомагнитные определения вообще отсутствовали. По сути, для магнитотектонических построений, описывающих домезозойскую историю Арктиды можно было привлечь только три раннепалеозойских полюса (500, 450 и 420 млн лет) по территории архипелага Северная Земля - островного поднятия Карского блока [6]. Построенная на основе этих данных траектория кажущегося движения полюса (ТКДП) обосновывает террейновую стадию в палеозойской истории Карского массива и позволяют предположить связь кинематики его дрейфа с крупноамплитудными трансокеанскими сдвигами между Балтикой и Сибирью [6]. Сдвиговая тектоника, как подтверждается геолого-структурными данными, определила также режим мягкой косой коллизии Карского блока с Сибирью в конце палеозоя.

Ключевым объектом нового этапа геологических и палеомагнитных исследований в Арктике стал наименее изученный Чукотско-Аляскинский блок, точнее его крайняя западная часть, включающая Новосибирские острова. Большинство тектонических моделей предполагает, что Новосибирские острова целиком отделены от Сибирской окраины Южно-Анюйской сутурой – реликтом одноименного палеоокеана, однако положение этой важнейшей тектонической границы спорно [7]. В ряде работ рассматривается возможность того, что она может рассекать Новосибирский блок и проходит между группой Ляховских островов и Анжу, с одной стороны, и архипелагом Де-Лонга, с другой. Также дискутируется вариант принадлежности всего Новосибирского блока краевым структурам Сибири. Решение этой геологической проблемы являлось одной из первостепенных при палеомагнитном исследовании территории Восточной Арктики.

Разрезы Новосибирских островов включают, в основном, слабомагнитными породами осадочного, реже вулканогенно-осадочного происхождения. Тем не менее, на основе полученных палеомагнитных данных удалось доказать, что раннепалеозойские осадочные бассейны архипелагов Анжу и Де-Лонга формировались в пределах единого Новосибирского террейна, то есть на едином континентальном основании [8]. При этом установленная последовательность раннепалеозойских палеомагнитных полюсов значительно отличается от траекторий КДП Сибири, Лаврентии, Балтики и Карского террейна, с которыми потенциально (в рамках существующих геологических моделей) мог быть связан Новосибирский блок, что обосновывает его террейновую историю, по крайней мере, в течение всего раннего палеозоя [9]. Палеогеография террейна соответствует тропической и субтропической области предположительно северного полушария, при возможной связи реконструируемого бассейна с бассейнами Омулевского типа, составляющими аккреционно-коллизионную мозаичную структуру вдоль Колымской петли на Приверхоянской окраине Сибирского палеоконтинента [9]. На основе палеомагнитных данных мы предполагаем, что Новосибирский террейн в составе крупного коллажа террейнов испытывал медленное перемещение вдоль Приверхоянской континентальной окраины и мог занять близкое к современному положение относительно Сибири в момент второго в геологической истории объединения арктических континентальных масс (Арктиды) в составе Пангеи около 250 млн лет назад [5].

Вторым ключевым объектом современных палеомагнитных исследований в Арктике является Северный остров Новой Земли. Осадочный разрез острова как нельзя лучше подходит для реконструкции тектонической истории Свальбарда, как еще одного потенциального фрагмента докембрийской и позднепалеозойской Арктиды. В настоящий момент обработана первая небольшая коллекция пород поздненеопротерозойско–раннепалеозойского осадочного разреза северо-западного побережья Новой Земли. Рассчитанные виртуальные геомагнитные полюсы испытывают согласованное кажущееся перемещение с ТКДП Балтики, что указывает на тектоническое единство осадочных бассейнов Свальбарда и арктической Европы уже с конца докембрия. Тем не менее Новоземельские полюсы незначительно смещены к юговостоку от ТКДП Балтики, что оставляет возможность для реализации мезозойских сдвиговых перемещений, наличие которых предполагается по результатам палеомагнитных исследований раннеюрских и раннемеловых базальтов архипелага Земля Франца Иосифа [10].

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (проект №14-37-00030) и Минобрнауки РФ (проект №5.515.2014/К).

- 1. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 8. С. 1083–1107.
- 2. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Внеальпийкая Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 279 с.
- 3. Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 31–57.
- 4. *Кузнецов Н.Б.* Кембрийский ороген Протоуралид-Тиманид: структурные доказательства коллизионной природы // ДАН, 2008, т.423, №6, с.774-779.

- 5. Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Matushkin N.Yu. Arctida between Rodinia and Pangea // Precambrian Research, 2015, v.259, p.114-129. http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2014.09.013
- 6. *Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Kazansky A.Yu., Bogolepova O.K., Gubanov A.P.* Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: paleomagnetism, paleogeography and tectonics // Tectonophysics. 2005. V. 398. P. 225– 243. http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2005.02.008
- 7. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea?: Implications for the Amerasia basin origin // Tectonophysics, 2009, v.463, p. 86–108
- 8. Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Толмачева Т.Ю., Малышев Н.А., Петров О.В., Соболев Н.Н., Матушкин Н.Ю. К проблеме палеотектонических реконструкций в Арктике и тектоническом единстве террейна Новосибирских островов: новые палеомагнитные и палеонтологические данные // ДАН, 2013, т.451, №4, с.423-429.
- 9. Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Tolmacheva T.Yu., Matushkin N.Yu., Zhdanova A.I., Pisarevsky. S.A. First paleomagnetic data for the New Siberian Islands: Implications for Arctic paleogeography // Gondwana Research, 2015. http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2015.08.008
- 10. Михальцов Н.Э., Карякин Ю.В., Абашев В.В., Брагин В.Ю., Верниковский В.А., Травин А.В. Геодинамика Баренцево-Карской окраины в мезозое на основе новых палеомагнитных данных для пород архипелага Земля Франца-Иосифа // ДАН, 2016, (в печати).

Палеомагнетизм озерно-аллювиальных отложений Ширакской котловины

Д. О. Минасян¹, А. А. Варданян²

¹Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, Гюмри, Армения ²Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва

В осадочных отложениях Ширакской котловины выделяются три литологических комплекса пород, соответствующих трем стадиям развития древнего Ширакского озера: нижний озерно-речной, средний озерный и верхний озерно-речной [1, 3, 7]. В этих отложениях известны два местных стратиграфических горизонта: анийский и арапийский. К анийскому горизонту относятся нижние слои озерно-аллювиальных и большая часть озерного комплекса пород (нижняя и средняя стадия развития озера). В нижних слоях этого горизонта обнаружены остатки фауны нижнечетвертичного периода, что сопоставляется с нижне-хазарскими осадками Каспийского бассейна. В осадках арапийского горизонта (верхняя стадия развития озера) обнаружены остатки сингильского фаунистического комплекса.

В настоящей статье приведены результаты палеомагнитных исследований четырех разрезов нижне-средне четвертичных озерных и озерно-речных отложений Ширакской котловины. Разрез Арапи и разрез Лусахпюр 1 соответствуют к местному арапийскому стратиграфическому горизонту (озерноречные отложения), а разрезы Лусахпюр 2 и Исаакян к анийскому горизонту (озерные и озерно-речные отложения). На рис. 1 представлены результаты лабораторных исследований определения состава ферромагнитной фракции и природы намагниченности изученных пород.



Рис. 1. Термомагнитный анализ образцов из изученных разрезов. Слева кривые термодифференциального анализа; справа кривые насыщения $I_{rs}(T)$ и $H'_{cr}(T)$; 1 – первый нагрев, 2 – второй нагрев.



Рис. 2. Литологические колонки и графики магнитных параметров разрезов Арапи (слева) и Лусахпюр 1 (справа). 1 – песок, 2 – песок с галечником, 3 – глина, 4 – глина с песком, 5 – косослоистая глина, 6 – ожелезненные слои, 7 – глина диатомовая, 8 – глина с ракушками, 9 – песок с ракушками, 10 – туф, 11 – глина диатомовая с ракушками.

Кривые ДТМА показывают наличие в породе двух компонент с точками Кюри в области 250-375 °C и 550-600 °C, что подтверждается и характером

кривых $I_{rs}(T)$, $I_s(T)$ и $H_{cr}(T)$. Изучение прозрачно- полированных шлифов под микроскопом показало, что рудный элемент представлен равномерно распределенными зернами магнетита и титаномагнетита, а также мелкими зернами гематита. Размеры зерен ферромагнитных компонент колеблется от 0,005 до 0,02 мм. Вязкая намагниченность вдоль разреза Арапи имеет небольшие значения, отношение I_{rv}/I_n составляет 15-20%, а H'_c варьирует от 360 до 600 Э, что характерно ферромагнетикам магнетитового ряда [2, 4, 6]. По термомагнитным характеристикам изученные разрезы почти не отличаются.

Ниже приведены колонки, на которых отражена палеомагнитная характеристика соответствующих подразделений изученных разрезов.

Разрез Арапи. Разрез Арапи, с мощностью 17 м, сложен переслаивающимися глинами и глинистыми прослойками различного цвета, местами ожелезненными, с включениями остатков пресноводных ракушек. На рис. 2 (справа) представлены графики изменения направления I_n и Q вдоль разреза (до и после термической чистки 200 °C). На графике выделяются четыре зоны со сравнительно высокими значениями величин Q.

Направление намагниченности изученных пород характеризуется значениями $D_{cp} = 327 \pm 10^{\circ}$ и $J_{cp} = 38 \pm 10^{\circ}$ при кучности K = 24 и $\alpha_{95} = 1,5$. Озерноаллювиальные отложения разреза Арапи (верхняя часть осадочных отложений Ширакской котловины) однородны как по литологии, так и по магнитным характеристикам: вдоль этой части разреза χ колеблется в пределах от 20 до 25×10^{-6} А/м, а для I_n этот интервал составляет от 10 до 25×10^{-5} А/м.

Разрезы Лусахпюр 1 и 2. Первый разрез (рис. 2 справа), мощность которого приблизительно 2,5 метра, по геологическим данным считается моложе разреза Арапи и примыкает к его низам [7]. Он сложен глинами серого и зеленого цветов, с включением ракушек и песка. Судя по графикам в середине разреза четко выделяются пики на кривых I_n и χ , которым соответствует min на кривой Q. Второй разрез сложен чередующимися слоями и прослойками глин, супесей и суглинков с тонкими прослоями ракушек (рис. 3 справа).

Направление намагниченности и величин параметров χ и I_n вдоль разреза меняются мало. В верхней и нижней части разреза I_n = 25×10⁻⁵ A/м, χ = 1×10⁻⁵ C/I, а Q остается близким к значению 0,05.

Разрез Исаакян. Этот разрез, представленный озерно-аллювиальными отложениями, относится к анийскому горизонту. В разрезе пески серого и желтого цвета перемежаются слоями мелкозернистых и крупнозернистых песков и ракушечников. Видимая мощность разреза составляет 4,5 метра (рис. 3 слева). Отобрано около 600 образцов. Литология и характер вариаций палеомагнитных параметров вдоль разреза однородны. Интервал вариаций In снизу вверх составляет от 25×10^{-5} А/м до 50×10^{-5} А/м, а для χ – от 150×10^{-5} до 300×10^{-5} СИ. Величина Q колеблется в интервале 0,01-0,03.

На рис. 4 представлен палеомагнитный разрез плейстоцена Ширакской котловины, где включены также данные, полученные по эффузивным породам этого же района.





Палеомагнитные исследования массива г. Арагац и Ширакской котловины дали возможность составить магнитостратиграфическую шкалу плейстоцена Армении [5], где поздний плиоцен и ранний плейстоцен, характеризуются преимущественно обратной полярностью, а средний и поздний плейстоцен – прямой полярностью. Две зоны обратной намагниченности были выявлены в среднеплейстоценовых розовых и черных туфах. Возраст зоны обратной намагниченности выявленной в осадках арапийского осадочного комплекса (с. Арапи) по данным термолюминесцентного анализа оценивается ~175 ± 35 тыс. лет [6]. Выявление обратнонамагниченных зон (не большой мощности) в плейстоценовых образованиях свидетельствует о необходимости дальнейших более детальных палеомагнитных исследований этого периода.



По данным [5] поздний плиоцен - ранний плейстоцен Армении характеризуется преимущественно обратной полярностью, а средний – поздний плейстоцен, в основном прямой полярностью.

Палеомагнитные исследования палеонтологически охарактеризованных четырех разрезов дали возможность составить магнитостратиграфическую шкалу раннего - среднего плейстоцена Ширакской котловины, где выделяются две палеомагнитные зоны обратной полярности - одна в анийском, вторая в арапийском горизонте.

- 1. Амарян В.М. Стратиграфическая схема неогеновых и четвертичных вулканических образований района горы Арагац. Доклады АН Арм. ССР, т. 36, № 5, 1963.
- 2. Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Изд. Казанского Гос. Университета, 1979г.
- 3. Геология СССР. Том XLIII, стратиграфия, Москва, Недра, 1970, 460 с.
- 4. Минасян Д. О., Караханян А. К., Варданян А. А. Некоторые магнитные и петромагнитные характеристики Севано-Ширакского синклинория и Массива горы Арагац. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2002, №1-3, с. 48-54.
- 5. Минасян Д.О. Результаты и дальнейшие задачи палеомагнитных исследований территории Армении. Сб. Статей. Гюмри, 2013, Изд Нан РА, с.77-86.
- 6. Петрова Г.Н., Нечаева Т.Б., Варданян А.А., Минасян Д.О. Вековые вариации в плейстоцене в осадочных породах Армении (разрез Арапи). Физика Земли, 1996, №8, с.45-51.
- 7. Саядян Ю.В. Общая схема стратиграфии и палеогеографические события верхнего миоцена, плиоцена и четвертичного периода Армении. Изв НАН РА, Науки о Земле, 2003, №1, с.16-23.

Напряженность геомагнитного поля от конца I тыс. до н.э. до конца I тыс. н.э. по результатам исследования керамического материала археологического памятника «Гермонасса»

И. Е. Начасова, О. В. Пилипенко, Г. П. Марков

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

С целью получения дополнительных данных о напряженности геомагнитного поля в I тыс.н.э. проведены археомагнитные исследования керамического материала многослойного археологического памятника - городища Гермонасса (г. Тамань, Краснодарский край). Накопление культурных отложений этого памятника началось с VI в. до н. э. и продолжалось без перерывов до современности. Памятник достаточно хорошо изучен археологически, раскопки там ведутся уже не одно десятилетие.

В данной работе исследовались материалы, датированные временным интервалом вторая половина I века до нашей эры – I тыс.н.э. Керамический материал отбирался из северного раскопа культурных отложений памятника, накопление которых происходило во временном интервале I в. до н.э. – X в. н.э. Отбирался керамический материал последовательно, послойно по мощности культурных отложений. Подробность отбора определялась наличием керамического материала в слоях культурных отложений. Отбор материала осуществлялся совместно с исследователем данного памятника Э.Р. Устаевой из западной и восточной стенок северного раскопа памятника в связи с разной мощностью культурных отложений в разных разрезах. Послойный отбор керамического материала позволил, используя имеющиеся археологические датировки в качестве реперов и глубину залегания слоев культурных отложений, из которых отобран материал, не имеющий археологической датировки, предложить датировку этих слоев, т.е. временную привязку исследованного керамического материала. Для этого определялась скорость накопления культурных отложений во временном промежутке между слоями, по материалу которых сделано археологическое датирование.

Культурные отложения разреза в восточной стенке раскопа накапливались с последних веков I тыс. до н.э. по VIII в. н.э. Полученные данные о напряженности геомагнитного поля были отнесены к временному интервалу середина I в. до н.э. - VIII н.э. Привязка к временной шкале полученных определений была сделана согласно временной привязке 18 слоев культурных отложений, из которых был отобран исследованный материал. Материал, отобранный из разреза в южной стенке, относился к 12 слоям, накапливавшимся в VII - X вв. н.э.

Для определения напряженности древнего геомагнитного поля применялся модифицированный метод Телье [Бураков и др., 2005] (с коррекцией на анизотропию магнитной восприимчивости и на химические изменения ферромагнитной фракции образцов при лабораторных нагревах). Всего было получено 94 определения напряженности поля, из которых 13 определений было отбраковано из-за больших ошибок определений.

На рис. 1 показаны средние для слоя культурных отложений значения напряженности геомагнитного поля в районе Таманского полуострова в I тысячелетии нашей эры, вертикальными линиями показан разброс единичных определений напряженности поля.

Единичные определения напряженности поля лежат в пределах ~ 55 - 82 мкТл. Средние для слоев значения напряженности поля изменяются в пределах ~ 58 - 73 мкТл. Можно отметить некоторые закономерности изменения напряженности геомагнитного поля со временем. Повышенные значения единичных определений напряженности поля появляются в первой половине I в.н.э., в начале четвертого века, во второй половине шестого века и во второй половине девятого века нашей эры, т.е. в среднем примерно через 300 лет. На некоторых временных отрезках прослеживается изменение средних для слоев культурных отложений значений напряженности геомагнитного поля в виде вариации. Так во временном отрезке первого века до нашей эры средние для слоев культурных отложений значения напряженности геомагнитного поля лежат в пределах ~61- 64 мкТл, затем в I – II веках нашей эры – около 70 мкТл, а в III веке - около 60 мкТл. Некоторую закономерность можно проследить и в изменении напряженности поля в VI – VII веков. На временном отрезке VIII – Х веков средние для слоев значения напряженности геомагнитного поля изменяются незначительно, сначала несколько уменьшаясь, а затем увеличиваясь. Разброс же единичных определений изменяется достаточно заметно. Появляются более высокие значения напряженности, а затем и более низкие, чем на предыдущих временных отрезках.



t, годы

Рис. 1. Напряженность геомагнитного поля в районе Таманского п-ва в І тыс. н.э.

В целом можно сказать, что средний уровень напряженности поля в I тыс. н.э. менялся незначительно по сравнению с резким уменьшением напряженности поля в регионе Восточное Средиземноморье – Причерноморье во вторую половину I тыс. до н.э. [Начасова, Бураков, 2002] и во II тыс. н.э. [Начасова и др., 2014]. Рассмотрение картин вариаций напряженности геомагнитного поля [Tema et al, 2012] по результатам, полученным для Франции [Chauvin et al, 2000], Греции [De Marco et al, 2008] и на Балканах [Tema, Kondopoulou, 2011] позволяет заключить, что во второй половине I тыс. до н.э. происходит заметное падение напряженности поля, затем в течение нескольких столетий средний уровень напряженности поля меняется незначительно. В самом конце I тыс. н.э. происходит повышение напряженности поля, сменяющееся заметным падением во II тыс.н.э.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что все полученные данные о напряженности геомагнитного поля в регионе Восточное Средиземноморье – Причерноморье свидетельствуют о стабильности среднего уровня напряженности поля в I тыс. н.э. в этом регионе, в отличие от временных интервалов предшествующих и следующих за этим, на которых наблюдается существенное изменение среднего уровня напряженности геомагнитного поля.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 13-05-00431, и Правительства РФ, грант № 14.Z50.31.0017.

- 1. Начасова И.Е., Бураков К.С. Напряженность геомагнитного поля в VI в. до н.э. II в.н.э..// Геомагнетизм и аэрономия, 2002, Т. 142, № 2, С. 284 287.
- Начасова И.Е., Бураков К.С., Пилипенко О.В., Марков Г.П. Вариации напряженности геомагнитного поля в последние полтора тысячелетия в районе Таманского пва // Материалы международной школы – семинара "Проблемы палеомагнетизма и магнетизма горных пород" СПб; СОЛО, 2014, С.118 – 122.
- Chauvin, A., Carcia, Y., Lanos, Ph., Laubenheimer, F. 2000. Paleointensity of the geomagnetic field recovered on archaeomagnetic sites from France. Phys. Earth Planet. In. 120, P. 111-136.
- 4. *De Marco, E., Spatharas,V., Gomez Paccard, M., Chauvin, A., Kondopoulou, D.* 2008, New archaeointensity results from archaeological sites and variation of the geomagnetic field intensity for the last 7 millennia in Greece. Phys.Chem. Earth 33, P. 578 595.
- 5. *Tema, E., Kondopoulou, D.* 2011. Secular variation of the Earth's magnetic field in the Balkan region during the last 8 millennia based on archaeomagnetic data. Geophys.J.Int.186, 603 614, doi: 10.1111/j. 1365-246 X. 2011.05088.x.
- 6. *Tema, E., Gomez-Paccard, M., Kondopoulou, D., Almar, Y.* Intensity of the Earth's magnetic field in Greece during the last five millennia : New data from Greek pottery // Physics of the Earth and Planetary Interiors 202-203 (2012), P. 14-26.

Рекогносцировочные палеомагнитные исследования северной окраины Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь)

А. Ю. Песков¹, В. В. Андрончик¹, А. В. Кудымов¹, А. Н. Диденко^{1, 2}

¹Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, Хабаровск ²Геологический институт РАН, Москва

Краткая геологическая характеристика

Объектом исследований являлись альб-сеноманские осадочные отложения грауваккового комплекса, входящего в состав готерив - сеноманских вулканогенно-осадочных образований Нижнего Приамурья, на оз. Удыль [2]. Данные образования относятся к Киселевско-Маноминскому террейну Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Граувакковый комплекс представляет собой продукты разрушения, недавно выделенной в данном районе, эпиокеанической островодужной системы, а также эпиконтинентальных дуг [2]. Непосредственному изучению подверглись в разной степени дислоцированные осадочные отложения юго-восточного побережья оз. Удыль. Отбор ориентированных образцов рекогносцировочной коллекции для палеомагнитных исследований был проведен преимущественно из тонкозернистых песчаников.

Петромагнитная характеристика

Результаты измерений зависимости намагниченности насыщения от температуры (Js-T) на ряде представительных образцов осадочных пород граувакковой толщи Киселёвско-Маноминского террейна указывают на присутствие в породе, в качестве минерала-носителя намагниченности, магнетита и его катион-дефицитных разностей (Tc = 570-610 °C). Магнитные минералы, установленные в породе, стабильны к нагревам – величина «потери» намагниченности насыщения после цикла «нагрев-охлаждение» составляет не более 10-30%.

В ходе лабораторных исследований определены следующие параметры: Js – намагниченность насыщения, Jrs – остаточная намагниченность насыщения, Hc – коэрцитивная сила и Hcr – остаточная коэрцитивная сила. Величины отношений измеренных параметров гистерезисного цикла для изученных пород находятся в пределах: для Hcr/Hc – от 12 до 28, для Jrs/Jr – от 0.002 до 0.003.

В результате изучения анизотропии начальной магнитной восприимчивости (AMB) установлено, что её величина (P) не превышает 5-6% и не зависит от величины магнитной восприимчивости (Km), что свидетельствует об отсутствии, либо о незначительном влиянии вторичных процессов, оказавших влияние на магнитную текстуру осадочных пород. AMB связана с формой геологического тела, поскольку направление максимальной оси эллипсоида анизотропии (D = 230°, I = 60°) соответствует направлению падения слоя осадочных пород (Az = 260°, угол падения – 60°). В стратиграфической системе координат направление минимальной оси эллипсоида изменяется с субгоризонтального (D = 76°, I = 27°) на субвертикальное (D = 14°, I = 82°), что также указывает в пользу первичности магнитной текстуры изученных пород и связи магнитной анизотропии с формой геологического тела.

Палеомагнитная характеристика

Для 43-х образцов осадочных пород из двух сайтов (D14/22, D14/24) была проведена детальная термомагнитная чистка до температур 600 °C. Температурный диапазон последней, а также шаг нагрева (от 100° при низких температурах до 5° при высоких температурах) определялись с учетом данных термомагнитного анализа. В процессе палеомагнитной чистки, как правило, выделяется две компоненты намагниченности.

Низкотемпературная компонента намагниченности (LT) выделяется в интервале температур от 25 до 350 °C и имеет средние координаты в географической системе координат Dg = 279.8°, Ig = 76.7°, Kg = 9.5, a95 = 10.9°. Данная компонента, на наш взгляд, представляет наложение современной и метахронной компонент намагниченности. Высокотемпературная компонента намагниченности выделяется в интервале температур от 450 до 600 °C и имеет две опции полярности: прямую, установленную в образцах из сайта D14/22, и обратную, установленную в осадочных породах из сайта D14/24.

Пример ступенчатого термомагнитного размагничивания образца осадочных пород (D14/22-2) с прямой опцией полярности представлен на рисунке 1. Низкотемпературная компонента намагниченности (LT) выделяется в диапазоне температур от 25 до 250 °C. Высокотемпературная компонента (HT) выделяется в диапазоне температур от 450 до 575 °C по 7-ми точкам и "идет" в начало координат и имеет координаты - Ds = 286.7°, Is = 16.9°.


Рис. 1. Результаты ступенчатой термомагнитной чистки: (a) – стереограмма распределения вектора намагниченности, (б) – зависимость намагниченности от температуры, (в) – диаграмма Зийдервельда [5].

Для образцов осадочных пород с обратной опцией полярности характеристики низкотемпературной компоненты намагниченности аналогичны предыдущему примеру. Высокотемпературная компонента намагниченности выделяется в диапазоне температур от 475 до 570 °С и группируется на стереограмме в первом и втором квадранте.



Рис. 2. Стереограммы распределения высокотемпературной компоненты намагниченности для: образцов сайтов ИЗ D14/22 (a), D14/24 (б), для сайтов D14/22 и D14/24; (г) – тест складки. Координаты Ds указаны без учета магнитного склонения (12°W).

Средние направления высокотемпературных компонент намагниченности всех изученных образцов осадочных пород (сайт D14/22 и D14/24) представлены на рис. 2. В образцах из сайта D14/22 среднее направление высокотемпературной компоненты намагниченности, в стратиграфической системе координат, имеет координаты Ds = 272.7°, Is = 28.9° (Рис. 2а). Среднее направление намагниченности обратной полярности (сайт D14/24) имеет координаты (в стратиграфической системе координат) Ds = 77.5°, Is = -44.8° (Рис. 2б).

Различия средних значений наклонений высокотемпературных компонент намагниченности с прямой и обратной полярностью, по всей вероятности, связано с небольшим различием в возрасте осадконакопления изученных пород из разных осадочных слоев граувакковой толщи.

Выделенная высокотемпературная компонента намагниченности в изученных породах является «доскладчатой», на что указывает положительный палеомагнитный тест складки (Рис. 2 г). Для всех образцов было рассчитано среднее направление намагниченности (в прямой опции полярности): Ds = 269.0° , Is = 33.7° K = 13.7, $a95 = 7.8^{\circ}$ (Рис. 2в).

Для расчета величины занижения наклонения в изученных осадочных породах была исследована зависимость между анизотропией начальной магнитной восприимчивости и наклонением намагниченности [3]. На рис. 3 представлен график данной зависимости. Коэффициент корреляции (R) составляет 0.582. По координатам точки, характеризующей изотропное состояние магнитной текстуры (Kmin/Kmax = 1), установлено, что средняя величина истинного наклонения высокотемпературной компоненты намагниченности изученных осадочных пород составляет 54°. Таким образом, для расчета палеомагнитного полюса принимаются следующие координаты характеристической компоненты намагниченности (с учетом величины занижения наклонения и величины магнитного склонения в точке опробования (N = 52.15°, E = 140.0°): Ds = 257.0°, Is = 54° K = 13.7, a95 = 7.8°.

Наличие прямой и обратной опции полярности, а также «доскладчатый» возраст намагниченности в изученных альб – сеноманских (94 – 113 млн лет) осадочных отложений грауваккового комплекса свидетельствуют в пользу первичности намагниченности последних. Координаты рассчитанного палеомагнитного полюса на время формирования пород составляют Plat = 19.5°, Plong = 81.6°, dp = 10.9°, dm = 7.7° и находятся южнее (порядка 50°) от сегмента ТКДП Сибири на данный интервал времени, а палеоширота формирования изученных пород Киселевско-Маноминского террейна составляет 34.5° С.Ш.



Рис. 3. Расчет величины занижения наклонения. Kmin/Kmax – отношение минимальной и максимальной осей эллипсоида анизотропии начальной магнитной восприимчивости; tan(Inc) – тангенс наклонения намагниченности.

Полученные в настоящей работе предварительные палеомагнитные данные согласуются с кинематической моделью формирования Киселёвско-Маноминского блока, предложенной в [1]. С точки зрения данной модели широтное расхождение между сегментом ТКДП Сибири и полученным нами палеомагнитным полюсом связано с крупным левосторонним сдвигом вдоль трансформной окраины Евразии (105 – 75 млн лет назад) [1]. Для дальнейших. более летальных палеомагнитных исследований Киселевско-Маноминского блока и Сихотэ-Алиня в целом, в 2015 г. опробованы более полные разрезы выходов граувакковых толщ Северного Сихотэ-Алиня, а также Кемского блока на предмет их палеомагнитного, петромагнитного, геохимического и геохронологического изучения.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИТиГ ДВО РАН и при частичном финансировании Программы фундаментальных исследований ДВО РАН «Дальний Восток» (проект № 15-1-2-030), Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 15-05-03171а)

- 1. Диденко А.Н., Ханчук А.И., Тихомирова А.И., Войнова И.П. Восточный сегмент Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь): палеомагнетизм и геодинамические следствия // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 1. С. 20-40.
- Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (Строение, состав и обстановки седиментации) / Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. / Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
- 3. Correcting for paleomagnetic inclination shallowing in magnetite-bearing clay-rich soft sediments with the aid of magnetic anisotropy and uniaxial compression experiments //Bradbury N, Hon B.Se./ Departament of Earth Sciences. Newfoundland. 2005. 92 pp.
- 4. Enkin, R.J. A computer program package for Analysis and presentation of paleomagnetic data / R.J. Enkin // Pacific Geoscience Centre, Geological Survey of Canada, 1994. – 16 p.
- *Zijderveld, J.D.A.* A.C. Demagnetization of rocks: analysis of results / J.D. Zijderveld // Methods in Paleomagnetizm – Amsterdam: Elsevier, 1967. – P. 254 – 286.

Распределение металлического железа на планетах

Д. М. Печерский

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

Сравниваются результаты термомагнитных (ТМА) и микрозондовых (МЗА) исследований металлического железа из двух групп пород: 1) заведомо земных – гипербазитов, в виде ксенолитов выведенных на поверхность Земли базальтовой лавой, базальтов, слагающих дно океана, континентальных образований – Сибирских траппов, и 2) внеземных – лунных базальтов, метеоритов и частиц железа из осадков, внеземная природа большинства которых доказана [3, 4].

По данным ТМА во всех земных породах зафиксировано металлическое железо, при этом мода приходится на металлическое железо, близкое чистому (сумма примесей менее 1%, $T_c > 760$ °C, рис. 1), концентрация металлического железа 0.0001-0.02%. Присутствуют частицы железа с примесями, снижающими T_c до 730 °C (рис. 1). В лунных базальтах еще резче, чем в земных, преобладает близкое к чистому железо (рис. 1, данные из [9]), его концентрация < 0,1%, мода 0,05%. В осадках чаще, чем в гипербазитах и базальтах, встречаются частицы металлического железа внеземного происхождения с Т_с =730-760 °C (рис. 1), т.е. с примесями. И их доля заметно возрастает в метеоритах (рис. 1). По данным МЗА состав и концентрация примесей в железе кремний, алюминий, хром, магний и др. - сходны в осадках, гипербазитах, базальтах и метеоритах. Заметно и закономерно варьирует содержание примеси никеля, причем независимо от земного и внеземного происхождения железа. Так, отношение Fe/FeNi (таблица) - числа частиц железа, не содержащего никеля (Fe) к числу частиц, содержащих никель (FeNi) в траппах 31, в земных океанских и лунных базальтах 8-10; в гипербазитах 5.6; в каменных и железных метеоритах 0.147 и 0.146 (таблица). В осадках это отношение – 3.9, т.е. близко породам земной и лунной коры и верхней мантии. По данным МЗА металлическое железо в каменных и железокаменных метеоритах по содержанию в них примеси никеля образует три группы: 1) чистое железо без примеси никеля, такие частицы образуют обособленную группу, а не непрерывный ряд твердого раствора со второй группой, 2) группа с модой 5-6% никеля и плавным спадом до 20% никеля (рис. 2), 3) частицы Fe-Ni сплава с содержанием никеля > 20% вплоть до чистого никеля. Такое разделение частиц на три группы, очевидно, свидетельствует о разных условиях формирования чистого железа, никелистого железа (камасита) и Fe-Ni сплава.



Рис. 1. Гистограммы точек Кюри самородного железа

184



Рис. 2. Содержание никеля (%) в металлическом железе по данным МЗА в метеоритах. N – число определений.

Подавляющее большинство частиц железа во всех изученных земных и внеземных породах независимо от их происхождения имеют одни и те же причудливые формы; идентичное одномодальное распределение по размеру от субмикронных до 300-600 мкм с одинаковой модой 10-20 мкм (рис. 3). Преобладают частицы размером до 100 мкм. Такие размеры соответствуют внеземным частицам, которые большей частью сохраняются при прохождении через земную атмосферу, а частицы крупнее 100 мкм почти полностью сгорают [5]. Но это относится исключительно к внеземным частицам, находящимся в осадках, и совершенно не объясняет аналогичного распределения в случае частиц железа заведомо земного происхождения, из мантии и коры. Очевидно, набор размеров частиц железа задан условиями их образования в источнике – мантийных и коровых магматических породах, таких как гипербазиты и базальты. Условия кристаллизации частиц самородного железа отражаются в «хвостах» гистограмм: наиболее крупные частицы встречаются в гипербазитах с медленной кристаллизацией, меньшие – до 100 мкм – относятся к быстро остывающим лавовым потокам (рис. 3). В осадки же попадают все частицы, но крупные частицы, как говорилось выше, сгорают, прилетая из космоса в земную атмосферу.



Рис. 3. Распределение по размеру (мкм) частиц металлического железа, содержащего (серые) и не содержащего (черные) примесь никеля

При этом частицы железа, как содержащие, так и не содержащие примесь никеля, встречаются в осадочных породах повсеместно, т.е. имеют глобальное распространение, так что логично связать их с межпланетной пылью (interplanetary dust - IPD). По современным представлениям, IPD представляет собой каменную крошку, образовавшуюся в результате столкновения оскол-

ков планет, астероидов, комет и других тел. Сходство металлического железа во всех исследованных объектах позволяет сделать вывод об аналогичных условиях формирования разрушенных планет - источников IPD с земными условиями, по крайней мере, условий образования в них металлического железа. Соответственно, можно предположить, что в осадках накапливаются частицы железа, в сумме отражающие отношение Fe/FeNi в верхней мантии планеты - источника IPD. Оговорюсь, что в понятие «верхняя мантия» не вкладывается сейсмологическое значение, это лишь некоторый верхний уровень глубины мантии, в пределах которого среди частиц железа существенно преобладают не содержащие никеля и концентрация частиц металлического железа не превышает сотых долей процента (таблица). Соответственно, породы, содержащие более 0.1% металлического железа и отношение Fe/FeNi \leq 0.15, относятся к нижней мантии. В изученных нами образцах каменных метеоритов концентрация Fe+FeNi равна 0.3-9% и Fe/FeNi \leq 0.15, т.е., они относятся к низам мантии. На долю каменных метеоритов, представляющих мантию планет, приходится более 90%, соответственно, на долю железных и железокаменных метеоритов, которые, вероятно, представляют породы ядра, приходится меньше 10% [3, 4, 8]. Относительный объем ядра Земли составляет 12.6%, что в принципе подобно соотношению, определенному по метеоритам. Это в пользу нашего допущения, что железные метеориты – продукты разрушения ядра планеты.

Ν	Σ	Fe	FeNi	Fe/FeNi	ШР	Cfe
Траппы (кора)						
21	72	62	2,0	31	0	
%		86	2,8			0,01
Океанские (базальты (ко	ра и верхи	мантии)			
14	79	67	8	8,4	0	
%		85	10		0	0,01
Лунные баз	альты (кора	и верхняя м	антия)			
				~10	0	0,05
Гипербазит	ы (верхняя м	лантия)				
16	166	128	23	5,6	0	
%		77	14		0	0,01
Осадки (вер	хняя мантия	म)				
105	552	388	99	3,9	2,0	
%		70	18		0,4	0,01
Метеориты	каменные (н	низы манти	a)			
16	267	34,0	232,0	0,147	6,0	
%		12,8	87,3		2,2	>0,1-9,0
Метеориты	железные ()	К+ЖК) (ядр	00)			
28	535	68,0	466,0	0,146	90,0	
%		12,7	87,1		16,8	>90

Таблица. Частицы железа и Fe-Ni сплавов на планетах.

Примечание: N – число образцов в данной группе пород; \sum – общее число частиц металлического железа (Fe+FeNi) в данной группе пород; Fe – число частиц металлического железа, не содержащих никеля; FeNi – число частиц камасита и других сплавов,

Fe/FeNi – их отношение; ШР –число частиц шрейберзита; % – процентное отношение Fe, FeNi, ШР к сумме частиц ∑; Cfe – мода концентрации железа по TMA (%).

Сказанное подчеркивается и распределением шрейберзита (Fe,Ni)₃P: он типичен для железных метеоритов и практически отсутствует в породах верхней мантии (Таблица). Из сказанного получается, что материал верхней мантии планет легче разрушается, чем материал нижней мантии и ядра, и в IPD попадает, в основном, материал верхней мантии, где Fe/FeNi = 5.6-3.9. Материал же нижней мантии и ядра попадает на Землю, главным образом, в виде относительно крупных обломков метеоритов, в них Fe/FeNi = 0.146-0.147.

Описываемая тенденция прослеживается и по общему содержанию никеля в горных породах: в железных метеоритах около 10% Ni, в хондритах резко падает до 0.05-1% Ni и в углистых хондритах – до 0.01% Ni [1, 7, 8]. Таким образом, отчетливо видна тенденция распределения Fe-Ni сплавов в разрезе планеты: от высокой, более 90%, в ядре, преобладающей их доли в низах мантии, до относительно низкой (14%) в верхней мантии и до практического отсутствия в основных магматических породах земной и лунной коры. При этом Fe/FeNi в ядре (железные метеориты, таблица) и нижней мантии (каменные метеориты, таблица) практически одинаково, но существенно меняется содержание шрейберзита: от 17% в ядре (железные метеориты) до менее 3% в нижней мантии (каменные метеориты) (таблица) и единичных зерен в верхней мантии (таблица).

Общность распределения металлического железа в планетах, очевидно, определяется действием общего закона, как закон всемирного тяготения (гравитации), как на стадии существования газово-пылевого облака, так и гравитационной дифференциации в процессе формирования планет. Согласно современным данным, во вселенной распространены газово-пылевые облака близкого (если не сказать – аналогичного) состава, из которых все время образуются звездно-планетные системы, в том числе и Солнечная система. Последняя не является, следовательно, исключительным, а вполне рядовым событием.

Благодарности

Я благодарен за предоставленные коллекции образцов ксенолитов мантийных гипербазитов из базальтов Приморья (Россия), Монголии, Сирии, Антарктиды Г. Баженовой и А. Салтыковскому, за образцы ксенолитов мантийных гипербазитов из Витимских базальтов – И. Ащепкову; за образцы Сибирских траппов – А. Латышеву, за образцы океанских базальтов – В. Матвеенкову и С. Силантьеву. За помощь в выполнении термомагнитных исследований моя благодарность Д.М.Кузиной и Г.П.Маркову, за выполнение микрозондовых исследований – В.А.Цельмовичу.

^{1.} *Маракушев А.А., Грановский Л.Б., Зиновьева Н.Г.* Космическая петрология. М.: изд. МГУ. 1992. 325 с.

^{2.} Петромагнитная модель... Ред. И.К.Пашкевич. Киев: Наукова Думка. 1994. 345с

- Печерский Д.М. Самородное железо и другие магнитные минералы в осадках: термомагнитные признаки космического происхождения. Saarbrücken: Palmarium Academic Publishing. 2012. 107с.
- 4. Печерский Д.М. Распределение частиц самородного железа и Fe-Ni сплавов на планетах. Saarbrücken: Palmarium Academic Publishing. 2015. 56 с.
- 5. Флоренский К.П. О начальном этапе дифференциации вещества Земли // Геохимия.
- 6.1965. №8. C. 1-18.
- 7. Хаббард У. Внутреннее строение планет. М.: Мир, 1987. 328 с.
- 8. *McFadden L., Weissman P.R., Johnson T.V.* Encyclopedia of the Solar System. 2007. 992 p.

Nagata N., Sugiura N., Fisher R.M., Schwerer F.C., Fuller M.D., DunnJ.R. Magnetic properties of Apollo 11-17 lunar materials with special reference to effects of meteorite impact // Proceedings of the Fifth Lunar conference. 1974. Vol.3, pp.2827-2839.

Магнитоминеральный состав тагамитов астроблемы Янисъярви: экспериментальные и теоретические аспекты

Е. С. Сергиенко, П. В. Харитонский, А. А. Костеров, Н. В. Горшкова

Санкт-Петербургский государственный университет

Введение. Интерес к изучению земных импактных структур (астроблем) значительно увеличился с тех пор, когда стали ясны геологические и биологические следствия импактных событий в эволюции Земли. Известно, что импактные структуры перспективны в плане содержания экономических ресурсов, таких как нефть, газ, алмазы, металлические руды, строительные материалы. Импактиты часто несут стабильную термоостаточную намагниченность, что может обеспечивать качество палеомагнитного результата. В данной работе исследовался магнитоминеральный состав тагамитов астроблемы Янисъярви, коллекция которых была отобрана сотрудниками Санкт-Петербургского государственного университета. Были проведены микроскопические исследования аншлифов образцов, включая микрозондовый анализ, термомагнитный анализ (по магнитной восприимчивости), изучены петли гистерезиса и проведено теоретическое моделирование магнитного состояния.

Описание объекта исследований. В Фенноскандии насчитывается около 30 достоверных импактных структур с диаметрами от 0,1 до 55 км и возрастом до 2,4 млрд. лет. Однако многие из этих структур плохо датированы, а их морфологические характеристики изучены слабо [1].

Импактная структура (озеро) Янисъярви расположена в российской Карелии в юго-восточной части Фенноскандинавского (Балтийского) щита, около 220 км севернее Санкт-Петербурга (рис. 1). По гравитационным данным диаметр структуры составляет около 14-16 км. Форма озера эллиптическая, а максимальная глубина составляет около 50 м, что нетипично для Карелии, где большинство озер вытянутые и мелкие в силу их ледникового происхождения. На батиметрической карте озера выделяется хребет высотой 20-30 м, простиранием СЗ-ЮВ, который проходит через центральную часть озера и образует 3 острова. На этих островах – Пиени-Селькясаари, Исо-Селькясаари и Хопесаари – находятся обнажения импактных пород (зювиты и тагамиты). Возраст импактной структуры Янисъярви составляет 682±4 млн. лет (Ar-Ar метод) [2]. Породы цокольного комплекса представлены кристаллическими сланцами, микросланцами и филлитами ладожской серии (нижний-средний протерозой) – кварц, биотит, ставролит, андалузит, гранат, кордиерит. Тагамиты залегают гипсометрически выше зювитов; на 80-100% это тонкозернистая кристаллическая масса, содержащая до 20% обломков кристаллических сланцев и минералов. Реликтовые минералы – кварц, графит, гранат, ставролит. Плагиоклаз, гиперстен, кордиерит – новообразованные, повсеместно замутненные рудной пылью. Вторичные минералы – биотит, хлорит, магнетит, развиваются по новообразованным минералам [6, 7, 9]. Данные палеомагнитных исследований астроблемы Янисъярви представлены в работе [3]. Были изучены тагамиты, зювиты и импактные брекчии. Минераломносителем естественной остаточной намагниченности (ЕОН) авторы считают первичный многодоменный титаномагнетит, предполагая также наличие вторичных титаномаггемита и ильменогематита.



Рис. 1. Географическое положение астроблемы Янисъярви

Оборудование. Микроскопические исследования проводились на следующем оборудовании: цифровой микроскоп Leica DVM5000; микроскоп исследовательский минераграфический поляризационный Leica 4500P; сканирующий электронный микроскоп Hitachi S-3400N с аналитическими приставками для анализа количественного волнового дисперсионного анализа WDS - INCA 500 (Ресурсный центр СПбГУ «Геомодель»). Температурные зависимости магнитной восприимчивости в диапазоне от -196,5 до 700 °С измерялись с помощью установки MFK1-FA (Ресурсный центр СПбГУ «Геомодель»). Петли гистерезиса измерялись на коэрцитиметре конструкции Бурова-Ясонова и на установке VFTB (ГО «Борок» ИФЗ РАН). Всего было исследовано 28 образцов.



(a)

(б)





S3400 20.0kV 10.3mm x4.70k BSECOMP 10/22/2015 16:37 10.0um (Γ) (r)

Рис. 2. Микрофотографии рудных зерен в образцах тагамитов: (а) – халькопирит в кайме оксида железа; (б), (в), – зерна ильменита различной формы; (г) – зерна титаномагнтита и «рудная пыль». (д) – «рудная пыль» с указанием размеров зерен. Крестиками указаны точки микрозондового анализа, цифры рядом – номер спектра.

Результаты экспериментов. По данным микроскопического исследования и микрозондового анализа химического состава образцов выявлены следующие магнитоминералогические фазы (рис. 2). Сульфиды – халькопирит, часто окаймленный пленкой оксида железа, зерна крупные, более 100 мкм; пирит – тонкие выделения неправильной формы, развивается по биотиту. Ильменит – размер зерен до 100 мкм, зерна ксеноморфные или неправильной формы, их скопления, призматические столбчатые, игольчатые. Титаномагнетит – размер зерен 5-10 мкм, гомогенные обособленные зерна, характеризуются относительно высоким содержанием ТіО₂ (до 30%), объемная концентрация менее 0.01. «Рудная пыль» (по терминологии [7]) – зерна магнетитовой серии с примесями Al и/или Mg, химически неоднородные гетерофазные/двухфазные) зерна размером менее 1 мкм, распределенные в образцах в виде кластеров. Кластеры имеют характерные размеры несколько десятков мкм, а их объемная концентрация в образцах составляет несколько сотых, в редких случаях достигая 0.1. Для идентификации химического состава «рудной пыли» строились карты распределения химических элементов, так как стандартный микрозондовый анализ использовать невозможно ввиду малости исследуемых зерен.

Измерения магнитной восприимчивости проводились в магнитном поле 200 А/м. На первом этапе (I) образец охлаждался до температуры жидкого азота, затем снималась кривая изменения МВ в процессе нагрева до комнатной температуры. На втором этапе (II) восприимчивость измерялась в процессе нагрева и охлаждения образца от 20 °С до 700 °С в атмосфере аргона. В заключение повторялся цикл «охлаждение-нагрев» первого этапа (III этап). Такая методика позволяет по кривым зависимости МВ от Т анализировать не только начальные магнитные фазы образцов, но и контролировать возможные изменения магнитоминералогического состава в процессе нагревов. Абсолютная величина магнитной восприимчивости (в нормировке на массу) для изучаемой коллекции колеблется значительно, от 10 до 280×10⁻⁸ ед. СИ/кг. Это говорит о весьма неоднородном магнитоминералогическом составе образцов. Далее, анализировались характерные особенности кривых зависимости MB от температуры (кривые k-T) и определялись точки Кюри (рис. 3). Кривые I этапа измерений (низкотемпературные) разделились на группы двух видов, обнаруживая, однако, и единую для всех образцов особенность резкий спад МВ на начальных точках прогрева. На кривых первого вида наблюдался значительный спад магнитной восприимчивости (до 80 % от начальной величины) в области температур порядка -100 °С. При этом, характер таких кривых меняется при проведении измерений на III этапе на противоположный, т.е. магнитная фаза, отвечающая за спад намагниченности, полностью исчезает при нагревах до 700 °С. Второй тип кривых демонстрирует рост MB с температурой, при этом в некоторых случаях наблюдается экстремум (пик) в диапазоне температур -140 °C до -155 °C, что говорит о присутствии в образцах магнетита (пик Вервея). Следует отметить, что магнетит в процессе дальнейшего нагрева также разрушается и на кривых III этапа пик Вервея не наблюдается. Анализ кривых зависимости МВ от темпе-

ратуры II этапа показал наличие нескольких характерных точек в следующих температурных интервалах: от 130 °C до 170 °C; от 310 °C до 430 °C; от 510 °C до 600 °C. Обобщая полученные результаты, можно сформулировать следующее. Резкий спад на кривых k-T при температурах ниже -180 °C, вероятно, обусловлен обилием в образцах ильменита, температура Нееля которого составляет около -215 °C (Senftle et al., 1975). Максимум при температурах около -140 °C до -155 °C указывает на магнетит (проявляется примерно на 15% образцов коллекции). Подъем-спад МВ при температурах от 130 °С до 170 °C, возможно, связан с гидроокислами, которые присутствуют в виде пленок на зернах халькопирита. Характерные особенности в интервале температур 310 °C – 430 °C и 510 °C – 600 °C обусловлены наличием титаномагнетита и гетерофазной мелкой фракции «магнетит-магнетит с примесями Al и/или Mg». Особую группу составляют образцы, в которых на этапах I и II доминирует парамагнитная компонента (рис. 3в). При охлаждении в таких образцах образуются, иногда в значительных количествах, ферримагнитные фазы с температурами Кюри от магнетитовой до ~ 400 °C.

Измерения основных гистерезисных параметров выявили такие значения (диапазон изменения в целом по коллекции): Is – 0.02-0.60 ед. СГС; Irs – 0.001-0.064 ед. СГС; Hc – 38-215 Э; Hcr – 158-352 Э. По этим данным была построена диаграмма Дея. Ее вид позволяет предположить псевдооднодоменность магнитной фракции образцов. Однако, мы считаем это скорее отражением химической неоднородности (гетерофазность/двухфазность) зерен «магнетит-магнетит с примесями Al и/или Mg».

Теоретическая модель процесса намагничивания. Рассмотрим ансамбль N одинаковых одноосных частиц, имеющих осредненную (эффективную) намагниченность насыщения I_{ef} и объем d^3 , хаотически распределенных в цилиндре высотой D и радиусом основания R. В приближении локального поля плотность функции распределения $W(H_i)$ случайных полей дипольдипольного взаимодействия частиц можно получить с помощью модифицированного метода моментов [5]. Далее с помощью метода, изложенного в работе [8], варьируя экспериментальные значения параметров, можно решить обратную задачу: определить возможные значения I_{ef} .

Рассчитанные величины I_{ef} находятся приблизительно в пределах от 20 до 50 Гс. В простейшем случае двухфазной кубической частицы типа «магнетит-магнетит с примесью Al или Mg» эффективную намагниченность насыщения I_{ef} можно представить в виде: $I_{ef} = \varepsilon \cdot I_1 + (1-\varepsilon) \cdot I_2$, где ε и I_1 – ширина и спонтанная намагниченность «магнетитовой» фазы, а $(1-\varepsilon)$ и I_2 – ширина и спонтанная намагниченность «примесной» фазы. Приемлемые решения получаются, если $(1-\varepsilon) \ll \varepsilon$, т.е. «магнетитовая» фаза имеет размер порядка десятков нанометров, а «примесная» фаза существенно крупнее, но со значительно меньшей спонтанной намагниченностью. Таким образом, логичнее предположить не магнитную, а химическую неоднородность зерен, обеспечивающих магнитные свойства данных образцов.



Рис. 3. Результаты термомагнитного анализа магнитной восприимчивости образцов тагамитов. (а) образец is01; (б) – образец ps02; (в) – образец is11. Первая низкотемпературная кривая и нагрев показаны сплошными линиями, охлаждение и вторая низкотемпературная кривая – пунктиром.

Выводы. Литературные данные геолого-минералогического анализа тагамитов астроблемы .Янисъярви, результаты лабораторных экспериментов и проведенное в данной работе теоретическое моделирование процессов намагничивания показало, что естественная остаточная намагниченность тагамитов астроблемы Янисъярви (точнее – та ее часть, которая совозрастна импактному событию и стабильна к воздействию временных, физикохимических факторов) обусловлена мелкими гетерофазными частицами типа «магнетит-магно(алюмо)магнетит».

Коллекция тагамитов астроблемы Янисъярви была отобрана сотрудниками Санкт-Петербургского государственного университета в рамках проекта СПбГУ «Экспедиция для проведения геофизических исследований на Восточно-Европейской платформе», шифр НИР 11.42.1314.2014. Микроскопические наблюдения и измерения магнитной восприимчивости были проведены с использованием аппаратуры РЦ «Геомодель» СПбГУ. Измерения петель гистерезиса были проведены в ГО «Борок» ИФЗ РАН. Авторы выражают благодарность за помощь в измерениях Н.С. Власенко, В. В. Шиловских (РЦ "Геомодель") и Г. В. Жидкову (ГО "Борок" ИФЗ РАН).

- 1. *Abels A., Plado J., Pesonen L. J., and Lehtinen M.* 2002. The impact ratering record of Fennoscandia—A close look at the database. In: Impacts in Precambrian shields, edited by Plado J. and Pesonen L. J., Berlin: Springer-Verlag. pp. 1–58
- 2. Jourdan, F., Renne, P.R. and Reimold W.U. 2008. High-precision ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of the Jänisjärvi impact structure (Russia). Earth Planet. Sci. Lett., 265:438-449.
- 3. Salminen, J.M., Donadini, F., Pesonen, L.J., Masaitis, V.L. and Naumov, M.V. 2006. Paleomagnetism and petrophysics of the Janisjarvi impact structure, Russian Karelia. Meteoritics & Planetary Science 41:1853-1870.
- 4. Senftle, F. E., A. N. Thorpe, C. Briggs, C. Alexander, J. Minkin, and D. L. Griscom (1975), The Néel transition and magnetic properties of terrestrial, synthetic, and lunar ilmenites, Earth Planet. Sci. Lett., 26:377-386.
- 5. Альмиев А.С., Ралин А.Ю., Харитонский П.В. (1994) Функции распределения полей диполь-дипольного взаимодействия разбавленных магнетиков. – ФММ, т.78, вып.1, с.28-34.
- 6. Гужова А.В., Фельдман В.И., Сазонова Л.В. (1988). Изменение биотита при ударном метаморфизме. Метеоритика Москва, No.47, с. 197-206.
- 7. Масайтис В.Л. и др. (1980). Геология астроблем. Ленинград: Недра, 231 с.
- 8. Харитонский П.В., Фролов А.М., Руднев В.С., Устинов А.Ю., Лукиянчук И.В., Морозова В.П. (2010) Магнитные свойства железосодержащих покрытий, полученных методом плазменно-электролитического оксидирования. – Известия РАН, Серия физическая, т. 74, № 10, с. 1465 – 1467.
- 9. Шелемотов А.С. (2000). Средний химический состав метатурбидитов Ладожской формации: реконструкция по тагамитам метеоритного кратера Янисъярви (Северозападное Приладожье). Геология и геоэкология Фенноскандии, Северо- Запада и центра России., Петрозаводск: Изд-во КНЦ РАН, с. 106-107.

Магнитостратиграфическое исследование геологического разреза башкаусской свиты в долине р.Туярык (Чуйская впадина Горного Алтая)

Л. Г. Смолянинова, В. С. Зыкин, С. Н. Щеглова

Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск

Чуйская котловина Горного Алтая расположена между Южно-Чуйским и Курайским хребтами в долине реки Чуи и ее притоков. Башкаусская свита, которая впервые выделена в 1937 году Е.Н.Щукиной [1], обнажается полосами по периферии котловины в долинах рек Тархата, Ибисту, Елангаш, Чаган, Кызылчин и далее по долинам рек Курайского хребта. В долине реки Чаган находится опорный разрез Чаган, который подробно исследован, в том числе и в палеомагнитном отношении [2]. В толще башкаусской свиты этого разреза выделена обратно направленная магнитозона, обрамленная сверху и снизу зонами прямой полярности, но ее положение не совсем ясно. Еще одна большая отрицательная магнитозона зафиксирована в нижележащей бекенской свите. Поскольку разрез Чаган является пока единственным в Чуйской котловине, где проводились палеомагнитные исследования, и до сих пор идут споры о возрасте осадков, представляется целесообразным проводить дополнительные палеомагнитные исследования в этом районе.

Мы исследовали геологический разрез башкаусской свиты, который находится в северной части Чуйской впадины в обрыве правого склона долины реки Туярык, около 4 км выше ее устья. Его геологическое строение было описано Е.В.Девяткиным, В.С.Зыкиным и др. [3,4,5].

В правом борту долины реки Туярык вскрывается поперечное сечение древней речной долины, расположенной вдоль Южного склона Курайского хребта. Здесь башкаусская свита сложена плохо сортированными, различно окатанными галечниками мощностью до 230 м с коричневато-желтым гравийно-песчано-алевритистым заполнителем.

Для получения палеомагнитной характеристики нижней части разреза до высоты 25 м над поймой реки (рис. 1) были отобраны ориентированные образцы из 10-и стратиграфических уровней, из алевритов и песчанистых слоев свиты. В том числе: 5 штуфов, из которых изготовлено 12 образцов-кубиков, и 15 образцов отобрано пробоотборником.



Рис. 1. Литологическая колонка и места отбора образцов: 1– песчанник, 2 – алеврит, 3 – галечник, 4 – места отбора

Рис. 2. Стереограмма распределения векторов естественной остаточной намагниченности. (Dec=167°, Inc= -47°, K=12)

Палеомагнитный анализ образцов проводился по стандартной методике.

Установлено, что отложения разреза в интервале 5-25м от подошвы свиты обладают высокой палеомагнитной стабильностью. Уже первичные измерения указывают на принадлежность отложений к отрицательной магнитозоне (рис. 2). Это предположение подтверждено ступенчатым размагничиванием образцов переменным магнитным полем до 80 мТл и температурой до 600 градусов Цельсия (рис. 3). Изменение векторов намагниченности в процессе магнитной чистки носит однокомпонентный характер. В результате размагничивания вектора остаточной намагниченности еще более локализовались в отрицательной магнитозоне (рис. 4). Величина склонения по массиву колеблется от 162 до 198 градусов, наклонения – от -50 до -72 градусов. Однокомпонентность изменения векторов намагниченности и высокая палеомагнит-

ная стабильность образцов дает основания полагать, что зафиксированная намагниченность является первичной.



Рис. 3. Примеры ступенчатого размагничивания: а) переменным полем; b) температурой



Магнитные характеристики и их изменение по разрезу представлены в таблице. Магнитная восприимчивость отложений в основном варьируется от 8 до 76×10⁻⁵ед. СИ, и только образцы из нижнего песчаного прослоя имеют восприимчивость в среднем 219×10^{-5} ед. СИ. Сравнение с результатами, полученными в 1978 г. [2], показало, что такие значения характерны для нижней части башкаусской свиты в разрезе Чаган. Там значения колеблются от 12,6 до 63×10⁻⁵ ед. СИ. Для верхней же части свиты значения восприимчивости на порядок выше. Кривые изменения этого параметра с температурой указывают, что носителем магнетизма пород слагающих разрез Туярык является в преобладающей степени магнетит (Fe₃O₄), температура Кюри которого 578 °C (рис. 5).

Проведенные исследования позволили отнести нижнюю часть башкаусской свиты к обратно направленной магнитозоне. Зафиксированная зона обратной полярности соответствует достаточно мощной отрицательной зоне с обрамляющими ее двумя зонами прямой полярности, выделенной в разрезе Чаган. Учитывая палеонтологическую характеристику башкаусской свиты и ее положение в стратиграфической последовательности Чуйской впадины возможны два варианта корреляции ее магнитостратиграфического разреза с магнитохронологической шкалой. Первый вариант предполагает отнесение положительно намагниченной зоны в нижележащей бекенской свите к хрону Гаусс. Тогда отрицательно намагниченную зону, прослеживаемую в башкаусской свите разрезов по рекам Чаган и Туярык, следует отнести к ранней стадии эпохи Матуяма, а положительно намагниченную зону в верхней части разреза на р. Чаган к эпизоду Олдувей. Граница между хронами Гаусс и Матуяма соответствует уровню 2,58 млн. лет. При втором варианте корреляции нижняя зона прямой полярности может трактоваться как эпизод Олдувей с возрастом 1,95-1,77 млн. лет, а отрицательная зона разрезов по рекам Чаган и Туярык как поздняя часть эпохи Матуяма. Верхняя зона прямой полярности разреза Чаган, в этом случае будет относиться к эпохе Брюнес. При принятии любого варианта корреляции, учитывая положение нижней границы четвертичной системы на уровне 2,58 млн. лет, башкаусскую свиту следует помещать в нижний плейстоцен Международной стратиграфической шкалы. Так как в разрезах по р. Туярык происходит переход от красноцветного осадконакопления (терекская свита) к желтоцветному (башкаусская свита), соответствующий аналогичному событию на юге Западно-Сибирской равнины на уровне около 2,58 млн. лет, предпочтение следует отдавать первому варианту корреляции.

Работа выполнена при частичной финасовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 13-05-00599).

- 1. Щукина Е.Н. В кн.: Стратиграфия четвертичных (антропогеновых) отложений Азиатской части СССР и их сопоставление с Европейскими. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С.127-164.
- 2. Разрез новейших отложений Алтая (стратиграфия и палеонтология Приобского плато, Подгорной равнины и Горного Алтая). М.: Изд-во МГУ, 1978. 208 с.
- 3. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 243 с.
- Зыкин В.С. Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 487 с.
- 5. Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А. В кн.: Материалы Всесоюзного совещании по изучению четвертичного периода. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 229-237.

Инверсии геомагнитного поля и большие минимумы солнечной активности – сходства и различия

Д. Д.Соколов

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова; Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Москва, Троицк

По современным представлениям магнитные поля небесных тел формируются единым механизмом, т.н. гидромагнитным динамо. Этот механизм действует в жидких (а также газообразных и плазменных) проводящих частях этих тел. В зависимости от геометрии этих оболочек и интенсивности источников генерации динамо может работать в различных режимах. Конечно, проявления этих режимов существенно зависят и от условий наблюдения, которые существенно меняется с переходом от одного небесного тела к другому. Особое место среди этих небесных тел занимают, конечно, Земля и Солнце, для которых структура и история магнитного поля известна лучше всего. С учетом всевозможных различий в условиях наблюдения все же очевидно, что работа механизма динамо в двух сферических оболочках – внешнем ядре Земли и конвективной оболочке Солнца – приводят к существенно различной феноменологии. Для Солнца наблюдается циклическая зависимость магнитного поля от времени (т.н. 11-летний цикл солнечной магнитной активности), а данные палеомагнитологии говорят о наличии в истории земного магнетизма последовательности инверсий магнитного поля, разделенных эпохами постоянной полярности. Последовательность времен инверсий выглядит как случайная последовательность. В докладе рассказывается о тех идеях в теории динамо, которые призваны объяснить это различие.

Периодичности в шкале геомагнитной полярности

Д. Д. Соколов, А. С. Шибалова

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

Введение

Последовательность инверсий геомагнитного диполя далека от строго периодического процесса. Это заметно просто из вида шкалы геомагнитной полярности. В то же время в строении этой шкалы должны как-то отражаться черты неслучайных, динамических процессов, которые несомненно входят в механизм геодинамо. Поэтому поиск периодичностей и характерных времен в шкале геомагнитной полярности и в других палеомагнитных трасерах традиционно привлекал внимание исследователей. В частности, таким поиском очень интересовалась Галина Николаевна Петрова [4].

Существенной методологической проблемой такого поиска является необходимость формализации самого понятия периодичности для той ситуации, в которой мы явно имеем дело не со строго периодическим процессом в математическом смысле. Одна из возможных формализации понятия периодичности дастся методом вейвлет-анализа, смысл которого заключается в сопоставлении анализируемой зависимости с ограниченным во времени и по периоду пакету колебаний заданной формы (вейвлетом). В качестве анализируемой функции для шкалы геомагнитной полярности естественно взять функцию времени, которая равна единице в эпохи прямой полярности, и минус единице в эпохи обратной полярности.

Поиск периодичностей в шкале геомагнитной полярности за последние 168 млн. лет методами вейвлет-анализа уже проводился ранее [2] и не дал положительных результатов. Однако сведения и шкале полярности постепенно накапливаются, а длина того временного интервала, для которого имеющиеся представления о строении шкалы уже в определенной степени устоялись, постепенно увеличивается. Поэтому имеет смысл повторять подобный поиск по мере накопления данных.

Палеомагнитные данные

Для поиска периодичностей необходима как можно более длинная шкала магнитной полярности. При этом необходимо считаться с тем, что шкала магнитной полярности для недавних геологических эпох более надежна, чем для эпох удаленных. Кроме того, в последней сводке GPTS [7] для ряда сравнительно недавних отрезков геологического времени обсуждается несколько конкурирующих шкал полярности.

Мы комбинируем данные из нескольких вариантов шкал. В качестве основной шкалы мы отбираем в дополнение к общепринятой сейчас шкале за 0-84 млн. лет в сводную шкалу для участка 84-120 млн. лет [7], которая тоже рассматривается как устоявшаяся, для участка 120-157 млн. лет шкалу [7], а не шкалу [8], поскольку при построении последней, как видно из ее описания, исключались из рассмотрения короткие интервалы между сменами полярности. Для времени 157-170 млн. лет мы берем шкалу, соответствующую т.н. depth deep-tow model, а не модели direct deep-tow model [7]. Для времени 170-250 лет мы снова используем единственную реконструкцию [7].

В качестве вспомогательных мы используем еще три варианта реконструкции шкалы. В первом из них для времени 157 – 170 млн. лет мы используем шкалу direct deep-tow model, во второй для участка в 120 – 157 млн. лет мы берем шкалу [8]. а в третьем варианте мы используем обе этих замены.

Наличие нескольких конкурирующих вариантов шкалы с одной стороны осложняет работу, а с другой стороны дает возможность путем сравнения результатов, полученных для разных вариантов шкалы, выделять те черты шкалы, которые остаются устойчивыми при сравнительно небольших ее модификациях.

Основные сведения о вейвлет-анализе

Метод вейвлет-анализа является модификацией спектрального анализа Фурье применительно к сигналам, которые не являются строго периодическими и длительность которых превосходит длительность имеющихся наблюдений. В техническом плане вейвлет-анализ сводится к вычислению некоторых интегралов от произведения анализирующего вейвлета и анализируемого сигнала — вейвлет-коэффициентов, показывающих, с каким весом в данную эпоху входят в сигнал колебания данного периода. Выбирая различные формы анализирующего вейвлета, можно по-разному настроить метод анализа. В частности, выбирая в качестве анализирующего вейвлета т.н. вейвлет Морле, мы улучшаем спектральное разрешение метода. Выбор другого вейвлета — т.н. мексиканской шляпы — ведет к увеличению временного разрешения метода. Естественно, максимальная длина периода, которую можно выявить с помощью вейвлет-анализа, должна быть заметно меньше длины анализируемой шкалы. Ниже мы рассматриваем только те периоды, которые не превосходят четверти длины шкалы.

Результаты

Интегральный вейвлет-спектр *М(а)* (а – период колебания) для шкалы за 250 млн. лет представлен на рис. 1а. Мы используем основной вариант шкалы. Для сравнения на нижней панели рисунка (рис. lb) представлен аналогичный результат для шкалы за 168 млн. лет. На нижней панели спектры, полученные для обоих вейвлетов устроены очень просто — они имеют максимум при a = 10 - 20 млн. лет, что значит, что наибольший вклад в спектр дают хроны примерно этой длительности, а другие детали отсутствуют. Это и означает, что вейвлет-анализ короткой шкалы не выявляет заметных периодичностей. Рис. 1а выглядит более содержательно - вейвлет-спектр для вейвлета Морле содержит несколько максимумов, которые могут соответствовать искомым периодичностям и которые далее подвергаются более детальному изучению. Вейвлет-спектр для мексиканской шляпы тоже более сложен, чем для короткой шкалы, но в целом гораздо более гладкий, чем для вейвлета Морле. Мы заключаем, что спектральное разрешение этого вейвлета недостаточно для изучения деталей спектра, выявляемых вейвлетом Морле, и не используем его для дальнейшего исследования.

Для удобства мы сравниваем интегральные вейвлет-спектры для длинной и короткой шкал на рис. 2. Видно, что накопление данных, выразившееся в продлении шкалы со 1(58 млн. лет до 250 млн. лет, привело к появлению максимума вблизи a = 50 млн. лет и к распадению максимума вблизи a = 10 - 20 млн. лет на несколько максимумов.

Для того, чтобы оценить устойчивость выявленных деталей спектра при не очень больших вариациях шкалы, мы строим интегральные вейвлетспектры для трех вспомогательных вариантов шкалы за 250 млн. лет (рис. 3). На рисунке видно, что только спектральная деталь при a = 50 млн. лет является устойчивой, а то, как именно максимум около a = 10 - 20 млн. лет распадается на отдельные детали, зависит от выбора варианта шкалы. Естественно, лишь первая из этих деталей при имеющемся объеме и качестве палеомагнитных данных заслуживает более пристального анализа.

Для подобного анализа мы строим вейвлет-плоскость, где интенсивностью серого цвета показано, какой вклад в спектр в данную эпоху дает колебание данного периода (рис. 4). На рисунке видна полоса относительно интенсивного серого цвета вблизи a = 50 млн. лет (это значение *a* показано штриховой линией). Эта полоса соответствует выявленному устойчивому максимуму интегрального вейвлет-спектра. Эта полоса с разной степенью отчетливости видна и на вейвлет-плоскостях для других вариантов шкалы.



Рис. 1. Интегральный вейвлет-спектр для шкалы геомагнитной полярности для двух анализирующих вейвлетов: сплошная линия — для вейвлета Морле, штриховая — для мексиканской шляпы. а) шкала за 168 млн. лет. б) шкала за 250 млн. лет.



Рис. 2. Сопоставление интегральных вейвлет-спектров для длинной (сплошная линия) и короткой (штрихи) шкал.



Рис. 3. Сопоставление интегральных вейвлет-спектров для различных вариантов шкалы за 250 млн. лет.



Рис. 4. Вейвлет-плоскость, на которую тенями серого нанесена абсолютная величина вейвлет коэффициентов.

Выводы

На основании проведенного анализа мы заключаем, что накопление наблюдательного материала и переход от шкалы длиной в 168 млн. лет к шкале в 250 млн. лет действительно привело к появлению устойчивой детали в вейвлет-спектре, которую с осторожностью можно отождествить со следами периодичности в 50 млн. лет. Эта периодичность выражена существенно менее явно, чем, например, периодичность в эволюции магнитного поля Солнца, называемая 11-летним циклом солнечной активности, которая связана с механизмом солнечного динамо. Возможно, что и эта периодичность как-то связана с механизмом геодинамо. Не исключено, что ее природа связана с какими-то немагнитными процессами в ядре Земли. В любом случае обнаруженные следы периодичности требуют дальнейшей проверки по мере накопления данных палеомагнитологии.

- 1. Соколов Д.Д., Шибалова А.С. Периодичности в шкале геомагнитной полярности // Физика Земли, 2015. №5
- 2. Галягин Д.К., Решетняк М.Ю., Соколов Д.Д., П.Г. Фрик П.Г. Скейлинг геомагнитного поля и шкалы геомагнитной полярности // ДАН, 360, 1998. № 4, С. 541-544.
- 3. Калашников И.Ю., Соколов Д.Д., Чечеткин В.М. Статистика инверсий геомагнитного диполя по данным палеомагнитных наблюдений и простых моделей геодинамо.// Физика Земли, 2015. №3
- 4. *Петрова Г.Н., Нечаева Т.Б., Поспелова Г.А.* Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом. М.: Наука. 1992. 175 с.
- 5. Фрик П.Г. Турбулентность: подходы и модели. Изд. 2-е. испр. и доп. М. Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2010. 332 с.

- 6. Frick P., Galyagin D., Hoyt D.V., Nesme-Ribes E., Schatten K.H., Sokoloff D., Zakharov V. Wavelet analysis of solar activity recorded by sunspot groups // Astronomy and Astrophysics, 1997. v.328, p.670-681.
- 7. *Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M.* The Geologic Time Scale 2012, 2012. Elsevier, Oxford. p.85-113.
- Malinverno A., Hildebrandt J., Tominaga M., Channell J.E.T. M-sequence geomagnetic polarity time scale (MHTC12) that steadies global spreading rates and incorporates astrochronology constraints // J. Geophys. Res. 117, B06104, 2012.

Трехкомпонентный программируемый термомагнитометр

А. Н. Сычев, М. А. Смирнов, Ю. К. Виноградов

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок

Решением проблемы исследования эволюции магнитного момента Земли в рамках геомагнетизма занимаются палеомагнетизм и петромагнетизм (магнетизм горных пород), которые исследуют магнитные свойства горных пород с помощью магнитометрических приборов. В силу высоких требований к сохранности первичной остаточной намагниченности образцов исследуемых горных пород палеомагнитные исследования являются одними из самых трудоёмких в области геомагнетизма. Высокую трудоемкость научных методов исследования в этой области значительно снижает применение современных информационных технологий и компьютеризированного научного оборудования. Поэтому крайне актуальны разработки методов и устройств, позволяющих автоматизировать проводимые измерения.

В лаборатории палеомагнетизма и физических свойств горных пород ГО «Борок» ИФЗ РАН с 2002 года эксплуатируется трехкомпонентный термомагнитометр, созданный коллективом авторов данной публикации, с помощью которого проведен большой объем исследований в области физики горных пород. Прибор практически выработал свой ресурс, актуально стоит вопрос его замены новым прибором, разработанным с использованием современной элементной базы и современных подходов, с учетом опыта эксплуатации аналогичного оборудования. На данном этапе разработки представлен действующий макет нового термомагнитометра, производится отладка конструкции, схемо-технических решений и программного обеспечения.

Трехкомпонентный программируемый термомагнитометр (рис. 1, 2) предназначен для проведения геофизических исследований в области палеомагнетизма и магнетизма горных пород. В качестве измеряемых объектов используются образцы горных пород кубической формы. Уникальность прибора – в возможности одновременного измерения трех компонент намагниченности образца при различных температурах и скоростях нагрева, что позволяет значительно увеличить производительность и эффективность научных исследований. Прибор имеет два режима управления: ручной (при помощи оператора) и автоматический (без участия человека).



Рис. 1. Общая блок-схема трехкомпонентного термомагнитометра.

Основные технические характеристики: чувствительность по магнитному моменту 10^{-8} Am²; диапазон магнитных полей -400..+400 A/м; диапазон температур +20..+750°C; скорость нагрева (охлаждения) $0\div 2°C/сек$; форма образцов кубическая с объемом 1 см³; способ охлаждения - проточная вода с расходом 0.5 л/мин.; управление прибором осуществляется при помощи персонального компьютера (OC Windows XP, Windows 7) через последовательный порт Com1 (Com2) или порт USB; используется помехоустойчивый протокол обмена данными с управляющим компьютером.

Трехкомпонентный термомагнитометр позволяет:

а) получать зависимости полного вектора остаточной (естественной или созданной) намагниченности в температурном диапазоне от комнатной температуры до 750°С с одновременным измерением компонент X, Y, Z вектора остаточной намагниченности и получением соответствующих зависимостей от температуры без смены положения образца.

б) получать зависимости компоненты Z вектора остаточной намагниченности от температуры в присутствии магнитного поля в направлении Z;

в) проводить физические эксперименты по созданию и исследованию свойств различных видов остаточной намагниченности горных пород, таких как полная и парциальная термоостаточная, индуктивная, вязкая, химическая;

г) проводить измерения ориентированных образцов;

д) создавать термоостаточную намагниченность образца в заданном направлении.



Рис. 2. Общая структурная схема трехкомпонентного термомагнитометра.

Близки к завершению работы по созданию и отладке программного обеспечения (рис. 3), которое обеспечивает функционирование прибора как в ручном, так и в автоматическом режиме. Автоматический режим предполагает использование системы специальных команд (с параметрами и без параметров), разработанных специально для данного термомагнитометра, которые позволяют управлять двигателем, выбором предела измерения, температурой и скоростью нагрева образца, устанавливать величину и знак внешнего магнитного поля, воздействующего на образец, записью в файл результатов измерения и т. д. При разработке программного обеспечения был создан алгоритм синтаксического анализа, который позволяет распознавать команды и выявлять имеющие неверный синтаксис. Интерпретатор команд может распознать и выполнить 22 специальных команды (табл.). Команды записываются в последовательности, определяемой экспериментатором в зависимости от целей эксперимента, и сохраняются в текстовый файл, который можно назвать командным. Для серии экспериментов можно один раз подготовить командный файл, и в дальнейшем пользоваться им с минимальными изменениями (рис. 4).



Рис. 3. Общая блок-схема программного обеспечения термомагнитометра.

Табли	ица.	Команды	трехкомпонентного	термомагнитометра	для	автоматического	pe-
жима.							

N⁰	Команда - Содержание команды
1,2	Мотор(1)/ Мотор(0) – включить/выключить мотор;
3	РучнаяУстановкаПредела(р1) – установка предела измерения вручную, р1-
	значение предела в диапазоне от 1 до 11;
4	АвтоматическаяУстановкаПредела - установка предела измерения автомати-
	чески
5	УстановитьПоле(p2) - p2 – значение поля в диапазоне -400÷+400 А/м;
6, 7	Поле(1)/ Поле(0) - включить/выключить поле
8	ПараметрыНагрева(р3,р4,р5) - параметры нагрева, р3 – значение скорости
	нагрева от 0.1 до 2.0°С/сек; р4 – значение конечной температуры нагрева в диа-
	пазоне от температуры охлаждающей воды до 750°С; р5 – дополнительное зна-
	чение температуры для оптимизации нагрева, °С;
9, 10	Нагрев(1)/ Нагрев(0) - включить/выключить нагрев;
11,	ЗаписьВФайл(1)/ ЗаписьВФайл(0) - начать запись в файл/ прекратить запись в
12	
12	файл;

	метр в секундах;
14	Измерение(p7,marker2) – усреднение измеренных значений магнитного мо-
	мента и температуры за промежуток времени р7, где р7 – параметр в сек.,
	marker2 – маркер, записываемый в файл данных;
15	БыстроеОхлаждение(р8) - охлаждение образца с неконтролируемой скоро-
	стью, p8 – температура, до которой необходимо охладить образец, °C;
16	Очистить График - очистить график на экране монитора;
17	БыстрыйНагрев(р9) - нагрев образца с неконтролируемой скоростью, р9 -
	значение конечной температуры нагрева в диапазоне от температуры охлаж-
	дающей воды до 750°С;
18	Текст(маркер3) - запись в выходной файл какой-либо текстовой информации
	«маркер3»
19	Автодогрев(p10,p11,p12,p13) - нагрев образца с проверкой уровня его намаг-
	ниченности, если намагниченность меньше заданного уровня, то нагрев отклю-
	чается, р10 – уровень намагниченности в процентах от начальной намагничен-
	ности; p11 – значение скорости нагрева от 0.1 до 2.0°С/сек; p12 – значение ко-
	нечной температуры нагрева в диапазоне от температуры охлаждающей воды
	до 750°С; р13 – дополнительное значение температуры для оптимизации нагре-
	ва, °С;
20	Переход(метка:) - перейти на строку программы с указанной меткой;
21	Стоп - остановить выполнение программы;
22	Конец - завершить выполнение программы.

//Образец № 10.
ПараметрыНагрева(2,700,720)
Нагрев(1)
УстановитьПоле(300)
Поле(1)
ПараметрыНагрева(2,30,10)
Поле(0)
Мотор(1)
АвтоматическаяУстановкаПредела
ЗаписьВФайл(1)
ПараметрыНагрева(1,700,720)
ЗаписьВФайл(0)
Нагрев(0)
Мотор(0)
Конец

Рис. 4. Пример командного файла.



Рис. 5. Окно интерфейса программы.

Одно из достоинств трехкомпонентного термомагнитометра и его преимущество – возможность программирования непрерывного, в том числе длительного, эксперимента, с последующим автоматическим выполнением без участия оператора, что значительно сократит время и повысит эффективность исследований в области физики горных пород, в том числе для определения палеонапряженности древнего магнитного поля Земли методами Телье и Вилсона-Буракова.

В большинстве зарубежных лабораторий (и в ряде отечественных) для снижения трудоемкости и повышения эффективности экспериментов по определению палеонапряженности и палеонаправлений выбрали путь роботизации процесса измерений с использованием сверхпроводящего магнитометра SQUID, не имеющего функции нагрева и требующего намного бо́льших капиталовложений, чем подход, предложенный в данном случае.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №14-07-00962.

Магнито-минералогические исследования коллекции образцов керамических изделий Казанского кремля XV-XIX вв.

Д. Г. Федорченко, Л. Р. Косарева, Д. К. Нургалиев, Д. М. Кузина

Казанский федеральный университет

В 1692 г. Э. Галлей на основании анализа данных, накопленных с конца XVI века, сделал выводы о том, что величина магнитного поля изменяется со временем [1]. Изменения магнитного поля дали исследователям широкий круг возможностей для оценки возраста различных объектов, в том числе и археологических. Основоположником археомагнитных измерений считается Дж. Фольгерайтер. Он первым стал изучать античную керамику и предположил, что обожженные природные и искусственные материалы могут быть использованы для изучения вариаций напряженности и направления геомагнитного поля в прошлом. При этом важную роль играет определение носителей намагниченности и размер зерен ферромагнитной фракции. Поэтому, прежде чем преступить к археомагнитным исследованиям образцы отобранной коллекции подвергают магнито-минералогическому анализу.

В качестве объекта исследований был выбран уникальный архитектурный и исторический памятник под открытым небом музей-заповедник "Казанский Кремль". Изучение его истории началось еще во второй половине XVI века по письменным источникам и произведениям татарского фольклора. Далее, с середины 1920-х годов, происходит активное привлечение археологов, заложение раскопов и шурфов.

Для магнито-минералогических исследований музей-заповедник "Казанский Кремль" предоставил коллекцию образцов, отобранных из раскопов. Коллекция представлена фрагментами керамических изделий, в основном печных изразцов (полевные и не полевные), а также фрагментами глиняных сосудов XVI-XIX вв. Всего исследовано 45 образцов.

Технология изготовления керамических изделий имеет почти 10000летнюю историю [3]. Высокая хрупкость керамических изделий приводит к тому, что они быстро выходят из строя, так что вскоре после изготовления их осколки оказываются в земле. Производство керамических изделий подвержено частым изменениям стиля. Обе эти характеристики – кратковременность существования и типологическое непостоянство, так же как и обилие находок черепков керамических изделий, позволяет считать керамику исключительно ценным археологическом объектом для хронологического исследования и независимого абсолютного хронометрического датирования.

Предоставленные для анализа фрагменты керамических изделий были изготовлены из красной глины и имели характерный цвет от бурого до темно красного. Комплекс магнито-минералогических исследований включал в себя измерения магнитной восприимчивости, коэрцитивную спектрометрию, термомагнитный анализ всех образцов. Следует отметить, что данный комплекс методов позволяет провести измерения по образцам очень маленьких размеров (20х8х6 мм) и весом до 3 г. Лабораторные исследования коллекции образцов включали в себя определение величины магнитной восприимчивости, коэрцитивную спектрометрию, дифференциальный термомагнитный анализ.

Пробоподготовка включала в себя измельчение образцов в агатовой ступке до однородной порошкообразной смеси, упаковку, маркировку и взвешивание образцов с точностью до 0.001 г.

Измерение магнитной восприимчивости проводилось на MS2-В фирмы Bartington в двух режимах высоких и низких частот (LF и HF). По формуле $F=(LF-HF)/LF\cdot 100\%$ был определен F-фактор.

Для получения спектров нормального намагничивания до полей 1.5 Тл использовался коэрцитивный спектрометр «J_meter» [4, 2], позволяющий раздельно регистрировать остаточную и индуктивную намагниченности образцов при комнатной температуре.

Термомагнитный анализ по индуцированной намагниченности выполнялся на авторегистрирующих крутильных магнитных весах Кюри [4, 5]. Измерена зависимость индуктивной намагниченности в поле до 0.2 Тл от температуры при скорости нагрева 100 °С/мин до температуры 800 °С.

Диапазон измерений магнитной восприимчивости образцов составил 10⁻⁴÷10⁻⁶, что свидетельствует о том, что исследуемые образцы являются парамагнетиками. Это обусловлено литологическим составом образцов. Полученные значения F-фактора варьируют в пределах от 0 до 22 %. Анализ гистограммы распределения значений F-фактора позволяет сделать вывод о том, что образцы делятся на две группы содержащие мелкие – однодоменные и крупные – многодоменные зерна ферромагнетиков.

По кривым нормального намагничивания были определены следующие гистерезисные параметры [4, 2]: нормальная остаточная намагниченность насыщения (Jrs), намагниченность насыщения за вычетом парамагнитной компоненты (Js), намагниченность парамагнитной компоненты в поле 1.5 Тл (Jp), коэрцитивная сила намагниченности насыщения за вычетом влияния парамагнитной компоненты (Bc), коэрцитивная сила остаточной намагниченности насыщения (Bcr), положение максимума коэрцитивного спектра нормального остаточного намагничивания (Bda), положение максимума коэрцитивного спектра нормального состояния (Bdb), суперпарамагнитная восприимчивость в поле до 8 мT (Ksp).

Параметры J_s и J_{rs} являются концентрационно-зависимыми, их величины в первую очередь определяются концентрацией магнитных минералов в горных породах. Поведение B_{cr} сильно зависит от присутствия однодоменных магнитных частиц, а величина и поведение B_c определяются многодоменными магнитными частицами. Отношение B_{cr}/B_c отражает содержание низкокоэрцитивных и высококоэрцитивных минералов. Соотношения гистерезисных параметров отражены на диаграмме Дэя, которая позволяет определить доменную структуру зерен ферромагнетика, а следовательно – оценить их размеры (рис. 1).


Анализ гистерезисных параметров позволил выявить, что ферримагнитная фракция отобранных образцов представлена преимущественно псевдооднодоменными и многодоменными зернами. Помимо этого можно судить о наличии значительного магнитостатического взаимодействия между зернами фракции. При этом образцы четко делятся на две группы по своим гистерезисным свойствам.

Для палеомагнитных исследований лучше всего использовать образцы, магнитная фракция которых представлена преимущественно однодоменными зернами [9], так как такие образцы лучше хранят информацию о магнитном поле, когда глиняные изделия были нагреты последний раз. В нашем случае, это образцы, содержащие ПОД частицы.

Используя методику разложения коэрцитивных спектров на компоненты на основе вейвлет преобразования [7], реализованную в специализированном программном комплексе, были получены ферромагнитные составляющие образцов. Пример разложения представлен на рис. 2.



Рис. 2. Коэрцитивные спектры КК04-LII_193: а) по намагничиванию, б) по перемагничиванию. Сплошная линия – сумма всех компонент, пунктирные линии – разложение коэрцитивного спектра на основные компоненты.

На основе лабораторных исследований Р. Эгли [6] выделил ряд ферримагнитных компонент для красных глин по положению максимумов коэрцитивных спектров (ПМСК):

1. «PD» (pedogenic magnetite) почвообразующий магнетит, по спектрам нормального намагничивания в интервале полей 0-30 мТл.

2. «L» (loess component) лессовая компонента, интерпретируется как сильно окисленный магнетит или маггемит, выделяется в интервале ≈70 -120 мТл.

3. «Н» (high) определяется наличием высококоэрцитивных минералов, например, гематита, самая магнитожесткая конпонента с ПМКС от 120 МТЛ и выше.

Нами также выделены несколько групп компонент, которые по величине магнитного поля можно сопоставить с компонентами, выделенными Р. Эгли. Если рассмотреть только основные ферримагнитные компоненты образцов, например, удалив все компоненты имеющие долю менее 10% в общей остаточной намагниченности образцов можно увидеть, пропадает сразу две компоненты «L» и «H». Следовательно, основной вклад в намагниченность образцов вносит педогенная компонента.

Помимо этого к обработке данных КС применена методика определения компонент связанных с диа-/парамагнитной, ферромагнитной и суперпарамагнитной составляющими магнитной восприимчивости по данным коэрцитивной спектрометрии [8]. Основной вклад в магнитную восприимчивость вносит ферромагнитная составляющая. При этом образцы являются парамагнетиком (согласно данным полученным по магнитной восприимчивости), а ферромагнетик в породе присутствует лишь в малом количестве, но более сильный по сравнению с диапарамагнитной и суперпарамагнитной составляющей (рис. 3).





Рис. 3. Гистограммы распределения компонент связанных с а) диа- / парамагнитной, б) ферромагнитной и в) суперпарамагнитной составляющими магнитной восприимчивости по данным коэрцитивной спектрометрии.

Основным видом диагностики состава ферримагнитной фракции образцов является термомагнитный анализ [5]. Основной целью данного анализа является диагностика железосодержащей пигментной примеси в образцах керамических изделий, классификация их по составу с точки зрения общности возможных сырьевых источников, а также оценка вероятных температур обжига в процессе производства. По морфологии термомагнитных кривых, отражающих фазовый состав и структурное состояние ферримагнитных минералов, выделено 4 типа парагенезов железосодержащих примесей. Ниже приводятся наиболее характерные термомагнитные кривые и табличный материал по всем выделенным группам образцов, наглядно демонстрирующие особенности состава железоминеральной фазы каждой из них.

Итак, первая группа включает в себя треть изученных образцов. Морфология кривых ДТМА типична для магнетитсодержащих красноцветных образований и достаточно однотипна: форма кривых выположена, корытообразна, пик спада намагниченности имеет овальную форму, амплитуда может варьировать в зависимости от количества магнитоактивной фазы. После второго нагрева намагниченность магнетита падает ввиду его малой стабильности к нагревам в присутствии воздуха, термомагнитные кривые при этом еще более выполаживаются. То, что происходит окисление магнетита при нагреве в процессе эксперимента до гематита видно и по цвету пробы после нагрева: навески темно красного, бурого. В том или ином количестве в некоторых пробах отмечается присутствие маггемита, который при нагреве необратимо переходит в гематит. Вследствие этих двух процессов термомагнитные кривые второго нагрева располагаются ниже кривых первого нагрева – отношения величины намагниченности после нагрева к исходной (I2 / I1) варьируют от 0,7 до 0,89. В существенно маггемитовых пробах это отношение ниже 0,6. Характерного сильного прогиба кривой ДТМА в области температур 250-500 °С, как правило, не наблюдается – возможно маггемит стабилизирован в результате многократных термических воздействий, или имеет вторичную природу, доля его невелика и он связан с магнетитом.

Для большинства образцов первой группы на кривых ДТМА в дифференциальной форме записи отмечаются, области термической стабильности – участки с одинаковой скоростью спада намагниченности в диапазонах 20 -200 - 400 °C – кривые первого и второго нагревов практически повторяют друг друга, что позволяет предполагать их обжиг или многократные нагревы изделий.

Вторая группа включает в себя 7 проб и отличается от всех выше перечисленной высокой термической стабильностью во всем диапазоне нагрева. Можем предположить относительно высокотемпературный обжиг этих образцов в прошлом.

На 13 кривых ДТМА первой и второй групп, наблюдается пик в районе 725 °С, что указывает на наличие металлического железа. Это может быть связано, как изменением технологии изготовления или обработки сырья, так и с покрытием, наносимым на керамические изделия. Возможно, антропогенное загрязнение образцов.

Третья группа образцов очень похожа на рассмотренную выше первую. Отличие заключается только в том, что здесь окисление магнетита до гематита происходит через промежуточную фазу с максимумом спада намагниченности в области 450 °С на кривой первого нагрева, что указывает на присутствие маггемита, возможно с лепидокрокитом, температура их диссоциации лежит в интервале 400-520 °С. Для рассматриваемых образцов область термической стабильности также находится в интервале 20-400 °С.

Четвертая группа образцов самая малочисленная и представлена всего 4 образцами. По морфологии она похожа на первую группу образцов, отличием является переход к магнетиту через маггемит с Тс 420-450 °C. Наличие маггемита также прослеживается по отношению I2/I1, которое меньше 0,6. После второго нагрева намагниченность магнетита падает.



Рис. 4. Интегральные (сверху) и дифференциальные (снизу) кривые первого (синие) и повторного (красные) нагрева ТМА. а)1 группа, б) 2 группа, в) 3 группа, г) 4 группа.

Проведенный магнито-минералогический анализ позволил определить список образцов наилучшим образом подходящих для дальнейших археомагнитных исследований. Эти образцы соответствуют основным требованиям: основным носителем намагниченности является ферромагнитная фракция, в основном представленная мелкими однодоменными и псевдооднодоменными частицами, прогрев проходил при высоких температурах. Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научнообразовательных центров, за счет субсидии, выделенной Казанскому федеральному университету для выполнения государственного задания в сфере научной деятельности, а также при частичной поддержке гранта РФФИ № 14-05-00785А.

- 1. Folgheraiter G. Sur les variations seculaires de linclinasion magnetique dans lantiquite //Journal de Physique, 1899. V. 5. P. 660-667.
- 2. *Thellier E., Thellier O.* Sur lintensite du champ magnetique terrestre dans le passe historique et geologique // Ann. Geophys. 1959. T. 15. P. 285-378.
- 3. Вагнер Г.А. Научные методы датирования в геологии, археологии и истории. Москва: Техносфера, 2006. 576 с.
- 4. Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. Казань, 1986. 164 с
- 5. Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань, 1979. 156 с.
- 6. Egli R. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves, 1. Unmixing natural sediments // Stud. Geophys. Geod., 2004, №48, P. 391–446
- 7. Kosareva L. R., Utemov E. V., Nurgaliev D. K., Shcherbakov V. P., Kosarev V. E., Yasonov P. G. Separation of Ferromagnetic Components by Analyzing the Hysteresis Loops of Remanent Magnetization // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. - 2015. - Vol. 51, No. 5. - P. 689–708.
- Kosareva L.R., Nourgaliev D.K., Kuzina D.M., Spassov S., Fattakhov A.V. Ferromagnetic, dia-/paramagnetic and superparamagnetic components of Aral sea sediments: significance for paleoenvironmental reconstruction // ARPN Journal of Earth Sciences. 2015. Vol. 4, No. 1. P. 1-6
- 9. *Щербаков В.П.* Физика магнетизма горных пород / В.П. Щербаков, Б.Е. Ламаш, В.В. Щербакова М.: ИФЗ АН СССР. 1991. 187 с.

Палеомагнетизм Калаканского магматического ареала западного Забайкалья

И. В. Федюкин, А. В. Шацилло

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

Калаканский магматический ареал располагается на территории западного Забайкалья в пределах Средневитимского нагорья. Калаканский магматический ареал принадлежит к системе мезозойской Западно-Забайкальской рифтовой области и развит на ее северо-восточной окраине. Заложение рифтовой системы началось в конце перми с формирования дайковых поясов в центральной части западного Забайкалья. Данный период времени характеризуется сменой постколлизионного этапа на этап растяжения земной коры и последующим заложением рифтовых комплексов. Данный ареал развит на территории около 15000 км² и представлен как изверженными так и субвулкани-

ческими образованиями преимущественно основного состава. Интрузивные образования объединяются в Гуджирский интрузивный комплекс, представленный дайками долеритов мощностью от первых до десятков метров, прорывающими более ранние образования протерозойских метаморфических комплексов и гранитоидов Ангаро-Витимского батолита. Эффузивные образования выделены в отдельную хилокскую свиту, развитую небольшими выходами изверженных пород площадью от 1 до 50 км². В большинстве случаев выходы хилокской свиты ограничены разрывными нарушениями и занимают впадины, близкие по морфологии к грабенам. Породы представлены лавами основного и среднего состава, а также их туфами, пирокластическими образованиями и конглобрекчиями в основании. Хилокская свита залегает с несогласием на породах палеозоя и перекрыта континентальными озерными отложениями гусиноозерской серии аптского возраста. Возраст Калаканского магматического ареала дискуссионен и варьирует, по существующим оценкам, от поздней юры до аптского века раннего мела. Геохронологические определения (Ar-Ar метод), полученные по хилокским вулканитам попадают в диапазон 147-110 млн. лет [3].

В долине реки Витим (на участке реки между устьями р. Каренга и р. Калар) изучены породы Гуджирского комплекса и Хилокской свиты. Породы Гуджирского комплекса изучены по 32 прибрежных обнажениям и отобрано около 200 ориентированных образцов. Породы Хилокской свиты изучены по 3 удаленным разрезам и отобрано около 100 образцов. Все они были подвергнуты детальной термомагнитной чистке до полного размагничивания образцов. Большая часть образцов несет интерпретируемый палеомагнитный сигнал, основным минералом-носителем палеомагнитного сигнала является магнетит.

Гуджирский комплекс. В результате анализа полученных данных по породам Гуджирского комплекса выделена метахронная средне-высокая компонента намагниченности прямой полярности, близкая к меловому направлению, полученному нами по югу Бурятии [4], а также совпадает с позднемеловыми направлениями по ЮЗ и СВ окраинам Сибирской платформы [2]. Учитывая данные обстоятельства, можно говорить о перемагничивании Гуджирского комплекса, а также ограничить возраст перемагничивания. Нижней возрастной границей перемагничивания является окончание основных деформаций вышележащей гусиноозерской серии в пост аптское время. На обоснование верхней границы перемагничивания указывают несколько фактов: перемагничивание произошло во время мелового суперхрона Джалал (124-84 млн. лет), полученные данные 40Аг/39Аг датирования пород Гуджирского комплекса (121 – 102 млн. лет) [3] скорее отвечают не возрасту формирования, а последнему термальному событию, т.к. температура закрытия 40Ar/39Ar системы (в зависимости от минерала) колеблется от 120 до 400°C, что, скорее всего, привело к перемагничиванию пород. Таким термальным событием в данном регионе, вероятнее всего, является закрытие Монголо-Охотского бассейна [1]. Эти датировки мы рассматриваем как наиболее вероятную оценку времени перемагничивания. На основании данных результатов исследования можно сделать следующие выводы:

1. Отсутствие позднемеловых и кайнозойских (в первую очередь – формирование байкальского рифта) тектонических процессов, таких, как наклоны и развороты блоков в данном регионе.

2. Положение рассчитанного полюса для Сибирской платформы и его сходимость с данными для Восточно-Европейской платформы на рубеже раннего и позднего мела (110-100 млн. лет) [5] указывают на полную консолидацию северной Евразии.

Хилокская свита. На диаграммах Зийдервельда выделяется высокотемпературная, биполярная компонента, разрушающаяся в интервале температур 400-580°С. Рассчитанные средние направления по сайтам имеют максимальную кучность в древней системе координат и характеризуются северными и южными склонениями и средними- высокими наклонениями. Наличие прямой и обратной полярности в изученных породах указывает на образование намагниченности в вулканитах хилокской свиты до позднемелового суперхрона прямой полярности Джалал (124-84 млн.лет), т.е. в доаптское время. Рассчитанный палеомагнитный полюс (средний по всем результативным сайтам) по трем удаленным разрезам имеет координаты: Plat=75.1°, PLong= 252.3°, A95=12.5°, n=12, палеоширота 43.4°

Рассчитанный палеомагнитный полюс значимо отличается от известных юрско-меловых палеомагнитных направлений Северной Евразии [5] и, в частности, дает заниженные, относительно референтных, палеошироты ($\Delta \phi \approx 9-12^\circ$). Данный факт может быть объяснен трояко:

1) Возраст изученных вулканитов более древний, например среднепалеозойский. Такое объяснение позволяет «снивелировать» заниженные наклонения/палеошироты, однако, то обстоятельство, что изученные вулканиты залегают на раннепермских гранитах Ангаро-Витимского батолита, отвергает эту гипотезу.

2) Отличие рассчитанных палеоширот от референтных Европейских, может свидетельствовать в пользу того, что после формирования хилокских вулканитов изученный участок был тектонически перемещен к северу, на расстояние >1000-1300км, относительно стабильной Евразийской части. Такое объяснение также представляется маловероятным, поскольку основные тектонические события в регионе завершились в «дохилокское» время, а сами вулканиты формировались на уже консолидированной эпикаледонской части Сибирского континента.

3) Палеомагнитная запись в вулканитах хилокской свиты отражает некоторую специфику геомагнитного поля поздней юры – раннего мела. В частности, в работах [7-9, 11,] в изверженных породах того же возраста отмечаются заниженные от ожидаемых значения наклонений. Такие результаты получены по Паранской магматической провинции (Ю.Америка) [8], Канадским Кордильерам (С.Америка) [11], а также по траппам Раджмахал (Индия) [7]. В большинстве случаев данные расхождения объясняются локальными тектоническими факторами, т.е. перемещениями блоков в пределах складчатых областей или эпизодом истинного смещения полюса (TPW) в раннемеловое время [9]. В тоже время, в работе Кони с соавторами [6] отмечается занижение палеоширот для меловых (и более молодых) палеомагнитных данных, полученных по Азии и, в частности, по югу Сибирской платформы. Так, в раннемеловых вулканитах западного Забайкалья занижение палеоширот, относительно референтных, составляет 5-10°. Кони с соавторами рассматривают две гипотезы такого расхождения: тектоническая (вращение Сибири относительно Европы по системе складчатых поясов Урала и Европы) и геомагнитная (ощутимый вклад недипольной компоненты). Отметим, что тектонической гипотезе противоречат палеомагнитные данные по мезозою Сибирской платформы [2].



Рис. Полученные палеомагнитные полюса для пород Калаканского магматического ареала и сравнение их с одновозрастными Европейскими палеомагнитными полюсами.

Расчет недипольной компоненты для изученных нами объектов (при помощи программы «NDBF», разработанной Р.В.Веселовским), указывает на возможность вклада октупольной компоненты (~11%). Пересчет раннемеловых полюсов Европы и Сибири с учетом вклада октупольной компоненты делает различие между ними статистически не значимым. Пересчитанные палеомагнитные полюсы для Сибири и Европы (140млн. лет) имеют координаты: европейский – Plat = 79.3°, Plong = 204.4°, сибирский Plat = 78.8°, Plong = 233.6°. Таким образом, проведенный анализ свидетельствует в пользу геомагнитной природы расхождения раннемеловых полюсов Сибири и Европы.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты №11-05-00705, 12-05-00403, 13-05-12030, 14-05-92602) и Министерства образования (договор № 14.Z50.31.0017).

- 1. Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 5, с. 629—647.
- 2. Павлов В.Э. Сибирские палеомагнитные данные и проблема жесткости Северо-Евроазиатского континента в послепалеозойское время // Физика Земли, 2012, № 9-10, с. 56-73
- 3. Ступак Ф.М., Травин А.В. Возраст позднемезозойских вулканогенных пород Северного Забайкалья (по данным 40Ar/39Ar датирования) // Геология и геофизика, 2004, т. 45, № 2, с. 280—284.
- 4. Федюкин И.В., Шацилло А.В. Палеомагнетизм позднепалеозойских образований Тамирской вулканотектонической структуры (Южное Забайкалье): Предварительные результаты // Тезисы конференции молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН 2013.
- 5. Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field in the last 200 millions years // J. Geoph. Res. 2002. V. 107. № B11.
- 6. Cogné J.-P., Besse J., Chen Y., Hankard F. A new Late Cretaceous to Present APWP for Asia and its implications for paleomagnetic shallow inclinations in Central Asia and Cenozoic Eurasian plate deformation // Geophys. J. Int. (2013) 192, 1000–1024.
- 7. Das A.K., Piper J.D.A., Bandyopadhyay G., Malik S.B. Polarity inversion in Rajmahal lavas, north-east India: trap emplacement near commencement of the Cretaceous Normal Superchron // Geophys. J. Int. (1996) 124, 427-432.
- 8. Ernesto M., Raposo M.I.B., Marques L.S., Renne P.R., Diogo L.A., Min A. Paleomagnetism, geochemistry and 40Ar/39Ar dating of the North-eastern Parana Magmatic Province: tectonic implications // Journal of Geodynamics 28 (1999) 321-340.
- 9. *Meijers M.J.M., Langereis C.G., Hinsbergen D.J.J., Kaymakci N., Stephenson R.A., Altiner D.* Jurassic–Cretaceous low paleolatitudes from the circum-Black Sea region (Crimea and Pontides) due to True Polar Wander // Earth and Planetary Science Letters 296 (2010) 210–226.
- Van der Voo R., Torsvik T.H. Evidence for late Paleozoic and Mesozoic non-dipole fields provides an explanation for the Pangea reconstruction problems // Earth and Planetary Science Letters 187 (2001) 71-81.
- 11. Vandall T.A. Cretaceous Coast Belt paleomagnetic data from the Spetch Creek pluton, British Columbia: evidence for the 'tilt and moderate displacement' model // Can. J. Earth Sci. 30, 1037-1048 (1993).

Палеомагнетизм пограничных пермо-триасовых отложений Верхнего Поволжья (разрезы Пучеж, Жуков овраг)

А. М. Фетисова^{1,2}, Р. В. Веселовский^{1,2}, Ю. П. Балабанов³

¹Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова ²Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва ³Казанский федеральный университет

Интервал геологического времени от поздней перми до раннего триаса (265-245 млн. лет назад), включающий в себя границу палеозойской и мезозойской эр, представляет собой один из важнейших этапов в эволюции Земли и уже традиционно является своего рода «полигоном» для проверки гипотезы центрального осевого диполя. Во многом этому способствует широкая распространенность пород рассматриваемого возраста в пределах крупного и с тех пор тектонически единого блока земной коры, представляющего собой ядро современной Евразии и включающего в себя Восточно-Европейскую и Сибирскую платформы, а также удачное расположение этого блока вдоль палеомеридиана. К сожалению, надежное тестирование гипотезы центрального осевого диполя для Р-Т границы с использованием палеомагнитных данных, полученным только по магматическим породам, невозможно из-за практически полного отсутствия подходящих объектов на территории Восточно-Европейской платформы («стабильной Европы»). Современная методика получения надежных палеомагнитных данных по осадочным породам требует проведения комплекса мероприятий, связанных с оценкой и последующим учетом эффекта занижения наклонения. Коэффициент занижения наклонения f можно оценить несколькими способами [Kodama, 2012; Tauxe, Kent, 2004; Tauxe et al., 2008], однако наиболее распространенными являются два из них: метод посайтовой корректировки и оценка отношения Е/І (elongation/inclination). Оба метода являются статистическими и для своей реализации требуют наличия представительных выборок палеомагнитных направлений.

Задачей данной работы было получение новых палеомагнитных определений по верхнепермским-нижнетриасовым осадочным породам Европейской части России и оценка фактора занижения наклонения в них. В ходе работы были детально изучены два разреза, расположенные в Верхнем Поволжье: разрез в районе г. Пучеж (Ивановская область, берег Горьковского водохранилища) и разрез «Жуков овраг» (Владимирская область, недалеко от г.Дзержинск, долина р. Клязьма).

Разрез в районе г. Пучеж, видимой мощностью 20 м, сложен краснокоричневыми глинами, светло-серыми, розовыми, красно-коричневыми мергелями вятского яруса (верхний ярус татарского отдела верхней перми) и серо-зелеными песчаниками и розово-коричневыми мергелями индского яруса нижнего триаса (стратиграфическое деление приводится в соответствии со Стратиграфической шкалой России, 2013). Граница перми и триаса установлена в данном разрезе по палеонтологическим данным (происходит резкое увеличение числа форм остракод [Голубев, 2011]). По мощности разреза отобрано 115 образцов, также опробовано пять уровней по 20 образцов из каждого; общий объем коллекции составил 215 образцов. Разрез «Жуков овраг» сложен глинами, песчаниками, алевролитами, розовыми мергелями и известняками вятского возраста мощностью 40 м, которые перекрываются аналогичными породами вохминского возраста (нижний подъярус индского яруса нижнего триаса) мощностью 15 м. По данным переизучения остракод И.И.Молостовской [Молостовская, 2010] и В.К.Голубевым [Миних и др., 2011] и данным по конхостракам [Scholze, 2015] был сделан вывод, что значительный перерыв между пермскими и триасовыми породами в разрезе отсутствует. Разрез опробовался и описывался Ю.П.Балабановым с коллегами в шурфах, заложенных в нескольких точках по всему оврагу. Вся коллекция составила 150 ориентированных образцов.

Все образцы были подвергнуты температурной магнитной чистке, число шагов которой составляло от 8 до 16. В разрезе района г.Пучеж палеомагнитный сигнал в 65% образцов хорошего качества; оставшиеся 35% исследованных образцов несут шумный и неинтерпретируемый палеомагнитный сигнал, что связано с литологическими особенностями пород. В большинстве случаев образцы содержат одну или две компоненты намагниченности. Наименее стабильная низкотемпературная компонента разрушается при нагревах до температур 250-300 °C; ее направление близко к направлению современного геомагнитного поля в данном районе (вязкая компонента). Высокотемпературная компонента прямой и обратной полярности наиболее стабильна и разрушается при нагревах до 580-680 °C (рис. 1).



Рис. 1. Типичные диаграммы Зийдервельда и стереограммы для образцов из разреза «Пучеж».

Детальная температурная магнитная чистка разреза «Жуков овраг», показала, что значительная часть образцов содержит интерпретируемый палеомагнитный сигнал. В образцах выделяется до двух компонент намагниченности: вязкая низкотемпературная (200-250 °C) компонента и высокотемпературная (580-620 °C) компонента прямой и обратной полярности. Верхнепермские породы несут высокотемпературную компоненту как прямой (44 образца), так и обратной полярности (53 образца), а нижнетриасовые породы только компоненту прямой полярности.

Рассчитанные палеомагнитные направления для двух разрезов представлены на рис. 2.



Рис. 2. Направления характеристической компоненты намагниченности для разрезов Жуков овраг и Пучеж.

Количество палеомагнитных определений для каждого разреза позволило провести оценку коэффициента f занижения наклонения методом E/I (elongation/inclination) с использованием пакета программ PmagPy v.3.2.1 [Tauxe, 2015]: в разрезе Пучеж он составляет f = 0.88, а в разрезе Жуков овраг - f = 0.91. Также нами была предпринята попытка оценить коэффициент занижения наклонения методом «посайтовой коррекции» [Kodama, 2012], однако палеомагнитные направления образцов, отобранных из пяти слоев разреза Пучеж, обнаруживают сильный внутрипластовый разброс, что не позволяет применить этот метод.

Для каждого изученного разреза были рассчитаны палеомагнитные полюсы с учётом и без учёта занижения наклонения в осадочных породах (см. таблицу 1).

В качестве кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса, с которой сравнивались полученные полюсы, была выбрана кривая из работы Т. Торсвика [Torsvik et al., 2012]. Палеомагнитные полюсы для Стабильной Европы (250 и 260 млн. лет) и Лавруссии (250 млн. лет) очень близки между собой, поэтому для сравнения мы используем полюс с возрастом 250 млн. лет, полученный по объектам Стабильной Европы (табл. 1). Также, для сравнения, был взят полюс для Стабильной Европы, полученный в работе [Veselovskiy, Pavlov, 2006]. Сравнение палеомагнитных полюсов P-T отложений разрезов Пучеж и Жуков овраг с палеомагнитными полюсами Стабильной Европы показало, что они значительно различаются между собой.

	N(S)		Полюс		С учетом <i>f</i>				
		PLat	PLong	a95	f	PLat	PLong	a95	
Стабильная Европа (250 млн. лет) [Torsvik et al., 2012]	16	52.8	152.8	3.7	0.6	55.6	149.8	2.6	
Стабильная Европа [Veselovskiy, Pavlov, 2006]	7	49.3	155.7	5.2	-	-	-	-	
Пучеж	(159)	38.1	154.2	2.2	0.88	40.5	152.4	2.2	
Жуков овраг	(102)	49.6	170.3	2.8	0.91	50.4	169.6	2.8	

Таблица 1.

N (S) – количество полюсов (образцов), (N) – количество образцов, по которым рассчитаны полюсы, Plat, PLong – широта и долгота палеомагнитного полюса соответственно, a95- радиус круга 95%-го доверия, f – коэффициент занижения наклонения.

Таким образом, детальные палеомагнитные исследования двух пермотриасовых разрезов Русской плиты – Пучеж и Жуков овраг – показали, что:

 эффект занижения магнитного наклонения в изученных осадочных породах если и проявился, то несущественно исказил конечную палеомагнитную запись, во всяком случае в пределах достигнутой величины ошибки палеомагнитного метода (~2-3°);

- наблюдаемое различие полученных P-T палеомагнитных полюсов для осадочных разрезов Верхнего Поволжья и одновозрастных(?) им палеомагнитных полюсов Стабильной Европы не может быть объяснено неучетом эффекта занижения наклонения.

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ 15-35-20599, 15-05-02116, 15-05-01860, 15-05-06843 и 13-05-01033, а также грантов 3.38.224.2015 (СПбГУ) и 14.Z50.31.0017 (Правительства РФ).

- Torsvik T., Van der Voo R. et al. // Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth-Science Reviews 114. 2012. P. 325–368.
- 2. *Veselovskiy R., Pavlov V. //* New paleomagnetic data for the Permian-Triassic Trap rocks of Siberia and the problem of a nondipole geomagnetic field at the Paleozoic-Mesozoic boundary // Russian Journal of Earth Sciences. Vol. 8. No. 1. February 2006.
- 3. *Молостовская И.И.* // О границе перми и триаса в Жуковом овраге // Изв. Вузов. Геология и разведка, 2010. № 3. – С. 10–14.
- 4. Миних А.В., Голубев В.К., Кухтинов Д.А., Балабанов Ю.П., Миних М.Г., Сенников А.Г., Муравьев Ф.А., Воронкова Е.А. // К характеристике опорного разреза пограничных отложений перми и триаса в овраге Жуков (Владимирская обл., бассейн р. Клязьма) // Пермская система: стратиграфия палеонтология, палеогеография, геодинамика и минеральные ресурсы: сб. материалов Междунар. науч. конф., посвященной 170-летию со дня открытия пермской системы (5–9 сент. 2011 г., Пермь) / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2011. 312 с.

- 5. Tauxe, L., Kent, D.V. // A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallowbias in paleomagnetic inclinations:was the ancient magnetic field dipolar? // In: Channell, J.E.T., Kent, D.V., Lowrie, W., Meert, J. (Eds.), In: Timescales of the Paleomagnetic Field, vol. 145. 2004. American Geophysical Union, Washington, D.C, pp. 101–116.
- 6. Scholze F., Golubev V., Niedźwiedzki G., Sennikov A., Schneider J., Silantiev V. // Early Triassic Conchostracans (Crustacea: Branchiopoda) from the terrestrial Permian–Triassic boundary sections in the Moscow syncline // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 429. 2015. P. 22–40.

Палеомагнетизм нижнекаменноугольных вулканогенных и осадочных толщ Магнитогорско-Богдановского грабена на Южном Урале. Предварительные результаты

М. М. Хидиятов¹, И. В. Голованова¹, К. Н. Данукалов¹, А. Ф. Кадыров¹, Н. М. Левашова², М. Л. Баженов²

¹Институт геологии УНЦ РАН, Уфа ²Геологический институт РАН, Москва

Введение В настоящее время общепринятых представлений о развитии Урала не существует, а взгляды разных авторов сильно различаются по большинству основных проблем, например, о взаимных перемещениях островных дуг и Восточно-Европейской платформы, времени и характере их коллизии и т.п. Решение многих проблем возможно с помощью палеомагнитных данных, но надежные палеомагнитные результаты по нижнему карбону Магнитогорской зоны Южного Урала опубликованы не были.

Целью работы является получение новых высоконадежных палеомагнитных определений для нескольких стратиграфических уровней нижнекаменноугольных комплексов Южного Урала, что позволит реконструировать основные этапы палеогеографии и палеотектоники уралид. Анализ вторичных компонент намагниченности (позднепалеозойское перемагничивание) позволит проследить формирование складчатых структур Южного Урала.

Изученные объекты Палеомагнетизм нижнекаменноугольных пород изучен на трех участках Магнитогорско-Богдановского грабена в Центрально-Магнитогорской зоне (рис. 1):

1) Разрез Верхняя Кардаиловка (N52.286°, E58.925°), является частью терригенно-карбонатного разреза, наблюдаемого по правому берегу р. Урал, напротив с. Верхняя Кардаиловка. Разрез предложен в качестве претендента на роль глобального стратотипа нижней границы серпуховского яруса, поэтому верхневизейско-серпуховская часть его в течение последних десятилетий детально изучалась [2]. Из этого разреза были изучены известняки, туфоалевролиты, алевролиты (48 штуфов, которые объединены в 6 сайтов).



Рис. 1. Упрощенная структурно-тектоническая карта Южного Урала [1]. Условные обозначения и сокращения: 1) Граница между структурами 1 порядка; 2) Граница между структурами 2 порядка; 3) Крупнейшие тектонические разломы; 4) Опробованные разрезы; ПКП - Предуральский краевой прогиб; ЗУЗВС - Западно-Уральская зона внешней складчатости; БМА - Башкирский мегантиклинорий; 3С - Зилаирский синклинорий; Уа - Уралтауский антиклинорий; ГУР - Главный уральский разлом; ММС - Магнитогорский мегасинклинорий; М1 Вознесенско-Присакмарская подзона; М2 Ирендыкская подзона; М5 Восточно-Магнитогорская зона; ВУЗ - Восточно-Уральская зона.

2) Разрез Каменка(N52.54°, E58.995°) расположен по руч. Каменка к югу от д. Грязнушка. Здесь отмечаются выходы базальтов турнейского яруса. Мощности потоков от 2 до 4,5 м. Кровля лавовых потоков представлена гиалокластитами. Основная часть лавовых потоков плотная однородная, присутствуют редкие и мелкие порфировые выделения и миндалины [3]. Нами изучены основные эффузивы (52 штуфа, 7 сайтов).

 3) Разрез Соколки(N52.602°, E58.969°) расположен вблизи пос. Соколки на берегу реки Урал. Это разрез лавовых потоков трещинного излияния [3].
Здесь были опробованы основные эффузивы (33 штуфа, 4 сайта).

Методика Для выделения компонент естественной остаточной намагниченности был выбран метод температурной чистки, подразумевающий разделение вектора J_n на компоненты по их стабильности к воздействию высоких температур. Чистка проводилась в 12-20 шагов вплоть до 700°С с использованием терморазмагничивающей печи ASC Scientific TD-48, с остаточным магнитным полем в области размещения образцов не более 10 нТл. Естественная остаточная намагниченность (ЕОН) и ее компоненты, выделяемые при магнитной чистке, измерялись на спин-магнитометре JR-6 (уровень шума 0.005 mA/m). В целом, лабораторные исследования согласуются с общепринятой в настоящее время методикой.

При анализе данных размагничивания на диаграммах Зийдервельда выделялись линейные сегменты, которые использовались для расчета компонент ЕОН. Затем компоненты анализировались на уровне коллекций (сайтов). Анализ палеомагнитных данных проводился с помощью специальных программ разных авторов [4 - 6].

Результаты При нагреве до 200–250 °C разрушается низкотемпературная компонента намагниченности, направления которой хаотичны, но общее среднее согласуется с современным полем.

Среднетемпературная компонента намагниченности в интервале от 250 до 450 °C, иногда выше, уверенно выделяется в образцах из разрезов Верхняя Кардаиловка и Каменка (табл. 1, рис. 2). Здесь ее среднее направление совпадает с направлением, широко распространенного на Южном Урале, пермского перемагничивания в древней системе координат (ДСК). Максимальная кучность направлений получается при 79% распрямлении складки, что свидетельствует о том, что эта намагниченность возникла незадолго до складкообразования или на начальных этапах деформаций.

В разрезе Соколки среднетемпературная компонента небольшая по величине, от 250 до 400 °C, иногда выше, и довольно сильно разбросана. Среднее направление совпадает с пермским в современной системе координат (ССК).

Высокотемпературная компонента намагниченности выделена в образцах основных эффузивов из разрезов Каменка и Соколки. Обычно она идет в начало координат. Нередко выделяется выше 580 °C. По направлению распадается на две четкие группы.

Первая (BTK-1) имеет обратную полярность и смотрит на восток. Однозначно сказать о природе этой компоненты пока нельзя.

Вторая (ВТК-2) содержит прямую полярность в Соколках и обе полярности в разных потоках в Каменке. Эта компонента может быть первична. Ее среднее близко к референтному направлению для Балтики для 330 млн. D = $257,4^{\circ}, I = -21,5^{\circ}$ [7].

Средние направления для среднетемпературной компоненты намагниченности в Соколках и высокотемпературных компонент в ДСК лежат на одном

большом круге (рис. 3). Исходя из того, что среднетемпературная компонента в Верхней Кардаиловке и Каменке отличается от соответствующей компоненты в Соколках, и из того, что в Соколках выделяется высокотемпературная компонента ВТК-1, можно предположить, что механизм приобретения намагниченности в Соколках и двух других разрезах отличался. Можно также предположить, что ВТК-1 есть неразделенная сумма двух других компонент.

Объект	N ₀ /N		CC	К		ДСК							
		D°	Ι°	k	α_{95}°	D°	I°	k	α_{95}°				
СТК													
Верхняя Кардаиловка	6/5	232.5	-18.2	104.3	7.5	232.4	-43.9	173.9	5.8				
Каменка	7/5	240.7	-21.8	34.0	13.3	226.7	-46.4	26.3	15.2				
Каменка+ Кардаиловка	13/10	237.6	-19.6	56.6	6.5	235.1	-45.2	78.5	5.5				
78.6%		236.0	-39.8	82.4	5.4								
Соколки	4/4	234.3	-46.8	59.7	10.0	194.4	-61.0	135.7	6.6				
BTK-1													
Соколки	3/3	26.3	-82.6	83.3	13.6	88.1	-58.6	131.0	10.8				
ВТК-2													
Каменка+ Соколки	7/5	230.1	13.0	14.3	21.0	229.8	-13.1	13.6	21.5				

Таблица 1. Направления намагниченностей в каменноугольных породах Магнитогорско-Богдановского грабена.

Примечания: N₀/N – число сайтов: изучено/использовано; СТК – среднетемпературная компонента; ВТК – высокотемпературная компонента; ССК, ДСК, современная и древняя системы координат соответственно; D – склонение; I – наклонение; k – кучность; α₉₅ - радиус круга доверия.

Полученные предварительные результаты могут свидетельствовать о следующем.

 В конце нижнего – начале среднего карбона изучаемые части Магнитогорской зоны составляли единое целое с Восточно-Европейским континентом.

2. Складкообразование на изучаемой территории происходило на заключительной стадии развития Урала, в средней перми, в кунгурское время, 272-279 млн. лет назад.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 15-05-03036.



M3513-TC Scale: 1e-1 A/m

Рис. 2. Примеры диаграмм Зийдервельда для изученных образцов в древней системе координат. Показаны выделенные компоненты намагниченности. Светлые символы – проекции векторов J_n на вертикальную, темные – на горизонтальную плоскости. Температуры даны в °С.



Рис. 3. Стереограмма выделенных направлений намагниченности в древней системе координат. 1 – направления СТК в породах разрезов Верхняя Кардаиловка и Каменка; 2 – направления СТК в породах разреза Соколки; 3 – направления ВТК-1 в породах разреза Соколки; 4 – направления ВТК-2 в породах разрезов Каменка и Соколки.

- 1. Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории республики Казахстан. 1:1000000 (новая серия). Лист N-40 (41). СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ. 2002.
- Кулагина Е.И. Фораминиферовая последовательность в нижневизейских отложениях разреза Верхняя Кардаиловка на Южном Урале // Геологический сборник №9. Юбилейный выпуск / ИГ УНЦ РАН. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 54-62.
- 3. Серавкин И.Б. Путеводитель Южноуральской геологической экскурсии (13-18 сентября 2003 г.) II Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии: вулканизм и геодинамика. 9-12 сентября 2003 г. Екатеринбург: Изд-во ИГ иГ УрО РАН, 2003. 70 с.
- 4. Watson G.S., Enkin R.J. The fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // Geophys. Res. Let. 1993. V. 20. № 19. P. 2135-2137.
- 5. *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.
- 6. *Enkin R.J.* A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Pacific Geoscience Centre. Geological Survey of Canada. 1994. 16 p.
- 7. Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., MacNiocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J.J., Domeir, M., Gaina, C., Tohver, E., Meert, J.G., McCausland, P.J.A., Cocks, R.M. 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics // Earth Science Reviews. 2012. V. 114. P. 325–368.

Тест искусственного перемагничивания по определению магнитной памяти в образце горной породы

*М. З. Хузин*¹, *К. М. Константинов*^{1, 2}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск ²Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК АЛРОСА» (ПАО), Мирный

При решении задач палеомагнетизма очень важно знать: имеет ли данная порода магнитную память или нет, на каких энергетических (температурных, магнитных) уровнях она сохраняется и остается стабильной. Ответы на эти вопросы позволяют более надежно произвести геологическую интерпретацию при определении параметров первичной остаточной намагниченности. Для решения этой задачи предлагается методика, позволяющая условно имитировать геологические процессы, влияющие на запись магнитного поля в исследуемом образце с последующим его исследованием.

Так, например, в процессе пошаговых лабораторных размагничиваний базальтов аппаинской свиты D_3ap р. Ыгыатта (Якутская алмазоносная провинция) установлены характеристические векторы ЕОН разных направлений: компонента B – обр. Igy224m2; компонента C – обр. Igy198m2 (рис. 1) [1]. Требуется установить природу этих компонент.



Рис. 1. Размагничивания базальтов аппаинской свиты. Стереограммы: черные/светлые кружочки – положительные/отрицательные направления векторов ЕОН. Диаграммы Зийдервельда: черные/светлые кружочки – проекции векторов ЕОН на горизонтальную/вертикальную плоскости. NRM – исходный вектор. Цифры – значения переменного магнитного поля.

Этапами решения этой задачи являются: 1 – запись в образце горной породы условного (известного) вектора первичной намагниченности, 2 – вторичная запись в нем вектора намагниченности, отличающегося от первичного вектора, 3 – проведение размагничивания этого образца по принятой методике магнитной или температурной чисток.

Первый этап. Образец горной породы устанавливается в магнитном соленоиде с произвольной ориентацией. При максимальном переменном магнитном поле производится запись магнитного вектора (условно называем его вектором первичной намагниченности) и определяются параметры этого вектора.

Второй этап. Исследуемый образец горной породы вторично устанавливается в магнитном соленоиде. Пространственная ориентация образца должна значительно отличаться от вектора первичной намагниченности, установленного на первом этапе. Уровень переменного магнитного поля, возбуждаемый в соленоиде, устанавливается примерно на две трети меньше, чем магнитное поле, при котором происходит полное стирание магнитной памяти. Вторично определяются параметры суммарного магнитного вектора, который должен существенно отличаться от первичного вектора. На втором этапе можно усложнить задачу и записать несколько магнитных векторов на разных уровнях переменного магнитного поля, обязательно при этом измеряя эти параметры на магнитометре.

Третий этап. Проводится стандартная работа по методике магнитной (или температурной) чистки [2]. Предпочтение здесь отдается размагничиванию переменным магнитным полем, чтобы при необходимости была возможность провести эту работу многократно.

На рис. 2 показаны примеры изучения стабильности векторов характеристической ЕОН базальтов аппаинской свиты тестом «искусственного перемагничивания». Для этого эксперимента использовалась установка LDA-5 (ф. AGICO, Чехия).

Стабильность компоненты *В* проверена временной чисткой ($\tau \approx 90$ суток) и тестом «искусственного перемагничивания». Образец Igy224m2 после размагничивания переменным магнитным полем (рис. 1) сохранил крутое положительное направление In^{ch} до конца эксперимента (D=243°, J=77°, a_{95} =4.6°), при этом модуль вектора In уменьшился с 293 до 10.8 мА/м (аналогичное направление дает и терморазмагничивание по его дубликату). После истечения 90 суток образец, который был сориентирован осью X по Z (вниз), приобрел вектор т с D=4°, J=23°, In=113.2 мА/м (рис. 2 А). Т. е. образец не только намагнитился по направлению геомагнитного поля, но и модуль его существенно увеличился. Таким образом, вывод о том, что компонента В метастабильна подтверждается результатами временной чистки. На следующем этапе образец был намагничен постоянным полем разной величины сначала по направлению «Z» (D=17°, J=-86°, In=6827 мА/м), а затем по «Y» (D=90°, J=-9°, In=1542 мA/м). Таким образом, исходный вектор τ был «стерт» ложными высокоинтенсивными компонентами, имитирующими гипотетические метахронные процессы (геологические, физико-химические), протекающие за сотни миллионов лет. В конце проведено стандартное размагничивание переменным магнитным полем (рис. 2 А). В процессе эксперимента до 90 мТл наблюдается смещение вектора **Y** в направлении вектора **Z** и уменьшение его модуля с 1541 (NRM) до 6.8 мА/м (более чем в 200 раз). Свыше 100 мТл вектор ЕОН перемещается по сфере хаотично, а его величина падает до 3.4 мА/м. К исходным векторам (In^{ch} и τ) он так и не вернулся. Проведенный тест доказывает, что компонента *B* не является первичной, а природа ее вязкая.

Направление компоненты С после размагничивания переменным магнитным полем обр. Igy198m2 составило D=30°, J=-46°, a₉₅=2.3°, при этом модуль вектора In уменьшился с 277 до 50 мА/м (рис. 1). После повторно измерения примерно через 90 суток образец (положение отличалось от «естественного залегания») практически сохранил это же направление вектора τ : D=42°, J=-51°, In=68.8 мА/м (рис. 2 Б). На следующем этапе образец был намагничен сначала по направлению «-Z» (D=298°, J=87°, In=1120 мА/м), а затем по «-X» (D=181°, J=7°, In=605 мA/м). Таким образом, исходная компонента C была стерта. После этого проведено стандартное размагничивание переменным магнитным полем (рис. 2 Б). В начале эксперимента до 40 мТл по кругу перемагничивания просматривается направление «–Z». Далее, в пределах от 40 до 60 мТл картина эксперимента резко меняется. Собственно характеристическая компонента С проявилась свыше 70 мТл. В итоге мы получили характеристическую компоненту C (D=30°, J=-51°, a=2.0°, In=46.7 мА/м) аналогичную компоненте С первого размагничивания (рис. 1). К сожалению величины переменного магнитного поля 200 мТл недостаточно, чтобы полностью размагнитить образец. Поэтому его дополнительно подвергли размагничиванию температурой (рис. 2 В). Проведенный тест доказывает, что данный образец базальтов аппаинской свиты может сохранять магнитную память, а компонента С, с высокой степенью вероятности, может оказаться первичной - термоостаточной природы.

Дифференциальный термомагнитный анализ показал, что носителями компонент *B* и *C* являются, соответственно, титаномаггемит и тиномагнетит [1]. Первый, как известно, образуется в результате низкотемпературного окисления второго [3].

Таким образом, предложенный тест «искусственного перемагничивания» решается ряд важных палеомагнитных задач: имеет ли данная горная порода (образец) магнитную память; на каких энергетических параметрах (температура, уровень переменного магнитного поля) достигается определение вектора первичной намагниченности и с какой точностью; приблизительно оценивается минералогический состав магнитных носителей.



Рис. 2. Тест «искусственного перемагничивания» базальтов аппаинской свиты. Треугольник – вектор τ , измеренный после магнитной чистки через 90 суток. Квадратики – искусственно созданные векторы (**Z**, -**Z**, -**X**, **Y**). Цифры – модули векторов. Другие пояснения см. на рис. 1.

1. Констанбтинов К.М., Ибрагимов Ш.З., Хузин М.З. и др. Палеомагнитный полюс базальтов аппаинской свиты: репер франа Сибирской платформы / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к

континенту): Материалы совещания, Вып. 13. - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. С. 122-124.

- 2. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- 3. Печерский Д.М., Багин В.Н., Бродская С.Ю. и др. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.

Магнитные минералы и самородные металлы в диагностике астроблем

В. А. Цельмович

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок

Катастрофические события различного масштаба в истории эволюции Земли происходили неоднократно. Их вызывали как внешние причины - активность Солнца, флуктуации электромагнитного и гравитационного полей, плотность метеоритных потоков и другие космические события, так и внутренние факторы (вулканическая деятельность). Поиск свидетельств таких катастроф в осадочных толщах различного генезиса являются актуальными как с точки зрения изучения изменений в системе «космос – земля», так и с точки зрения оценки масштабов последствий таких событий. Находки следов этих событий открывают возможности изучения распределения космического вещества по поверхности Земли, исследования его состава и структуры. Горизонты, обогащенные характерным катастрофным веществом (космическим или вулканическим), могут использоваться как изохронные стратиграфические реперы для различных периодов, включая голоцен, что позволит проводить как региональные, так и глобальные корреляции.

Автором совместно с коллегами накоплен богатый опыт диагностики космического, вулканического и техногенного вещества из десятков самых различных объектов с использованием комплекса методов: сканирующей электронной микроскопии (СЭМ «Tescan Vega II»), оптической микроскопии (микроскоп «Olympus BX 51»), комплекса магнитных методов, рентгеновской компьютерной томографии. Изучены магнитные микрочастицы из десятков объектов.

Среди них: кратер Эльгыгытгын (Чукотка); Карская астроблема (Ненецкий автономный округ); астроблема Цэнхэр (Монголия); кратер Чиксулуб (Мексика); астроблема Янисьярви (Карелия); музейные образцы метеоритов (более 40); образцы космической пыли из снега, отобранного на станции "Восток" в Антарктиде и по трассе пролета Челябинского метеорита; образцы из веточки предположительно катастрофного периода с места падения Тунгусского космического тела; магнитные минералы и самородные металлы в осадках северо-западной Атлантики; граница мела и палеогена в Гамсе (Австрия) и в Стевенс Клинте (Дания); граница Перми и триаса (Китай, Мейшань). Изучались пеплы. Слои тефры – надежные индикаторы больших взрывных вулканических извержений. Магнитный компонент прослоев вулканического пепла в донных осадках – важный геофизический инструмент изучения истории эксплозивного вулканизма региона. Были изучены три колонки донных осадков из Японского моря, отобранных в 53 рейсе НИС «Академик М.А.Лаврентьев» на возвышенности Ямото. Анализировались образцы атмосферной пыли из г. Магнитогорска и почв из промышленных зон г. Пензы. Проведен сравнительный анализ магнитных частиц техногенного происхождения и природных. В результате этих исследований появились многочисленные данные по микроструктуре и составу магнитных частиц и СМ различного генезиса. В некоторых случаях удалось понять механизмы их образования. Так, предложен механизм образования Мt шариков из троилита при полете болидов в атмосфере Земли.

Исследовались образцы, изучение которых было направлено на подтверждение весьма спорных гипотез импактной природы Ладожского озера (Юрковец В., 2014, 14 точек) и ложа Рыбинского водохранилища (Люхин А. и др., 2015, 52 точки). Отмечен отрицательный результат этих исследований. Так, на представительных по числу точек отбора коллекциях не были обнаружены традиционные минералы – индикаторы импакта в количествах, достаточных для идентификации импакта. Хотя фоновая космическая пыль регистрировалась устойчиво. Этот факт снимает замечания оппонентов о том, что анализируются загрязнения или о том, что характерные минералы присутствуют повсюду.

В 2015 г. нами детально изучались микросферы [1,2] и железо различного происхождения [3.4]. Обобщены результаты микрозондовых и термомагнитных исследований самородного железа в земных осадочных породах, мантийных гипербазитах (ксенолитах), базальтах океанов и континентов (Сибирские траппы) и во внеземных породах – метеоритах. В результате обнаруживается сходство составов, форм и размеров частиц самородного железа, не содержащего никеля, во всех перечисленных группах пород. При этом оказывается, что такие частицы железа в осадках имеют в большинстве случаев космическое происхождение, и их повсеместное распространение, очевидно, связано с космической межпланетной пылью.

Полученные результаты по морфологии и составу Мt шариков, СМ и интерметаллидов были использованы для подтверждения импактного происхождения озера Рабига Куль (Татарстан) и астроблемы Янисъярви (Карелия), для идентификации фоновой космической пыли в торфе.

Для идентификации астроблем использовались известные признаки импактных структур:

1. Кольцевая структура на поверхности. 2. В центре кратера куполовидная структура и брекчиевидные отложения. 3. Структура, в которой окружающие кратер пласты опрокинуты. 4. Брекчирование в окружающих породах. 5. Присутствие метеоритного материала (обломков метеорита, муассанита, железо-никелевых и железных шариков, повышенные содержания платины, никеля, иридия и др. элементов). Наличие минералогических и микроструктурных (на масштабе 10-6 – 10-5 м) особенностей.

6. Изменения в породах, связанные с шок-метаморфизмом, т.е. развитие конусов обрушения, присутствие минералов высокой плотности, развитие планарных структур в минералах, витрификация стекла. 7. Аномалии геофизических свойств в пределах изучаемой территории: силы тяжести, магнитных свойств, скорости сейсмических волн и др. Наиболее надёжными признаками являются четвёртый, пятый (который используется в настоящей работе) и шестой.

Важно отметить, что не всегда находки ударного кварца позволяют сделать вывод о импактном событии [5], что подчеркивает необходимость иметь дополнительные индикаторы импактов. Процесс идентификации астроблем сложен, полный цикл доказательства импактного происхождения структуры может занимать несколько десятилетий (Бирринджер ~ 50 лет, Цванг ~ 70 лет, Лонар ~ 100 лет).

Магнетитовые микросферы в каменноугольных породах разреза Усолка

Исследование посвящено морфологическому описанию и анализу химического состава магнетитовых микросфер, извлеченных из каменноугольных отложений разреза Усолка. Последний расположен в осевой части Стерлитамакской зоны Предуральского прогиба. Разрез относится к флишевым образованиям конденсированного типа (от среднего карбона до нижней перми) карбонатно-глинисто-кремнистого состава с прослоями вулканических туфов. Дополнительным импактного происхождения является размещение стеклянных микросфер (тектитов) из разреза Усолка в области импактитов. Таким образом, по химическим и минералогическим параметрам микросферы разреза Усолка можно, с большой вероятностью, отнести к объектам космического происхождения.

Интересно внутреннее строение магнетитовых микросфер. Наряду с цельными магнетитовыми шариками с доменной структурой, встречаются полые микросферы с магнетитовой коркой толщиной до 1/2 радиуса. На расплавленной поверхности микросфер встречаются выделения-выпоты барита, которые четко проявляют сложную текстуру магнетитовой корки. Совместный анализ данных изотопных исследований в разрезах Предуральского прогиба и распределения микросфер в разрезе Усолка показал, что одной из возможных причин отрицательных аномалий может являться метеоритная бомбардировка с образованием космической пыли на границе московского и касимовского веков. Необходимо отметить, что сегодня в позднепалеозойской истории Земли (250-350 млн. лет назад, т.е. практически полностью пермский и каменноугольный периоды) имеются лишь единичные данные об импактных событиях. Нахождение металлических микрочастиц в осадочных толщах, независимо от их генезиса, может выступить новым инструментом для региональной корреляции, привести к пересмотру моделей биотических кризисов. По мнению авторов, необходимо продолжить специальные литологогеохимические, минералогические, палеонтологические, палеомагнитные и космологические исследования по поиску импактных структур в верхнепалеозойских отложениях.



Рис. 1а-б. Томографическое изображение магнетитовой микросферы диаметром 200 мкм. Внутреннюю часть микросферы заполняют сфероиды предположительно троилитового состава, окисление которых на воздухе создает газонаполненную микросферу.

Микросфера диаметром 200 мкм была изучена на рентгеновский микротомографе GE Phoenix X-ray, Германия. Анализы выполнены в лаборатории рентгеновской компьютерной томографии Казанского федерального университета (аналитик Стаценко Е.О). Отверстия в шарике могли быть вызваны высокоэнергетичными частицами при полете шарика. Такие дефекты могли образоваться и при рикошете мелких частиц в процессе полета шара в Земной атмосфере, на рис. 1а видны следы от сквозного пролета частицы через шарик. Внутреннее содержание шарика – сферы, рис. 1а,б. Согласно предложенному механизму образования Мt шариков из троилита [Цельмович, 2013], сделанному при анализе Челябинского метеорита, Mt шарики образуются при реакции окисления троилита в атмосфере.







Рис. 2. Микрочастицы самородных металлов (Fe, Ni, |Cu, Zn, W, Al), интерметаллидов (CuNi, FeCr, CuNiZn) и углеродистых шариков, озеро Рабига Куль.

Микроструктура, химический и минеральный состав железоникелевых микрочастиц из осадочных отложений Прикаспийской впадины

Установлено [2], что микросферы образовались в результате фракционной конденсации Fe–Ni-расплава и его кристаллизации на ранней стадии эволюции вещества протосолнечной туманности. Попадая в атмосферу Земли, данные микросферы претерпевают изменения, выражающиеся в частичном окислении магнетита до гематита, самородного никеля до окислов никеля, расплавлении легкоплавких металлов в ядерной части и их ухода в атмосферу под действием «пульверизаторного эффекта», в результате чего могут быть образованы микрочастицы железистого никеля самой разнообразной формы. Полученные данные, с большой вероятностью, подтверждают внеземное происхождение Fe–Ni-микрочастиц и их связь с падениями космических тел на Землю в геологическом прошлом.



(б)



Рис. 3. Микросферы, озеро Рабига Куль а) микросферы магнетита и алюмосиликата; б) магнетитовый «космический» шарик; в) силикатная микросфера с магнетитовыми микроглобулями.

(B)

Озеро Рабига Куль

Изучены геоморфологические и геолого-минералогические предпосылки импактного происхождения озерной котловины Рабига Куль, (Республика Татарстан) [6]. Импактные структуры позднечетвертичного (голоцен – поздний плейстоцен, до 50 тыс. лет) возраста вызывают в последнее время повышенный интерес исследователей в геонауках как в России, так и за рубежом. Существует предположение, что развитие современной человеческой цивилизации коррелирует с изменениями климата на Земле в данный период, которые, в свою очередь, могут быть связаны с последствиями падения космических тел и похолоданиями климата («импактные зимы»).

В период 2007-2011 гг. при исследованиях четвертичных отложений были обнаружены объекты, напоминающие космическую пыль. В 2013 г. Р. А. Вафиным на бортах склона озера, преимущественно, из подпочвенных песков с глубины 10 см равномерно по всему периметру отобраны 18 проб. Изучение образцов проведено на сканирующем электронном микроскопе «Tescan Vega II» с ЭДС в ГО «Борок», ИФЗ РАН. В образцах обнаружен большой набор CM (Fe, Ni, Zn, Cu, W, Al), а также интерметаллиды (FeCr, CuNiZn, CuFeAu и др.), углеродистые микросферы. Эти минералы могут свидетельствовать о восстановительной среде, характерной для космических объектов [3]. В изученных образцах встречены объекты, характерные для импактных структур -Мt микросферы, оплавленные зерна кварца, ильменита, хромшпинелидов, магнетита и титаномагнетита. Анализ вышеприведенных данных позволяет авторам сделать предположение, что возраст изученного озера Рабига Куль является позднеплейстоценовым-голоценовым, т. к. возраст подобных по размерам озер гумидной зоны обычно не превышает 15 тыс. лет. Обнаруженные в пределах озерной котловины находки металлических микрочастиц индикаторов импактов (Мt микросферы, частицы с оплавленной коркой, СМ металлы, интерметаллиды), наряду с морфологическими признаками и геологическими данными, могут свидетельствовать в пользу ее импактного образования в позднем дриасе.

Вывод. На основе анализа большого количества выделенных частиц показано, что находки металлических микрочастиц - индикаторов импактов: магнетитовых микросфер, частиц с оплавленной коркой, самородных металлов, включая железо и никель, интерметаллидов, наряду с характерными морфологическими признаками и общегеологическими данными, могут свидетельствовать в пользу импактного образования изученной структуры.

Накопленный опыт предполагается использовать при изучении голоценовых катастроф, записанных в слоях торфа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект №13-05-00348а.

- Сунгатуллин Р. Х., Сунгатуллина Г. М., Закиров М. И., Цельмович В. А., Глухов М. С., Осин Ю. Н., Воробьев В. В. Магнетитовые микросферы в каменноугольных породах разреза Усолка, Предуральский прогиб // Геология и геофизика. 2015. В печати.
- 2. Р.Х. Сунгатуллин, А.И. Бахтин, В.А. Цельмович, Г.М. Сунгатуллина, М.С. Глухов, Ю.Н. Осин, В.В.Воробьев. Железо-никелевые микрочастицы в осадочных породах как индикаторы космических процессов. Ученые записки Казанского Университета. Том 157, кн. 3. 2015. С.102-118.
- 3. Печерский Д. М., Марков Г. П., Цельмович В. А. Чистое железо и другие магнитные минералы в метеоритах //Астрономический вестник, 2015, том 49, № 1, с. 65–75
- 4. Печерский Д. М., Кузина Д. М., Нургалиев Д. К., Цельмович В. А. Единая природа самородного железа в земных породах и метеоритах. Результаты микрозондового и термомагнитно анализов // Физика Земли, 2015, №5, С. 140-156
- Van Hoesel, Annelies, Hoek, Wim Z., Pennock, Gillian M., Kaiser, Knut, Plümper, Oliver, Jankowski, Michal, Hamers, Maartje F., Schlaak, Norbert, Küster, Mathias, Andronikov, A. V. & Drury, Martyn R. 01.01.2015. A search for shocked quartz grains in the Allerød-Younger Dryas boundary layer. Meteoritics and planetary science, 50(3), (pp.483-498).
- 6. Цельмович В.А. Сунгатуллин Р.Х., Вафин Р.А. О признаках импактного происхождении озера Рабига Куль (Татарстан). "Метеориты, астероиды, кометы" Материалы

международной конференции и школы молодых ученых "Чебаркуль 2015". ISBN 978-5-9905440-8-6. Издательство "ТЕТА", г. Челябинск. С. 189-192

Микроскопические индикаторы импакта Янисъярви

В. А. Цельмович¹, Е. С. Сергиенко², П. В. Харитонский²

¹Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок

²Санкт-Петербургский государственный университет

Озеро Большое Янисъярви расположено в юго-западной части Карелии. Географические координаты центра озера -61 59' с.ш., 30 57' в.д., относится к бассейну Ладожского озера. Возраст Большого Янисъярви, как астроблемы, составляет 682±4 млн. лет (Ar-Arметод) [4]. Геология этого района хорошо изучена, однако уделено недостаточно внимания необычным для региона породам, которые при геологосъёмочных работах картировались как породы вулканического происхождения. Первая работа, в которой высказана иная точка зрения, принадлежит Пентти Эскола, который отметил, что "изверженные породы Янисъярви имеют состав глинистых осадков" [3] и особенности химического состава дацитов Янисъярви являются следствием "ассимиляции больших количеств вмещающих пород, средний состав которых почти точно соответствует составу излившихся пород". Используя данные Эскола и сходство пород Янисъярви с импактитами астроблем Лаппаярви (Финляндия), Мин и Деллен (Швеция), М.Р.Денс предположил, что Янисъярви также являастроблемой [2]. Эта гипотеза была ется подтверждена работами В.Л.Массайтиса [8], В.П.Белова [6, 7] и Д.Д.Бадюкова [1], показавшими, что структура Янисъярви имеет все характерные признаки сильно эродированного метеоритного кратера.

Первый признак взрывного происхождения озера Янисъярви – это обнаруженные в северо-западной, западной и северной частях озера простирания радиальной и концентрической систем трещиноватости в кольцевой зоне. Второй признак – это наличие высокобарных минералов в астроблеме коэсита и стишовита, образующихся при высоких температурах и давлениях. В 1920 г. геолог П. Эскола обследовал северную часть Ладожского озера. Он обратил внимание на необычную лаву около озера Янисъярви, которая по составу очень напоминала импакиты взрывных кратеров. В пользу этого свидетельствуют также два скалистых лавовых островка в центре озера. Структура кратера отчетливо проявлена на космических снимках. Мишенью для кратера послужили метаморфические породы свит наатселькя и пялкъярви ладожской серии нижнего и среднего протерозоя, представленных кварцбиотитовыми сланцами и микросланцами. В зювитах присутствуют обломки сланцев и микросланцев только ладожской свиты, иногда с хорошо сформированными конусами разрушения, обломки стекол, а также фрагменты ударно-метаморфизованных кварцевых и полевошпат-кварцевых жил.

Тагамиты раскристаллизованы и состоят из зерен основного плагиоклаза, окруженного оторочкой калиевого полевого шпата, кварца, кордиерита с незначительным количеством гиперстена, биотита, ильменита и магнетита. Тагамиты, найденные в валунах на юго-восточном берегу озера отличаются от тагамитов островов большей раскристаллизованностью и грубозернистостью. Составы тагамитов идентичны составам сланцев, обогащение Ni, Co и Cr не наблюдается.

Данные о внутреннем строении кратера Янисъярви противоречивы. С одной стороны предполагается, что кратер имеет простое строение – центральное поднятие отсутствует [Импактиты, 1981], тогда как другие исследователи предполагают наличие центральной горки [9]. В импактитах возможно присутствие алмазов.

Перечисленные подробные, но отчасти противоречивые результаты нами были дополнены микрозондовыми исследованиями магнитных частиц. Были обнаружены: терригенные, хорошо раскристаллизованные Tm, IL, часто в виде монокристаллов, микрочастицы Fe, «космические» магнетитовые шарики (рис. 1, 2, 3), Ni, Cu,W, Au, сплав FeNi (рис. 4), нитевидные Ni и Fe, нитевидные Tm и IL (рис. 6), интерметаллиды FeCrNi, NiAl, FeAl, углеродистые микросферы и алмазные зерна (рис. 5). Эти находки можно отнести к космогенным [10, 11, 12, 5]. Нитевидные формы металлов и оксидов являются особенностями изученных объектов, которые возникли, вероятно, в результате импакта. Также в ним можно отнести тонкие пластики самородного Fe в силикатной матрице. Обнаружена микрочастица самородного железа с репликой алмазных зерен. На основе анализа большого количества выделенных частиц показано, что находки металлических микрочастиц индикаторов импактов: магнетитовых микросфер, частиц с оплавленной коркой, самородных металлов, включая железо и никель, интерметаллидов, наряду с характерными морфологическими признаками и общегеологическими данными, могут свидетельствовать в пользу импактного образования изученной структуры – озера Янисъярви

Полученные результаты по микроструктуре и составу космогенного вещества могут быть использованы в диагностике пылевых событий, записанных в торфяных колонках, пригодность которых для изучения катастрофных событий в голоцене показана в работе [12]

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 13-05-00348а.

Коллекция тагамитов астроблемы Янисъярви была отобрана сотрудниками Санкт-Петербургского государственного университета в рамках проекта СПбГУ «Экспедиция для проведения геофизических исследований на Восточно-Европейской платформе», шифр НИР 11.42.1314.2014.



Рис. 1а-б. Микрочастицы Fe.







Рис. 3. Микрочастицы Fe, магнетитовые микросферы.






Рис. 5. Углеродистая микросфера (а) и реплика алмазных зерен на частице Fe (б).



Рис. 6. Тонкие железистые нити и магнетитовая нить.

- 1. *Badjukov D.D., Raitala J.* (1998). The impact melt of the Janisjarvi Crater .Lunar and Planetary Science.Vol. 29. Abstr.Pap.29th Lunar and Planet. Sci. Conf., March 16-20, 1998, Houston (Tex.): NASA: Lyndon B. Johnson Space Cent., P. #1609.
- 2. Dence M.R., Douglas J.A.V., Plant A.G. and Traill R.J. (1971) Mineralogy and peterology of some Apollo 12 samples. Proc. Second Lunar Sci. Conf. 285-299.
- 3. Escola P. On the Eclogites of Norway.Krist.Videnskapsselskapets-Skritfer // J. Math.-Naturw.1921. № 10. P. 1-118.
- 4. Jourdan, F., Renne, P.R. and Reimold W.U. 2008. High-precision 40Ar/39Ar ageof the Jänisjärvi impact structure (Russia). Earth Planet. Sci. Lett., 265:438-449.

- Markov G. P., Pecherskii D. M., and Tsel'movich V. A. Magnetic Minerals of the Chelyabinsk Meteorite// Solar System Research, 2015, Vol. 49, No. 5, pp. 303–317.
- 6. БеловВ.П. Янисъярви вулканический или метеоритный кратер? Бюлл. МОИП, отд. геол. 1976а, т.51, & 6, с.138-139.
- 7. БеловВ.П. Астроблема Янисъярви (Южная Карелия).ДАНСССР, 19766, т.229, №6, с.1419-1422.
- 8. *Масайтис В.Л.* (1973). Геологические последствия падений кратерообразующих метеоритов. Ленинград: Недра, 18 С.
- 9. Масайтис В.Л. и др. (1980). Геология астроблем. Ленинград: Недра. 231 с.
- 10. Печерский Д. М., Марков Г. П., Цельмович В. А. Чистое железо и другие магнитные минералы в метеоритах // Астрономический вестник, 2015, том 49, № 1, с. 65–75.
- 11. Печерский Д. М., Кузина Д. М., Нургалиев Д. К., Цельмович В. А. Единая природа самородного железа в земных породах и метеоритах. результаты микрозондового и термомагнитного анализов // Физика Земли, 2015, №5, С. 140-156.
- 12. Цельмович В.А. Возможности микроскопической диагностики космической пыли в торфе. "Метеориты, астероиды, кометы" Материалы международной конференции и школы молодых ученых "Чебаркуль 2015". ISBN 978-5-9905440-8-6. Издательство "ТЕТА", г. Челябинск. С. 193-196.
- 13. Цельмович В.А. Сунгатуллин Р.Х., Вафин Р.А. О признаках импактного происхождении озера Рабига Куль (Татарстан). "Метеориты, астероиды, кометы" Материалы международной конференции и школы молодых ученых "Чебаркуль 2015". ISBN 978-5-9905440-8-6. Издательство "ТЕТА", г. Челябинск. С. 189-192.

Аэромагнитометрия XXI века

В. С. Цирель, А. В. Кузнецова

ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург

Оценить состояние аэромагнитометрии в нашей стране и за рубежом, а также сделать попытку прогноза основных путей дальнейшего развития этого направления разведочной геофизики можно лишь на основе исторического анализа. Следует отметить, что именно наша страна явилась родиной аэромагниторазведки, что признается за рубежом [1], при этом констатировать, что ныне Россия утрачивает свои позиции.

Восемьдесят лет назад в России в Геофизическом секторе института ЦНИГРИ (так тогда назывался ныне существующий институт ВСЕГЕИ) началась разработка прибора для измерения магнитного поля Земли с движущегося носителя. Это был магнитометр индукционного типа, где напряженность измеряемого поля определялась по силе тока во вращающейся катушке. В июле 1936 г. А.А. Логачевым был проведен успешный облет этой аппаратуры [2], и в довоенные, а также в первые послевоенные годы были выполнены площадные съемки, приведшие к открытию крупнейших железорудных месторождений в Карелии.

С начала 50-ых годов XX века в СССР, а несколько ранее за рубежом началась эпоха «феррозондовой аэромагнитометрии» с использованием приборов этого типа, разработанных в США в 1943 г. для поисков вражеских подводных лодок. Хочется еще раз отметить, что среди разработчиков феррозондового аэромагнитометра был наш соотечественник В.В. Вакье [3]. Съемки с аппаратурой этого типа (приборы АЭМ-49, АСГМ-25, АСГ-46, АСГ-48, АМ-13 и АММ-13) продолжались до 70-ых гг. ХХ века.

Однако, уже с конца 1950-ых гг. в институте ВИТР при поддержке А.А. Логачева началась разработка первого отечественного протонного аэромагнитометра [4], который успешно использовался для создания опорной картографической аэромагнитной сети [5]. В начале 1970-ых гг. был начат серийный выпуск протонного аэромагнитометра с динамической поляризацией АМП-7, обеспечивавшего точность измерений полного поля на уровне ±2 нТл при цикле 0,67 с (три измерения за 2 сек) [6]. Следующим этапом развития аппаратурной базы аэромагнитометрии явились магнитометры оптической накачки, называемые квантовыми (хотя квантовыми являются и протонные приборы). Они различаются, в основном, по рабочему веществу – щелочному металлу, используемому в датчике: цезий, рубидий, калий.

Основной вклад в развитие калиевых магнитометров был сделан в России на основе работ группы акад. Е.Б. Александрова (Государственный оптический институт им. С.И. Вавилова) [7] и их практической реализации в институте ВИРГ-Рудгеофизика им. А.А. Логачева [8]. В конце XX в. был также успешно проведен цикл опытно-производственных работ по аэромагнитной градиентометрии [9], прерванный из-за отсутствия ассигнований на рубеже веков.

Однако, предпосылкой дальнейшего развития не только аэромагнитометрии, но и всех других аэрометодов, явились успехи не в области геофизического приборостроения, а в области космической техники – создание системы спутниковой навигации: американской – GPS и российской – ГЛОНАСС (глобальная навигационная спутниковая система). Понятно, что, не имея точной привязки к местности, да и привязки по высоте, повышение точности аэромагнитных (и других аэрогеофизических) измерений не имеет особого смысла. Спутниковая навигация позволила увеличить точность привязки практически на два порядка (уменьшение погрешности привязки произошло с сотни метров до одного метра!). Наличие спутниковой навигации позволило, в частности, совмещая датчик магнитометра со спутниковой антенной, определять с высокой точностью положение датчика, буксируемого на тросе самолетом или вертолетом.

С появлением спутниковой навигации возникла возможность существенного продвижения в области аэромагнитной градиентометрии с использованием многодатчиковых систем, позволяющих измерять различные составляющие градиента геомагнитного поля. Спутниковая навигация позволяет вовлечь в орбиту аэромагнитометрии (и других аэрометодов) новые – ранее не использовавшие носители, которые можно условно объединить под термином «плохо летающие». К таковым относятся беспилотные летательные аппараты (БПЛА) и аппараты с наибольшей парусностью – дирижабли; и те, и другие практически не обеспечивают проведения полетов по заданной сети маршрутов из-за сноса ветром, что, конечно, усложняет обработку. Для полноты картины, надо упомянуть еще одну привходящую проблему – компенсацию магнитных помех носителя, которая многократно усложняется с повышением точности измерений; ранее она решалась путем создания маломагнитных носителей, теперь же – аппаратно-программным путем.

Общее состояние зарубежной аэромагнитометрии можно представить, опираясь на последний ежегодный обзор канадского геофизика Питера Киллина за 2014 год [10]. Так, по его данным, за рубежом в области аэрогеофизики функционирует 37 фирм (из них 19 в Канаде), занимающихся проведением съемок (19 фирм), разработкой аппаратуры (16 фирм), сбором и обработкой данных (10 фирм). Аэромагнитные съемки ведутся во многих странах с целью поисков и разведки твердых полезных ископаемых, например, золота, а также угля, столь же успешно используется аэромагниторазведка на нефть и газ. Основная аппаратура, используемая при проведении аэромагниторазведочных работ за рубежом, представлена в табл. 1. Как следует из таблицы, наряду с традиционными измерениями модуля полного вектора геомагнитного поля производятся измерения составляющих градиента. О результатах измерения полного тензора градиента геомагнитного поля судить пока затруднительно, поскольку, как нам известно, эти результаты еще не публиковались; однако, очевидно, что аппаратура с датчиками СКВИД (сверхпроводящий квантовый интерференционный детектор) опробована в летных условиях.

Наименование (шифр)	Измеряемая физиче- ская величина	Носитель	Фирма-разработчик
Triaxial system	Модуль вектора гео-	Самолет	Goldak Airborne
	магнитного поля		Surveys, Канада
Heli-GT	Градиент модуля век- тора геомагнитного	Вертолет	Scott Hogg and As- sociates Ltd., Канада
	поля		
Autonomous	Градиент модуля век-	Беспилотный	GEM System Inc.,
gradiometer	тора геомагнитного	летательный	Канада
	поля	аппарат (БПЛА)	
Mag SQUID	Полный тензор гради-	Вертолет	Spectrem Air Ltd.,
	ента модуля вектора		ЮАР; Anglo Ameri-
	геомагнитного поля		can, Великобрита-
			ния

Таблица 1. Основная зарубежная аэромагниторазведочная аппаратура

По мнению П. Киллина [10] основными достижениями в области аэромагнитометрической аппаратуры являются:

- разработка и опробование системы измерений полного тензора с датчиками СКВИД (рис. 1);

- создание аэромагнитоградиентометрической аппаратуры с калиевыми датчиками, размещаемой на БПЛА самолетного типа (рис. 2);

- разработка системы, обеспечивающей компенсацию магнитных помех БПЛА в реальном времени.



Рис. 1. – Магнитный градиентометр для измерения полного тензора градиента модуля вектора магнитного поля с датчиками СКВИД, разработанными Институтом фотонных технологий (IPHT, Германия)



Рис. 2. – Магнитный градиентометр, установленный на БПЛА. Крейсерская скорость 70 км/ч; радиус действия 80 км; время полета 1,5 ч; размах крыльев 3,2 м; масса аппаратуры 3,7 кг



Рис. 3. – Сдвоенный вертикальный магнитный градиентометр. Фирма Geosphair Aviation Inc. (Канада).

На рис. 3 представлен аэромагнитометрический комплекс, позволяющий, наряду с измерениями полного поля, получать данные о вертикальной составляющей градиента по двум параллельным маршрутам, разнесенным на величину размаха крыльев самолета; данные о поперечной горизонтальной составляющей градиента также по двум параллельным маршрутам, но разнесенным по высоте на величину вертикального разноса датчиков, наконец, если пара датчиков – с одной стороны самолета – зафиксирует помехи, вызываемые креном самолета, то другая пара тоже должна зафиксировать некую «антисимметричную» помеху.

Таким образом, сравнивая состояние аппаратурной обеспеченности отечественной и зарубежной аэромагнитометрии, можно констатировать:

- катастрофическое отставание России в области аэромагнитной градиентометрии – работы в России остановились на уровне, достигнутом на рубеже столетий [9];

 отсутствие в России практических шагов по освоению беспилотных летательных аппаратов в качестве носителей аэромагнитометрической и комплексной аэрогеофизической аппаратуры;

- полная неопределенность в отношении работ по датчикам СКВИД [11].

Между тем, съемка с БПЛА может рассматриваться как новый метод аэрогеофизики, основная цель которого – освоение аэрогеофизикой приповерхностного слоя (промежуточного между дневной поверхностью и уровнем полета пилотируемых носителей), т. е. проведение измерений на предельно малой высоте с увеличением детальности съемки. При этом наряду с геофизическими задачами:

- выделение рудоконтролирующих факторов и детальное изучение рудных полей;

- детальное исследование нефтегазовых структур и соляных куполов;

- локальные поиски пресных вод;

могут успешно решаться задачи инженерной геологии, а также археологии [12].

Очень существенно, что съемки на БПЛА безопаснее полетов на пилотируемых носителях, и, по зарубежным оценкам, съемки с БПЛА дешевле обычных в 2–5 раз. Основные требования к БПЛА для проведения комплексной аэрогеофизической съемки представлены в табл. 2. Для монометодной аэромагнитной съемки (см. рис. 2) они существенно ниже. В качестве носителей аэромагнитометров могут быть предложены отечественный беспилотный самолет «Дозор-4» и отечественный беспилотный вертолет «Хаски».

Таблица 2. Основные требования к БПЛА для проведения комплексной аэрогеофизической съемки.

Полезная нагрузка	~ 200 кг
Наличие «свободной» электрической мощности	$\sim 1 \kappa B T$
Скоростной диапазон	40-50÷100-150 км/ч
Длительность съемочного вылета	8—10 ч
Возможный радиус действия	~ 500 км
Высотный диапазон	от единиц до десятков м
Уровень помех для всех каналов комплексной съемки	минимальный

Судьба отечественной аэромагнитометрии зависит в настоящее время от возможности реализации Импортозамещающей программы, разработанной под руководством Минпромторга России и Минприроды России при участии ФГУНПП «Геологоразведка».

- 1. Logachev A.A. The development and application of airborne magnetometer in the U.S.S.R. // Geophysics. 1946. Vol. 11, № 2. P. 135–147.
- 2. Логачев А.А. Опыт магнитной съемки с самолета // Разведка недр. 1936. № 17. С. 40-41.
- 3. *Блох Ю.И*. Век творчества Виктора Вакье // Геофизический вестник. 2015. № 4. С. 22–28.
- 4. Амосов А.П., Ротштейн А.Я., Цирель В.С. Ядерный магнитометр АЯАМ-6 и результаты его предварительных испытаний // Геофизическое приборостроение. 1960. Вып. 6. С. 33–54.
- 5. Берлянд Н.Г., Цирель В.С. Анализ и использование материалов опорной картографической аэромагнитной сети. – Л.: Недра. 1972. – 68 с.
- 6. Цирель В.С., Яковлев Г.Я. Аэромагнитометр АМП-7. Л.: ОНТИ ВИТР. 1974. 70 с.
- 7. 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.

- 8. Васюточкин Г.С., Клепер Н.Б., Балабас М.В., Карузин М.И., Пазгалев А.С. Первый отечественный калиевый аэромагнитометр–градиентометр // Российский геофизический журнал. 2003. № 31–32. С. 69–110.
- 9. 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.
- 10. *Killeen P.* Exploration Trends and Developments in 2014 // Supplement to Feb. 23.2015 edition of The Northern Miner. 2015. Vol. 101. № 2. P. 3–26.
- 11. Кузнецова А.В. Геомагнитометры с датчиками СКВИД. Настоящее и будущее // Геофизические методы исследования Земли и ее недр. СПб.: СПбГУ, 2014. С. 48– 50.
- 12. Коротков В.В., Глинский Н.А., Кирсанов В.Н., Клепер Н.Б., Кузнецова А.В., Цирель В.С. Съемки с использованием беспилотных летательных аппаратов новый этап развития отечественной геофизики // Российский геофизический журнал. 2014. № 53–54. С. 122–126.

Причины появления ложной обратной компоненты естественной остаточной намагниченности долеритов в процессе пошаговой температурной чистки

В. П. Щербаков¹, А. В. Латышев², В. А. Цельмович¹, Р. В. Веселовский^{2, 3}

¹Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок

²Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва

³Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова

Аннотация. Анализ результатов температурной чистки более чем 350 образцов пермо-триасовых интрузивных тел долеритов – силлов и даек – долины р. Нижняя Тунгуска, показал наличие в большинстве из них палеомагнитной записи отличного качества. Однако в образцах примерно из 30% изученных интрузивных тел, при выполнении стандартной пошаговой температурной чистки, в широком температурном диапазоне от 250 до 450 °C, нами обнаружено массовое возникновение среднетемпературной компоненты намагниченности, направленной противоположно высокотемпературной компоненте. В то же время, при непрерывном терморазмагничивании образцов с использованием трехкомпонентного вибромагнитометра, компонента, обратная высокотемпературной компоненте намагниченности, не образуется. Нами приводятся результаты лабораторных исследований и математического моделирования, доказывающие, что наблюдаемая в подобных случаях среднетемпературная компонента намагниченности является артефактом и возникает вследствие присутствия в образцах гемоильменита со свойствами самообращения.

Введение. Данная работа посвящена анализу и интерпретации необычного поведения вектора NRM, обнаруженного при выполнении палеомагнитных работ по пермо-триасовым интрузивным телам долеритов – силлам и дайкам, отобранных нами в 2012 и 2014 годах в долине р. Нижняя Тунгуска. Большинство из 350 исследованных образцов показали присутствие в них палеомагнитной записи отличного качества. Однако примерно в 30% изученных интрузивных тел при выполнении стандартной пошаговой термочистки, в температурном диапазоне 250-450 °C, нами обнаружено массовое возникновение среднетемпературной компоненты намагниченности, направленной противоположно высокотемпературной компоненте. Естественно, возникает вопрос: отражает ли эта компонента реальное обращение направления вектора геомагнитного поля в прошлом или же она является артефактом, обусловленным петромагнитными свойствами исследуемых пород?

Если придерживаться той точки зрения, что возникновение среднетемпературной обратной компоненты является артефактом и обусловлено особенностями минералогического состава исследуемых пород, то наиболее естественным объяснением кажется предположение о присутствии в образцах минерала, обладающего свойствами самообращения NRM. Если такой минерал действительно присутствует, то образец породы в целом должен обладать свойством частичного (из-за присутствия в NRM прямой компоненты) самообращения. Однако, доказательство наличия частичного самообращения намагниченности в образцах горных пород – задача достаточно трудоемкая, требующая применения специального оборудования, доступного не во всех стандартных палеомагнитных лабораториях. По этой причине, при обнаружении в палеомагнитной записи магматических пород противоположно направленных компонент естественной остаточной намагниченности, исследователи нередко лишь предполагают возможность их образования за счет эффекта самообращения намагниченности (Веселовский и др., 2003, 2006, 2009; Pavlov et al., 2015; т.д.).

Здесь приведены доказательства в пользу гипотезы о частичном самообращении NRM как причине возникновения противоположно направленной среднетемпературной компоненты намагниченности в долеритах пермотриасовых интрузивных тел долины р. Нижняя Тунгуска.

Объект исследований. Летом 2012 и 2014 гг., из 35 интрузивных субвулканических тел, широко развитых в долине р. Нижняя Тунгуска и относящихся к пермо-триасовым траппам Сибирской платформы, нами была отобрана коллекция из 350 ориентированных образцов. Район исследований, протяженностью около 1000 км, охватывает среднее и нижнее течение р. Нижняя Тунгуска от пос. Тура до устья. Исследованные интрузивные тела представлены в основном силлами, реже – дайками и штокообразными массивами, сложенными, преимущественно, мелко-среднезернистыми долеритами. Мощность тел варьирует от первых метров до сотен метров, по простиранию силлы прослеживаются на расстояние до десятков км. Интрузивы локализованы в верхнепалеозойских осадочных породах Сибирской платформы на западе исследуемого района, и в пермо-триасовых туфогенных отложениях и лавах трапповой формации – на востоке, в пределах Тунгусской синеклизы.

Большая часть опробованных интрузивов относится к катангскому комплексу, который считается раннетриасовым. Единственное исключение представляет собой интрузия в нижнем течении Н. Тунгуски (сайт 32-14, табл. 1), отнесенная к позднепермскому ергалахскому комплексу. Опубликованные в недавних работах U-Pb датировки по силлам Н. Тунгуски устанавливают время их формирования как начало раннего триаса: 251.795 ± 0.070 и 251.786 ± 0.054 млн. лет по силлам нижнего течения Н.Тунгуски; 251.74 ± 0.18 млн. лет по интрузиву в 150 км восточнее пос. Тура (Burgess, Bowring, 2015). Близость датировок по интрузиям, удаленным друг от друга на расстояние в сотни км, указывает на возможность интенсивного магматизма в центральной части Сибирской трапповой провинции.

Методы исследований. Температурная магнитная чистка образцов проводилась в палеомагнитных лабораториях ИФЗ и ГИН РАН, а также геологического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова, согласно стандартной методике. Она включала в себя нагрев образцов в немагнитной печи с величиной остаточного поля не более 10 нТл до заданной температуры и их последующее остывание до комнатной температуры. Нагревы выполнялись пошагово от комнатной температуры T_r до той температуры, при которой достигалось полное размагничивание образцов (≈ 580 °C). Нами использовались как самодельные немагнитные печи (ГИН), так и печи ASC Scientific "TD-48" и Magnetic Measurements "ММТD80" (ИФЗ, МГУ). Остаточная намагниченность образов измерялась при помощи спин-магнитометров "JR-6" AGICO (ГИН, ИФЗ, МГУ) и криогенного магнитометра "Khramov" 2G Enterprises (ИФЗ). Измерения и магнитные чистки выполнялись в пространстве, в котором внешнее магнитное поле скомпенсировано – в немагнитной комнате ИФЗ или кольцах Гельмгольца (ИФЗ, ГИН). Магнитные чистки переменным магнитным полем проводились с помощью приставки к криогенному магнитометру 2G Enterprises в ИФЗ РАН до величины поля 130 мТл.

Термомагнитные, петрографические и микрозондовые исследования проводились в лаборатории ГО «Борок». Для оценки точек Кюри T_c ферримагнитных минералов и их термостабильности снимались термокривые намагниченности насыщения $M_s(T)$ при нагревах до последовательно возрастающих температур $T = \{200, 300, 400, 500, 600, 700\}$ °С на магнитных весах в постоянном внешнем магнитном поле 0,45 Тл. Температуры Кюри образцов определялись по максимуму первой производной на кривой $M_s(T)$, в соответствии с рекомендациями работы [1]. Съемка термокривых NRM(T) выполнялась на вибрационном трёхкомпонентном термомагнитометре чувствительностью 10⁻⁸ Ам² конструкции Ю.К.Виноградова.

Для детального анализа состава ферримагнитных минералов использовался, растровый электронный микроскоп VEGA II LMU (TESCAN, Чехия) с интегрированной приставкой энергодисперсионного анализа Inca Energy 450 (Inca Oxford Instruments, Англия).

Результаты температурной чистки. <u>Ступенчатая температурная маг-</u> нитная чистка.

В общей сложности пошаговому температурному размагничиванию было подвергнуто около 350 образцов долеритов, представляющих 35 магматиче-

ских тел. Практически все образцы характеризуются отличным или удовлетворительным палеомагнитным сигналом, позволяющим выполнение компонентного анализа. В 16 сайтах из исследованных 35 в составе NRM выделяется низкотемпературная компонента, вероятно, имеющая вязкую природу, и высокотемпературная компонента прямой (14 сайтов – рис. 1А) или обратной (2 сайта) полярности. Вязкая компонента повсеместно разрушается к 250-300 °C; интервалы деблокирующих температур $T_{\rm db}$ высокотемпературной компоненты варьируют в пределах 300-615 °C.

В 19 сайтах вектор естественной остаточной намагниченности, помимо низкотемпературной вязкой компоненты, содержит две стабильные компоненты различной полярности: средне- и высокотемпературную. В 11 сайтах высокотемпературная компонента характеризуется прямой полярностью, в 8 - обратной. Высокотемпературная компонента в большинстве случаев разрушается в температурном интервале 440-580 °С. Диапазон проявления среднетемпературной компоненты в разных сайтах варьирует в широких пределах от 240-450 до 400-540 и 530-590 °C. Качество палеомагнитного сигнала и степень выраженности среднетемпературной компоненты также варьируют от сайта к сайту. Один из наиболее распространенных типов палеомагнитной записи широко проявлен в сайтах 3, 4, 9 и др. Эта группа сайтов характеризуется отличной палеомагнитной записью и значительной степенью проявления среднетемпературной компоненты, имеющей в этих сайтах обратную полярность (за единственным исключением – сайт 20). Во всех сайтах этой группы среднетемпературная компонента уверенно выделяется в определенном температурном диапазоне 240-450 °C в большинстве образцов в пределах сайта (рис. 1Б). Высокотемпературная компонента изолируется во всех образцах этой группы в температурном диапазоне 350-600 °C и имеет прямую полярность (за исключением сайта 20). В данной работе детально рассматривается только этот тип палеомагнитной записи, хотя нужно подчеркнуть, что такой характер сигнала не является типичным для всех исследованных сайтов.

Для 3 сайтов, где среднетемпературная компонента выделяются на температурах 240-450°С с достаточной уверенностью не менее чем в 3 образцах из сайта, был проведен тест обращения [2]. Во всех трёх случаях угловая разница между направлениями компонент не превышает критический угол, т.е. результат теста положительный.



Рис. 1. Результаты ступенчатой температурной чистки. А – пример однокомпонентной записи. Б – пример записи с антиподальными компонентами.

Анализ зависимости компонентного состава NRM от морфологии интрузивных тел и их географического положения позволяет выявить некоторые закономерности. Так, ни в одной из 5 опробованных даек антиподальных компонент обнаружено не было. Следовательно, образование противоположно направленных компонент намагниченности проявляется исключительно в силлах. В восточной части рассматриваемого района, около пос. Тура (центральная часть Тунгусской синеклизы), во всех 4 сайтах выявлена высокотемпературная компонента намагниченности только прямой полярности. Западнее расположена зона распространения силлов – сайты 3–9. В каждом из этих интрузивов уверенно выделяются высокотемпературная прямая и среднетемпературная обратная компоненты. В нижнем течении р. Нижней Тунгуски исследуемый эффект также встречается, однако далеко не во всех магматических телах.

<u>Магнитная чистка переменным полем.</u> Для проверки гипотезы о возникновении одной из антиподальных компонент намагниченности в связи с магнито-минералогическими превращениями в процессе последовательных ступенчатых нагревов, 6 образцов были подвергнуты ступенчатой чистке переменным магнитным полем (AF чистка). Компонентный анализ полученных результатов показал, что все исследованные образцы характеризуются двухкомпонентным составом вектора остаточной намагниченности: низкокоэрцитивная компонента размагничивается при значениях поля 5-10 мГл и, вероятно, имеет вязкую природу. Высококоэрцитивная компонента разрушается во всех образцах в интервале 10-80 мГл.

В образцах 173 (сайт 16), 258 (сайт 24), 361 (сайт 34) высококоэрцитивная компонента характеризуется той же полярностью, что и единственная стабильная компонента, выделяемая в этих образцах при температурной чистке (рис. 2А). В образцах 26 (сайт 3) и 34 (сайт 4) высококоэрцитивная компонента имеет прямую полярность, равно как и высококотемпературная компонента, выделяющаяся при температурной чистке (рис. 2Б). Важно отметить тот факт, что по результатам АF чистки ни в одном случае антиподальных компонент, подобных выделенным при температурной чистке, обнаружено не было. Таким образом, данные AF чистки говорят в пользу того мнения, что среднетемпературная компонента обратной полярности, выделяющаяся в интервале 240-400 °C в сайтах 3,4, является артефактом, приобретенным в ходе ступенчатых нагревов, а характеристической следует считать высокотемпературную компоненту.

Термомагнитные свойства. По характеру поведения намагниченности насыщения $M_{\rm si}({\rm T})$ и её стабильности при последовательных нагревах образцов по своему виду распадаются на три типа. Тип A (Рис. 3а) имеет характерную $T_{\rm c} \approx 150\text{-}200$ °C, но при этом кривые $M_{\rm si}({\rm T})$ обладают длинным «хвостом», тянущимся до 500-600 °C. Нагревы до 500 °C и выше приводят к заметным изменениям в характере кривых $M_{\rm si}({\rm T})$ – низкотемпературная фаза уменьшается в объёме с одновременным увеличением концентрации минерала, обладающего более высокими точками Кюри, распределёнными в широ-

ком температурном интервале вплоть до T_c . Такое поведение термомагнитных кривых отвечает, очевидно, идущему при нагревах процессу глубокому однофазного окисления на части зёрен исходного ТМ: как известно, при однофазном окислении происходит небольшое снижение величины M_s при одновременном росте T_c .



Рис. 2. Результаты магнитной чистки переменным полем. А – обр. 258, сайт 25. Б – обр. 26, сайт 3.

Рис. Зб иллюстрирует случай очень стабильных образцов (тип В), $M_s(T)$ которых практически не меняются от нагрева к нагреву, а температура Кюри этих образцов близка к магнетитовой. Тип С (Рис. Зв) отличается от типа В тем, что нагрев до 600 °C привёл к уменьшению интенсивности намагниченности насыщения образца, с одновременным возникновением относительно низкотемпературной фазы с $T_c \approx 300{-}350$ °C. При повторном нагреве образца до 700 °C процесс образования этой фазы резко усилился (пунктир). Такой характер этих кривых свидетельствует о наличии структур спинодального распада исходного титаномагнетита, произошедшего в ряде зёрен при $T_c < 600$ °C. При последующем нагреве образца до температур выше температуры спинодали (в данном случае до 600 °C) начался процесс гомогенизации этих структур с восстановлением TM фазы с относительно низкой T_c .



Кривые на рис. За как раз соответствуют случаю появления обратной компоненты NRM при T = (240-400) °C. Кривые на рис. Зб характерны для однокомпонентных образцов. Образцы, имеющую $M_s(T)$ типа той, что изображена на рис. Зв также иногда демонстрируют слабую обратная компоненту при ступенчатой термочистке. но при температурах (510-550) °C. Механизм возникновения этой компоненты не ясен, но, вероятно, он связан с минералогическими преобразованиями зёрен титаномагнетита (гомогенизация), испытавших спинодальный распад.

Микрозондовые исследования. Микрозондовый анализ, выполненный по шлифу образца 25, обнаружил наличие зёрен титаномагнетита (TM) состава $x \approx 0.6$ -0.7, граничащие иногда с зёрнами чистого ильменита. TM такого состава имеют $T_c \approx 150$ °C что вполне согласуется с данными термомагнитного анализа (рис. 4а). Помимо TM, были обнаружены и зёрна гемоильменита состава $y \approx 0.5$, также граничащие с зёрнами ильменита (рис. 4б). Гемоильменита образовался, вероятно, в результате псевдоморфозы по исходному TM,

вызванного флюидом. Поскольку из данных микрозондового анализа трудно различить, имеем ли мы дело с гемоильменитом или TM, для выяснения этого вопроса образец подвергался травлению в HCl. Как известно, титаномагнетит хорошо травится в соляной кислоте, в результате чего на границе ильменита и титаномагнетита образовалась хорошо видимая ступенька (рис. 4а) размером в 4 мкм. Напротив, гемоильменит достаточно устойчив против такого травления и поэтому в случае, когда с ильменитом граничит гемоильменит, ступенька не образуется (Рис. 4б). Особенности вхождения примесей в титаномагнетит и ильменит (гемоильменит) также подтверждают сосуществование титаномагнетита и гемоильменита в одном зерне. Так, в титаномагнетите присутствует в качестве примеси характерный для него алюминий, а в гемоильмените его нет, как это и должно быть [2].





Рис. 4. а). Часть зерна, содержащая ильменит и ТМ, между которыми в результате травления образовалась ступенька размером 4 мкм. Ступеньки отмечены стрелками. б) Часть зерна, содержащая ильменит и гемоильменит, между которыми в результате травления ступеньки не образовалось. Граница фаз отмечена стрелкой. в) Иллюстрация двухстадийного гетерофазного окисления: внизу крупная ламель (10-15 мкм, внизу), выше - тонкие субмикронные ламели. Отметим, что в образцах, кроме однофазно окисленных TM зёрен, содержатся и зёрна (или участки зёрен), испытавшие и гетерофазное окисление, то есть имеющие состав, близкий к магнетиту (рис. 4в). Согласно [3] наличие крупных ламелей микронного размера и выше, говорит о том, что они сформировались при высокой температуре ≥ 700 °C, а видимые на этом же рисунке тонкие субмикронные ламели говорят о том, что процесс гетерофазного окисления продолжался и ниже, вплоть до T \approx (550-600) °C. Очевидно, эти структуры, наряду с однофазно окисленными зёрнами (или участками зёрен), как раз и ответственны за появление длинных «хвостов» с высокими точками Кюри на кривых M_s (T) (рис. 3а).

Дискуссия. По результатам магнитоминералогических и электронномикроскопических исследований можно заключить, что образцы, демонстрирующие эффект ложной обратной компоненты NRM, имеют достаточно сложный минералогический состав. Во-первых, в них содержится TM с $T_c \approx$ (150-200) °C и содержанием ульвошпинели $x \approx 0.6$. Во-вторых, это однофазно окисленные зёрна TM с широким спектром T_c , тянущимся вплоть до 500 °C и выше. В-третьих, это гемоильменит состава Fe_{2-y}Ti_yO₃ при $y \approx 0.5$. Для нас важно понимать, что как гемоильменитовые зёрна состава $y \approx 0.5$ с , так и однофазно окисленный титаномагнетит состава Fe_{3-x}Ti_xO₄ при $x \approx 0.6$ являются вероятными кандидатами на самообращение NRM, происходящее при T <(150-200) °C, то есть сразу ниже их температуры Кюри, которая в обоих случаях как раз \approx (150-200) °C.

В случае гемоильменита наиболее полный и экспериментально обоснованный механизм самообращения NRM гемоильменита описан в работе [4], где было показано, что зёрна гемоильменита, демонстрирующее явление самообращения, состоит из очень малых ферримагнитных областей размера 20-40 нм, имеющих упорядоченную по ионному распределению кристаллическую структуру, вкрапленных в неупорядоченную антиферромагнитную матрицу. Согласно [4], упорядоченные нанообласти с относительно низкой температурой Кюри T_{cp} . При охлаждении образца периферия зерна намагничивается нормально, то есть по направлению внешнего магнитного поля. Однако, при снижении температуры ниже T_{cc} отрицательное обменное взаимодействие между периферией и ядром приводит к обращению полного магнитного момента этой, по существу, двухфазной системы.

В случае TM, согласно [5], явление самообращения обусловлено тем, что зёрна TM представляют из себя также двухфазную систему, состоящую из зёрен первичного TM с $T_c \approx 200^{\circ}$ C с вкрапленными них однофазно окисленными тонкими зонами с $T_c \approx = (400-500)^{\circ}$ C, окаймляющими трещины в зёрнах. Взаимодействие между этими фазами (обменное или магнитостатическое, как раз и приводит к самообращению NRM в низкотемпературном интервале $T < (150-200)^{\circ}$ C, то есть ниже T_c первичного TM.

Однако, прямолинейная попытка объяснить появление обратной компоненты NRM непосредственно самообращением гемоильменитовой фракции наталкивается на то противоречие, что самообращение в ней происходит при T < (150-200) °C, а среднетемпературная обратная компонента наблюдается при гораздо более высоких температурах = (250-400) °C. Для детального исследования механизма возникновения среднетемпературной обратной компоненты был выполнили ряд экспериментов по снятию непрерывных кривых терморазмагничивания NRM(T) на исследованных образцах, которые описываются в следующем разделе.

<u>Непрерывная температурная магнитная чистка.</u> В согласии с результатами AF чистки, при выполнении экспериментов по снятию зависимости NRM(T) (пунктирная линия на рис. 5, слева) не было обнаружено никаких следов самообращения в интервале T = (250-400) °C, в котором при пошаговой термочистке на этих же образцах наблюдалась среднетемпературная обратная компонента NRM (сплошная линия). В то же время, как и ожидалось, на кривых NRM(T) была отмечена обратная компонента в низкотемпературном интервале при T < (150-200) °C.



Для детализации процесса терморазмагничивания были сняты термокривые NRM(T) при нагревах до последовательно возрастающих температур (рис. 5, в центре и справа). Как видно из этих рисунков, нагревы до 400°C приводят только к некоторому смещению вправо и падению величины пикового значения NRM(T), имеющего место при T = (100-150) °C, но никак не к исчезновению и даже не к уменьшению амплитуды обратной компоненты при охлаждении от температуры пика до комнатной. Этого и следовало ожидать, поскольку само явление самообращения обусловлено отрицательным взаимодействием (той или иной природы) низко- и высокотемпературных фаз. При этом, для того чтобы явление самообращения вообще проявлялось, необходимо, чтобы высокотемпературная фаза имела блокирующие температуры, превышающие $T_{\rm c}$ низкотемпературной фазы. Для наглядности, при интерпретации таких термокривых можно говорить о том, что более низкотемпературная фаза, благодаря межфазовому взаимодействию, «помнит» своё первоначальное направление и при охлаждении образца до температуры, ниже её Т_с восстанавливает своё предыдущее состояние. Соответственно, потеря этой магнитной памяти, то есть разблокировка обратно намагниченных зёрен, может быть достигнута только при разрушении NRM высокотемпературной фазы, то есть при достижении её блокирующих температур. Это простое рассуждение естественным образом объясняет появление среднетемпературной обратной компоненты при пошаговой термочистке: достаточно лишь допустить, что T_b высокотемпературной фазы совпадают с интервалом возникновения среднетемпературной обратной компоненты. Таким образом, нагревы ниже этих температур, не разрушая прямую компоненту, не разрушают и обратную: её разрушение происходит одновременно с разрушением прямой компоненты при нагреве образца до её блокирующих температур, то есть до (250-400)°С, что формально фиксируется на диаграммах Зийдервельда как присутствие обратной компоненты в NRM. С другой стороны, при непрерывной термочистке при нагревах до (350-450) °С намагниченность низкотемпературной фазы обращается практически в нуль ввиду того, что T_c этой фазы лежит значительно ниже указанного интервала. В результате кривая NRM(T) просто испытывает монотонное уменьшение за счёт разблокировки высокотемпературной фазы.

Простейшая модель возникновения магнитной памяти у двухфазных частиц гемоильменита представлена на рис. 6, где слева показана схема распределения намагниченности в зерне в среднетемпературном, а справа - в низкотемпературном интервале. Здесь существенно подчеркнуть, что намагниченность ядра отлична от нуля (хотя и слаба) даже и в интервале, где $T > T_{cc}$. Иными словами, двухфазная частица наноразмера с обменным взаимодействием между фазами функционирует как единое целое, что, собственно, и обусловливает явление магнитной памяти.



Рис. 6. К механизму появления магнитной памяти в двухфазной системе.

<u>Компьютерное моделирование процессов ступенчатой и непрерывной</u> <u>термочисток.</u>

В этом разделе представлена феноменологическая модель процессов терморазмагничивания образца, NRM которого состоит из векторной суммы двух компонент: однофазной (титаномагнетит) нормальной (NRM1) и двухфазной (гемоильменит) со свойствами самообращения и магнитной памяти (NRM2).

Предполагается, что при остывании от температуры Кюри зёрна обеих фракций приобретают термоостаточную намагниченность (TRM) через блокировку их магнитных моментов при $T = T_b$. Не конкретизируя здесь механизм приобретения TRM (ОД или МД и т.д.), интенсивность $TRM(T,T_b)$ зёрен с блокирующей температуры T_b можно записать в виде

$$TRM(T,T_{b}) = c_{1}g_{1}(T_{b})\chi_{r}(T,T_{b})h, \qquad \chi_{r} = \frac{y_{1}(T)}{y_{1}(T_{b})}Z$$
(1)

где $\chi_{\rm rl}(T)$ - так называемая специфическая TRM-восприимчивость зёрен образца, h – внешнее магнитное поле, $y_1 = M_{\rm sl}(T)/{\rm M}_{\rm sl}(0)$ - величина нормированной спонтанной намагниченности (параметр порядка) компоненты 1, c_1 – объёмная концентрация этой компоненты, Z – некая константа, $g_1(T_{\rm b})$ – нормированная на единицу функция распределения зёрен по $T_{\rm b}$. Тогда зависимость NRM1(T) при непрерывном терморазмагничивании можно записать в виде

$$NRM1_{c}(T) = y_{1}(T)c_{1}F_{1}(T), \quad F_{1}(T) = Zh \int_{T}^{T_{c1}} \frac{g_{1}(T_{b})}{y_{1}(T_{b})} dT_{b}$$
(2)

В рамках теории молекулярного поля функцию $y_1(T)$ можно описать уравнением Вейсса:

$$y_1 = B_S(\frac{T_{c1}}{T}\frac{3S}{S+1}y_1)$$
(3)

где $B_{\rm S} = (2S+1)/(2S)$ Coth[(2S+1)х/(2S)] - Coth[х/(2S)]/(2S) – функция Бриллюена, $T_{\rm c1}$ – температура Кюри этой фазы, S – спин. В дальнейших расчётах для простоты положим S = 4. Отметим также, что в этом разделе все температуры выражены в градусах Кельвина, если не оговорено обратное. Соответственно, функция

$$NRM1_{s}(T) = y_{1}(T_{r})c_{1}F_{1}(T)$$
(4)

есть результат ступенчатого терморазмагничивания, то есть остаток ин-

тенсивности NRM1 после нагрева в нулевом поле до температуры T.

Для двухфазного зерна следует использовать среднюю по объёму величину параметра порядка

 $y_2 = (v_c y_c + v_p y_p) / (v_c + v_p).$

(5)

где v_c и v_p – объёмы центральной и периферической фаз, а y_c и y_p - параметры порядка центральной полностью упорядоченной фазы и периферийной частично упорядоченной фазы, соответственно. Для простоты изложения при расчёте y_2 мы ограничимся чисто феноменологическим подходом, с использованием системы двух уравнений, по аналогии с теми, которые описывают ферримагнитное состояние

$$y_{c} = B_{S} \left[\frac{3S}{S+1} \left(\frac{T_{cc}}{T} y_{c} + \frac{T_{12}}{T} y_{p} \right) \right],$$

$$y_{p} = B_{S} \left[\frac{3S}{S+1} \left(\frac{T_{cp}}{T} y_{p} + \frac{T_{12}}{T} y_{c} \right) \right].$$
 (6)

Здесь T_{cc} и T_{cp} – температуры Кюри этих изолированных фаз, T_{12} – константа взаимодействия между ними. Иными словами, использование уравнений (6) предполагает однородное распределение вектора спонтанной намагниченности внутри каждой фазы. Конечно, это предположение далеко от реальности и расчёт пространственного распределения параметра порядка в наночастицах следовало бы описывать в рамках микромагнитных уравнений для двухфазных наночастиц, как это сделано в работах (Wang and Mills, 1992, Shcherbakov et al., 2012), но эта проблема выходит за рамки настоящего исследования, поскольку здесь нашей задачей является дать качественное объяснение наблюдаемого эффекта на основе сформулированных выше физических принципов, а не детальное исследование частностей процесса.

График $y_2(T)$ для двух различных весовых соотношений прямой и обратной компонент намагниченности показан на рис. 7. Как и следовало ожидать, полное обращение намагниченности возникает при доминирующем вкладе обратной компоненты, когда её полный объём значительно превышает объём нормальной фазы. Обратим внимание на то, что отрицательное взаимодействие между фазами, присутствующее и выше T_{cc} , оказывает существенное влияние на поведение суммарной намагниченности и в интервале (T_{cc}, T_{cp}), уменьшая её интенсивность. При этом, в случае доминирования объёма обратной компоненты, суммарная положительная намагниченность в этом интервале весьма мала, как это продемонстрировано на рис. 7 при $b = v_c/(v_c+v_p) = 5/6$ (нижняя кривая). Очевидно, это обстоятельство также способствует появлению ложной обратной компоненты на диаграммах Зийдервельда при прогревах до *T*, приближающихся к T_{cp} . Отметим также, что спад интенсивности (нормированной) спонтанной намагниченности при охлаждении начинается задолго до достижения температуры Кюри центральной фазы. А в

случае доминирования объёма обратной компоненты не только спад, но и обращение полной намагниченности происходит значительно выше $T_{cc} = 350$ К (нижняя кривая), что объясняется предположенной достаточно большой величиной отрицательного взаимодействия $T_{12} = -20$ К.



Рис. 7. Рассчитанный по (5) график зависимости параметра порядка y_2 от температуры для двухфазной отрицательно взаимодействующей системы при следующих величинах параметров: T_{cp} =750; T_{cc} =350; T_{12} = -20 K, $v_p / (v_c + v_p) = v_c / (v_c + v_p) = \frac{1}{2}$ (верхняя кривая), $v_p / (v_c + v_p) = 1/6$ (нижняя кривая).

Теперь по аналогии с (2) и (4) можно записать

$$NRM2_{c}(T) = y_{2}(T)c_{2}F_{2}(T), \quad F_{2}(T) = Zh \int_{T}^{T_{cp}} \frac{g_{2}(T_{b})}{y_{2}(T_{b})} dT_{b}$$
(7)

$$NRM2_s(T) = y_2(T_r)v_2n_2F_2(T).$$
 (8)

В формулах (7) и (8) с2 есть объёмная концентрация нанозёрен. Полная намагниченность образца есть сумма

$$NRM_c(T) = NRM1_c(T) + NRM2_c(T), NRM_s(T) = NRM1_s(T) + NRM2_s(T)$$
(9)

Как видно из формул (9), для завершения расчётов необходимо сделать предположения о температурной зависимости $F_1(T)$ и $F_2(T)$. Как видно из структуры подынтегральных выражений для $F_1(T)$, оно состоит из произведения спектра блокирующих температур $g_1(T_b)$ на $y_1(T_b)^{-1}$ (аналогично для $F_2(T)$). Если внимательно всмотреться в экспериментальные кривые непрерывного терморазмагничивания NRM(T) на рис. 7 и 8, то нетрудно видеть, что падение интенсивности NRM с ростом температуры нагрева идёт более или менее равномерно во всём температурном интервале (T_r , T_{c0}). В соответствии с этим примем, что блокирующие температуры нормальной компоненты присутствуют во всём этом интервале. Основываясь на этих соображениях, для простоты дальнейших рассуждений возьмём степенную аппроксимацию $F_1(T) = A(T_{c1}-T)^p$, где A – нормировочная константа, p – подгоночный

параметр. С другой стороны, как видно из экспериментальных данных по ступенчатому терморазмагничиванию NRM, обратная компонента имеет относительно узкий спектр блокирующих температур в некоторой области температур, примыкающих к T_{cp} . Пусть T_{low} – нижняя граница этого интервала; тогда положим $F_1(T) = 0$, если $T < T_{low}$, и $F_1(T) = B(T_{cp}-T)^q$, если T находится в интервале (T_{low} , T_{cp}). Здесь B - нормировочная константа.

Результаты расчёта кривых $M_{\text{step}}(T)$ и $M_{\text{cont}}(T)$ представлены на рис. 9. Обе кривые нормированы на $M_{\text{step}}(T_r)$ и $M_{\text{cont}}(T_r)$, соответственно. Параметр $b_0 = [M_{s1}(0)c_1/M_{s2}(0)c_2]$, использованный при расчётах, отражает относительный вклад однофазной и двухфазной компонент в полный вектор NRM. Для удобства сравнения с экспериментальными данными, шкала температур дана в градусах Цельсия. Как видно из сравнения рисунков 5 и 9, при выбранных для моделирования параметрах наблюдается хорошее качественное согласие рассчитанных и экспериментальных кривых. Отметим, что для достижения такого согласия необходимо было предположить, что вклад однофазной компоненты в пять раз превышает вклад двухфазной компоненты; в противном случае, при равном вкладе этих компонент, появление среднетемпературной обратной компоненты NRM возникло бы гораздо раньше и она была бы много больше по интенсивности.



Рис. 8. Рассчитанные по (9) кривые пошагового (пунктир) и непрерывного (сплошная линия) терморазмагничивания NRM. Параметры модели: $b_0 = 5$; p=0.5; q=1; $T_{low} = 650$ K; $T_{c1} = 800$ K; $T_{cp} = 750$ K; $T_{cc} = 350$ K; $T_{low} = 650$ K; $T_{12} = -20$ K;

Пример моделирования термокривых NRM(T) при нагревах до последовательно возрастающих температур, аналогично тому, как это представлено на рис. 8 для экспериментальных данных, показан на рис.9, где снова видно неплохое качественное согласие рассчитанных и экспериментальных кривых.



Рис. 9. Рассчитанные по (9) термокривые NRM(T) при нагревах до последовательно возрастающих температур. Параметры модели те же, что были использованы для расчёта кривых на рис. 9.

Выводы. На примере долеритов пермо-триасовых траппов Сибирской платформы показано, что в ходе стандартной процедуры ступенчатой температурной магнитной чистки образцов могут возникать паразитные (в нашем случае – антиподальные) компоненты намагниченности, не отражающие реальное направление геомагнитного поля в момент формирования горной породы или в более позднее время и являющиеся результатом частичного самообращения ЕОН.

На основании детальных петромагнитных, магнито-минералогических и микрозондовых исследований предложена феноменологическая модель возникновения среднетемпературной обращённой компоненты ЕОН, предполагающий обменное взаимодействие между двухфазными минеральными системами титаномагнетита и/или гемоильменита, присутствующих в исследуемых породах. С использованием выполнено компьютерное моделирование процесса терморазмагничивания, результаты которого находятся в согласии с наблюдаемыми экспериментальными данными, подтверждая, тем самым, предложенный механизм самообращения ЕОН.

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ 15-35-20599, 15-05-06843, 14-05-31447 и 15-55-10055, а также гранта 14.Z50.31.0017 Правительства РФ.

- 1. K. Fabian, Shcherbakov V. P., S. A. McEnroe. Measuring the Curie tempearture// G.G.G. 2013. 14. Nu 24. doi: 10.1029/2012GC004440
- 2. Геншафт Ю.С., Гапеев А.К., Цельмович В.А. Особенности вхождения примесных атомов Al, Mg, Mn в структуру титаномагнетита // Физика Земли. 2008. № 1. С. 81-86.
- З. Гапеев А.К., Цельмович В.А. Микроструктура и состав гетерофазно-окисленных природных и синтетических титаномагнетитов / /Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. N 10. C. 42-49.]
- 4. *Prevot M, K.A. Hoffman, Goguitchaichvili A., Doukhan J-C., Shcherbakov V., Bina V.* The mechanism of self-reversal of thermoremanence in natural hemoilmenite crystals: new experimental data and model, PEPI, 4024 pp.1–18, 2001

- 5. Krasa D., Shcherbakov V., Kunzmann T., Petersen N. Self-reversal of remanent magnetization in basalts due to partially oxidized titanomagnetites, GJI, 162, 115-136, 2005
- 6. Wang, R.W. & Mills, G.L. 1992. Onset of long-range order in superlattices mean-field theory, Phys. Rev., 46, 11 681–11 687.
- 7. Shcherbakov V. P., K. Fabian, N. K. Sycheva, S. A. McEnroe. Size and shape dependence of the magnetic ordering temperature in nanoscale magnetic particles // Geophys. J. Int. 2012. 191. 954–964. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05680.x

Изменения минералогического состава титаномагнетитов базальтов после приложения к образцам высоких термодинамических параметров и их влияние на результаты по определению палеонапряжённости

В. П. Щербаков, А. В. Патонин, В. А. Цельмович, Н. К. Сычева

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок

<u>Аннотация.</u> В тектонически-активных районах земной коры на континентах и в пределах срединных океанических хребтов магматические породы, содержащие ферримагнитные минералы и испытавшие деформационные изменения под нагрузкой, могут менять свои петрофизические характеристики. Нами предпринято исследование влияния одноосных напряжений на магнитные характеристики базальтов из рифтовых и неовулканических зон Исландии в результате необратимых структурных деформаций. Для этой цели были взяты 11 свежих образцов этих базальтов и выполнено сравнение изменений их коэрцитивных спектров до и после приложения к ним высоких термодинамических параметров. Проведено исследование влияние приложенных давлений на результаты по определению палеонапряжённости по методикам Вилсона-Буракова и Телье.

<u>Методика приложения высоких давлений</u>. Перед нагружением образцов были исследованы характеристики напряженности магнитного поля в рабочей зоне пресса и показано, что остаточное поле в нём составляет 28 мкТ. Предел прочности образцов определялся оператором визуально по показаниям измерительного манометра. На следующем этапе, исходя из найденных пределов прочности каждого типа образца, на испытуемый материал подавалось осевое давление 50% от разрушающего и выдерживалось в течении 30 минут. Напомним, что обычно процессы релаксации на 95% завершаются в течение 5-10 минут. Результаты проведенных испытаний на ручном гидравлическом прессе представлены в Таблице 1.

<u>Минералогия образцов.</u> Для оценки точек Кюри T_c и термостабильности магнитных свойств образцов снимались термокривые намагниченности насыщения $M_s(T)$ в постоянном внешнем магнитном поле 0.45 Тл. Для анализа минерального состава использовался растровый электронный микроскоп VEGA II LMU (TESCAN, Чехия).

Образец	Номер	Осевое давление
	дубля	(МПа)
101	1	110.7
404	2	42.8
210	1	115.3
510	2	57.6
000	1	124.2
000	2	63.5
402	1	121.5
492	2	57.6
222	1	122.5
333	2	62.8
005	1	0.97 / 116.5
885	2	0.96 / 58.9
201	1	0.9 / 103.6
201	2	0.98 / 43.3
ПЭ	1	0.9 / 125.6
11-2	2	0.9 / 62.8
210.0	1	0.97 / 29.1
510-9	2	10.1 / 28
201.2	1	0.99 / 762
201_2	2	10.1 / 57.1
222.2	1	0.73 / 58.1
333_4	2	0.85 / 49.9

05 ----- 1

Во всех образцах, кроме 333, ферримагнетик представлен практически чистым магнетитом (рис. 1а и 1б). Микрозондовый анализ подтвердил этот вывод, обнаружив в них крупные зёрна магнетита размером в 10 мкм и выше, распавшиеся на ламели магнетит-ильменит (рис. 2а). В то же время, перегиб на термокривой $M_s(T)$ образца 333 указывает на присутствие в нём титаномагнетита (TM) с $T_c \approx 250$ °C. Микрозондовые исследования, действительно, обнаружили здесь зёрна чистого титаномагнетита Fe_{3-x}Ti_xO₄ при $x \approx 0.95$ (рис. 2б). Вместе с тем, кривые $M_s(T)$ некоторых образцов показывают, что после их прогрева до 600 °C происходит гомогенизация структур распада с восстановлением первоначальной фазы с относительно низкой T_c (рис. 1б). Такое поведение термокривых можно связать с присутствием в этих образцах спинодального распада, который не обнаруживается микрозондом в силу его недостаточного разрешения.



<u>Изменения коэрцитивных спектров.</u> Петли гистерезиса индуктивной намагниченности M(H) и остаточной намагниченности насыщения $M_{rs}(H)$ сняты при комнатной температуре на магнитных весах («VFTB Petersen Instruments», Германия) в магнитных полях от 0 до 0.9 Тл.

<u>Анализ коэрцитивных спектров.</u> Остаточная намагниченность насыщения $M_{rs}(H)$ снималась при комнатной температуре на магнитных весах «VFTB Petersen Instruments», Германия, в магнитных полях от 0 до 0.9 Тл. Коэрцитивные спектры (КС) строились в логарифмическом масштабе по известному соотношению $F[\log(H)] = dM_{rs}[\log(H)]/d[\log(H)]$ (рис. 3). Поскольку нашей задачей является выяснение роли внешних давлений на магнитные характеристики базальтов, мы провели измерения спектров на образцах, представленных в Таб. 1, как до, так и после приложения давлений. Примеры такого сравнения КС представлены на рис. 3, на котором из которого видно, что приложение давлений почти не сказывается на форме КС, за исключением

образца 333, (рис. 3, слева вверху), в котором присутствуют ТМ зёрна, как это было показано в предыдущем разделе. Но надо сказать, что и в этом случае эффект не столь велик и выражается только в некотором сжатии спектра к пиковому значению.



Рис. 2. Микрофотографии полированных поверхностей аншлифов образцов. a) образец 492. На фото отчётливо прослеживаются структуры распада, возникшие в результате высокотемпературного окисления. Размер крупных ламелей $\approx 2-4$ мкм, мелких ≈ 0.2 мкм. б) Зерно чистого титаномагнетита на образце 333.

Совсем другая картина обнаруживается после термообработки образцов путём прогрева до 600°С. В этом случае наблюдаются заметные изменения КС на всех образцах. Для примера на рис. 4, внизу, дано сравнение КС, полученных на свежих образцах 333, 484 и 310 (сплошные линии на диаграммах) и после термообработки (пунктирные линии). В этих случаях эффект выражается также либо в некотором сжатии спектра к его пиковому значению (образец 484, в центре внизу), либо (что чаще наблюдается) в резком ужесточении спектра. Такое ужесточение можно связать, видимо, с инициированным нагревом продолжением окисления ТМ зёрен с их дальнейшим распадом на гемоильменитовые ламели и магнетитовые ячейки. Особенно это касается, конечно, образца 333, в котором сильна первичная TM составляющая.



Рис. 3. Коэрцитивные спектры образцов 333 (слева), 484 (в центре) и 310 (справа). Сплошные линии отвечают КС свежих образцов, штриховые после приложения давлений (верхний ряд) и термооработки (нижний ряд).

При количественном анализе коэрцитивных спектров в качестве рабочей принимается гипотеза о логнормальном характере их логарифмических производных, что при использовании логарифмической шкалы внешнего поля позволяет рассматривать сигнал как суперпозицию гауссовых кривых с тремя неизвестными параметрами: положением максимума, шириной контура и амплитудой намагниченности компоненты:

$$f(x) = \sum_{n} A_{n} e^{\frac{\left(x - m_{n}\right)^{2}}{2\sigma_{n}^{2}}}$$
(11)

Для решения задачи отыскания параметров источников гауссового поля по измеренному коэрцитивному спектру была предложена методика, основанная на использовании непрерывного вейвлет-преобразования [1]. Примеры такого разложения для образцов 333 и 484 показаны на рис. 4.

Полученные спектры подтверждают наш предыдущий вывод о том, что приложение давлений мало сказывается на форме КС (рис. 4, нижний ряд), за исключением образца 333 (рис. 4, верхний ряд). Индикатором изменений здесь служит положение параметров гауссовых источников, которые на соседних диаграммах слева и в центре (то есть до и после приложения давлений) заметно меняются для образца 333 (верхний ряд), для которого приложение давления привело к ужесточению КС. Но вместе с тем, как это уже говорилось, приложение давлений мало сказывается на КС для всех остальных образцов, как это продемонстрировано на примере образца 484 (нижний ряд). В то же время после термообработки на всех образцах отмечается некоторое ужесточение спектра КС, (диаграммы справа), как на образце 333, что выражается в сдвиге вправо положения гауссовых источников на вейвлетдиаграммах.



Рис. 4. Примеры определения параметров гауссовых источников для образцов 333 (верхний ряд) и 484 (нижний ряд). Слева диаграмма свежего образца, в центре - после приложения давлений, справа - после термооработки. В верхней части каждой диаграммы показаны графики заданного гауссова поля (тонкая сплошная линия) и восстановленного гауссова поля (жирный пунктир). В нижней части представлен собственно вейвлет-спектр. Центры кругов показывают положения заданных источников, центры окружности – положения найденных гауссовых источников; подложка представляет собой изображение вейвлет-спектра заданного гауссова поля. Размеры кружков и окружностей пропорциональны амплитудам гауссовых компонент A_n . Положение источника на вертикальной шкале a, scale на вейвлет-спектрах отвечает положению его максимума m_n , а на горизонтальной шкале – ширине данного гауссового источника y_n . Напомним, что для удобства изображения эти параметры измеряются в десятичных логарифмах поля, выраженного в мкТл.

Влияние приложенных давлений на результаты по определению палеонапряжённости по методикам Вилсона-Буракова и Телье. Для анализа влияния приложения высоких давлений на термомагнитные свойства NRM нами, прежде всего, были проведены исследования по определению палеонапряжённости экспресс-методом Вилсона-Буракова. Согласно этому методу, образец дважды греется до его температуры Кюри T_c , при этом первый нагрев производится в нулевом магнитном поле с тем, чтобы получить кривую терморазмагничивания NRM(T). Охлаждение образца происходит в известном лабораторном поле $H_{\text{лаб}}$, полученная в результате охлаждения термостаточная намагниченность (TRM) затем также терморазмагничивается, и проводится сравнение подобия записанных термокривых, на основании чего и делается суждение о природе NRM и величине $H_{\text{др}}$.



Рис. 5. Термокривые *NRM(T)* (метод Вилсона-Буракова). Верхний ряд - образец 492, нижний ряд – образец 333. Слева – до, справа - после приложения одноосного давления 1200 кг/см².

Примеры такого сравнения приведены на рис. 5, из которого видно, что эффект приложения высоких давлений ≈ 1 кбар приводит к общему росту величины NRM, который особенно заметен в области низких блокирующих температур $T_b < 300$ °C. Частично этот рост достигается за счёт роста NRM, интенсивность которой растёт при перестройках доменной структуры (ДС), вызванной приложением высоких давлений [2]. Наблюдаемый рост также происходит и за счёт создания пьезоостаточной намагниченности (PRM), поскольку внешнее магнитное поле в рабочей зоне не полностью скомпенсировано. Особо отметим, что на образце 333 величина NRM выросла на порядок величины. Такая его особенность очевидным образом связана со значительным содержанием в нём зёрен нераспавшегося TM, поскольку пьезомагнитные и магнитострикционные эффекты в TM намного выше, нежели в зёрнах с малым содержанием Ti [2]. К тому же, как видно из рис. 26, размер TM

зёрен в образце 333 достигает десятков мкм, то есть эти зёрна являются МД, что ещё больше усиливает роль внешних давлений, приложение которых в этом случае приводит к полной перестройке ДС. Тем не менее, увеличение NRM на порядок величины при приложении давлений в присутствии внешнего поля порядка земного, является достаточно неожиданным явлением и причина такого феномена требует дальнейшего исследования. Можно предположить, что это связано с увеличением размеров однодоменности зёрен в присутствии сильных остаточных напряжений и переводом части МД частиц в ПОД состояние.

Эксперименты Телье проводились в версии Коэ с обязательным выполнением нескольких возвратных нагревов ("check-points"). Судя по кривым $M_{si}(T)$ (рис. 1), все образцы стабильны к нагревам вплоть до 500-550°С. Отсутствие химических изменений вплоть до этих температур прослеживается и на диаграммах Араи-Нагата: точки «pTRM-check» находятся в достаточной близости к положению первичных pTRM. Как видно, основным фактором, влияющим на форму диаграмм Араи-Нагата на образцах, подвергнутых высоким давлениям в присутствии малого внешнего поля, является резкий рост величины NRM, что уже отмечалось выше при обсуждении свойств термокривых, полученных по методике Вилсона-Буракова. В результате оценка H_{nn} по образцам, подвергнутым давлению, оказывается сильно завышенной. Так, величина палеонапряжённости Н_{пр}, определённая по свежему образцу 484, составляет величину $H_{\rm ap} = 40$ мкТ, но она возрастает в несколко раз до $H_{\rm ap} =$ 130 мкТ после приложения давления. Аналогично, на образце 333 получено $H_{\rm ap} = 10$ мкТ и 45 мкТ, до и после приложения давления, соответственно. Это обстоятельство напрямую связано с тем, что, как говорилось выше, приложение высоких давлений ≈ 1 кбар приводит к общему росту величины NRM, который особенно заметен в области низких блокирующих температур T_b < 300 °С. Благодаря этому, возникает особый тип диаграмм Араи-Нагата с резким спадом кривой (NRM-pTRM) в начале диаграммы, а затем, при более высоких температурах, наблюдается её резкое выполаживание. Такие диаграммы нередко встречаются в практике палеомагнитных работ. Наличие такого резкого излома, вообще говоря, можно было бы объяснить двухкомпонентностью NRM, но анализ диаграмм Зийдервельда не подтверждает это предположение - во многих случаях мы имеем дело с однокомпонентной намагниченностью.

Для доказательства того, что форма диаграммы Араи-Нагата с резким спадом обусловлена влиянием остаточных напряжений, на свежем образце была создана лабораторной TRM, выполнен экспериментТелье и в интервале температур 200-550 °С получено $H_{\rm ap} = 21$ мкТ, что очень близко к лабораторному полю 20 мкТ (рис. 6в)..Выполаживание кривой на этой диаграмме при последующих нагревах связано, видимо с продолжающимися минералогическими преобразованиями ферримагнетиков, на что указывают и отклонения чек точек от первоначальных значений.

Для объяснения явления резкого спада кривой (NRM-pTRM) в начале диаграммы, в работе [3] была выдвинута гипотеза, что подобный тип диа-

грамм Араи-Нагата объясняется присутствием в образце сильных первичных напряжений. Как мы видим, наши эксперименты подтверждают это предположение: действительно, внесение заметных остаточных напряжений в образец приводит к появлению резкого спада кривой (NRM-pTRM) и к заметному завышения определяемого палеополя.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ 14-05-00311.





Рис. 6. Диаграммы Араи-Нагата. а), образец 333, б) образец 484. Ромбики – до, квадраты - после приложения одноосного давления 1200 кг/см², соответственно. в) образец 484 после создания лабораторной TRM в поле 20 мкТ. Штриховые линии показывают интервал температур, в котором производилось определение палеонапряжённости.

- 1. Косарева Л. Р., Э. В. Утемов, Д. К. Нургалиев, В. П. Щербаков, В. Е. Косарев, П. Г. Ясонов. Разделение ферромагнитных компонент на основе анализа петель гистерезиса остаточной намагниченности // Физика Земли. 2015. №5. Стр. 80-99.
- 2. *Stacey F.D. and Banerjee S.K.* The physical principles of the rock magnetism. Elsevier. Amsterdam. 1974. 195 pp.
- 3. Kosterov A.A., Prevot M. Possible mechanisms causing failure of Thellier palaeointensity experiments in some basalts // Geophy. J. Int. 1998. 134. P. 554-572.

Численное моделирование процесса образования термохимической намагниченности в системе однодоменных частиц при учете магнитостатического взаимодействия

В. П. Щербаков, Н. К. Сычева

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок

Для целей определения палеонапряжённости на вулканических породах, кроме первичности и хорошей сохранности NRM, требуется доказать ещё и термоостаточную природу (TRM) естественной остаточной намагниченности (NRM). 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. Если такая намагниченность создаётся в ходе первичного охлаждения породы, то она называется термохимической (TCRM). Если же она возникает при повторном прогреве породы и длительной выдержке при повышенной температуре T_{CRM} , то её принято называть просто химической или CRM. Авторы [1,2] предположили, что термоостаточная (TRM) и химическая (CRM) или термохимическая (TCRM) намагниченности могут иметь схожую температурную стабильность, т. е. близкие 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.

Проведено численное моделирование методом Монте-Карло процесса образования термохимической намагниченности (TCRM) в системе однодоменных (ОД) взаимодействующих частиц и моделирование методов определения палеонапряженности – метода Вилсона и процедуры Телье-Коэ. Расчеты выполнены при относительной объемной концентрации ферримагнетика с->0% (нет взаимодействия) и с=0.5%, 1% (взаимодействующие частицы).

Подробно метод расчета описан в [3], здесь приводится лишь краткое его описание. В основе метода Монте-Карло (метода численного статистического моделирования) лежит использование случайных чисел для имитации различных вероятностных распределений. Рассмотрим зерна, подверженные действию внешнего поля **H**, параллельного *l*. Пусть x - вероятность того, что магнитный момент **m** ориентирован параллельно произвольно выбранному положительному направлению *l* вдоль легкой оси. Тогда функция x(t) подчиняется известному кинетическому уравнению:

$$\frac{dx}{dt} = -\frac{x}{\tau_1} + \frac{1-x}{\tau_2},\tag{1}$$

t - время, τ_1 , τ_2 - времена релаксации для достижения равновесия между параллельными и антипараллельными направлениями *l* соответственно. Решая (1) при условии x(0)=1, получаем:

$$x(t) = \exp\left(-\frac{t}{\tau_{1}} - \frac{t}{\tau_{2}}\right) + \frac{\tau_{1}}{\tau_{1} + \tau_{2}} \left(1 - \exp\left(-\frac{t}{\tau_{1}} - \frac{t}{\tau_{2}}\right)\right).$$
 (2)

Для ОД зерен: $\tau_1^{-1} \approx 10^9 \cdot \exp(-E_{b1}/kT)$ (c⁻¹), $\tau_2^{-1} \approx 10^9 \cdot \exp(-E_{b2}/kT)$ (c⁻¹), коэффициент 10^9 (c⁻¹) оценивает частоту "попыток" преодоления потенциальных барьеров E_{b1} , E_{b2} , препятствующих повороту момента из направлений, параллельного и антипараллельного к **H**, соответственно.

Моделирование методом Монте-Карло стохастических процессов, описываемое формулой (2), состоит из последовательности случайных событий, рассматриваемых начиная с t=0 с некоторым временным интервалом Δt . Программным генератором псевдослучайных чисел вырабатывается число r в интервале (0,1). Если $r < x(\Delta t)$, момент не изменяется, но если $r > x(\Delta t)$, **m** переворачивается. Продолжительность временно́го интервала Δt согласно оригинальной версии метода Монте-Карло (схема Метрополиса) должна быть меньше времен релаксации τ_1 и τ_2 . Для неориентированных ОД частиц внешнее поле **H** не может быть параллельным l для всех зерен, так что **m** может отклоняться от l, что затрудняет получение коэффициентов τ_1 и τ_2 . По этой причине для упрощения расчета нами была принята модель Изинга, когда магнитный момент **m** может быть направлен только вдоль легкой оси.

В предположении доминирующей анизотропии формы и при наличии внешнего поля **H** и поля взаимодействия \mathbf{H}_{int} , действующего на частицу с магнитным моментом **m**, имеем

При условии, что расстояние между частицами больше их размеров, магнитостатическое взаимодействие можно представить в виде дипольдипольной связи. Учитывая, что $m=J_sv$, c=nv, получим

$$\tau_1^{-1}(i) \\ \tau_2^{-1}(i) \end{cases} \approx \exp\left[20.7 - \frac{N_d}{2} \cdot A \cdot \frac{T_c}{T} \cdot j_s^2 \pm A j_s \cdot \frac{T_c}{T} \cdot \left(j_s \cdot c \cdot e_{dd}(i) + \vec{\mu}_i \vec{h}_i\right)\right]$$
(4)

где $\mathbf{h}_i = \mathbf{H}_i / J_{s0}$, $A = (J_{s0}^2 v) / (kT_c)$ – константа, $j_s(T) = J_s(T) / J_s(T_0)$ – приведённая спонтанная намагниченность, J_s - спонтанная намагниченность, $e_{dd}(i)$ - энергия диполь-дипольного взаимодействия для *i*-й частицы:

$$e_{dd}(i) = \sum_{\substack{j=1\\i\neq j}}^{N_p} \left(\frac{\vec{\mu}_i \vec{\mu}_j}{r_{ij}^3} - \frac{3(\vec{\mu}_i \vec{r}_{ij}) \cdot (\vec{\mu}_j \vec{r}_{ij})}{r_{ij}^5} \right)$$
(5)

 $\mathbf{r}_{ij} = \mathbf{R}_{ij} / L$ нормированное расстояние между *i*-м и *j*-м зерном. Таким образом, описанная выше процедура испытаний методом Монте-Карло может быть продолжена на ансамбль частиц, где каждая частица изменяет или не

изменяет свою ориентацию в соответствии с результатом её испытания методом Монте-Карло. Ввиду стохастического характера результатов, получаемых методом Монте-Карло, они представляют собой случайные величины и подвержены заметным флуктуациям. Для их уменьшения при каждом фиксированном наборе параметров проводился ряд Монте-Карло экспериментов – от 20 до 100 - и в конечном счете при построении диаграмм Араи-Нагата использовалось среднее по этим экспериментам.

При моделировании TCRM принята т.н. модель Хайга [4], когда CRM возникает в результате роста зёрен. При анализе TCRM перед каждым циклом Монте-Карло проводился расчет времен релаксации по всем частицам, временной интервал Δt полагался половину от минимального времени релаксации Δt =0.5 τ_{min} , случайная скорость роста частиц подбиралась т.о., чтобы за сутки зерно выросло до размера с временем релаксации ~ 1 год. Процесс образования TCRM продолжается, пока минимальное время релаксации не превысит время «эксперимента» (в наших расчетах время «эксперимента» в итоге составляло от 80 тыс. до 600 тыс. секунд, т.е. от одной до нескольких суток). Конечные размеры частиц используются далее для моделирования образования TRM и рTRM.

Для моделирования TRM следует принимать во внимание изменение как времени, так и температуры. Для этого алгоритм был разбит на N циклов, внутри каждого из которых проводится испытание Монте-Карло для каждой отдельной частицы ансамбля с учетом суммарного поля диполь-дипольных взаимодействий, т.е. реальных геометрического расположения частиц и направления их магнитных моментов на момент испытания. Поля взаимодействия $\mathbf{H}_{int}(i)$ (и, следовательно, потенциальные барьеры E_{b1} и E_{b2} рассчитывались перед каждым циклом Монте-Карло. При образовании TRM (или pTRM) каждый следующий цикл отличается от предыдущего тем, что происходит "охлаждение" ансамбля, при этом предполагался линейный рост температуры со временем, т.е. $dT/dt=\gamma(T_c-T_0)$, где γ^{-1} - характерное время охлаждения. Для магнетита приведенная спонтанная намагниченность

$$j_s(T) = ((T_c - T)/(T_c - T_0))^{0.42}$$

В качестве модели для расчета брался ансамбль N частиц, для упрощения расчетов принята модель Изинга, когда магнитный момент **m** может быть направлен только вдоль легкой оси, частицы имеют вытянутую форму, т.е зерна обладают только анизотропией формы, в нашем случае достаточно характеризовать их эффективным размером $d = v^{1/3}$ (v - объем частицы). Пространственные координаты частиц для каждой конфигурации задавались посредством случайного их выбора в кубе размера L, выбранного таким образом, чтобы выполнялось равенство $vN = cL^3$. Случайным образом задавалась и пространственная ориентация частиц. Параметр коэрцитивности выбирался с помощью генератора случайных чисел с равномерным распределением в интервале (N_{min} , N_{max}).
При моделировании метода Вилсона после образования TCRM – «терморазмагничивание» TCRM, затем «охлаждение» в поле до комнатной температуры, и далее «терморазмагничивание» TRM. При моделировании метода определения палеонапряженности – процедуры Телье-Коэ: парные "нагревы" до последовательно возрастающих температур, первый шаг ("нагревохлаждение") – в нулевом поле, второй – «нагрев» в нулевом поле, «охлаждение» – в поле образования TCRM 1 Э.

Результатом расчетов для ансамбля частиц, подверженных действию внешнего поля \mathbf{H} =(0,0, $H_{\rm Z}$), является относительная намагниченность. Расчеты проведены для температуры кристаллизации TCRM $T_{\rm CRM}$ =400°C и $T_{\rm CRM}$ =500°C. Начальный размер частиц при образовании TCRM для $T_{\rm CRM}$ =400°C 34-37 нм, для $T_{\rm CRM}$ =500°C 44-47 нм. По результатам моделирования процедуры Телье-Коэ строились диаграммы Араи-Нагата. Результаты численных расчетов приведены на рис. 1-5.

Выводы

По результатам моделирования метода Вилсона для времён релаксации до 1 сек. TRM и TCRM имеют схожую температурную стабильность и интенсивность. В том случае, когда численный эксперимент продолжался, пока минимальное время релаксации не превысит время «эксперимента» (от одной до нескольких суток), TCRM<TRM, стабильность к терморазмагничиванию в этом случае выше у TRM, чем у TCRM, магнитостатическое взаимодействие существенно снижает величину относительной намагниченности, как TCRM, так и TRM.

По результатам численных экспериментов по моделированию метода Телье-Коэ «вогнутость» диаграмм Араи-Нагата уменьшается с увеличением относительной объемной концентрации ферримагнетика, т.е. с ростом магнитостатического взаимодействия. Величина вычисленной «палеонапряженности» существенно ниже той, в которой TCRM создана, с ростом магнитостатического взаимодействия снижается вычисленное значение «палеонапряженности». «Недооценка» величины «палеонапряженности» может составлять от 10 до 80%. Этот результат численного моделирования согласуется с результатами экспериментов по лабораторному моделированию образования химической намагниченности на образцах базальтов различного происхождения, содержащих катиондефицитный титаномагнетит [6], где было получено, что величина вычисленной «палеонапряжённости» по высокотемпературной части диаграмм Араи-Нагата для образцов, содержащих TCRM, в (1.5 – 2) раза ниже той, в которой эта TCRM создавалась.



Рис. 1. Результаты численного моделирования метода Вилсона для температуры кристаллизации T_{CRM} =400°C: а) для *с*->0% (невзаимодействующие частицы), времена релаксации ≤ 1 сек., б) для *с*=1%, образование ТСRM продолжалось, пока минималь-

ное время релаксации не превысит время «эксперимента», на врезке к нижнему рисунку – гистограмма размеров частиц после образования TCRM.



Рис. 2. Зависимость относительной намагниченности от концентрации ферримагнетика по результатам моделирования метода Вилсона.



Рис. 3. Результаты численного моделирования метода Телье-Коэ для (сверху вниз) с->0%, с=0.5%, с=1%, температура кристаллизации $T_{\rm CRM}$ =400°С. Число частиц в ансамбле N=10000 для с->0%, N=5000 для с=0.5% и с=1%, число Монте-Карло циклов 65, 85 и 88 соответственно. На врезках к рисункам - гистограммы размеров частиц после образования TCRM.



Рис. 4. Результаты численного моделирования метода Телье-Коэ для (сверху вниз) с->0%, с=0.5%, с=1%, температура кристаллизации T_{CRM} =500°С. Число частиц в ансамбле N=5000 для с->0%, N=2000 для с=0.5% и с=1%, число Монте-Карло циклов 43, 45 и 67 соответственно. На врезках к рисункам - гистограммы размеров частиц после образования TCRM.



Рис. 5. Зависимость модуля линейной аппроксимации данных на диаграмме Араи-Нагата от концентрации ферримагнетика.

Работа выполнена при поддержке Гранта Правительства РФ (Договор № 14.Z50.31.0017).

- 1. *Smirnov, A. V. and J. A. Tarduno.* Thermochemical remanent magnetizationin Precambria rocks Are we sure the geomagnetic field was weak?, *J. Geophys. Res.*, **110**, B06103, doi:10.1029/2004JB003445, 2005.
- 2. Draeger, U., M. Prevot, T. Poidras, and J. Riisager. Single-domain chemical, thermochemical and thermal remanences in a basaltic rock, Geophys. J. Int., 166, 12–32, 2006.
- 3. *Shcherbakov V.P., Lamash B.E., Sycheva N.K.* Monte-Carlo modelling of thermoremanence acquisition ininteractive single-domain grains // Phys/ of the Earth and Planet. Int. 1995. V.87. P. 197-211.
- 4. Хайг Г. Возникновение остаточной намагниченности при химических изменениях.-
- 5. В кн. Палеомагнетизм. Под ред. Г.Н.Петровой. М.: ИЛ, 1962, с.67-86.
- 6. Щербаков В.П., Грибов С.К., Цельмович В.А., Сычёва Н.К., Долотов А.В. Эксперименты Телье и свойства термохимической намагниченности, полученной при окислении титаномагнетита // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2015. Стр. 304-309.

Каким было магнитное поле Земли на границе пермь-триас?

В. В. Щербакова¹, А. В. Латышев², Г. В. Жидков¹, В. П. Щербаков¹

¹Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок 24. на пострании с с 10. Шиндина РАН. Мания

²Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва

Стратиграфическая граница пермь – триас в истории Земли имеет особое значение: в этот период произошло массовое вымирание (до 90%) животного мира, населявшего нашу планету. Эту катастрофу связывают с резким изменением климата, вызванного активнейшей вулканической деятельностью, происходившей в это время, – излиянием сибирских траппов. В результате образовалась уникальная с геологической точки зрения Сибирская трапповая провинция, в ней различают несколько районов - Норильский, Маймеча- Котуйский, Путоранский, Тунгусский и др. Трапповые разрезы, как правило, сложены многочисленными лавовыми потоками, их число достигает сорока и более на разных объектах. Для разных частей разрезов имеются определения абсолютного возраста, согласно которым процесс формирования траппов происходил около 250 млн. лет назад в течение короткого временного периода порядка одного миллиона лет [4]. Изучение различных характеристик разрезов от потока к потоку, сопоставление разрезов разных районов во времени представляют огромный интерес для решения различных геологических и геофизических задач.

Сибирские траппы изучаются давно. В настоящее время для разрезов разных провинций имеются несколько определений абсолютного возраста. Последнее десятилетие группой московских исследователей (ИФЗ РАН, МГУ им. Ломоносова) на разрезах разных провинций выполнены подробные палеомагнитные исследования. Для обработки полученных и уже опубликованных результатов по сибирским траппам использована современная гипотеза пульсов, предложенная в работе [3]. По предположению авторов, формирование траппов происходило короткими периодами – пульсами, в течение которых извергались огромные массы лав. Предложенная авторами процедура обработки результатов даёт 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.

Как естественное продолжение этих исследований, в лаборатории ОБ-1 Геофизической Обсерватории «Борок» на этих коллекциях проводились определения палеонапряжённости $H_{\rm дp}$ и сопутствующие им эксперименты по изучение магнитных и термомагнитных свойств пород. Ниже мы приводим новые данные по определению $H_{\rm дp}$ на трапповых разрезах Сундук, Мокулай и Арыджангская свита, где таких исследований ещё не было, и делаем предварительные сравнение и анализ новых и уже полученных результатов определений палеонапряжённости по траппам.

Геология. Наиболее мощные и хорошо изученные вулканогенные разрезы траппов расположены на севере Сибирской платформы, в Норильском и Маймеча-Котуйском районах. В пределах этих районов находятся объекты, исследованные в данной работе.

Разрез Сундук расположен в восточной части Норильского района, примерно в 70 км к востоку от г. Норильск, в районе оз. Глубокое. На северовосточном склоне г. Сундук представлена нижняя часть туфо-лавовой толщи Норильского района, от ивакинской до надеждинской свиты включительно: всего 42 лавовых потока общей мощностью 750 м. Лавовые потоки залегают субгоризонтально и представлены в основном базальтами; присутствуют также отдельные потоки трахибазальтов (ивакинская свита), пикритовых базальтов (гудчихинская свита) и горизонт базальтовых туфов (хаканчанская свита).

Разрез Мокулай расположен в 15 км к северу от г. Талнах в западном борту Хараелахской мульды (Норильский район). В разрезе представлены лавовые потоки верхней части туфо-лавовой толщи, от надеждинской до самоедской свит. Вулканиты залегают с наклоном на северо-восток к центру Хараелахской мульды. Были исследованы 15 базальтовых потоков моронговской свиты (средняя часть разреза туфо-лавовой толщи Норильского района) и 9 туфогенных прослоев между потоками. Суммарная мощность опробованной части разреза составляет около 400 м.

Разрез арыджангской свиты расположен на р. Котуй в 3 км ниже устья р. Медвежьей (Маймеча-Котуйский район). Стратиграфически здесь представлена нижняя часть туфо-лавовой толщи Маймеча Котуйского района. Разрез сложен 27 потоками щелочных ультраосновных лав: авгититов, меланефелинитов, пикритов

Палеомагнитные исследования. Палеомагнитное опробование рассматриваемых разрезов проводилось в 2008-2009 (р. Котуй), 2010 (Сундук) и 2012 (Мокулай) годах. Из каждого лавового потока вручную отбирались по 8-20 образцов в разрезах Сундук и Котуй, 5-6 образцов – в разрезе Мокулай. Лабораторные палеомагнитные исследования проводились в Петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ имени М.В.Ломоносова, и в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма ИФЗ РАН в соответствии со стандартной методикой (Zijderveld, 1967; Храмов и др., 1982; Шипунов, 1999). Все образцы были подвергнуты детальной температурной магнитной чистке, которая выполнялась до 580-640°С. Число шагов чистки составляло 10-18. Для размагничивания образцов использовались немагнитные печи с величиной нескомпенсированного поля не более 5-10 нТ. Измерения остаточной намагниченности образцов производились на спинмагнитометрах JR-6 (AGICO). Обработка измерений остаточной намагниченности выполнялась при помощи пакета программ Энкина (Enkin, 1994), с использованием при выделении компонент намагниченности метода РСА (Kirschvink, 1980).

Качество палеомагнитного сигнала в изучаемых разрезах варьирует, однако средние палеомагнитные направления удалось выделить во всех потоках. Как правило, при температурной чистке обнаруживаются две компоненты. Низкотемпературная компонента, вероятно, вязкой природы, размагничивается к температурам 150-300°С. Высокотемпературная компонента разрушается при различных температурах в зависимости от лавового потока в диапазоне 420 - 620°С. Большая часть лавовых потоков в исследованных разрезах намагничена в прямой полярности, за исключением двух потоков в основании разреза Сундук, относящихся к ивакинской свите. Эти данные не противоречат полученным ранее палеомагнитным результатам по Маймеча-Котуйскому (Гусев и др., 1967) и Норильскому (Gurevitch et al., 2004; Неилетал et al., 2004) районам.

В разрезах Сундук и Котуй в соответствии с методикой, предложенной авторами работы [3], выделены дирекционные группы, включающие от 2 до 7 смежных лавовых потоков со статистически неразличимыми палеомагнитными направлениями, и индивидуальные направления потоков, значимо отличающиеся от смежных. Дирекционные группы соответствуют пульсам вулканической активности длительностью не более 300-400 лет, а индивидуальные направления – единичным извержениям. Всего в разрезе арыджангской свиты на р. Котуй было выделено 9 дирекционных групп и 9 индивидуальных направлений; в разрезе Сундук – 9 дирекционных групп и 6 индивидуальных направлений. Подробно результаты палеомагнитных исследований данных разрезов опубликованы в работах (Pavlov et al., 2015; Фетисова и др., 2014).

Магнитная минералогия. Анализ термомагнитных кривых позволил установить, что в породах арыджангской свиты обычно присутствуют две магнитные минеральные фазы: с точками Кюри около 570-590 °С – магнетит и 480-550 °С – вероятно, низкотитанистый титаномагнетит. В большинстве случаев присутствует только одна из двух фаз, примерно в 25% случаев наблюдаются признаки присутствия обоих магнитных минералов. Кроме того, в ряде образцов обнаружены признаки фазы с температурами Кюри в районе 600°С, вероятно, соответствующей частично окисленному магнетиту. Кроме того, в единичных образцах присутствуют признаки пирита, который при температурах около 400°С окисляется с новообразованием магнетита. В большинстве случаев фазы, выявленные по кривым M_s , соответствуют фазам, обнаруженным на тех же образцах по кривым магнитной восприимчивости.

Микрозондовые исследования подтвердили наличие обнаруженных при термомагнитном анализе минералов – магнетита и титаномагнетита. Эти минералы в основном первично магматические, в том числе имеются включения титаномагнетита в клинопироксена, исключение – магнетит, образованный из пирита в единственном образце. Размер титаномагнетитов варьирует от 2-10 мкм до 30-100 мкм. В ряде образцов присутствуют структуры распада и гетерофазного высокотемпературного окисления титаномагнетитов, что, вероятно, происходило при остывании лавового потока. Температуру, при которой происходило гетерофазное окисление, по методу (Гапеев, Цельмович, 1990) можно оценить примерно в 700°С. В некоторых образцах значительная часть

зерен титаномагнетита и магнетита подвержена вторичным изменениям, окислена и характеризуется сложной микроструктурой.

В Норильском районе были исследованы образцы из 6 вулканогенных свит, слагающих разрез Сундук: ивакинской, сыверминской, гудхичинской, хаканчанской, туклонской, надеждинской.

Образцы трахибазальтов **ивакинской свиты** характеризуются стабильными термомагнитными кривыми с преобладающей магнитной фазой с температурами Кюри около 570-590°С (магнетит или очень низкотитанистый титаномагнетит). Микрозондовый анализ показал, что в составе рудных минералов преобладают крупные (50-500 мкм) зерна магнетита и гетерофазно окисленного титаномагнетита. Вторичные изменения магнитных минералов представлены однофазным окислением титаномагнетита, новообразованием магнетита в виде кайм вокруг силикатов (клинопироксена), сфенизацией ильменита, образованного при гетерофазном окислении. Широкое развитие структур высокотемпературного гетерофазного окисления, как правило, происходящего при остывании лавового потока, и незначительное количество новообразованного магнетита свидетельствует в пользу первичности остаточной намагниченности в трахибазальтах ивакинской свиты.

Определение палеонапряжённости. Описание эксперимента. Значительная часть образцов, по которым были получены надёжные определения палеонаправлений, была передана в лабораторию ОБ-1 ГО "Борок" ИФЗ РАН. Образцы распиливались на сантиметровые кубики, и далее с ними выполнялся полный комплекс экспериментов по исследованию магнитных и термомагнитных свойств пород и определению палеонапряжённости (его подробное описание см., например, в статье Щербакова и др.. 2005). Коротко: стабильность магнитных свойств пород к нагревам оценивалась по серии кривых Msi(T), снимаемых при нагревах до последовательно возрастающих температур Ti {200, 300, 400, 500, 600, 700}°C. Нагревы выполнялись на магнитных весах во внешнем магнитном поле 450 мТл. Доменная структура ферримагнитных зёрен – носителей остаточной намагниченности оценивалась по диаграмме Дэя.

Основным методом определения палеонапряжённости была **процедура Телье-Коэ** с выполнением проверочных нагревов до более низких температур (процедура "pTRM-check") после каждых двух температурных циклов. При создании лабораторных pTRM использовалось лабораторное поле *Н*лаб = 20 мкТл, в отдельных случаях, для дополнительной проверки результатов, величина поля менялась на 10 мкТл или 30 мкТл.

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.

Эти образцы из трёх исследованных разрезов по своим магнитным свойствам и их стабильности к нагревам не сильно различаются от разреза к разрезу. Серии кривых Msi(T) этих образцов или вполне стабильные, или наблюдаются небольшие изменения при нагревах выше 400 °C (рис. 1). Примеры типичных диаграмм Араи-Нагата и диаграмм Зийдервельда, построенных по данным процедуры Телье, показаны на рис. 1. Для двух разрезов – Сундук и Арыджангская свита – по результатам исследований палеонаправлений были выделены дирекционные группы, соответствующие вулканическим пульсам, и индивидуальные направления, соответствующие единичным извержениям (Pavlov et al., 2015). Соответственно, полученные нами значения *Н*др по отдельным образцам и потокам были усреднены по пульсам и далее посчитаны соответствующие значения VDM, используя значения палеонаправлений по пульсам, полученные при палеомагнитных исследованиях этих коллекций. По разрезу Мокулай было посчитано среднее значение *Н*др для каждого потока. Результаты приведены в Таблице.

Пульсы	Потоки	Кол-во	<h<sub>др></h<sub>	Стандарт-	Стандарт-	I _{др}	VDM
		образ-		ное откло-	ная ошибка		(×E ²²
		цов		нение	<h<sub>дp></h<sub>		Ам ²)
				<h<sub>дp></h<sub>			
Разрез Сундук							
P1 (C1-C2)	fl C2	6	18.5	2.7	6.5	-69.3	2.8
ID1 (C3)	fl C3	6	4.8	2.5	1.1	50.2	0.92
	fl C4-						
P2 (C4-C7)	C7	14	10.4	0.5	6.3	53.9	1.9
P3 (C8-13)	fl C9	6	5.9	0.8	1.9	49.1	1.15
Арыджангская сви-							
та							
P4 (fl 1-3)	fl 2	7	22.7	2.0	5.2	84.1	3.7
P5 (fl 4-6)	fl 4-5	9	26.6	3.7	11.1	76.7	3.7
P8 (fl 17-19)	fl 18	3	33.1	3.7	6.4	82.3	4.4
Разрез Мокулай							
	fl 7	2	7.5	3.5	3.5	75.7	1.05
	fl 6	4	25.0	2.1	4.2	77.1	3.5
	fl 5	2	8.4	0.6	0.9	68.6	1.3
	fl 1	4	10.0	0.9	1.9	60.5	1.7

Таблица.

В колонке 1 Таблицы указаны номера выделенных пульсов, рядом в скобках – потоки, объединённые в этот пульс, в колонке 2 – номера конкретных потоков, данные H_{др} по которым использованы при расчёте среднего значения <H_{др}>, в колонке 3 – количество образцов, использованных при расчёте <H_{др}>, в колонке 7 – среднее значение палеонаклонения.

Из Таблицы видно, что полученные значения $\langle H_{дp} \rangle$ и VDM в основном вполовину и более меньше аналогичных значений этих параметров для кайнозоя (50 мкTл и 8×10^{22} Am²).

Напомним, что ранее нами изучались другие трапповые разрезы различных сибирских провинций, результаты по ним уже опубликованы. Мы решили объединить на одном рисунке новые данные и полученные ранее (рис. 2).



Рис. 1. Сверху вниз: даиграммы Араи-Нагата, Зидервельда, термокривые ступенчатого намагничивания $M_S(T)$ и NRM(T)—TRM(T). Слева направо — примеры диаграмм для образцов по которым получены приемлимые результаты по палеонапряженности из разреза Сундук, Арыджангской свиты и разреза Мокулай.



Рис. 2. – пояснения в тексте.

Обсуждение результатов. Выводы

На рис. 2 представлен комплекс сведений, накопленный к настоящему времени по группе сибирских трапповых разрезов из разных трапповых районов: Норильского (Ергалах, Сундук) и Маймеча-Котуйского (онкучакская, тыванкитская и дельканская свиты). На поля слева вынесены имеющиеся определения абсолютного возраста, далее слева направо: колонка, указывающая стратиграфическое разделение пермь – триас (Р, Т); названия исследованных свит и разрезов; рядом указаны пульсы Р и индивидуальные направления ID, выделенные в данном разрезе и по которым получены определения $H_{др}$ (например, Ергалах, Р1, Р2, ID1), далее – колонки с указанием полярности поля (серым цветом обозначена переходная зона, чёрным – прямая полярность), палеосклонения D°, палеонаклонения I°, палеонапряжённости <4H_{др}> и VDM. Вертикальная пунктирная линия отмечает нулевое значения палеонаклонения I°=0. Полыми кружками обозначены данные по Ергалаху.

К сожалению, далеко не для всех потоков и пульсов, для которых получены палеонаправления, удалось получить определения палеонапряжённости, Соответственно, рис. 2 даёт неполную картину изменения величины поля исследованных разрезов на всём их протяжении, но и в настоящем виде прослеживаются интересные и важные результаты.

Судя по приведенным абсолютным определениям возраста (Kamo et al., 2003; Burgess et al., 2014), во времени представленные разрезы (без ивакинской свиты) охватывают приблизительно 800 тыс. лет. Таким образом, на рис. 2 приведена развёртка поведения основных характеристик поля – палеонаправлений, палеонапряжённости и VDM - на границе пермь – триас (~250 млн. лет) на протяжении приблизительно 800 тыс. лет. Данные, полученные по разрезам разных трапповых провинций, разнесенных географически на большие расстояния, вполне согласуются и дополняют друг друга.

Изменения величины поля и VDM на выделенном отрезке времени носят регулярный характер, без резких выбросов. Это может служить указанием на то, что работу геодинамо в этот период можно характеризовать как стационарный случайный процесс.

По величине показанные на рис. 2 значения $<H_{\rm дp}>$ и VDM в основном вполовину и более меньше аналогичных значений этих параметров для позднего кайнозоя (50 мкТл и 8×10^{22} Am², соответственно). Этот результат вполне согласуется с данными для $H_{\rm дp}$ и VDM по другим разрезам сибирских траппов Норильского и Маймеча-Котуйского регионов, полученными ранее нами и другими авторами и не отражёнными на рис. 2. Всё это может служить сильным доводом в пользу справедливости гипотезы MDL (низкого мезозойского поля). Единственным исключением являются данные по траппам Вилюя, приведенные в работе (Blanco et al., 2012), где авторы получили практически современное значение величины поля и на этом основании отрицают справедливость гипотезы MDL. По нашему мнению, сложившаяся ситуация может быть разрешена только дополнительными исследованиями.

Стратиграфическая граница пермь-триас характеризуется сменой знака полярности поля и переходной зоной, когда направление поля было неустойчивым.

Переход пермь-триас характеризуется также резким понижением величины поля до предельно низких значений 2-5 мкТл, что прослеживается по ивакинской свите двух разрезов норильской провинции – Ергалах (находится в 15 км к югу от г. Норилск) и Сундук (примерно в 70 км к востоку от г. Норильск). Это может указывать на специфический характер работы динамо в это время.

Работа выполнена при поддержке Гранта РФФИ №13-05-00235а.

- 1. 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.
- 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.
- 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. V. 113. No. B4. pp. B04101. doi:10.1029/2006jb004635.
- 4. 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.
- 5. S. D. Burgess, S. A. Bowring, S.-Z. Shen. High-precision timeline for Earth's most severe extinction. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A. 111, 3316–3321 (2014).

Оценка пригодности для палеомагнитных исследований образцов, испытавших выветривание в прибрежно-морских условиях

Е. П. Кулакова¹, Р. В. Веселовский^{1, 2}

¹Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова ²Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва

Введение. Интенсивные палеомагнитные исследования проявлений дайкового магматизма Кольского полуострова позволили предположить (Веселовский и др., 2013), что в палеомагнитной записи значительного количества из исследованных девонских даек присутствует вторичная (метахронная) компонента намагниченности, возраст которой оценивается как мезозойский. Однако некоторые исследователи склонны считать данную компоненту современной, возникшей в результате вязкого перемагничивания пород даек (Д.В.Коваленко, у.с.). Тот факт, что мезозойская компонента намагниченности практически не встречается в смежных дайках протерозойского возраста, позволяет предполагать разную устойчивость пород (точнее - их магнитных минералов) девонских и протерозойских даек к процессам выветривания. При этом, проведенное сравнение петромагнитных свойств более чем 40 образцов девонских и протерозойских даек показало отсутствие существенных различий в составе присутствующих в них магнитных минералов (Бакланов, Веселовский, 2015); четкой корреляции между перемагниченными дайками и их магнитной минералогией также не выявлено.

При обсуждении результатов исследований с коллегами, мы неоднократно сталкивались с замечаниями, касающимися используемой методики отбора образцов в том плане, что образцы, отобранные из коры выветривания пород даек в пределах литорали, не могут считаться достаточно надежным носителем первичной намагниченности. И хотя петромагнитные свойства магнетит-содержащих горных пород в зоне выветривания хорошо известны (Храмов и др., 1982), для уверенности мы решили провести эксперимент по сравнению результатов температурных магнитных чисток образцов даек с разной степенью выветривания, описание результатов которого приводится ниже.

Объект исследований. Для проведения эксперимента было взято 10 образцов, отобранных из 6 даек, возраст которых предварительно оценивается как девонский исходя из сходства их внешнего облика и структурного положения с дайками из смежных районов, девонский возраст которых подтвержден изотопно-геохронологическими исследованиями (Арзамасцев и др., 2009). Важно отметить, что все рассматриваемые образцы были отобраны в пределах литорали или волноприбойной зоны Баренцева или Белого морей. Баренцевоморское побережье: в эксперименте участвовали образцы из трех даек, по два керна из каждой. Петрографически образцы могут быть отнесены к щелочным лампрофирам. В районе Кандалакшского залива Белого моря было опробовано 3 дайки в районе Монастырского наволока, среди которых были встречены щелочные лампрофиры меланефелинитовой серии с большим количеством вкрапленников флогопита (образцы 360 и 365), а также пикриты (образец 370).

Методика. В практике палеомагнитных исследований широко применяются два метода отбора образцов горных пород: при помощи портативной буровой установки (минидрила), чаще всего изготовленной на базе бензопилы (Таихе et al., 2014), а также «ручной» метод отбора ориентированных штуфов при помощи молотка и зубила (Храмов и др., 1982). Использование минидрила позволяет производить отбор образцов горных пород с определенной глубины, чаще всего составляющей до 5-8 см от дневной поверхности. Ручной метод отбора палеомагнитных образцов ограничен разумнодопустимым размером штуфа и обычно затрагивает породы до глубины не более 1-3 см. Таким образом, очевидно, что использование минидрила позволяет с большей степенью вероятности отобрать менее выветрелые или измененные вследствие воздействия экзогенных факторов образцы горных пород, чем ручной метод.

Проведенный нами эксперимент заключался в сравнении палеомагнитных характеристик и петромагнитных свойств для образцов, представляющих разные части одного и того же керна. Каждый керн был распилен на 5 (образцы 102 и 110) или 6 (образцы 146, 148, 222, 227, 360, 365, 370 и 379) образцов. Образцы представляли собой цилиндры высотой 1 и диаметром 2,4 см. Все образцы были подвергнуты детальной температурной магнитной чистке, которая, в ряде случаев, выполнялась до температуры 700°С. На каждом шаге чистки производилось измерение магнитной восприимчивости образцов. Число шагов чистки в среднем составило 18. Лабораторные исследования выполнялись в палеомагнитных лабораториях ИФЗ РАН и геологического факультета МГУ в соответствии со стандартной методикой (Храмов и др., 1982).

Обсуждение результатов

Из всех исследованных образцов больше половины демонстрирует стабильное поведение вектора остаточной намагниченности «внутри» керна, из которого они выпилены, в ходе термочистки; то же касается и зависимости магнитной восприимчивости от температуры нагрева. Т.е. на примере этих образцов можно утверждать, что методика отбора – мини-дриллом или вручную – не влияет на конечный результат.

Однако образцы, выпиленные из четырех кернов, представляющих две дайки, говорят об обратном. На рис. 1 представлены стереограммы, иллюстрирующие поведение вектора остаточной намагниченности образцов, взятых с различной глубины (от 0 до 6 см) для керна 222. Сразу отметим, что направление современного поля (PDF) в месте отбора проб составляет D=18°, I=78° (IGRF, 12-ое поколение). Видно, что в наиболее близких к поверхности образцах (222-1, 222-2) в широком температурном диапазоне (200-550°С) преобладает компонента намагниченности, близкая к современной: среднее направление этой компоненты, посчитанное для 4-х образцов, в которых она наиболее уверенно выделяется, составляет D=338°, I=83°. В более глубоких,

т.е., как ожидается, менее измененных внешними воздействиями образцах (222-3 – 222-6) появляются круги перемагничивания, которые проходят через среднее направление описанной выше компоненты и ожидаемое для данной дайки девонское палеомагнитное направление (примерно, D=245°, I=18°), следов которого в более «высоких» (выветрелых) образцах не просматривается. Отметим, что на графиках температурной зависимости магнитной восприимчивости, образцы 222-1 – 222-6 не различаются (рис. 2): кривые подобны, а их сдвиг по значению магнитной восприимчивости может быть связан с неточностью вычисления веса, на который нормировалось значение измеренной магнитной восприимчивостью распределения магнитных минералов в породе. Такая же картина наблюдается и для образцов 227, 365, 379.



Рис. 1. Стереограммы, иллюстрирующие поведение вектора остаточной намагниченности в ходе термочистки образцов, отобранных с разных глубин от поверхности (222-1 – 0 см, 222-2 – 1 см, 222-3 – 2 см, и т.п.). Географическая система координат.

Исследованию магнитных свойств горных пород, подвергшихся интенсивному воздействию морской воды, например, пиллоу-базальтов океанского дна, посвящено большое количество работ, основной пик которых пришелся на 1970-ые годы, когда интенсивной проверке подвергалась теория линейных магнитных аномалий дна океанов. Так, в работе (Marshall, Cox, 1972) отмечено, что петромагнитные свойства морских базальтов существенно меняются по мере возрастания интенсивности и продолжительности их выветривания в силу происходящего низкотемпературного окисления титаномагнетита в титаномаггемит, что выражается в увеличении коэрцитивной силы и уменьшении величины естественной остаточной намагниченности и намагниченности насыщения у более выветрелых образцов базальтов по сравнению с их свежими аналогами. При этом особо отмечается, что направление естественной остаточной намагниченности – единственный параметр, который остается неизменным. Заметим, что эта важнейшая для палеомагнитологии особенность низкотемпературного окисления титаномагнетита в титаномагтемит отмечается во многих работах, в том числе и в классическом труде А.Н. Храмова с соавторами (Храмов и др., 1982).



Рис. 2. Графики зависимости магнитной восприимчивости образцов 222-х от шага температурной чистки.

На данном этапе исследований мы, вслед за многими предшественниками, склонны считать, что именно наличие менее (чем магнетит) магнитостабильного (титано)маггемита в наиболее выветрелых образцах и есть причина преобладания в них современной компоненты намагниченности вязкой природы. Ожидается, что запланированные микрозондовые и петромагнитные исследования дадут дополнительные данные для подтверждения или опровержения этого предположения. На настоящий момент **можно сделать следующий практический вывод**: отбор образцов для палеомагнитных исследований, при возможности, необходимо проводить из наименее выветрелых (измененных) пород, т.е. методика отбора образцов при помощи мини-дрилла является приоритетной. Во всяком случае на Кольском полуострове и в условиях агрессивного воздействия морской воды.

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ 15-35-20599, 15-05-02116, 15-05-01860 и 13-05-01033, а также грантов 3.38.224.2015 (СПбГУ) и 14.Z50.31.0017 (Правительства РФ).

- Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северовосточной части Балтийского щита. – СПб.: Наука. 2009. 383 с.
- 2. Бакланов С.В., Веселовский Р.В. Сравнение палео- и петромагнитных характеристик девонских и протерозойских даек Кольского полуострова (этот сборник).
- 3. Веселовский Р.В., Арзамасцев А.А., Демина Л.И., Травин А.В., Боцюн С.Б. Палеомагнетизм, геохронология и магнитная минералогия даек Кольской девонской магматической провинции // Физика Земли. №4. 2013. С. 82-104.
- 4. Палеомагнитология / п/р А.Н.Храмова. Л.: Недра, 1982 г. 312 с.
- 5. *Marshall M., Cox A.* Magnetic changes in pillow basalt due to sea floor weathering // Journal of Geophysical Research. 1972. V. 77. N. 32. Pp. 6459-6469.
- 6. *Tauxe, L, Banerjee, S.K., Butler, R.F. and van der Voo R*, Essentials of Paleomagnetism, 3rd Web Edition, 2014.

Указатель авторов

Абашев, Виктор Викторович

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

2) Новосибирский государственный университет.

e-mail: abashevvv@ipgg.sbras.ru **4, 165**

Андрончик, В. В.

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, Хабаровск. *e-mail:* lesha-ogr-31@mail.ru 177

Анисимов, С. В.

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток. 77

Антоненко, Вадим Вячеславович

Казанский федеральный университет. 103

Арзамасцев, Андрей Александрович

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург. *e-mail:* arzamas@ipgg.ru 20

Астахов, Анатолий Сергеевич

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Магадан. *e-mail:* astakhov@poi.dvo.ru 157

Афремов, Леонид Лазаревич

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток. *e-mail:* afremov.ll@dvfu.ru 77

Ахмеров, Риназ Даниялович

Казанский федеральный университет. *e-mail:* RDAhmerov@kpfu.ru 103

Бадюков, Дмитрий Дмитриевич

Институт геохимии и аналитической химии имени В. И. Вернадского РАН, Москва. *e-mail:* badyukov@geokhi.ru 13

Баженов, Михаил Львович

Геологический институт РАН, Москва *e-mail:* mibazh@mail.ru **229**

Бакланов, Сергей Владимирович

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. *e-mail:* baklanys@gmail.com 8

Балабанов, Юрий Павлович

Казанский федеральный университет. *e-mail:* balabanov-geo@mail.ru 225

Баталин, Георгий Александрович

Казанский федеральный университет. *e-mail:* georgii@batalin.com 103

Бахмутов, Владимир Георгиевич

Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, Киев. *e-mail:* bakhmutovvg@gmail.com 93

с п

Безаева, Наталья Сергеевна
1) Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова.
2) Казанский федеральный университет.

e-mail: bezaeva@physics.msu.ru

13

Брагин, Василий Юрьевич

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

 Новосибирский государственный университет.

e-mail: BraginVY@ipgg.sbras.ru

4

Бубнов, Алексей Юрьевич

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова.

124

Варданян, Асмик Ашотовна

Институт физики Земли им О. Ю. Шмидта РАН, Москва. *e-mail:* asmikvar@yandex.ru

е-таі **168**

Верниковский, Валерий Арнольдович

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

 Новосибирский государственный университет.

e-mail: VernikovskyVA@ipgg.sbras.ru

4, 60, 165

Веселовский, Роман Витальевич

 Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова.
 Институт физики Земли им О. Ю. Шмидта РАН, Москва.
 e-mail: roman.veselovskiy@ya.ru
 8, 20, 22, 112, 225, 258, 307

Виноградов, Юрий Константинович

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок. 207

Водовозов, Владимир Юрьевич

 Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова.
 Геологический институт РАН, Москва. *e-mail:* vodo7474@yandex.ru

27, 69

Гареев, Булат Ирекович

Казанский федеральный университет. *e-mail:* bulat@gareev.net **103**

Голованова, Инесса Владимировна

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа. *e-mail:* golovanova@ufaras.ru **229**

Горбаренко, Сергей Александрович

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Магадан. *e-mail:* gorbarenko@poi.dvo.ru 143, 152

Горшкова, Н. В.

Санкт-Петербургский государственный университет. 189

Грибов, Сергей Константинович

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок. *e-mail:* gribov@borok.yar.ru **33, 39**

Грищенко, Владимир Александрович

Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского. *e-mail:* grishenko-vladimir@bk.ru **48**

Губарь, Александр Юрьевич

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва. *e-mail:* parkag@yandex.ru **128**

Гужиков, Андрей Юрьевич

Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского. *e-mail:* aguzhikov@yandex.ru **48**

Гужикова, Анастасия Андреевна

Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского. *e-mail:* blackhole3@yandex.ru 54

Данукалов, Константин Николаевич

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа. *e-mail:* danukalov@mail.ru **229**

Деркачев, Александр Никитович

Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН, Магадан. *e-mail:* derkachev@poi.dvo.ru 143

Диденко, Алексей Николаевич

 Институт тектоники и геофизики им.
 Ю.А.Косыгина ДВО РАН, Хабаровск;
 Геологический институт РАН, Москва. *e-mail:* alexei_didenko@mail.ru
 177

Долотов, Андрей Вадимович

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок. *e-mail:* adolotov@bk.ru

33, 65

Жданова, Анна Ивановна

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

2) Новосибирский государственный университет.

e-mail: ZhdanovaAI@ipgg.sbras.ru 60, 165

Жидков, Григорий Викторович

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок. *e-mail:* grigor@borok.yar.ru

65, 293

Захаров, Владимир Сергеевич

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. *e-mail:* vszakharov@yandex.ru

20

Зверев, Александр Романович

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. *e-mail:* zverevit@yandex.ru **27, 69**

Зыкин, Владимир Сергеевич

Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск. *e-mail:* zykin@igm.nsc.ru **196**

Ибрагимов, Шамиль Зарифович

Казанский федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казань. *e-mail:* shamil.ibragimov.1955@mail.ru 73

Ильюшин, Илья Геннадьевич

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток. *e-mail:* futted@gmail.com **77**

Иосифиди, Александр Георгиевич

Всероссийский нефтяной научноисследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург. *e-mail:* iosifidi@km.ru **82**

Кадыров, Айрат Фанисович

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа. 229

Казанский, Алексей Юрьевич

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. *e-mail:* kazansky_alex @mail.ru **89**

Каримов, Фаршед Хилолович

Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Академии наук Республики Таджикистан, Душанбе. *e-mail:* farshed_karimov@ramble.ru **100**

Карякин, Юрий Викторович

Геологический институт РАН, Москва. *e-mail:* yukar@ginras.ru

4

Килифарска (Kilifarska), Natalya Andreeva

Национальный институт геофизики, геодезии и географии Болгарской Академии наук, София.

e-mail: nkilifarska@geophys.bas.bg 93

Когарко, Лия Николаевна

Институт геохимии и аналитической химии имени В. И. Вернадского РАН, Москва. *e-mail:* kogarko@geokhi.ru 22

Константинов, Константин Михайлович

 Институт земной коры СО РАН, Иркутск;
 Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК АЛРОСА» (ПАО), Мирный.
 e-mail: konstantinovkm@alrosa.ru
 235

Косарева, Лина Раисовна

Казанский федеральный университет. *e-mail:* Lina.Kosareva@mail.ru **103, 213**

Костеров, Андрей Александрович

Санкт-Петербургский государственный университет. *e-mail:* andrei.kosterov@gmail.com **189**

Кудымов, Александр Владимирович

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, Хабаровск. 177

Кузина, Диляра Мтыгулловна

Казанский федеральный университет. *e-mail:* di.gilmanova@gmail.com **103, 213**

Кузнецова, А. В.

ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург. *e-mail:* info@geolraz.com **252**

Кулакова, Екатерина

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. *e-mail:* liverpool.town.uk@gmail.com **307**

Кушлевич, Данила Олегович

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

119

Латышев, Антон Валерьевич

 Институт физики Земли им О. Ю. Шмидта РАН, Москва.
 Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. *e-mail:* anton.latyshev@gmail.com
 112, 119, 258, 293

Левашова, Наталья Михайловна

Геологический институт РАН, Москва *e-mail:* namile2007@rambler.ru **229**

Лубнина, Наталья Валерьевна

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. *e-mail:* natalia.lubnina@gmail.com **124**

Люхин, А. М. ГУП МО «МОБТИ, Московская обл. *e-mail:* lyuhin@yandex.ru **128**

Максимочкин, Валерий Иванович

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. *e-mail:* maxvi@physics.msu.ru 134

Малахов, Михаил Иванович

Северо-Восточный комплексный НИИ им. Н. А. Шило ДВО РАН, Магадан. *e-mail:* mikhail.malakhov@mail.ru 143, 152, 157

Малахова, Галина Юрьевна

Северо-Восточный комплексный НИИ им. Н. А. Шило ДВО РАН, Магадан. *e-mail:* malakhova@neisri.ru **143, 152, 157**

Марков, Геннадий Петрович

Институт физики Земли им О. Ю. Шмидта РАН, Москва. *e-mail:* gpmarkov@yandex.ru **33. 174**

Матасова, Галина Гельевна

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск. *e-mail:* matasovagg@ipgg.sbras.ru

89

Матушкин, Николай Юрьевич

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

2) Новосибирский государственный университет.

e-mail: MatushkinNY@ipgg.sbras.ru 60, 165

Мельник, Г. В.

Институт геофизики им. С.И.Субботина НАН Украины, Киев. 93

Метелкин, Дмитрий Васильевич

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

2) Новосибирский государственный университет.

e-mail: MetelkinDV@ipgg.sbras.ru 4.60.165

Минасян, Джульетта Оганесовна

Институт геофизики и инженерной сейсмологии им. А. Назарова НАН РА, Гюмри, Армения. *e-mail:* julyaminas@yandex.ru **168**

Михальцов, Николай Эдуардович

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

2) Новосибирский государственный университет.

e-mail: MikhaltsovNE@ipgg.sbras.ru 4, 165

Мишенин, Сергей Григорьевич

Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск. 73

Мирсаянова, Элина Марселевна

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. 112

Начасова, Инга Евгеньевна

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва. *e-mail:* inachasova@mail.ru

174

Некрасов, Алексей Николаевич

Институт экспериментальной минералогии РАН, Московская обл., Черноголовка. 143

Новикова, Мария Алексеевна

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. *e-mail:* dynamo.geol@gmail.com **20**

Нургалиев, Данис Карлович

Казанский федеральный университет. *e-mail:* danis.nourgaliev@ksu.ru **103, 213**

Нургалиева, Нурия Гавазовна

Казанский федеральный университет. 106

Нюрнберг, Дирк. (Nuernberg, Dirk)

GEOMAR, Центр им. Гельмгольца по исследованию океана, Киль, Германия. 143

Овсянников, Александр Алексеевич Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский. 65

Патонин, Андрей Викторович

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок. *e-mail:* patonin@borok.yar.ru 275

Песков, Алексей Юрьевич

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А.Косыгина ДВО РАН, Хабаровск. *e-mail:* lesha-ogr-31@mail.ru 177

Печерский, Диамар Михайлович

Институт физики Земли им О. Ю. Шмидта РАН, Москва. *e-mail:* diamarmp@gmail.com **183**

Пилипенко, Ольга Валентиновна

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, Москва. *e-mail:* pilipenko@ifz.ru **174**

Плечов, Павел Юрьевич

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. 65

Пономарева, Вера Викторовна

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский. 143

Попов, Виктор Валентинович

Всероссийский нефтяной научноисследовательский геологоразведочный институт, Санкт-Петербург. *e-mail:* v_v_popov@yahoo.co.uk 82

Портнягин, Максим Владимирович

GEOMAR, Центр им. Гельмгольца по исследованию океана, Киль, Германия. *e-mail:* mportnyagin@geomar.de 143

Садыков, Равиль Асхатович

Институт ядерных исследований, Москва, Троицк. *e-mail:* rsadykov@inr.ru 13

Сергиенко, Елена Сергеевна

Санкт-Петербургский государственный университет. *e-mail:* e.sergienko@spbu.ru **189, 247**

Смирнов, Михаил Анатольевич

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок. *e-mail:* sma@borok.yar.ru **65, 207**

Смолянинова, Любовь Геннадьевна

Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск. *e-mail:* lsmol@yandex.ru **196**

Соколов, Дмитрий Дмитриевич

1) Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова.

 Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Москва, Троицк. *e-mail:* sokoloff.dd@gmail.com
 200, 201

Степанова, Александра Владимировна

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск.

e-mail: sa07sa@mail.ru 124

Суринский, Арсений Михайлович

Саратовский государственный университет им. Н.Г. Чернышевского. *e-mail:* arsur91@yandex.ru **48**

Сычев, Андрей Николаевич

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок. *e-mail:* san@borok.yar.ru **207**

Сычева, Наталия Константиновна

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок. *e-mail:* sycheva@borok.yar.ru

275, 284

Тарасов, Николай Александрович

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова.

124

Томсон, С.

Университет Аризоны, Финикс, США. 20

Ульяхина, Полина Сергеевна

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. 112

Федорченко, Диана Геннадьевна

Казанский федеральный университет. *e-mail:* di.fedorchenko@gmail.com **213**

Федюкин, Иван Владимирович

Институт физики Земли им О. Ю. Шмидта РАН, Москва. *e-mail:* ivan_f88@mail.ru **220**

Фетисова, Анна Михайловна

 Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова.
 Институт физики Земли им О. Ю. Шмидта РАН, Москва. *e-mail:* anna-fetis@yandex.ru
 225

Филинов, Иван Анатольевич

Институт земной коры СО РАН, Иркутск. 89

Харитонский, Петр Владимирович

Санкт-Петербургский государственный университет. *e-mail:* peterkh@yandex.ru **189. 247**

Хидиятов, Марсель Мирасович Институт геологии УНЦ РАН, Уфа. 229

Хузин, Марат Зинурович Институт земной коры СО РАН, Иркутск. 235

Цветнов, Александр Владимирович

ООО «Аталан», Москва. *e-mail:* atsvetnov@atalan.net **128**

Целебровский, Алексей Николаевич

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. *e-mail:* tselebr@physics.msu.ru 134

Цельмович, Владимир Анатольевич

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок. *e-mail:* tselm@mail.ru **128, 143, 239, 247, 258, 275**

Цирель, Вадим Соломонович

ФГУНПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург. *e-mail:* info@geolraz.com 252

Шацилло, Андрей Валерьевич

Институт физики Земли им О. Ю. Шмидта РАН, Москва. *e-mail:* shatsillo@gmail.com **220**

Ши, Сиефа (Shi, Xuefa)

Первый институт океанографии морской администрации Китая, Циндао. 143, 152

Шибалова, Антонина Сергеевна

Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова. *e-mail:* as.shibalova@physics.msu.ru 201

Щеглова, Снежана Николаевна

Институт геологии и минералогии имени В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск. *e-mail:* snezhka@ngs.ru **196**

Щербаков, Валерий Прохорович

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок. *e-mail:* shcherb@borok.yar.ru **65**, **258**, **275**, **284**

Щербакова, Валентина Васильевна

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ РАН, Ярославская обл., Некоузский р-н, пос. Борок. *e-mail:* valia@borok.yar.ru 293

Щетников, Александр Александрович

Институт земной коры CO PAH, Иркутск. *e-mail:* shch@crust.irk.ru **89**

Duprat, Jean

Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectrométrie de Masse, Орсэ, Франция. 13

Feinberg, Joshua M.

Institute for Rock Magnetism, University of Minnesota, Миннеаполис, США. *e-mail:* feinberg@umn.edu 13

1,

Gattacceca, J.

Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, CEREGE UM34, Экс-ан-Прованс, Франция. 13

Kars, Myriam

Center for Advanced Marine Core Research, Kochi University, Нанкоку, Япония. *e-mail:* jm-mkars@kochi-u.ac.jp 13

Rochette, Pierre

Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, CEREGE UM34, Экс-ан-Прованс, Франция. *e-mail:* rochette@cerege.fr 13

Swanson-Hysell, Nicholas L.

Department of Earth and Planetary Science, University of California, Berkeley, CIIIA. *e-mail:* swanson-hysell@berkeley.edu 13

Tikoo, Sonia M.

Department of Earth and Planetary Science, University of California, Berkeley, CIIIA. 13

Содержание

Предисловие
Тектоника Баренцевоморской окраины на основе палеомагнитных данных по мезозою архипелага Земля Франца-Иосифа В. В. Абашев, Н. Э. Михальцов, Ю. В. Карякин, В. Ю. Брагин, В. А. Верниковский, Д. В. Метелкин
Сравнение палео- и петромагнитных характеристик девонских и протерозойских даек Кольского полуострова <i>С. В. Бакланов, Р. В. Веселовский</i>
Магнитные свойства внеземного вещества и земных аналогов и их зависимость от облучений, температуры, ударных воздействий и статических давлений <i>H. C. Безаева, P. Rochette, J. Gattacceca, Д. Д. Бадюков, P. A. Cadыков,</i> <i>N. L. Swanson-Hysell, S. M. Tikoo, J. M. Feinberg, M. Kars, J. Duprat</i>
Результаты трекового датирования апатитов Хибинского массива и их значение для палеомагнетизма девонских даек Кольского полуострова <i>Р. В. Веселовский, А. А. Арзамасцев, В. С. Захаров, С. Томсон, М. А. Новикова</i> 20
Закономерности размещения карбонатитовых массивов мира в системе абсолютных палеотектонических реконструкций фанерозоя <i>Р. В. Веселовский, Л. Н. Когарко</i>
Палеомагнетизм раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона (хребты Удокан и Кодар) В. Ю. Водовозов, А. Р. Зверев
Некоторые результаты лабораторного моделирования приобретения химической остаточной намагниченности при окислительном распаде природных титаномагнетитов С. К. Грибов, А. В. Долотов, Г. П. Марков
Экспериментальное изучение влияния химического намагничивания титаномагнетитсодержащих базальтов на результаты определения палеонапряженности методами Телье-Коэ и Вилсона-Буракова <i>С. К. Грибов</i>
Результаты палео- и петромагнитных исследований пограничного интервала берриаса-валанжина Восточного Крыма В. А. Грищенко, А. Ю. Гужиков, А. М. Суринский
Магнитостратиграфия кампана-маастрихта Саратовского Поволжья А. А. Гужикова
Палеомагнетизм раннего палеозоя архипелага Новосибирские острова и тектоническая история Новосибирского террейна <i>А. И. Жданова, Д. В. Метелкин, В. А. Верниковский, Н. Ю. Матушкин</i> 60
Тестовые определения палеонапряженности на исторических лавах Камчатки Г. В. Жидков, В. П. Щербаков, А. В. Долотов, М. А. Смирнов, А. А. Овсянников, П. Ю. Плечов

Палеомагнетизм раннепротерозойских образований акитканской серии юга Сибирского кратона (река Миня) <i>А. Р. Зверев, В. Ю. Водовозов</i>
Магнетит в пикроильмените: генезис, поисковое значение Ш. 3. Ибрагимов, С. Г. Мишенин
Моделирование влияния окисления на гистерезисные характеристики магнетита И. Г. Ильюшин, Л. Л. Афремов, С. В. Анисимов
Палеомагнетизм пермских отложений приполярного Урала, р. Кожим: к истории развития надвиговых структур приполярного Урала <i>А. Г. Иосифиди, В. В. Попов.</i>
Следы вулканических событий голоцена в донных отложениях озер Восточного Саяна по петромагнитным <i>А. Ю. Казанский, Г. Г. Матасова, А. А. Щетников, И. А.Филинов</i>
Геомагнитное поле – климат в XX столетии: причинно-следственные связи и возможный механизм
Н. А. Килифарска, В. Г. Бахмутов, Г. В. Мельник
К стратиграфии обращённых намагниченностей в горных массивах Ф. Х. Каримов
Палеоэкологическое значение магнитных параметров осадков современных озер, содержащих остатки МТБ (на примере оз. Большое Яровое, Алтайского края) Л. Р. Косарева, Д. К. Нургалиев, Н. Г. Нургалиева, Д. М. Кузина, Г. А. Баталин, Б. И.Гареев, В. В. Антоненко, Р. Д. Ахмеров
Палеомагнетизм пермо-триасовых интрузивных комплексов Ангаро-Тасеевской впадины и Тунгусской синеклизы: новые данные <i>А. В. Латышев, Р. В. Веселовский, П. С. Ульяхина, Э. М. Мирсаянова</i>
Результаты исследования вековых вариаций геомагнитного поля позднего голоцена по лавовым потокам вулкана Ключевской, Камчатка <i>А. В. Латышев, Д. О. Кушлевич</i> 119
Восточно-Европейский кратон в палеопротерозое: новые палеомагнитные данные <i>Н. В.Лубнина, А. В. Степанова, Н. А. Тарасов, А. Ю. Бубнов</i>
Магнитные минералы и серебро в породах Рыбинского водохранилища А. М. Люхин, В. А. Цельмович, А. Ю. Губарь, А. В. Цветнов
Химическая намагниченность океанических базальтов и определение палеонапряженности геомагнитного поля методом Телье В. И. Максимочкин, А. Н.Целебровский
Магнитные свойства двух маркирующих прослоев тефры крупных извержений вулканов Алеутских остров в четвертичных отложениях Берингова моря М. И. Малахов, Г. Ю. Малахова, А. Н. Деркачев, Сиефа Ши, Д. Нюрнберг (D. Nuernberg), М. В. Портнягин, В. А. Цельмович, С. А. Горбаренко, В. В. Пономарева, А. Н. Некрасов
Влияние редуктивного диагенеза на магнитные записи изменений окружающей среды и климата за последние 78 тысяч лет в осадках возвышенности Северное Ямато Японского моря <i>М. И. Малахов, Г. Ю. Малахова, Сиефа Ши (Xuefa Shi), С. А. Горбаренко</i>

Палеомагнитные данные о возрасте криптотефры катастрофических извержений вулкана Байтоушань в шельфовых отложениях (Амурский залив Японского моря). Гибель государства Бохай? Г. Ю. Малахова, М. И. Малахов, А. С. Астахов
Палеомагнитные исследования в Арктике: успехи, перспективы, проблемы Д. В. Метелкин, В. А. Верниковский, Н. Ю. Матушкин, Н. Э. Михальцов, А. И. Жданова, В. В. Абашев
Палеомагнетизм озерно-аллювиальных отложений Ширакской котловины Д. О. Минасян, А. А. Варданян
Напряженность геомагнитного поля от конца I тыс. до н.э. до конца I тыс. н.э. по результатам исследования керамического материала археологического памятника «Гермонасса» И. Е. Начасова, О. В. Пилипенко, Г. П. Марков
Рекогносцировочные палеомагнитные исследования северной окраины Киселевско- Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) А. Ю. Песков, В. В. Андрончик, А. В. Кудымов, А. Н. Диденко
Распределение металлического железа на планетах Д. М. Печерский
Магнитоминеральный состав тагамитов астроблемы Янисъярви: экспериментальные и теоретические аспекты <i>Е. С. Сергиенко, П. В. Харитонский, А. А. Костеров, Н. В. Горшкова</i>
Магнитостратиграфическое исследование геологического разреза башкаусской свиты в долине р.Туярык (Чуйская впадина Горного Алтая) Л. Г. Смолянинова, В. С. Зыкин, С. Н. Щеглова
Инверсии геомагнитного поля и большие минимумы солнечной активности – сходства и различия <i>Д. Д. Соколов</i>
Периодичности в шкале геомагнитной полярности Д. Д. Соколов, А. С. Шибалова
Трехкомпонентный программируемый термомагнитометр А. Н. Сычев, М. А. Смирнов, Ю. К. Виноградов
Магнито-минералогические исследования коллекции образцов керамических изделий Казанского кремля XV-XIX вв. Д. Г. Федорченко, Л. Р. Косарева, Д. К. Нургалиев, Д. М. Кузина
Палеомагнетизм Калаканского магматического ареала западного Забайкалья И. В. Федюкин, А. В. Шацилло
Палеомагнетизм пограничных пермо-триасовых отложений Верхнего Поволжья (разрезы Пучеж, Жуков овраг) А. М. Фетисова, Р. В. Веселовский, Ю. П. Балабанов
Палеомагнетизм нижнекаменноугольных вулканогенных и осадочных толщ Магнитогорско-Богдановского грабена на Южном Урале. Предварительные результаты
М. М. Хидиятов, И. В. Голованова, К. Н. Данукалов, А. Ф. Кадыров, Н. М. Левашова, М. Л. Баженов

Тест искусственного перемагничивания по определению магнитной памяти в образце горной породы <i>М</i> 3 <i>Хузин, К М Константинов</i> 235
Магнитные минералы и самородные металлы в диагностике астроблем В. А. Цельмович
Микроскопические индикаторы импакта Янисъярви В. А. Цельмович, Е. С. Сергиенко, П. В. Харитонский
Аэромагнитометрия XXI века В. С. Цирель, А. В. Кузнецова
Причины появления ложной обратной компоненты естественной остаточной намагниченности долеритов в процессе пошаговой температурной чистки В. П. Щербаков, А. В. Латышев, В. А. Цельмович, Р. В. Веселовский
Изменения минералогического состава титаномагнетитов базальтов после приложения к образцам высоких термодинамических параметров и их влияние на результаты по определению палеонапряжённости В. П. Щербаков, А. В. Патонин, В. А. Цельмович, Н. К. Сычева
Численное моделирование процесса образования термохимической намагниченности в системе однодоменных частиц при учете магнитостатического взаимодействия В. П. Щербаков, Н. К. Сычева
Каким было магнитное поле Земли на границе пермь-триас? В. В. Щербакова, А. В. Латышев, Г. В. Жидков, В. П. Щербаков
Указатель авторов
Содержание

Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент

Материалы Всероссийской школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород

Подписано в печать 30.11.15. Формат 60х90 1/16. Усл. печ. л. 19,5. Заказ № 15185. Тираж 70 экз.

Отпечатано в типографии ООО «Филигрань» 150049, г. Ярославль, ул. Свободы, д 91 pechataet@bk.ru