ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И МАГНЕТИЗМ ГОРНЫХ ПОРОД

Москва 2007

Палеомагнетизм
и магнетизм
горных пород;

теория, практика, эксперимент

материалы семинара

Борок
18 – 21 октября 2007г.

Москва 2007

Ответственный редактор:
канд. хим. наук **Гапеев А.К.**

Семинар и издание материалов семинара осуществлено при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант № 07- 05-06070) и Президиума РАН

© Геофизическая обсерватория «Борок» РАН, 2007 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

С 18 по 21 октября 2007 года на базе Геофизической Обсерватории «Борок» филиала Института физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН состоялся традиционный Международный научный семинар «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент». Семинар возобновил свою работу в 1996 году после значительного перерыва – когда было далеко не самое лучшее время для российской науки, и то только лишь благодаря вниманию и поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований и Президиума РАН.

В этом году в работе школы-семинара приняло участие более 40 человек из более полутора десятка организаций (Институтов РАН, Университетов и др. организаций России и СНГ). Тематика семинара охватывала практически все аспекты геомагнетизма, относящиеся к постоянному магнитному полю: проблемы генерации главного геомагнитного поля, археомагнитные исследования, вековые вариации, определение палеонапряженности, организация баз данных, палеоклиматические реконструкции, магнетизм горных пород. Как всегда, значительная часть работ посвящена традиционным палеомагнитным исследованиям в областях стратиграфии и палеотектоники.

Ежегодно на семинар с обзорными лекциями приглашаются ведущие специалисты из расзличных областей геофизики. В этом году с докладами выступили Старченко С.В. («Конвективная и магнитная стабильность глубинных недр планет») и Грачев А.Ф. («Проблема вымирания биоты в истории Земли»). Оба доклада вызвали огромный интерес и массу вопросов.

Все участники семинара отметили блестящую организацию и теплую атмосферу семинара, созданную благодаря усилиям администрации и сотрудников Обсерватории «Борок».

ПАЛЕОВЕКОВЫЕ ГЕОМАГНИТНЫЕ ВАРИАЦИИ

Бахмутов В.Г.

Институт геофизики НАН Украины, Киев, bakhm@igph.kiev.ua

В 2006г. в издательстве Наукова Думка, г. Киев, вышла монография, название которой вынесено в заголовок [1]. В книге основное внимание уделено проблемам изучения палеовековых вариаций геомагнитного поля, и в первую очередь по данным палеомагнитных исследований молодых осадочных комплексов. Это направление стремительно развивалось за последние два десятилетия. В основе получения информации о вековых геомагнитных вариациях лежит целенаправленный индивидуальный подход к выбору объекта исследований, современный комплекс магнитно-минералогических методов для определения минералов – носителей естественной остаточной намагниченности (ЕОН), строгие критерии доказательства природы ЕОН и достоверности данных, современные методы статистической обработки фактического материала и, наконец, надежная привязка результатов к хронологической шкале. Впервые процесс образования в осадках ЕОН рассмотрен в рамках седиментологической модели формирования ленточных глин как производных мутьевых потоков, что позволило объяснить различия магнитных характеристик этих отложений и разную степень их палеомагнитной информативности.

В работе как систематизированы материалы о динамике геомагнитного поля за последние 13 тыс. лет. По характеру вариаций склонения и наклонения и по результатам спектрального анализа установлено, что в позднеледниковье – раннем голоцене вариации геомагнитного поля в Западной и Северной Европе существенно отличались друг от друга, в то время как в среднем – позднем голоцене изменение геомагнитного поля было подчинено общим закономерностям, по крайней мере, на 40º–60º с.ш. Впервые сделан вывод об различии в режиме генерации геомагнитного поля в эпоху позднеледниковья и в позднем голоцене. Согласование археo- и палеомагнитных данных свидетельствуют о высокой информативности палеомагнитного метода, по точности результатов определения угловых компонент не уступающего археомагнитным определениям. Связь археo- и палеомагнитных данных дает исследователям надежный фактический материал в виде длинных временных рядов, являющихся потенциальными носителями информации о структуре и динамике геомагнитного поля за тысячи и десятки тысяч лет, анализ которых позволяет изучать весь спектр геомагнитных вековых вариаций.

Отсутствие экскурсов геомагнитного поля (Гетеборг, Соловки и Этруссия), по крайней мере в районе высоких широт, ставит под сомнение объективность их выделения на протяжении последних 13 тыс. лет как геофизического феномена либо свидетельствует в пользу регионального характера их проявления в средних – низких широтах.

Вариации склонения и наклонения, возраст пиков которых определен варвохронологическим и радиоуглеродным методами, рассмотрены в качестве региональных палеомагнитных реперов. Построенная на их основе сводная региональная магнитохронологическая (магнитостратиграфическая) шкала палеовековых вариаций служит новым инструментом для расчленения, стратификации и корреляции осадочных толщ на Европейском континенте. По результатам палеомагнитных определений впервые удалось решить проблему корреляции комплекса четвертичных озерно-ледниковых отложений Северной Европы, а именно: связать ленточные глины Восточной Фенноскандии со шведской варвохронологической шкалой.

Установлена связь периодов потеплений и похолоданий в центральной – восточной части Европейского континента за последние 13 тыс. лет с местоположением геомагнитного полюса как центра аврорального овала. Отсюда сделан вывод, что колебания климата в масштабе сотен – первых тысяч лет связаны с вековыми вариациями геомагнитного поля в рамках механизма, обусловливающего существенное влияние геомагнитной активности на атмосферную циркуляцию в тропосфере и связанных с ней процессов в авроральном овале. Поэтому в дополнение к теории Миланковича, объясняющей колебания климата с периодами в десятки – сотни тысяч лет, находят объяснение периоды чередования глобальных потеплений и так называемых «малых ледниковых эпох» в масштабе сотен – первых тысяч лет. Этот вывод имеет прямое отношение к проблеме изменений окружающей среды и их прогнозированию (в связи с геофизическими и климатическими факторами).

Монография рассчитана на широкий круг геофизиков, занимающихся проблемами геомагнетизма, палеомагнетизма, четвертичной геологии. Заявки на книгу принимаются по указанному выше адресу.

1. Бахмутов В.Г. Палеовековые геомагнитные вариации. Киев: Наукова Думка, 2006. – 298с.

КОРРЕЛЯЦИЯ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ РАЗРЕЗОВ БЕЛОВО И ВОЛОДАРКА НА РЕКЕ ОБЬ

Большаков В.А.

МГУ им. М.В. Ломоносова, географический ф-т

Когда обсуждают проблему палеомагнетизма лессов, можно констатировать, что эта проблема в основном заключается в разрешении климатостратиграфического противоречия в определении положения инверсии Матуяма-Брюнес в глубоководных осадках и лессово-почвенных разрезах, с одной стороны, и в различных лессовых разрезах с другой. В свою очередь, разрешение данного противоречия подразумевает определение механизма формирования намагниченности в лессах и почвах, образовавшихся в различных условиях, для выявления возможных искажений палеомагнитной записи, в частности, ее удревнения. В 2004 году мною [Большаков, 2004] был предложен план исследования этого противоречия, который, в частности, включает поиск и фиксацию переходной зоны указанной инверсии в разрезах, расположенных в различных широтных и долготных поясах планеты. В этот план вписывается разрез Володарка на Оби, расположенный примерно в 70 км. выше по течению от г. Барнаул.

Проведенные в 1986-87 годах совместно с А.А. Свиточем рекогносцировочные исследования выявили наличие прямой, обратной и снова прямой, с переходом на обратную, зон намагниченности, которые интерпретировались как хроны Брюнес, Матуяма и субхрон Харамильо [Большаков, Свиточ, 1988; Большаков, 2001]. Кроме этого, термомагнитные данные указали на практическую идентичность состава магнитной фракции в горизонтах лессов и почв, а данные магнитной гранулометрии – на размеры зерен магнетита, характерные для псевдооднодоменных частиц, причем более грубозернистой их части. Указанные данные позволили сделать предположение об отсутствии химических изменений магнитных минералов в погребенных почвах и о детритной природе намагниченности в отложениях разреза. Следовательно, выделение первичной намагниченности сводилось к удалению вязкой компоненты путем термочистки при 180-200 градусах в течение 4-х часов.

Для установления точного положения переходной зоны инверсии Матуяма-Брюнес в 2004 году, совместно с З.Н. Гнибиденко и ее коллегами, в разрезе был проведен непрерывный отбор образцов в месте предполагаемого нахождения переходной зоны. Однако на этот раз была осуществлена поэтапная температурная чистка отдельных образцов от 200 до 650 градусов Цельсия с шагом 50 градусов. Чистка показала, что

выход на направление обратной намагниченности в лессах происходит после прогрева до 200-250 градусов, а вот в почвах только после прогрева до 500-600 градусов Цельсия. Этот неожиданный для меня результат указал на наличие в погребенной почве стабильной вторичной (вероятно, химической) намагниченности, направленной по современному полю.

Поэтому массовая чистка была проведена при температуре 570 градусов, с выдержкой 1 час при этой температуре. Полученные палеомагнитные данные показали, что переходная зона инверсии расположена в средней части лесса 3, относящегося к так называемой краснодубровской свите [Большаков, 2007].

Логично было попытаться провести стратиграфическую корреляцию данного разреза с расположенным поблизости (в 4-х км. выше по течению) разрезом Белово – одним из наиболее изученных и представительных лессово-почвенных разрезов Западной Сибири. Однако рекогносцировочные палеомагнитные исследования, проведенные нами в 1987 году, показали, что все видимые почвы краснодубровской свиты разреза Белово (и, в частности, четыре нижних погребенных почвы), намагничены прямо и только в лежащих в основании сизых суглинках кочковской свиты намагниченность обратная.

Ознакомление с литературными данными выявило неоднозначность выводов о положении инверсии Матуяма-Брюнес в разрезе Белово не только у разных, но даже у одних и тех же авторов. Первые результаты палеомагнитных исследований были опубликованы Г.А. Поспеловой и А.Н. Зудиным в 1967 году. Вот как полученные ими данные описывал С.А. Архипов [1971, с.29]: «Новые данные в решение проблемы возраста кочковской свиты внесли палеомагнитные исследования пород названной, а также краснодубровской свиты в разрезах Приобского плато (Поспелова, Зудин, 1967). … Граница между палеомагнитными зонами в разных обнажениях оказалась 1) примерно вдоль кровли, 2) где-то внутри ерестнинской пачки кочковской свиты, а также 3) внутри краснодубровской свиты. … В обнажениях левого берега Оби, ниже дер. Белово и у г. Барнаула, граница последней инверсии геомагнитного поля оказалась приуроченной к кровле ерестнинской пачки кочковской свиты».

Однако в более поздней публикации А.Н. Зудина и Г.А. Поспеловой [1970], где изложены результаты изучения разрезов Гоньба и Елунино, расположенных также на левом берегу Оби, положение границы оказалось существенно выше, примерно в середине краснодубровской свиты.

Согласно описанию Фаустова, приведенному в книге [Разрез … новейших отложений Алтая, 1978], граница Матуяма-Брюнес может

7

быть расположена сразу на трех уровнях разреза: на границе кочковской и краснодубровской свит, согласно результатам термомагнитной чистки, в слое опесчаненного суглинка под 9-й погребенной почвой, согласно рисунку 5 этой публикации, и в кровле этой почвы, согласно окончательному заключению по разрезу. Предположив наличие описки, я обратился к кандидатской диссертации О.А. Куликова, аспиранта С.С. Фаустова. Однако там дано такое же описание результатов исследований и заключение. Тем не менее, согласно З.Н. Гнибиденко [Архипов и др., 1997], инверсия находится существенно ниже этой почвы, в основании песков, перекрывающих суглинки кочковской свиты.

В статье [Зыкина и др., 2000] граница проводится внутри 9-го, евсинского ПК, хотя доказательств существования обратнонамагниченной зоны, соответствующей хрону Матуяма, в статье нет, что хорошо видно из представленных палеомагнитных данных В.В. Семенова.

Таким образом, согласно приведенным данным разных авторов, можно сделать вывод, что обратнонамагниченными являются суглинки кочковской свиты, а положение инверсии Матуяма-Брюнес в разрезе Белово не установлено. Тем не менее, миф о ее нахождении в 9-й (евсинской) погребенной почве распространялся в других публикациях с участием С.С. Фаустова [Фаустов и др., 1986; Virina et al., 2000] и стал основой разработанной В.С. Зыкиной стратиграфической схемы лессово-почвенной последовательности плейстоцена Сибири [Зыкина, 2006].

В статье [Зыкина и др., 2000] показана лессово-почвенная последовательность разреза Белово и её корреляция с изотопно-кислородной шкалой. Каждому лессово-почвенному комплексу соответствуют нечетные, межледниковые стадии шкалы, а каждому лессовому горизонту – четные, ледниковые стадии. Исключение составляет беловский почвенный комплекс, состоящий из трех погребенных почв и двух лессовых горизонтов и сопоставляемый с тремя изотопно-кислородными стадиями. Однако такое сопоставление в работе Зыкиной с коллегами, опубликованной в 2000-ом году, никак не обосновано. Поскольку один почвенный комплекс представляет одно межледниковье, он должен сопоставляться только с одной изотопно-кислородной, нечетной, стадией.

Подтверждением необоснованности сопоставления является то, что в докторской диссертации Зыкиной [2006] в стратиграфической схеме плейстоцена Сибири беловский почвенный комплекс сопоставляется уже только с одной, 17-й ИК стадией. В схему добавлены, по сравнению с беловским разрезом, володарский ПК и вяткинский лесс и сказано (стр. 13), что в разрезе Белово «…представлены почти все (подчеркнуто

8

мной – В.Б.) климатостратиграфические горизонты (без шипуновского – средний неоплейстоцен) последней ортозоны Брюнес (Зыкина и др., 2000)». На самом деле приведенное сейчас утверждение противоречит ссылке на работу [Зыкина и др., 2000], поскольку в ней утверждалось (стр. 232), что: «Разрез Белово является самым полным лессово-почвенным разрезом неоплейстоцена Западной Сибири … ». Здесь выявлено восемь этапов интенсивного почвообразования и девять – лессонакопления. По мнению большинства исследователей, именно такое количество этапов почвообразования характерно для палеомагнитной эпохи Брюнес … ». Замечу, что, согласно ИК шкале, в хроне Брюнес должно содержаться девять этапов «интенсивного почвообразования» и восемь - лессонакопления, если почвы (почвенные комплексы) соответствуют межледниковьям, а лессы – оледенениям [Большаков,2006].

Предлагаемая мною корреляция разрезов Белово и Володарка, тем не менее, позволяет считать разрез Белово самым полным лессово-почвенным разрезом, но в пределах первых 17-ти изотопно-кислородных стадий. С 17-й ИК стадией соотносится евсинский ПК, состоящий из двух горизонтов почв в Беловском разрезе. В разрезе Володарка с ним коррелируется верхний почвенный комплекс, также состоящий из двух горизонтов почв. А расположенный ниже почвенный комплекс, состоящий из трех почвенных и двух лессовых горизонтов, в котором зафиксирована переходная зона инверсии Матуяма-Брюнес, очевидно сопоставляется с 19-й изотопно-кислородной стадией глубоководных осадков, внутри которой также проходит эта инверсия. На мой взгляд, именно этот почвенный комплекс логично назвать володарским. Естественно, конечно, что беловский почвенный комплекс разреза Белово, как и положено, соотносится при этом только с одной, нечетной ИК стадией 15.

Работа выполняется при поддержке РФФИ, грант № 06-05-64585

1. Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. // Наука. 1971. 331 с.
2. Архипов С.А., Зыкина В.С., Круковер А.А., Гнибиденко З.Н., Шелкопляс В.Н. Стратиграфия и палеомагнетизм ледниковых и лессово-почвенных отложений Западно-Сибирской равнины //Геология и геофизика. 1997. Т.38. №6. С.1027-1048.
3. Большаков В.А. Данные магнитных исследований пород лессовой формации, их интерпретация и прикладное использование//Физика Земли. 2001. №8 С.86-96.
4. Большаков В.А. Определение климатостратиграфического положения инверсии Матуяма-Брюнес в отложениях лессовой формации как комплексная проблема наук о Земле//Физика Земли, 2004, № 12. С. 58-76.

5. Большаков В.А. Корреляция континентальных и глубоководных отложений плейстоцена: постановка вопроса и некоторые проблемы// Известия РАН. Сер. Географическая. 2006. №4. С. 16-28.
6. Большаков В.А. Новые данные магнитного и палеомагнитного изучения разреза Володарка на р. Обь // Физика Земли. 2007. №2. с. 66-74.

7. Большаков В.А. Свиточ А.А. Новые палеомагнитные данные по отложениям краснодубровской свиты Приобского плато // Перспективы развития минерально-сырьевой базы Алтая. Барнаул. 1988. ч.1. С. 50-51.
8. Зудин А.Н., Поспелова Г.А. О возрастном положении плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато по палеомагнитным данным // ДАН СССР. 1970 Т. 195. №6. С. 1402-1404.
9. Зыкина В.С. Структура лессово-почвенной последовательности и эволюция педогенеза плейстоцена Западной Сибири // Автореферат дисс. Докт. геол-мин. наук. Новосибирск. 2006.
10. Зыкина В.С., Волков И.А., Семенов В.В. Реконструкция климата неоплейстоцена Западной Сибири по данным изучения опорного разреза Белово //Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск. Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН. 2000. Вып. 2. С.229-249.
11. Поспелова Г.А., Зудин А.Н. О расчленении плиоцен-четвертичных отложений Приобского степного плато (по палеомагнитным данным)// Геология и геофизика. 1967. №6. С. 11-20.
12. Разрез новейших отложений Алтая. Ред. К.К. Марков М.: Изд-во Моск. ун-та. 1978. 208 с.
13. Фаустов С.С., Большаков В.А, Вирина Е.И., Демиденко Е.Л. Методы применения магнетизма горных пород и палеомагнетизма в изучении плейстоцена//Итоги науки и техники. Палеогеография. Т.3. М.: ВИНИТИ. 1986. 195 с.
14. E.I. Virina, S.S. Faustov and F. Heller Magnetism of loess-palaeosol formations in relation to soil-forming and sedimentary processes // Phys. Chem. Earth (A), 2000, V. 25, No. 5, pp.475-478.

ПОЗИЦИИ ТЕРРЕЙНОВ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ В ПОЗДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ – РАННЕМ КЕМБРИИ

Бретштейн Ю.С., Климова А.В.

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск,
yurybr@yahoo.com

В краевых частях фундамента и коллизионных зонах Сибирской (СП) и Северо-Китайской (СКП) мегаплит широко проявлены разновозрастные и геологически разнородные структурно-фациальные зоны, образующие сложную мозаику геоблоков - Центрально-Азиатский орогенный пояс -, террейны восточной части которого сформировали Амурскую плиту (АП) [1]. Правомерность выделения АП как самостоятельной геолого-структурной единицы в настоящее время находит свое подтверждение в результатах глубинных геофизических исследований [2]. Рекогносцировочными работами, проведенными нами в дальневосточном регионе в предыдущие годы, на основе палеомагнитных данных было зафиксировано разнонаправленное вращение отдельных внутриплитных геоблоков, амальгировавшихся к началу мезозоя в составе единой Амурской плиты.

В 2006-2007 гг было выполнено доизучение позднепротерозойских метаморфических и кембрийских терригенно-карбонатных пород террейнов Амурской плиты в Юго-Западном Приморье, Приамурье и Восточном Забайкалье. По результатам полевых и лабораторных палеомагнитных исследований (ступенчатого терморазмагничивания до 690° С и размагничивания переменным магнитным полем до 100 mТл) выделена доскладчатая высокотемпературная компонента намагниченности, для которой характерны пологие наклонения с преобладанием отрицательных направлений в юго-западных румбах и положительных - в северо-восточных, реже - юго-восточных румбах.

Соответствующие графо-аналитические тесты на выявлние сохранности доскладчатой компоненты намагниченности (тесты П. МакФаддена, С. Шипунова и Р. Энкина) – положительны. Тест обращения (R-тест), выполненный для каждого террейна по средним направлениям N- и R-пород, входящих в состав разрезов («сайтов»), - формально положителен для всех объектов исследования, однако численные параметры теста в большинстве случаев не выходят за пределы классификационной категории «С» (за исключением разрезов Мало-Хинганского террейна, где достигнут класс «А» точности сходимости направлений ChRM для N- и обращенной R- полярности). Следует отметить, что имеющая место статистическая неопределенность теста обращения для отдельных разрезов применительно к образцам ЮВ и СЗ склонений не позволяет однозначно и уверенно интерпретировать выделенные компоненты и, соответственно, обращенные в СЗ румбы стереографической проекции направления, как категорически доскладчатые. При крутых наклонениях пластов в процессе тестирования послескладчатые направления может «разнести» в противоположные секторы стереографической проекции. Поэтому наиболее осторожным и оптимальным выводом при анализе таких случаев остается предположение о возможном присутствии двух компонент намагниченности и влиянии процесса складкообразования на выделенные направления ChRM, в целом.

Изучены статистические и векторные параметры анизотропии магнитной восприимчивости (AMS) и изотермической остаточной намагниченности (AIRM), свидетельствующие о наличии на ряде объектов корреляции общей величины анизотропии и наклонения (тангенса угла) вектора (ChRM), что, вероятно, связано с процессами седиментогенеза и складкообразования.

Рассчитанные позиции палеополюса для АП и ее террейнов в протерозое – кембрии, за редким исключением, в пределах статистической погрешности не отличаются друг от друга и образуют рой направлений, приуроченных к району Индийского океана юго-западнее Австралии (для выбранной ChRM полярности в западных

11

румбах стереографической проекции). Отмечается относительная стабильность палеоширотных позиций террейнов АП на протяжении всего позднего рифея и раннего кембрия. Общий тренд широтного смещения террейнов и плит от протерозоя к кембрию ограничивается приэкваториальными широтами обоих полушарий.

В таблице 2 сопоставлены палеомагнитные данные для протерозойско-кембрийских пород Амурской, Сибирской и Северо-Китайской плит, характеризующие широтные и угловые смещения террейнов АП относительно СКП и СП. При этом не исключено, что при достаточно приближенной оценке возраста пород в пределах некоторых разрезов, формирование их ChRM могло происходить в широком временном интервале (в течение которого могла меняться полярность геомагнитного поля), вследствие чего сохраняется проблема точной возрастной корреляции палеомагнитных данных. Вполне возможно, что в отдельных случаях могли сравниваться «разнополюсные» позиции соответствующих террейнов и плит.

При выборе прямой полярности в ВСВ румбах стереографической проекции различия в позициях полюса для отдельных террейнов АП и СКП авторы ряда работ [3] объясняют вращениями геоблоков по часовой стрелке относительно мест отбора в пределах этих плит. Но в этом случае наблюдается близость (вплоть до совпадения) этих позиций с позднепалеозойским-мезозойским участком траектории (КМП) для СКП. Предпочтение ЗЮЗ румбам расположения проекций векторов ChRM (для СКП) в качестве направления прямой полярности приводит к более «последовательному» (без перекрытия разновозрастных полюсов), но более удлиненному тренду КМП [4].

Для террейнов Амурской плиты аналогичная дилемма выбора полярности касается юго-западных, чаще отрицательных, и северо-восточных, преимущественно положительных пологих наклонений. Преобладающее отрицательное пологое наклонение наших кембрийских пород в ЮЗ румбах стереографической проекции может указывать на то, что АП располагалась в южном полушарии на протяжении преимущественного периода N-полярности либо в северном полушарии на протяжении периода R-полярности. Последний случай «предопределяет» позиции палеополюса в южном полушарии (в эпоху обратной полярности геомагнитного поля), а самих террейнов АП, как и СКП, - соответственно в северном полушарии. Аналогичным образом в работах [5, 6] СКП, как и СП, также «помещались» в северном полушарии. Для рифейских пород СКП, только положительные наклонения ChRM в СВ румбах (соответственно позиция палеополюса в ЮЗ румбах) дают расположение геоблока в северном полушарии. Отсюда вытекает необходимость, чтобы в случае позиционирования СКП и АП только в северном полушарии на протяжении всего периода с

12

позднего протерозоя до конца раннего кембрия полярность менялась с прямой на обратную.

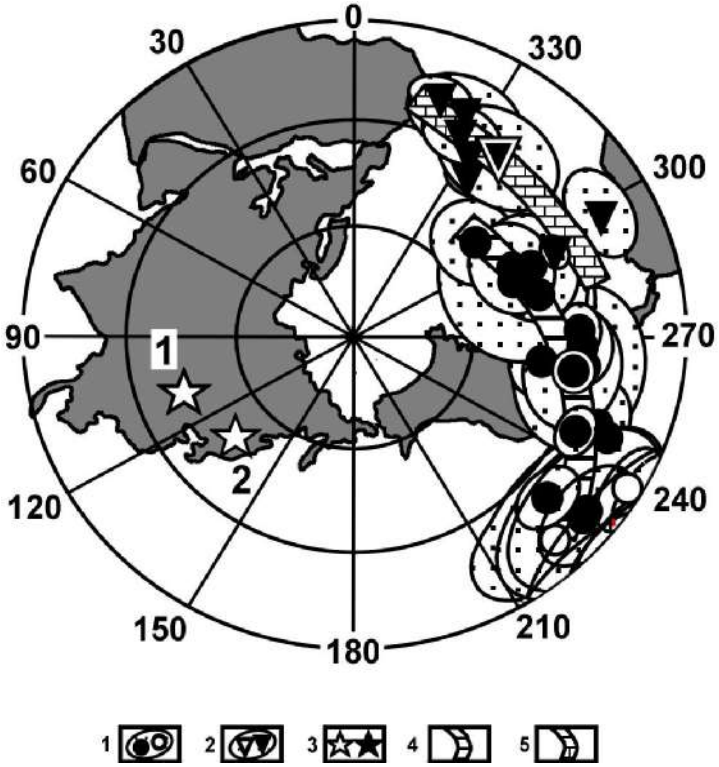


Рис. Сравнение позиций ранне-, среднекембрийского полюса для отдельных геологических разрезов террейнов Амурской (АП, 1) и Северо-Китайской (СКП, 2) плит на полярной проекции. Залитые (полые) значки – позиции палеополюса для отдельных кембрийских объектов в северном (южном) полушарии; сдвоенные значки – средние позиции палеополюса; 3 - звездочки с цифрами 1 и 2 - соответственно средние координаты районов палеомагнитных исследований в пределах СКП (1) и АП (2);

заштрихованные дугообразные полосы (4, 5) – траектории вероятного вращения отдельных геоблоков.

Выявлены значительные внутриплитные вращения отдельных геоблоков без существенного широтного сдвига относительно друг друга и СП при значимом смещении АП относительно СКП в протерозое (таблицы, рисунок). Промежуточная палеоширотная позиция террейнов Амурской плиты между Сибирской и Северо-Китайской

плитами в протерозое-кембрии (географически сохраняющаяся до настоящего времени) и относительно компактное расположение (для принятого нами варианта полярности) могли определяться их принадлежностью к единому суперконтиненту Родинии на протяжении всего позднего протерозоя и раннего кембрия.

Работа выполнена при частичной поддержке грантами РФФИ и ДВО РАН (проекты 06-05-96011, 06-III-А-08-345), а также 06-1-ОНЗ-110.

Таблица 1. Сопоставление палеомагнитных данных для позднепротерозойских и раннедокембрийских пород Амурской, Сибирской и Северо-Китайской плит.

№ п/п	ТЕРРЕЙНЫ, ВОЗРАСТ, N, КООРДИНАТЫ λ, φ	φ_m	Λ	Φ	a_{95}
	А. АМУРСКАЯ ПЛИТА				
1	Протерозой , N = 16; λ = 125.9; φ =48.3	-2.2	93.8	-39.6	7.7
2	Кембрий, N = 21; λ =130.4; φ = 48.7	0.4	82.1	-30.8	12.3
	Б. СЕВЕРО-КИТАЙСКАЯ ПЛИТА				
3	Средний-поздний рифей, (887 ± 144 млн. лет); (GPMDB 4.6); N = 14; λ = 117.6; φ = 39.3	-29.8	32.8	-57.6	14.6
4	Ранний-средний кембрий, N = 7 [5, 7, 8]; λ = 114.8; φ = 38.0	19.5	143.3	-27.2	14.2
	В. СИБИРСКАЯ ПЛИТА				
5	Поздний протерозой, (995 ± 50 млн. лет); N = 8; Учуро-Майский район [9]; λ = 135.5; φ = 58.4	0.2	202.2	-13.4	12.4
6	Ранний-средний кембрий, Сибирь, N = 10 [10]; λ =106.4; φ =65.8	-14.1	137.1	-35.6	3.8

Примечания к таблице см. ниже (после Табл. 2)

Таблица 2. Сопоставление палеомагнитных данных для позднепротерозойских и раннедокембрийских пород Амурской, Сибирской и Северо-Китайской плит.

№ п/п	ТЕРРЕЙНЫ, ВОЗРАСТ, N, КООРДИНАТЫ λ, φ	F	ΔF	R	ΔR
	А. АМУРСКАЯ ПЛИТА				
1	Протерозой, N = 16; λ = 125.9; φ = 48.3	-38.3 / *1.3* *	11.8 / 10.4	20.5 / 95.2	15.2 / 10.7
2	Кембрий, N = 21; λ = 130.4; φ = 48.7	13.7 / *5.9* *	13.3 / 9.4	51.7 / 45.4	11.1 / 9.5
	Б. СЕВЕРО-КИТАЙСКАЯ ПЛИТА				
3	Средний-поздний рифей, (887 ± 144 млн. лет), (GPMDB 4.6); N = 14; λ = 117.6; φ = 39.3	– / 34.3	– / 13.8	– / 65.8	– / 15.4
4	Ранний-средний кембрий, N = 7, [5, 7, 8]; λ = 114.8; φ = 38.0	– / 33.2	– / 10.8	– / 171.7	– / 11.4
	В. СИБИРСКАЯ ПЛИТА				
5	Поздний протерозой, (995 ± 50 млн. лет); N = 8; Учуро-Майский район [9]; λ = 135.5; φ = 58.4	-51.9 / –	13.8 / –	120.1 / –	19.3 / –
6	Ранний-средний кембрий, Сибирь, N=10 [10]; λ =106.4, φ = 65.8	*4.4* * / –	6.5 / –	16.4 / –	7.1 / –

N – количество геологических разрезов, **λ, φ** – рассчитанные «средние координаты» для террейнов и плит – долгота и широта; **φ_m, Λ, Φ,** a_{95} – геомагнитная широта (палеоширота), долгота и широта, радиус овала доверия для среднего полюса при вероятности **p = 0.95; F**- смещение геоблоков по широте; **R** – угол предполагаемого их вращения; **(ΔF), (ΔR)** – доверительные интервалы для **F** и **R**; цифры в числителе (знаменателе) – изменение позиции **АП** относительно **СКП (СП)**, незначимые величины показаны курсивом со звездочкой. Средние координаты и палеошироты для **АП** вычислены по координатам палеополюса террейнов и мест отбора образцов. При расчете палеомагнитных параметров для **СП** и **СКП** использована Мировая База палеомагнитных данных, версия **GPMDB-4.6** (по состоянию на 2005 г). Все цифровые значения даны в градусах сферических координат.

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М., 1990. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, Кн. 2, 336с.
2. Малышев Ю. Ф., Подгорный В. Я., Шевченко Б. Ф., Романовский Н. П., Каплун В. Б., Горнов П. Ю. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 2. СС. 3-17.
3. Kravchinsky V. A., Cogne J-P., Harbert W. P., Kuzmin M. I. Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia. Geophys. J. Int., 2002_c, VOL. 148, pp. 34-57.

4. Bretshtein Y. S. Klimova A. V. Paleomagnetism of rocks in the Phanerozoic Terrains of southeast Russia: Comparison with data for the North China Platform: A review. Russian Journal of Earth Sciences, Vol. 7, No. 1, February 2005.
5. Zhao X., Coe R., Liu C., Zhou Y. New Cambrian and Ordovician paleomagnetic poles for the North China Block and their paleogeographic implications // J. Roy. Geophys. Res. 1992, v. 97, No B2, pp. 1767-1788.
6. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., и др. Геодинамика Палеозойских океанов Центральной Азии. //Геология и Геофизика, 1994, № 7-8, с. 59-75.
7. Huang B. C., Yang Z. Y., Otofuji Yo-ichiro, Zhu R. X. Early Palaeozoic palaeomagnetic poles from the western part of the North China block and their implications. Tectonophysics, 1999,v. 308, pp. 377-402.
8. Lin J.L., Fuller M., Zhang W.Y., Preliminary Phanerozoic polar wander paths for the North and South China blocks. //Nature, 1985, 313, pp.444-449.
9. Павлов В.Э., Галле И., Шацилло А.В. Палеомагнетизм верхнерифейск\ой лахандинской серии Учуро-Майского района и гипотеза позднепротерозойского суперконтинента.// Физика Земли, 2000. №8, С. 23-24.
10. Павлов В.Э, Галле И., Шацилло А.В., Водовозов В.Ю.. Палеомагнетизм нижнего кембрия долины нижнего течения р.Лена – новые ограничения на кривую кажущейся миграции полюса Сибирской платформы и аномальное поведение геомагнитного поля в начале фанерозоя. 2004. Физика Земли, No. 2, с. 28–49.

НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ИСПАНИИ В ПОСЛЕДНИЕ ТРИ ТЫСЯЧЕЛЕТИЯ

Бураков К.С., Начасова И.Е.

ИФЗ РАН, Москва

В результате исследования намагниченности керамического материала археологических памятников Испании “Cendres Cave” [Начасова и др., 2002], “Motilla del Azuer” [Бураков и др., 2005], “Los Villares” [Бураков и др., 2006], “Los Castillejos” [Начасова и др., 2007]) были получены данные об изменении напряженности геомагнитного поля с V по I тысячелетие до нашей эры. В этом временном интервале напряженность геомагнитного поля в Испании повышалась, варьируя, и достигала максимальных значений в первой половине I тысячелетия до нашей эры. Данных об изменении напряженности геомагнитного поля в Испании в последние два тысячелетия было получено очень мало (отдельные определения). Данные о напряженности геомагнитного поля в интервале последних двух тысячелетий, полученные для Франции [Бураков и др., 2004], свидетельствуют о падении напряженности поля на этом временном интервале.

Задачей данного исследования было уточнение картины изменения напряженности геомагнитного поля в Испании в I тысячелетии до нашей эры и получение данных для двух последних тысячелетий.

Исследование было проведено на керамическом материале, отобранном из культурных отложений археологического памятника “El Molon”, расположенного на границе провинций Валенсия и Куэнка. Отобранные фрагменты керамики в основном красного цвета, тонкостенные, толщиной 4-6 миллиметров, что типично для кухонной посуды.

Были проведены определения плотности ρм, пористости P и магнитных свойств керамики памятника “El Molon” (медианной температуры разрушения полной термонамагниченности T(Jrt/2), естественной остаточной намагниченности образцов Jn, магнитной восприимчивости χn, фактора Qrt).

Ранее авторами был предложен метод датирования керамики по ее пористости [Начасова и др., 2002]. Пористость керамики увеличивается со временем, и рассмотрение изменения этого параметра дает еще один критерий правильности датировки керамического материала. В данной работе было проведено сравнение скорости изменения пористости гончарной керамики из “El Molon” и из Франции. Скорость изменения пористости керамики во для обоих районов одинакова C = 0,0062 % в год, что, с одной стороны, свидетельствует о стабильности процесса изменения пористости со временем во временном интервале I тыс. до н.э. – I тыс. н.э., с другой, является подтверждением правильности датирования керамического материала.

Для получения данных о древнем геомагнитном поле с наибольшей точностью используется метод Телье, основанный на сравнении остаточной термонамагниченности Jn образца, приобретенной в процессе обжига в древности, с термонамагниченностью Jrt, создаваемой в известном магнитном поле в лаборатории. В настоящем исследовании для получения данных о древнем геомагнитном поле по намагниченности керамического материала использовался модифицированный метод Телье [Бураков и др., 2005] (с коррекцией данных на анизотропию магнитной восприимчивости, и на химические изменения при лабораторных нагревах ферромагнитной фракции образцов).

Было проведено исследование намагниченности 58 образцов из восьми слоев культурных отложений памятника. Неоднократные

вторичные нагревы в ряде случаев привели к получению определений напряженности древнего геомагнитного поля с высокими ошибками, в связи с чем была проведена отбраковка “грубых” определений. Всего было отбраковано 10 определений. В результате исследования намагниченности керамического материала археологического памятника Испании “El Molon” получены данные о напряженности геомагнитного поля в I тысячелетии до н.э. и IX – XI в.в. н.э.

17

Было проведено также исследование намагниченности керамического материала из памятников Гранады. Получены данные о напряженности геомагнитного поля в Гранаде на рубеже I и II веков нашей эры и в третьей четверти II тыс. н.э.

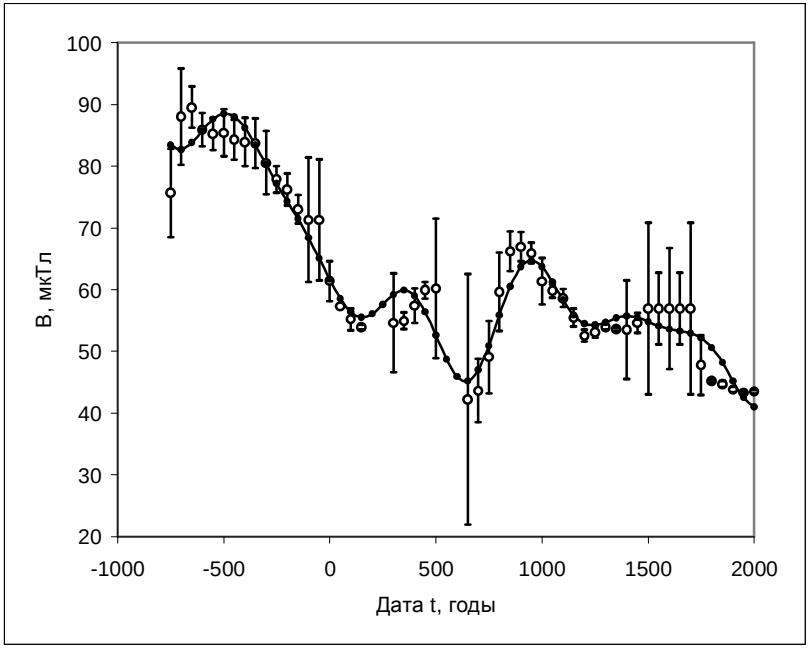


Рис. Средне-75-летняя кривая вариаций напряженности геомаг-нитного поля в Испании: полыми кружками показаны средние значения напряженности поля, вертикальными линиями - среднеквадратичные ошибки среднего; сплошной линией - кривая, аппроксимирующая изменение напряженности поля суммой тренда и 3 синусоид (с периодами 1665, 660 и 475 лет).

Для построения кривой изменения напряженности геомагнитного поля в последние три тысячелетия были объединены данные, полученные ранее в результате исследования намагниченности керамического материала из археологических памятников Испании (из районов Малаги [Начасова и др., 2002], Валенсии [Бураков и др., 2006], Барселоны [Gomez–Paccard et al., 2004], Мурсии [Gomez–Paccard et al., 2006]), Франции [Бураков и др., 2004], новые данные, полученные в результате исследования намагниченности материала археологических памятников Гранады и Валенсии (El Molon), и данные прямых наблюдений. Построена средне-75-летняя кривая изменения

18

напряженности геомагнитного поля в районе 0-го меридиана в последние три тысячелетия.

Основная тенденция изменения напряженности геомагнитного поля в последние три тысячелетия – уменьшение напряженности поля от значений около 90 мкТл к современному значению (в два раза меньше). На плавное уменьшение напряженности поля накладываются вариации, характерные времена которых можно оценить примерно в 1700, 700 и 500 лет.

Высокие средние значения напряженности геомагнитного поля в Испании в I тыс. до н.э. по сравнению со значениями напряженности поля в районе Кавказа свидетельствуют об изменении расположения изолиний напряженности геомагнитного поля в древности по сравнению с современностью. В настоящее время соотношение обратное.

Картина изменения напряженности геомагнитного поля в Испании в последние три тысячелетия с хорошим приближением может быть аппроксимирована суммой тренда и трех гармоник с периодами 1665, 660 и 475 лет, с амплитудами 6,9; 5,1 и 2,9 мкТл. Ошибка определения амплитуды колебаний – 1,2 мкТл. Характеристики выделенных колебаний в общем согласуются с характеристиками вариаций напряженности поля, полученными в результате исследований, проведенных в других районах Евразии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 06-05-65219.

1. Бураков К.С., Начасова И.Е., Мата К. Напряженность геомагнитного поля в I тысячелетии до нашей эры по результатам исследования керамики археологического памятника Испании “Los Villares” // Физика Земли. 2006. № 11. С. 84-92.
2. Бураков К.С. Начасова И.Е., Галле Ив, Женевей А. Сравнение методик и результатов определения напряженности древнего геомагнитного поля в лабораториях Москвы и Парижа // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика и эксперимент. Материалы международного семинара. – Казань: Изд-во Казанск. ун-та. 2004. С. 95-100.
3. Бураков К.С., Начасова И.Е., Нахейра Т., Молина Ф., Камара Х.А. Напряженность геомагнитного поля в Испании во втором тысячелетии до нашей эры //Физика Земли. 2005. № 8. С. 28-40.

4. Начасова И.Е., Бураков К.С., Бернабеу Х. Вариации напряженности геомагнитного поля в Испании // Физика Земли. 2002. № 5. С. 24-29.
5. Начасова И.Е., Бураков К.С., Молина Ф., Камара Х.А. Археомагнитные исследования керамики из многослойного неолитического поселения Los Castillejos” (Монтефрио, Испания) // Физика Земли. 2007. № 2. С. 75-82.

ВВЕДЕНИЕ КОРРЕКЦИИ НА МАГНИТНУЮ АНИЗОТРОПИЮ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ УГЛОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ДРЕВНЕГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО ТЕРМООСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ

Бураков К.С., Начасова И.Е.

ИФЗ РАН, Москва

При определении напряженности древнего геомагнитного поля методом Телье для коррекции на магнитную анизотропию величин лабораторной термонамагниченности *Jrt* и естественной остаточной намагниченности *Jn* необходимо определять соответствующие корректирующие коэффициенты α и β. Мы определяем их значения из зависимости кучности векторов лабораторной термонамагниченности серии образцов, одинаково ориентированных относительно намагничивающего поля, от величины α и β – принимая их значения соответствующими максимальной кучности.

В данной работе мы используем аналогичную методику для определения направления древнего геомагнитного поля обожженных объектов. Допустим, мы отобрали серию ориентированных образцов из объекта, например, древней печи. Для каждого образца измеряем величину остаточной намагниченности вдоль осей x, y, z: *Jx*, *Jy*, *Jz* и магнитную восприимчивость вдоль 9 направлений. По результатам измерения восприимчивости вычисляем, например, с помощью AMS-программы анизотропию магнитной восприимчивости, т.е. величины минимальной K_1, промежуточной K_2, максимальной K_3 восприимчивости и их направление D_1, I_1; D_2, I_2; D_3, I_3.

Вычисляем величину средней магнитной восприимчивости K_0 и относительное отклонение ее от среднего вдоль осей K_1, K_2 и K_3:

$$K_0 = \sqrt{(K_1^2 + K_2^2 + K_3^2)/3},$$

$$dK_1 = \frac{K_1}{K_0} - 1,\ dK_2 = \frac{K_2}{K_0} - 1,\ dK_3 = \frac{K_3}{K_0} - 1.$$

Для перехода из системы осей образца в систему осей анизотропии магнитной восприимчивости и обратно вычислим коэффициенты:

$$A_1 = \cos(D_1)\times\cos(I_1),\ A_2 = \cos(D_2)\times\cos(I_2),$$

$$A_3 = \cos(D_3)\times\cos(I_3),$$

$$B_1 = \cos(I_1)\times\sin(D_1),\ B_2 = \cos(I_2)\times\sin(D_2),$$

$$B_3 = \cos(I_3)\times\sin(D_3),$$

$$C_1 = \sin(I_1),\ C_2 = \sin(I_2),\ C_3 = \sin(I_3).$$

В системе координат осей анизотропии намагниченность вдоль соответствующих осей после коррекции на анизотропию будет равна:

$$J_1 = (J_x \times A_1 + J_y \times B_1 + J_z \times C_1)/(1 + b \times dK_1),$$

$$J_2 = (J_x \times A_2 + J_y \times B_2 + J_z \times C_2)/(1 + b \times dK_2),$$

$$J_3 = (J_x \times A_3 + J_y \times B_3 + J_z \times C_3)/(1 + b \times dK_3).$$

Коррекция здесь производится с помощью коэффициента **b**, который означает, насколько тензор термонамагниченности более анизотропен, чем тензор магнитной восприимчивости [Кочин, 1938].

Теперь вернемся в систему координат образца и вычислим скорректированные величины намагниченности по осям x, y, z образца:

$$J_{xc} = J_1 \times A_1 + J_2 \times A_2 + J_3 \times A_3,$$

$$J_{yc} = J_1 \times B_1 + J_2 \times B_2 + J_3 \times B_3,$$

$$J_{zc} = J_1 \times C_1 + J_2 \times C_2 + J_3 \times C_3.$$

По этим величинам находим скорректированные значения склонения *Dnc* и наклонения *Inc* остаточной термонамагниченности образца. Аналогичную процедуру выполним и для других образцов объекта.

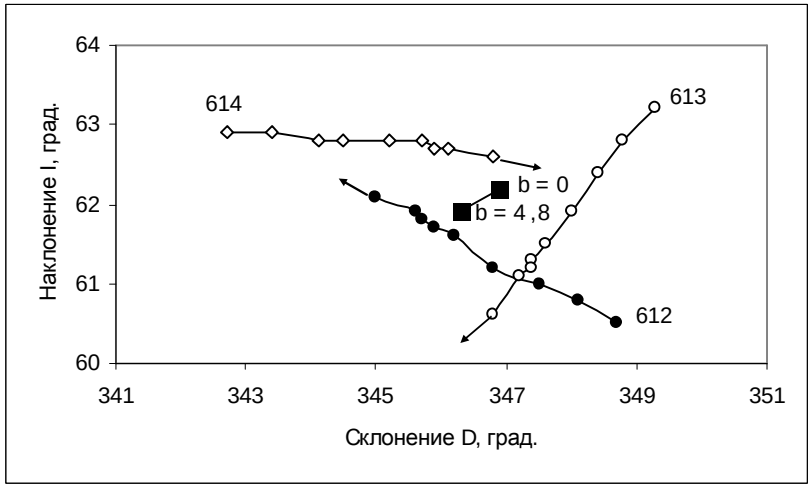


Рис.1. Смещение направлений остаточной намагниченности образцов 612, 613 и 614 при увеличении **b** от 0 до 6 (показано стрелками) и среднее направление намагниченности (залитые квадраты).

Методика была применена при исследовании намагниченности печи в разрезе археологического памятника «Гермонасса» в г.Тамань. Из внутренней части печи отобраны три ориентированных образца из кирпичей, № 612, 613 и 614. Образцы имели небольшую анизотропию магнитной восприимчивости – отношение максимальной к минимальной K_3/K_1 составляло соответственно 1.017, 1.026 и 1.026. Намагниченность образцов измерена после температурной чистки при 130°С. Кучность векторов без коррекции $\boldsymbol{k}$ = 1260, максимальная кучность достигает величины $\boldsymbol{k}$ = 8600 при **b**=4.8; $\mathbf{a}_{95}$ уменьшается с 2.1° до 0.9°. При этом смещение среднего направления намагниченности составляет около 1°, поскольку наблюдается встречное смещение направлений векторов намагниченности при коррекции (рис.1).

Археомагнитное датирование древних обожженных объектов производится путем сопоставления параметров древнего геомагнитного поля (склонения D, наклонения I и напряженности B), определяемых по остаточной термонамагниченности образцов, отобранных из объекта, с известными для данного региона и временного интервала кривыми вариаций D, I и B. Точность такого датирования определяется с одной стороны – точностью определения параметров геомагнитного поля, с другой – точностью построения калибровочных кривых вариаций.

Для построения калибровочных кривых для Тамани взяты 206 определений D и I по объектам Болгарии, Украины, Молдавии, Грузии из «Каталога археомагнитных определений» [Начасова и др., 1986] и 16 не вошедших в «Каталог» наших определений для Грузии. По этим данным для каждого объекта вычислены координаты виртуального геомагнитного полюса центрального диполя, которые затем были сглажены 25-летним окном осреднения с шагом в 25 лет. По этим данным вычислены кривые вариаций D и I (рис.2) для координат Тамани (λ=36,77°E, **f**=45,24°N.

Анализ методом градиентного спуска построенных для Тамани кривых вариаций D и I показал, что в интервале от -350 года по 1500 год вариации можно в основном аппроксимировать синусоидами с близкими периодами (1042 года для D и 1050 лет для I) и амплитудами (11,8° для D и 5,4° для I). Сдвиг фаз синусоид составляет 107°; такие вариации можно объяснить смещением геомагнитного полюса вокруг среднего значения в восточном направлении – при круговом вращении наблюдаемые амплитуды в A_I и A_D соотносятся как $A_D=A_I/\cos I$. Вычисленное из соотношения амплитуд D и I вариаций I= arccos (5,4/11,8)=65,4°, близко к среднему значению наклонения поля ~65,8°.

Интересно, что 2,5 миллиарда лет назад вариации геомагнитного полюса имели ту же амплитуду и направление дрейфа, но меньший период (480 лет) [Печерский и др., 2004]. Эти факты свидетельствуют о достоверности полученных кривых вариаций.

Эти кривые попадают в доверительные интервалы во временной интервал 625-800 г.г.-для D и 425-500 и 600-675 гг. – для I. Таким образом, наиболее вероятной датой последнего нагрева печи можно считать 650±25 год (конец византийского периода).

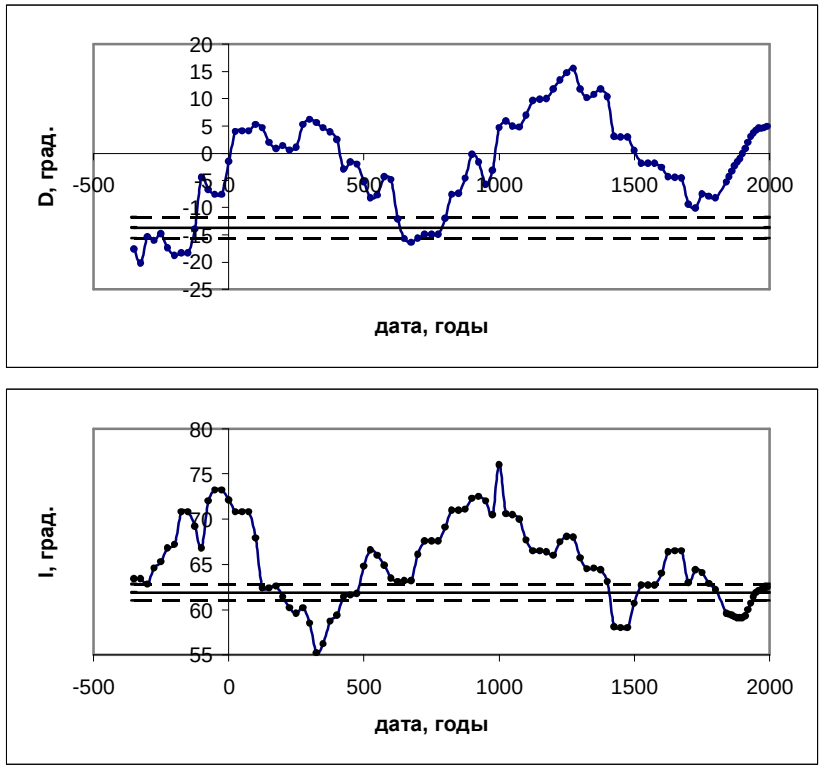


Рис.2. Средне-25-летние кривые вариаций склонения (вверху) и наклонения (внизу) геомагнитного поля в Тамани. Пунктирными линиями показаны доверительные интервалы средних значений D и I (прямые линии) для намагниченности печи.

ВЫВОДЫ

Применение коррекции на магнитную анизотропию при археомагнитных исследованиях позволяет получать более точные данные о направлении древнего геомагнитного поля. Коррекция на магнитную анизотропию уменьшает величину ошибки определения

направления геомагнитного поля, что увеличивает точность археомагнитного датирования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 06-05-65219.

1. Кочин Н.Е. Векторное исчисление и начала тензорного исчисления. 1938. Л.-М.:ГОНТИ. 456 с.
2. Начасова И.Е., Диденко Е.Ю., Шелестун Н.К. Археомагнитные определения элементов геомагнитного поля. Мировые данные. Материалы Мирового центра данных Б. Отв.ред. С.П.Бурлацкая, Москва. 1986. 169 с.
3. Печерский Д.М., Бураков К.С., Захаров В.С., Начасова И.Е. Детальная запись геомагнитного поля во время остывания мончегорского Плутона // Физика Земли. 2004. №. 8. С. 14-24.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ БАЙКАЛЬСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА

[1]Водовозов В.Ю., [2,3]Диденко А.Н., [4]Гладкочуб Д.П., [4]Мазукабзов А.М., [4]Донская Т.В.

[1]ИФЗ РАН, Москва, vodo@ifz.ru
[2]Геологический институт РАН, Москва
[3]Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, Хабаровск
[4] Институт земной коры СО РАН, Иркутск

В работе представлены новые палеомагнитные результаты, полученные при изучении раннепротерозойских образований, выходящих в долине реки Чаи (Акитканский хребет Северо-Байкальского нагорья), а также проведено сопоставление с имеющимися палеомагнитными определениями по раннему протерозою юга Сибирского кратона.

Наши исследования ориентированы на расшифровку сценария становления юга Сибирского кратона в раннем протерозое. Прежде всего, для достижения этой цели потребовалось получение современных палеомагнитных данных по датированным раннепротерозойским образованиям Сибирского кратона. Количество объектов надежных в палеомагнитном отношении, с одной стороны, и хорошо датированных, с другой, среди раннепротерозойских геологических комплексов очень ограниченно. На юге кратона к подобным объектам относятся Шарыжалгайский и Байкальский выступы его фундамента. В пределах последнего значительный интерес для палеомагнитного изучения имеют породы Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса в связи с их хорошей сохранностью, качественно определенной возрастной позицией, а также наличием представительных и хорошо обнаженных разрезов, доступных для детального опробования.

Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс (СБВПП) согласно существующим схемам (Розен и др., 2006, и др.), является составной частью Акитканского орогенного пояса, разделяющего Алданский и Ангаро-Анабарский супертеррейны. В современном рельефе региона южная часть СБВПП географически приурочена к Байкальскому хребту, а его центральная и северная части соответствуют поднятиям Акитканского хребта Северо-Байкальский нагорья. Пояс был сформирован в раннем протерозое в обстановке постколлизионного растяжения после завершения основных коллизионно-аккреционных событий, связанных с консолидацией Алданского и Ангаро-Анабарского супертеррейнов в единую структуру Сибирского кратона. В составе Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса объединяются терригенно-вулканогенные образования акитканской серии и гранитоиды ирельского комплекса, комагматичные кислым вулканитам акитканской серии. В настоящее время принято трехчленное деление акитканской серии на малокосинскую, хибеленскую и чайскую свиты (снизу верх). Однако, вслед за А.М. Мазукабзовым (Мазукабзов, 2003), наверное правильнее выделять два типа разрезов акитканской серии – на Байкальском хребте она расчленяется на малокосинскую и хибеленскую свиты, а на Акитканском хребте – на хибеленскую и чайскую свиты, при этом уровень чайской свиты соответствует и малокосинской, и хибеленской свитам Байкальского хребта. В пределах пояса отложения акитканской серии и комагматичные им гранитоиды ирельского комплекса интрудированы мощными дайкообразными телами габбро-долеритов чайского комплекса с возрастом 1.67 млрд. лет и дайками позднепротерозойских долеритов с возрастом 780 млн. лет (Гладкочуб и др., 2007). Отложения акитканской серии, гранитоиды и базитовые интрузии перекрываются с угловым несогласием верхнерифейскими осадочными отложениями байкальской серии.

Раннепротерозойские образования южной части пояса (район Байкальского хребта) были изучены ранее (Водовозов и др., 2007, Didenko et al., 2007), в северной ветви пояса на Акитканском хребте нами уже исследовались породы чайской свиты (Эволюция южной части…, 2006, Didenko et al., 2007). В настоящей работе представлены результаты изучения пород хибеленской и окуньской свит акитканской серии и базитовых даек чайского комплекса Акитканского хребта. Надо заметить, что сделано это было впервые.

В порфиритах хибеленской свиты присутствуют две компоненты намагниченности, низкотемпературная, зачастую большая по величине, совпадающая с направлением современного геомагнитного поля района работ, и высокотемпературная, большей частью характеристическая, компонента. Ее среднее направление (Ds=207.4; Is=16.1; k=23.5; α95=7.3) весьма схоже с направлением высокотемпературной

компоненты в породах чайской свиты (Эволюция южной части…, 2006), немного различаясь с ним по склонению. Эти порфириты в настоящий момент проходят изотопные исследования с целью получения абсолютного возраста, но можно сказать, что этот возраст не должен сильно отличаться от возраста чайской свиты – 1863 млн. лет (Эволюция южной части…, 2006). Ранее нами было изучены конгломераты нижнечайской подсвиты, состоящие в основном из галек хибеленских порфиритов, тест конгломератов для них оказался положительный - r/r_c=0.161/0.388 (Didenko et al, 2007).

Поведение образцов красноцветных песчаников окуньской свиты в процессе термочистки заметно сложнее. Здесь также выделяется низкотемпературная компонента намагниченности, с большим разбросом группирующаяся вокруг современного направления геомагнитного поля. В среднетемпературном интервале в основном наблюдается хаос. Наиболее уверенно выделяется именно высокотемпературные компоненты, чуть больше половины из них являются характеристическими, в ряде случаев наблюдаются практически однокомпонентные диаграммы Зийдервельда. На стереограмме образуют два кластера – сильно размазанные северный и южный, которые представляют очень шумные две полярности. Тест обращения формально проходит: γ/γ_c=23.4/23.7, хотя это может быть просто результатом сильного разброса вокруг среднего значения. После обращения южных направлений мы получили среднее значение Ds=358.6; Is=-8.1; k=14.7; α95=9.6. Это направление также близко среднему направлению по чайской свите. Следует заметить, что вопрос о принадлежности окуньской свиты к акитканской серии окончательно не решен. Она согласно залегает на чайской свите и несогласно перекрывается породами байкальской серии. Ранее (Салоп, 1964) ее вносили в состав чайской свиты. Породы окуньской свиты имеют только старые, сильно омоложенные датировки по глаукониту, согласно которым ее относили к верхнему протерозою. Но видимо, возраст пород окуньской свиты должен быть не многим моложе возраста чайской, это подтверждается нашими палеомагнитными данными и тем, что эту свиту прорывают базитовые дайки чайского комплекса. На наш взгляд, окуньская свита должна входить в акитканскую свиту, надстраивая чайскую.

Проведено изучение образцов двух базитовых даек чайского комплекса, имеющих возраст предположительно 1.67 млрд. лет и одинаковые геохимические характеристики с комплексом мощных базитовых даек Байкальского хребта (Гладкочуб и др., 2007). Одно из тел прорывает породы окуньской свиты, второе – чайскую свиту. Все образцы демонстрируют одинаковое поведение. Выделяются две компоненты намагниченности, низкотемпературная современная и

высокотемпературная, преимущественно характеристическая. Среднее направление последней - Ds=193.3.4; Is=-16.4; k=33.1; α95=5.1 - практически совпадает с направлением высокотемпературной компоненты дайкового комплекса Байкальского хребта (Водовозов и др., 2007). Как нам кажется, удалось сделать косвенный тест контакта, дайки и алевролитов нижнечайской подсвиты. В образцах алевролитов появляется среднетемпературная метахронная компонента, практически совпадающая с направлением высокотемпературной компоненты в дайке. Это свидетельствует о перемагничивающим влиянии дайкового комплекса. Впрочем, высокотемпературная компонента алевролитов этой точки ничем не отличается от среднего направления характеристической компоненты нижнечайской подсвиты.

В настоящей работе получены два новых определения по породам акитканской серии Северо-Байкальского нагорья, и еще одно по образцам из базитовых даек чайского комплекса. Эти результаты (см. табл.) хорошо коррелируют с нашими предыдущими определениями по образованиям раннего протерозоя юга Сибири, а дайковый комплекс р. Чаи практически совпал с таковым Байкальского хребта. Мы свели все наши раннепротерозойские определения по югу Сибирского кратона в общую таблицу. Часть наших более ранних определений, которые мы считали первичными, в этой таблице перешли в раздел «Перемагничивание». Здесь вероятно нужны пояснения. По мере поступления и изучения нового материала интерпретация части ранних результатов (Диденко и др., 2004, и др.) нуждалась в пересмотре. В частности, данные по породам малокосинской свиты, отобранным на водоразделе в районе мыса Хибелен, с одной стороны, подтверждали наши ранние результаты по гранитоидам Шарыжалгайского выступа – палеошироты были схожи, но, с другой, полюс пород малокосинской свиты находится достаточно далеко от гранитного. Объяснение существенного различия в положениях палеомагнитных полюсов мы связывали с различным возрастом изученных пород; возраст древней компоненты намагниченности в гранитоидах на 20-25 млн. лет меньше, чем таковой в породах малокосинской свиты. Но после получения новых палеомагнитных данных по породам чайской свиты Акитканского хребта (более спокойному в тектоническом отношению району), которые

практически совпали с данными по гранитоидам Шарыжалгая (Диденко и др., 2003), наши ранние результаты по Байкальскому хребту стали проблематичными. При повторном изучении пород малокосинской свиты из другого, более спокойного в тектоническом отношении, берегового разреза мы получили существенно другие результаты (сходные с направлением пород чайской свиты), общая картина стала проясняться, появилась версия о региональном перемагничивании (Водовозов и др., 2007). В итоге наши

первые данные по малокосинской (мыс Хибелен) и хибеленской (р. Кунерма) свитам (Диденко и др., 2004) были проинтерпретированы заново.

Таким образом, за 5 лет нами получены 4 полюса, которые согласно критериям (Buchan et al., 2000), отвечают понятию «ключевых» для докембрийского времени, т.е. надежно датированных и обладающих положительными тестами палеомагнитной надежности, а также еще 3 определения с меньшей палеомагнитной надежностью, которые можно использовать для уточнения кривой КМП Сибири. Кажется, что немного, но эти работы позволили втрое нарастить современную палеомагнитную базу для раннего протерозоя Сибирского кратона. В совокупности наши данные свидетельствуют о согласованном перемещении Шарыжалгайского и Байкальского выступов Сибирского кратона, начиная, по крайней мере, с 1850 млн. лет, т.е. иными словами, о ригидности (жесткости) юга Сибирского кратона в конце раннего протерозоя. Интерпретация наших результатов позволяет проследить перемещение Сибирского кратона в интервале времени от 1875 до 1670 млн. лет в южном направлении - из северных приэкваториальных (3-6º) широт в южные приэкваториальные (8-10º) широты. Кроме того, мы обнаружили следы регионального процесса перемагничивания, который затронул только регион Байкальского хребта и мог быть обусловлен тектоно-термальными событиями, связанными с позднепротерозойским рифтогенезом и внедрением в структуры южной окраины Сибирского кратона многочисленных дайковых роев (Гладкочуб и др., 2007).

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционной программы фундаментальных исследований ОНЗ и СО РАН (№ 10) и проекта РФФИ (№ 06-05-64352), Фонда содействия отечественной науки, грантов Президента РФ № МД-242.2007.5 и НШ 7417.2006.5, НОЦ «Байкал» (РНП.2.2.1.1.7334).

1. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Научный мир, 2006. 212 с.
2. Мазукабзов А.М. Структура и геодинамика южной окраины Сибирского кратона. Автореферат дисс… доктора геол.-мин. наук. Иркутск. 2003.
3. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А. Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии // Геология и геофизика. 2007. № 1. С. 22-41.
4. Водовозов В.Ю., Диденко А.Н., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. Результаты палеомагнитных исследований раннепротерозойских образований Байкальского выступа Сибирского кратона // Физика Земли. 2007. № 10. С. 60-72.
5. Didenko Alexei N., Vodovozov Vladimir Yu., Pisarevsky Sergei A., Gladkochub Dmitry P., Donskaya Tat’yana V., Mazukabzov Anatoly M., Stanevich Arkady M., Bibikova Elena V., Kirnozova Tat’yana I. Palaeomagnetism and U-Pb dates of the Palaeoproterozoic Akitkan Group (South Siberia) and implication for the pre-Neoproterozoic tectonics // Precambrian Research, 2007 (in press).

Таблица. Средние направления (в древней системе координат) характеристических компонент ЕОН раннепротерозойских образований юга Сибирского кратона и соответствующие им палеомагнитные полюсы (южные (?))

№ пп	Формация	Возраст млн. лет	Среднее направление				Тесты	Полюс				Источник
			D, °	I, °	k	α_{95}, °		Φ, °	Λ, °	d_p/d_m	φ, °	
	Шарыжалгайский выступ											
1	Гранитоиды шумихинского и саянского комплексов	1850	353.0	-26.0	9.4	5.9	Обращения	23.9	290.0	3.4/6.4	-13	(Эволюция южной части…, 2006)
	Байкальский выступ (Байкальский хребет)											
2	Малокосинская свита	1877	187.2	6.8	79.4	6.3	Конгломератов Складки	31.7	280.2	3.2/6.3	-3	(Водовозов и др., 2007)
3	Базитовые дайки*	1674	189.4	-16.3	44.8	11.6	Складки	41.6	276.8	6.2/12.0	8	(Водовозов и др., 2007)
4	«Перемагнитивание»	R	278.0	-8.8	25.5	13.5	Складки	-1.0	189.6	6.9/13.6	4	(Водовозов и др., 2007)
	Байкальский выступ (Акитканский хребет)											
5	Чайская свита	1863	192.5	18.6	50.5	6.9	Косвенно – конгломератов и контакта	22.1	277.5	3.7/7.2	-9	(Didenko et al, 2007)
6	Хибеленская свита	PR_2	207.4	16.1	23.5	7.3	Конгломератов	20.5	261.0	3.9/7.5	-8	Настоящая работа
7	Окуньская свита	PR_2	358.6	-8.1	14.7	9.6	Обращения	28.5	291.6	4.9/9.7	-4	Настоящая работа

* При расчете среднего направления и полюса использованы образцы из трех даек Байкальского хребта и двух даек Акитканского хребта.

6. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Науч. ред. Е.В. Склярова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. 367 с.
7. Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1. 511 с.
8. Диденко А.Н., Водовозов В.Ю. Траектория кажущейся миграции полюса Сибири для второй половины раннего протерозоя // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика и эксперимент / Материалы международного семинара. Изд-во Казанского университета, 2004, с.109-113.
9. Диденко А.Н., Козаков И.К., Бибикова Е.В. и др. Палеомагнетизм нижнепротерозойских гранитоидов Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирского кратона и геодинамические следствия // 2003. Т. 390, № 3. С. 368-373.
10. 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.

ОСОБЕННОСТИ КИНЕТИКИ РАЗЛОЖЕНИЯ γ–FeOOH В ИЗОТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Гапеев А.К., Грибов С.К., Косарев С.И.

ГО «Борок» филиал ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославская обл.

Настоящая работа является продолжением ранее начатого исследования кинетики реакции дегидратации лепидокрокитов (γ–FeOOH) [1]. В сравнимом температурном интервале (T=150–450^{0}C), но при существенно более длительных временах (t) изотермического отжига (312 часов против 5 часов) в постоянном магнитном поле 0.65Тл изучена динамика изменения намагниченности насыщения $J_S(T,t)$ в ходе разложения на воздухе синтетического порошкообразного γ–FeOOH, представленного в работе [2] как образец №1. Выбор синтетического аналога лепидокрокита определялся необходимостью исключить влияние на кинетику дегидратации других оксигидроокисей (например, гетита), а также примесных катионов, характерных для природных образцов.

Полученные зависимости $J_S(T,t)$ приведены на рис.1, из которого прослеживаются следующие их закономерности: незначительное уменьшение величины J_S в течение первоначального отрезка времени (участок А), за которым следует период роста. При этом в диапазоне температур 150–250^{0}C на кривой $J_S(t)$ достаточно отчетливо проявляются два или три (соответственно B, C и D) участка экспоненциального увеличения намагниченности насыщения. В случае дегидратации при $T \geq 300^0$C зависимость $J_S(t)$ еще сложнее: на интегральной кривой имеются два или три максимума и соответственно два или три минимума, амплитуда, форма и положение которых изменяются с температурой. Характерно также, что все кинетические кривые $J_S(t)$, полученные в ходе трехсотчасового

высокотемпературного разложения лепидокрокитовой фракции, на завершающих этапах измерений $J_S(t)$ (участок F) показывают экспоненциальное уменьшение величины J_S, охватывающее существенный отрезок времени на этой стадии реакции (рис.).

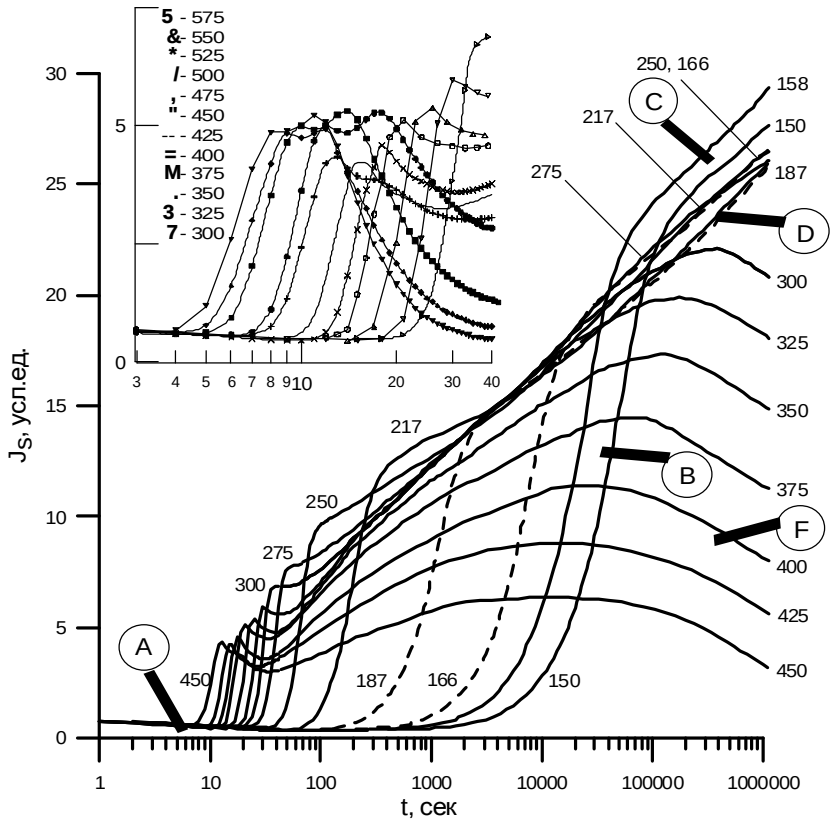


Рис. Изменение намагниченности насыщения J_S в зависимости от времени (логарифмическая шкала) и температуры дегидратации исходной лепидокрокитовой фракции. A, B, C, D, F – участки выраженного экспоненциального изменения кривой J_S (t). Цифры у кривых соответствуют температуре (в градусах Цельсия) реакции дегидратации. На вставке – поведение $J_S(T, t)$ в течение первых 40 секунд реакции.

В виду сложности термической структурной перестройки γ–FeOOH вопрос выбора соответствующей геометрической модели диффузионной задачи (равно как и удовлетворительного математического описания кинетики процесса дегидратации лепидокрокита) до сих пор остается не

решенным, поэтому результаты данного эксперимента пока оказались использованными далеко не полностью. Однако для выделенных нами линейных участков кривой скорости (dJ_S/dt) процесса были проведены оценки величины энергий активации E.

Для дополнения данных кинетического анализа были также использованы методы дифференциального термогравиметрического анализа исходного реагента, порошковой рентгеновской дифрактометрии и термомагнитного (по J_S) анализа продуктов его дегидратации на разных этапах процесса.

На основании полученных экспериментальных результатов и анализа литературных данных можно сделать некоторые предварительные заключения.

1. Начальный участок A кинетической кривой $J_S(T,t)$, очевидно, следует рассматривать как «инкубационный период», когда структура лепидокрокита должна «подготовиться» к переходу в маггемит. Скорость реакции на данном этапе дегидратации, вероятно, контролируется как скоростью разрыва H-связи O–H…O и Fe–OH, так и скоростями последующего диффузионного удаления образующихся молекул воды и миграции катионов железа относительно сохраняющегося анионного каркаса с образованием суперпарамагнитных маггемитовых кластеров. Энергия активации E для «индукционного периода» составила ~6 ккал/моль в температурном интервале 150–450^{0}C.

2. Последующий возрастающий участок кривой зависимости $J_S(t)$ связан с кинетикой роста маггемитовой фазы и отражает скорость увеличение ее концентрации и размерности на стадии перехода γ–FeOOH→γ–Fe_2O_3. Для участков B, C и D периода экспоненциального увеличения $J_S(t)$ полученные значения E равны соответственно ~33.5 (при 150–225^{0}C), ~34.8 (150–225^{0}C) и ~37.7 ккал/моль (187–217^{0}C).

По данным термомагнитного анализа низкотемпературное дегидроксилирование лепидокрокита приводит к появлению двух разновидностей маггемита, характеризующихся разной устойчивостью к термическим воздействиям: «основной» не стабильной с температурой Кюри T_C~225^{0}C и устойчивой к нагреву с T_C~520–540^{0}C. Предполагается, что первая из них – маггемит с примесями водорода в кристаллической решетке. При высоких температурах и временах дегидратации лепидокрокита сохраняется лишь термоустойчивая фаза с T_C ~543^{0}C (рис.2).

3. «Аномалии» в поведении $J_S(t)$ охватывают временной и температурный интервалы сосуществования данных маггемитовых разновидностей, и, следовательно, полученные результаты, скорее всего,

должны отражать магнитные свойства этой «двухфазной» ассоциации. К сожалению, по имеющимся сегодня данным однозначно

интерпретировать обнаруженные изменения $J_S(T,t)$ на данном этапе термического разложения γ–FeOOH не представляется возможным. Требуется проведение дополнительных специальных экспериментов.

4. Спад намагниченности насыщения (обозначенный как участок F кривой $J_S(t)$) отвечает стадии реакции дегидратации γ–FeOOH, приводящей к образованию α–Fe_2O_3.

Временная экстраполяция полученных кинетических кривых до значений J_S, соответствующих для данных образцов сто процентному переходу лепидокрокит-гематит, позволила оценить время, необходимое для завершения данного превращения для широкого температурного интервала, в том числе и в области «низких» температур.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 06–0564692.

1. Гапеев А.К., Грибов С.К., Косарев С.И. Кинетика дегидратации лепидокрокита / Сб. “Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент”. Тезисы докладов. М.: ГЕОС. 2006. С.199-200.
2. Гапеев А.К., Грибов С.К., Косарев С.И. К вопросу о синтезе и особенностях термического разложения лепидокрокитов / Сб. “Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле”. Материалы конференции. М. 2006. С. 10-12.

К ВОПРОСУ О СВОЙСТВАХ ХИМИЧСЕКОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ, ОБРАЗУЮЩЕЙСЯ ПРИ РАЗЛОЖЕНИИ α–FeOOH В ИЗОТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Гапеев А.К., Грибов С.К.

ГО «Борок» филиал ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославская обл.

Термическое разложение гетитов (α–FeOOH), приводящее на воздухе к образованию гематита (α–Fe_2O_3), относится, пожалуй, к наиболее обстоятельно изученному процессу дегидратации оксигидроокисей железа. Общепринято считать, что реакция α–FeOOH→α–Fe_2O_3 протекает по топотаксическому механизму: ромбоэдральная кристаллическая решетка гетита перестраивается в гексагональную решетку гематита таким образом, что кислородный каркас остается неизменным, а происходит освобождение структурных OH-групп и перераспределение ионов Fe^{3+} по октаэдрическим междоузлиям кристалла. В связи с этим формирование новой фазы осуществляется путем ее постепенного упорядочения. Поэтому образование химической остаточной намагниченности J_{CRM} (или CRM) гематитовой фазы и изменение ее свойств (величины, магнитной стабильности) прежде всего следует связывать с явлениями

структурного упорядочения кристаллической решетки [1]. Однако, вопросы формирования CRM в ходе термического превращения α–FeOOH до сих пор изучены еще не достаточно. Экспериментальные работы в основном носят фрагментарный характер. Для получения более полного представления об особенностях механизма образования CRM необходимо дальнейшее накопление данных о ее свойствах.

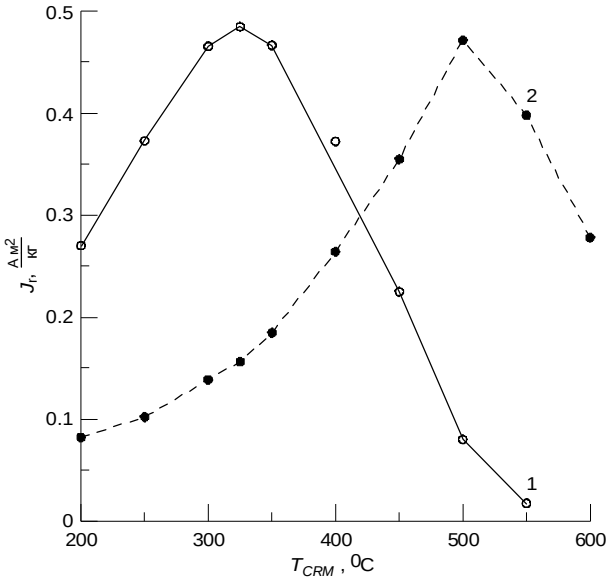


Рис. 1. Изменение J_{CRM} (1) и J_{pTRM} (2) в зависимости от температуры (T_{CRM}) дегидратации гетитовой фракции с размером зерна 0.7 мкм. Время дегидратации во всех случаях – 500 часов в поле 0.5 mT; измерения остаточных намагниченностей проведены при комнатной температуре (T_0).

Настоящее исследование продолжает наш цикл работ [2,3] по моделированию CRM, возникающей в процессе фазового перехода гетита в гематит. В качестве исходных использовались образцы, представляющие собой смесь каолина и 5 вес.% диспергированного порошка игольчатого синтетического α–FeOOH со средним размером частиц 0.7 мкм. Общая схема эксперимента осталась прежней. CRM создавалась в постоянном магнитном поле $H=H_0$=0.5 mT в течение пятисотчасовых изотермических ($T=T_{CRM}$) отжигов на воздухе при температурах от 200 до 600^{0}C. Затем образец охлаждался в

скомпенсированном лабораторном поле до комнатной температуры (T_0). Выделенная таким образом химическая остаточная намагниченность $J_{CRM}(T_0)$ разрушалась переменным магнитным полем с максимальной

амплитудой ($\tilde{H}$) от 0.5 до 100 mT. Далее этот же образец повторно нагревался до T_{CRM}, после чего вновь охлаждался до T_0 в поле H_0. Созданная при этом термоостаточная намагниченность $J_{pTRM}(H_0, T_{CRM}–T_0)$ (или pTRM) пошагово разрушалась переменным магнитным полем.

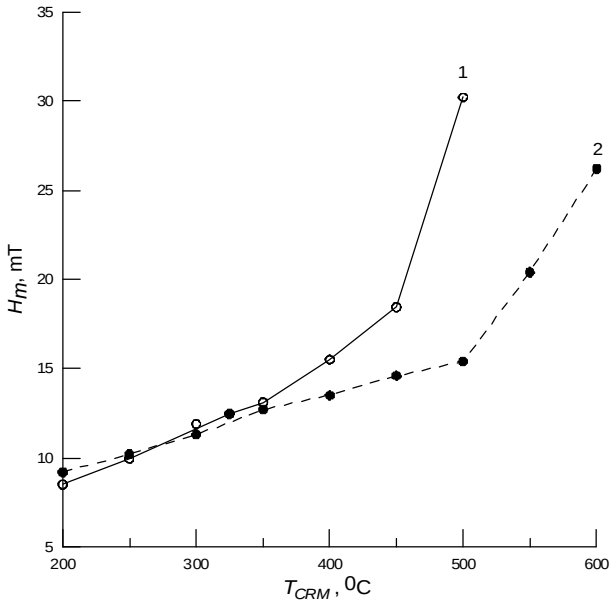


Рис. 2. Изменение величины медианного переменного магнитного поля ($\tilde{H}_m$) разрушения $J_{CRM}(T_0)$ (1) и $J_{pTRM}(T_0)$ (2) в зависимости от температуры (T_{CRM}) дегидратации гетитовой фракции после соответствующей 500-часовой изотермической выдержки образцов на воздухе в поле 0.5 mT.

Результаты данного эксперимента приведены на рис.1 и 2, анализ которых показал, что характер представленных здесь зависимостей ($J_{CRM}(T_{CRM})$, $J_{pTRM}(T_{CRM})$, $\tilde{H}_m(J_{CRM}, J_{pTRM})$) подобен поведению соответствующих кривых, полученных в аналогичных по постановке задачи работах [2,3]. Более того, все без исключения новые значения данных магнитных параметров оказались промежуточными по отношению к ранее нами зафиксированным результатам. Учитывая, что во всех этих работах использовалась гетитовая фракция с одинаковой химической предысторией, подвергнутая в ходе экспериментов термообработке в подобных режимах, можно уверенно утверждать, что выявленные закономерности в изменениях свойств CRM и pTRM продуктов реакции дегидратации α–FeOOH исключительно связаны с влиянием размера зерна исследованных гетитов. Напомним, что в

работах [2,3] термическому разложению подвергалась синтетическая порошкообразная α–оксигидроокись с размером зерен соответственно 0.35 и 1.5 мкм.

Из совокупности полученных данных можно сделать следующие выводы:

– в ходе термической дегидратации бóльших по размеру гетитовых зерен формируется бóльшая по величине CRM и pTRM;

– в процессе фазового перехода гетита в гематит устойчивость CRM (также как и pTRM) к воздействию $\tilde{H}$ повышается;

– на всем изученном температурном интервале превращения α–FeOOH→α–Fe_2O_3 образующаяся CRM отражает направление только внешнего намагничивающего поля.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 06-05-64692.

1. Багин В.И., Гендлер Т.С., Авилова Т.Е. Магнетизм α–окислов и гидроокислов железа. М.: 1988. 180 с.
2. Гапеев А.К., Грибов С.К. Химическая остаточная намагниченность при температурных превращениях гетита / Сб. “Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент”. Тезисы докладов. М.: ГЕОС. 2003. С.20-22.
3. Гапеев А.К., Грибов С.К. Новые данные о свойствах химической остаточной намагниченности, образующейся в процессе дегидратации синтезированных гетитов / Сб. “Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент”. Тезисы докладов. М.: ГЕОС. 2006. С.48-50.

МАГНИТНЫЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В НАНОЧАСТИЦАХ МАГНЕТИТА И МАГГЕМИТА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УСЛОВИЙ СИНТЕЗА

Гендлер Т.С.

ИФЗ РАН, Москва

Надежная диагностика тонкодисперсных Fe-минералов разной степени кристалличности и выявление динамики формирования их магнитных свойств в реальных осадочных породах требуют на данном этапе исследований применения комплекса самых современных экспериментальных методов физики твердого тела, таких как

электронная микроскопия высокого разрешения, мессбауэровская спектроскопия, атомно-силовая микроскопия поверхности, рентгеновская дифракция, высокочувствительные петромагнитные измерения и др. Необходимым этапом исследований также являются модельные лабораторные эксперименты по синтезу наноразмерных Fe-соединений при меняющихся условиях синтеза и изучение специфики их

магнитных характеристик. Работы последних лет (1-5) показали, что магнитные характеристики наночастиц одного и того же химического состава и размера существенно меняются в зависимости от их концентрации, свойств среды, в которой они распределены, времени кристаллизации и типа реакции (химической или твердофазного перехода).

Все эти параметры в первую очередь оказывают существенное влияние на силу магнитного взаимодействия, которое приводит к специфической доменной структуре, создавая условия для закрепления остаточной намагниченности в ансамбле изначально суперпарамагнитных наночастиц.

Оказалось,что одной из наиболее информативных магнитных характеристик для выявления различия в магнитном состоянии образовавшихся в различных условиях наночастиц оказались термомагнитные кривые Js(T). В данной работе рассматриваются сравнительные термомагнитные характеристики наночастиц магнетита, полученных в трех различных типах синтеза. Благодаря тому, что комплексом примененных физических и химических методов состав, кристаллическая структура и размеры частиц в этих экспериментах могли быть точно определены, интерпретация магнитных характеристик становилась значительно более обоснованной.

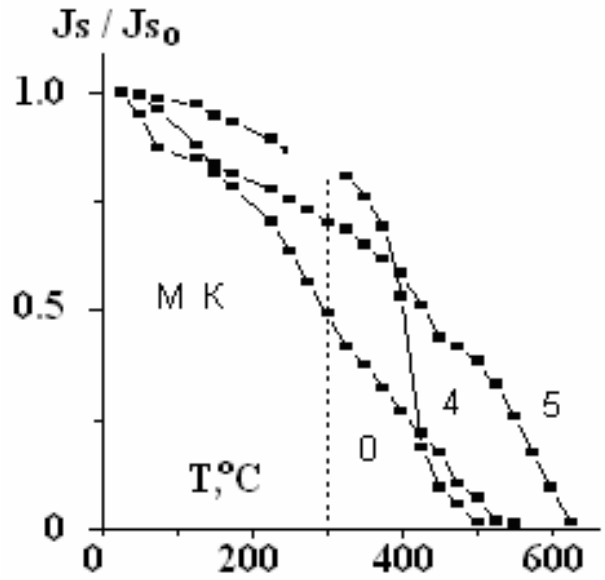


Рис. 1.

1. Наночастицы магнетита кубической формы с размерами 5-15 нм, были синтезированы соосаждением из раствора смеси Fe-солей ($FeCL_2$ and $FeCL_3$) при различных температурах. Химический анализ показал непосредственно после синтеза состав близкий к стехиометрическому магнетиту, но различающийся в различных порциях содержанием дополнительных молекул воды (Fe_3O_4 nH $_2O$, n=0-5). При хранении в воздушно сухом состоянии первично черные микрокристаллы (МК) приобретали коричневый оттенок, свидетельствующий о частичном окислении. Последнее было подтверждено Мессбауэровской спектроскопией и позволило вычислить в каждом опыте реальный состав частиц после старения ($Fe_3O_{4+\gamma}$ nH $_2O$). Термомагнитные кривые первичного осадка демонстрируют эволюцию от однофазной кривой с Tc~550^0 C к двухфазной с Tc~450^0 и 620^0 C с ростом числа молекул воды n от 0 до 5 (рис.1). При этом различна и крутизна кривых в интервале 20-300 ^{0}C, что непосредственно связано с силой магнитного взаимодействия между наночастицами. После отжига этих частиц или подкисления HCl двухфазность исчезает и наблюдаются однотипные кривые с Tc ~620^0 C. По данным мессбауэровской спектроскопии во всех порциях синтеза наблюдалась существенная доля невзаимодействующих наночастиц, дающих суперпарамагнитный дублет. При обработке всех порций синтезированных частиц декстраном

в водной среде на поверхности МК образовывалась пленка декстрана, способствовавшая объединению микрокристаллов без изменения индивидуальных размеров. В результате исчезали проявления суперпарамагнетизма в спектрах и образовывался декстран-феррит (ДФ), состоящий из МК, связанных между собой магнитным взаимодействием через молекулы декстрана. В дальнейшем ДФ использовался как магнитный носитель лекарственных препаратов. Изменение в термомагнитных кривых при образовании ДФ продемонстрировано на рис.2 для МК с n=5, пик на кривой ДФ обозначает разрушение декстрана. За счет усилившегося магнитного взаимодействия между наночастицами остаточная намагниченность и коэрцитвность возросли в 3 раза для ДФ в сравнении с МК.

2. Второй тип синтеза наночастиц магнетита проходил в присутствии 4%-ного водного раствора поливинилового спирта (ПВС) с добавлением в него раствора смеси $FeCl_2 \cdot 4H_2O$, $FeCl_3 \cdot 6H_2O$ (с мольным соотношением $Fe^{+2}/Fe^{+3}=0.5$). В результате произошедшей реакции после добавления 6% раствора NaOH и гелирующиго агента происходило образование наночастиц Fe_3O_4. Образовавшийся гель в течение 5-10 минут приобретал окраску от красно-коричневой до черной, в зависимости от концентрации окисла железа в образцах. “Это свидетельствует о формировании “in situ” частиц не только магнетита, но и маггемита или частично окисленного магнетита. После хранения в

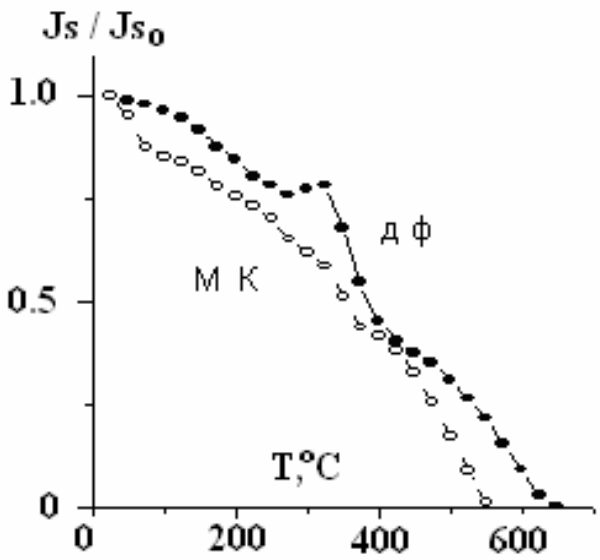


Рис. 2.

течение 24 часов в закрытой чашке Петри гель длительно промывался водой и высушивался на воздухе при комнатной температуре в течение 3-5 дней. В результате происходило образование полимерных пленок толщиной 200 мкм с распределенными по их объему наночастицами окисла железа с размерами 4-20нм. Варьируемым параметром при данном способе синтеза была концентрация наночастиц магнетита в пленке Ср. С ростом Ср возрастала монотонно намагниченность насыщения пленок и немонотонно остаточная намагниченность насыщения. В мессбауэовских спектрах повышалась доля частиц, связанных магнитным взаимодействием, соответственно понижалась доля невзаимодействующих суперпарамагнитных наночастиц. Удельная намагниченность насыщения, вычисленная с учетом доли суперпарамагнитных невзаимодействующих частиц в пленках различных концентраций дала величины ~62 и 82-89 $Ам^2/kg$ для двух областей концентраций 3-5.7% и 7-43%. Первый интервал концентраций по данным мессбауэровской спектроскопии был представлен в основном наночастицами маггемита, второй-частично окисленным магнетитом. Оказалось, что термомагнитные кривые пленок с различной концентрацией существенно различны по форме в интервале 20-300^{0}C (до момента разрушения пленки). Начальные участки кривых удается аппроксимировать полиномами разной степени. Второй особенностью кривых является различие крутизны до и после разрыва, что с

очевидностью указывает на различный характер магнитного взаимодействия в частицах, «замороженных» в пленке, и после ее разрушения. Различие в форме кривых Js(T) на первом участке связано с существенной долей суперпарамагнитных частиц для низких концентраций окисла железа в пленке. Для более высоких концентраций, несмотря на тонкодисперсность частиц, магнитное взаимодействие является достаточно сильным и форма кривых становится все более выпуклой. Это отражается в первую очередь в изменении доли размагничивания при нагреве до 200°C ($\alpha=Jsf_{(200)}/Jsf$), которая уменьшается от 0.40 до 0.18 с ростом концентрации наночастиц в пленках (Рис.3). Для формального определения температур Кюри пленок (Тсп) полиномы первого участка были проэкстраполированы на больший температурный интервал и точка пересечения с осью температур принималась за Тсп. Определенные после этой процедуры Tcf находились в интервале 415-457°C вне какой либо видимой зависимости от Cv. Таким образом, магнитное взаимодействие в наночастицах нестехиометрического магнетита в пленках в присутствии сильного внешнего магнитного поля является достаточно сильным, однако слабее, чем в объемном магнетите. Температуры Кюри Тс для конгломератов свободных частиц, оставшихся после разрушения

полимера, определялись по первой производной экспериментальных кривых. Тс уменьшались от 532°С до 517°С с возрастанием концентрации Cv. Эти Тс также значительно ниже температур Кюри объемного стехиометрического и тем более нестехиометрического магнетита или маггемита. Таким образом, анализ температурной зависимости намагниченности насыщения пленок показывает, что при всех концентрациях наночастиц маггемита/нестехиометрического магнетита магнитное взаимодействие при наличии полимера является достаточно сильным, но отличается от магнитного взаимодействия тех же частиц в отсутствии полимера и от магнитного взаимодействия более крупных частиц магнетиа-маггемита. Это очень хорошо коррелирует с меньшими по сравнению с обычным магнетитом (маггемитом) величинами сверхтонких магнитных полей, наблюдаемых в мессбауровских спектрах пленок.

3. Еще одним актуальным на сегодня способом получения наночастиц магнетита является истирание в специальных мельницах смеси порошков Fe и Fe_2O_3. При таком способе варьируемыми параметрами являются время истирания и относительное содержание Fe, которое выступает в роли восстановителя. Изучение термомагнитных кривых на различных этапах истирания при нагревах в различных интервалах температур позволяют проследить динамику образования наночастиц магнетита.

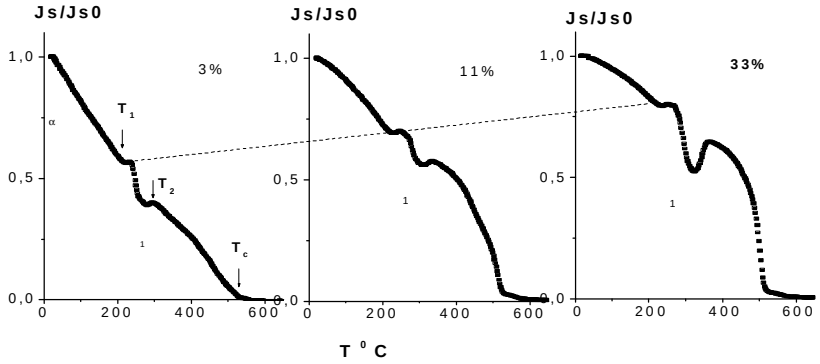


Рис. 3.

На рис. 4 приведен пример образования магнетита после истирания смеси порошков в мельнице в течение 12 мин. Отчетливо видно, что, несмотря на на наноразмеры образуется магнетит, с Тс 578°С и выпуклой термомагнитной кривой, подобной таковой для достаточно крупных частиц магнетита.

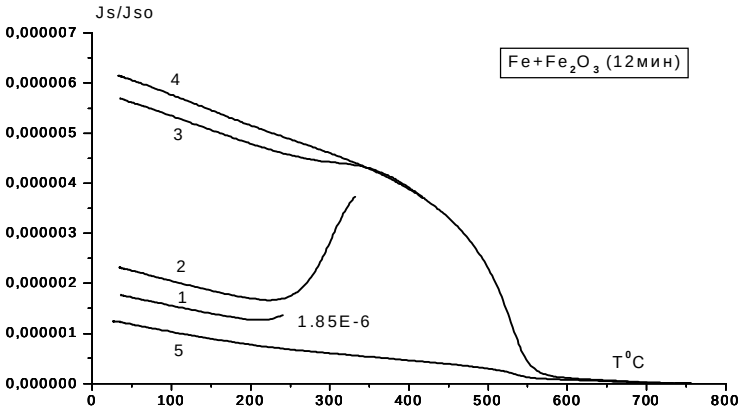


Рис. 4.

Однако на более ранних стадиях истирания оказалось возможным наблюдать промежуточные метастабильные состояния, различающиеся в зависимости от соотношения фаз в шихте к (к=Fe/ Fe_2O_3).На рис.5 показаны две термомагнитные кривые для смеси порошков, истиравшихся 2 минуты, но имеюших к 0.04 и 0.07 соответственно. Правая кривая с к=0.07 характерна для аморфного состояния.

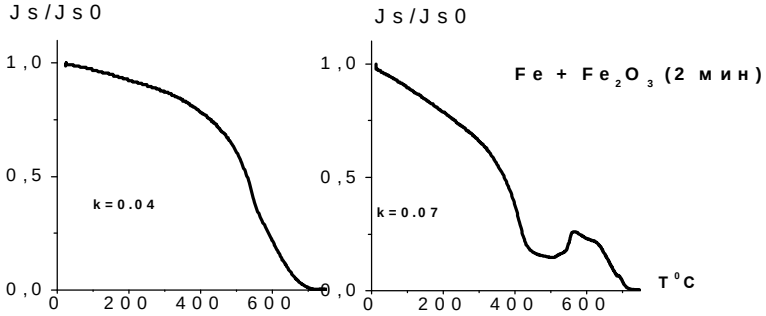


Рис. 5.

1. A.A.Novakova, E.V.Smirnov, T.S.Gendler. Magnetic anisotropy in Fe_3O_4 –PVA nanocomposites as a result of Fe_3O_4 -nanoparticles chain formation, J. of Magnetism and Magnetic Materials, 2006 , 300, Issue1, e354-e358
2. 2.T. S. Gendler, A. A. Novakova, and E. V. Smirnov. Specific magnetic structure forming in polimer nanocomposites containing magnetite nanoparticles. RJES, 7, ES4003, doi:10.2205/2005ES000177,2005

3. Гендлер Т.С., Новакова А.А., Смирнов Е.В. Магнитные взаимодействия в наночастицах гетита в зависимости от условий синтеза. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. ГЕОС, Борок, 2006, 51-54.

ГЕОМАГНИТНАЯ ИНВЕРСИЯ «ХРОН 5 – ГИЛЬБЕРТ» (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

[1]Гнибиденко З.Н., [2]Семаков Н.Н.

[1]Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск,
[2]Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск,

Одной из актуальных проблем палеомагнитологии и геофизики в целом является изучение инверсий магнитного поля Земли, обусловленных процессами в ядре и на границе ядро-мантия и имеющих большое значение для развития теории геомагнитного динамо. При этом обычно изучаются характеристики геомагнитного поля во время инверсий, а также до и после инверсионные стационарные периоды этого поля.

Нами начато изучение инверсионного перехода «хрон 5-Гильберт», зафиксированного в разрезе Новая Станица [1, 2, 3]. Этот разрез расположен на правом высоком берегу Иртыша у с. Новая Станица близ г. Омска (φ = 54°50,7' с.ш., λ = 73°25,3' в.д.) и имеет мощность 16 м.

Геологическое строение и биостратиграфическая характеристика этого разреза довольно хорошо и детально изучены [4, 5, 6, 7]. Напомним, что отложения, слагающие разрез, выделяются под названием новостаничной свиты, имеющей двучленное строение и представленной двумя толщами. Это зеленовато-серые глины и подстилающие их светло-серые алевритистые глины и супеси. Породы в разрезе имеют горизонтальное залегание. Отложения новостаничной свиты – это породы терригенного облика, принадлежащие континентальной гумидной сероцветной серии осадков, характеризующейся озерно-болотными и озерно-аллювиальными фациями. В низах верхней и нижней толщ содержится фауна мелких млекопитающих. Оба местонахождения содержат одинаковую фауну (новостаничный комплекс по В.С. Зажигину, сопоставляемый с русцинийским комплексом Западной Европы). Возраст отложений, содержащих эту фауну, определяется как позднемиоценовый-раннеплиоценовый, датируемый ранним русцинием [6, 7]. Этот разрез изучался нами в нескольких местах – сначала в береговом обрыве Иртыша в 1,8 км выше с. Новая Станица, затем в 30, 100 и 200 м выше и ниже по течению Иртыша. Предыдущие исследования [1, 2] позволили установить, что в палеомагнитном разрезе этих отложений выделены две крупные магнитозоны: прямой (N_1nv) и обратной (R_1nv) полярности мощностью 7,8 м и 8,2 м соответственно с явно выраженным инверсионным переходом мощностью 0,8 м между ними и с субзонами противоположной намагниченности в каждой магнитозоне. Инверсионный переход зафиксирован в темно-зеленовато-серых глинах в интервале глубин 9-8,2 м. Достоверность полученных палеомагнитных данных подтверждается определениями магнитных минералов-носителей намагниченности, природой этой намагниченности и компонентным анализом естественной остаточной намагниченности. Основными носителями естественной остаточной намагниченности являются магнетит, гематит, маггемит, а также гидроокислы железа. Проведенные литолого-минералогические исследования позволяют сделать вывод о том, что основные носители намагниченности – магнетит и гематит имеют обломочное происхождение, а гидроокислы железа – хемогенное. Терригенный характер основных магнитных минералов позволяет полагать ориентационную природу естественной остаточной намагниченности, что подтверждается экспериментами по лабораторному переосаждению пород и установленным занижением магнитного наклонения в векторах естественной остаточной намагниченности изученных пород. По результатам терморазмагничивания и ступенчатого размагничивания в образцах пород новостаничной свиты присутствуют одна-три компоненты естественной остаточной намагниченности – низкотемпературные и

высокотемпературные. Низкотемпературная нестабильная компонента разрушается при температуре 180-300°С и связана с разрушением вязкой намагниченности и намагниченности гидроокислов железа. Высокотемпературная (характеристическая) компонента, выделяемая при компонентном анализе результатов терморазмагничивания, обусловлена магнетитом и гематитом, реже маггемитом и разрушается при температуре 300-675°С.

Привязка выделенных магнитозон к магнитохронологической шкале [8] выполнена по комплексным палеомагнитным и биостратиграфическим данным. Установлено, что магнитозоны прямой и обратной полярности, выделенные в новостаничной свите этого разреза и разреза черлакских слоев (верхняя часть новостаничной свиты) у с.Черлак, расположенного в 120 км выше по р. Иртыш, образовались во время хрона 5 (C3An, магнитозона R_1nv) и хрона Гильберт (C3r, магнитозона R_1nv).с переходной зоной между ними. Верхняя часть разреза Новая Станица начиная с глубины 8,2 м, отнесенная к хрону Гильберт, сопоставляется и надстраивается разрезом

верхов этой свиты (черлакскими слоями) в обн. Черлак. Согласно вышеприведенным данным инверсия N/R в разрезе Новая Станица, зафиксированная на глубине 9 м, датируется приблизительно в 5,9 млн лет (граница хронов C3An-C3r). Кровля новостаничной свиты (черлакских слоев) в разрезе Черлак датируется около 5,2 млн. лет. Нижняя граница магнитозоны 5 (разрез Новая Станица) датируется приблизительно в 6,3 млн. лет. Скорость осадконакопления, подсчитанная из расчета постоянного осадконакопления за весь период формирования этой толщи, составляет 1,7 см/тыс. лет, отсюда продолжительность инверсии оценивается приблизительно около 40 тыс. лет.

Для детальных исследований магнитного поля в инверсионный переходный период был выбран разрез, расположенный в 2 км от с. Новая Станица. В результате сплошного опробования в переходной N/R зоне «хрон 5-Гильберт» было отобрано 156 образцов-кубиков, представляющих 52 временных стратиграфических уровня. О составе магнитных минералов-носителей намагниченности и природе этой намагниченности было сказано выше. В результате изучения распределения векторов намагниченности в этой части разреза после проведения временной магнитной чистки образцов пород этой коллекции был построен предварительный палеомагнитный разрез переходной зоны.

В результате тщательного и детального изучения палеомагнитных характеристик прямого и обратного геомагнитного поля во временном интервале 6,3 – 5,2 млн. лет, включающем часть хрона 5 перед инверсией «хрон 5-Гильберт» и часть хрона Гильберт после этой

инверсии, а также сам инверсионный переход установлено:

1. Среднее направление прямого стационарного геомагнитного поля во временном интервале приблизительно 6,3–5,94 млн. лет (нижние 6 м разреза, глубина от 16 до 10 м разреза) составляет: D = 353°, I = 54°, α = 5.2°, K= 55.

2. Среднее направление обратного стационарного поля во временном интервале приблизительно 5,7–5,2 млн. лет (верхние 7 м разреза, глубина от 7 м до дневной поверхности) составляет: D = 177.4°, I = - 53º, α = 5º, K = 46.

3. Среднее направление прямого геомагнитного поля непосредственно перед инверсией во временном интервале приблизительно 5,94–5,9 млн. лет (глубина от 10 до 9 м разреза) составляет: D = 44º, I = 51º, α = 5.9º, K=17.

4. Среднее направление обратного геомагнитного поля непосредственно после инверсии во временном диапазоне приблизительно 5,86–5,7 млн. лет (глубина от 7 до 8,2 м разреза) составляет: D = 142º, I = - 51º, α = 7.1º, K = 13. Направление современного магнитного поля в районе исследований составляет: D = - 8º, I = 72º.

5. Средние направления стационарного прямого и обратного геомагнитного поля почти антиподальны. Стационарное поле хронов 5 и Гильберт непосредственно перед и после инверсии характеризуется значимым отклонением склонения поля от дипольного поля, что свидетельствует об увеличении роли недипольного поля при «входе» в инверсию и «выходе» из нее.

6. Инверсионный переход от прямого режима полярности к обратному режиму представляет собой частое неоднократное чередование полярности кратковременными полными и частичными обращениями геомагнитного поля.

7. Значения углов наклонения стационарного прямого и обратного поля, а также магнитного поля непосредственно до и после инверсии являются заниженными приблизительно на 20º. Это еще раз подтверждает ориентационную природу естественной остаточной намагниченности исследуемых пород.

Изучение поведения геомагнитного поля и напряженности этого поля во время инверсии N/R «хрон 5- Гильберт» продолжается.

1. Гнибиденко З.Н. Магнитобиостратиграфический разрез и палеомагнитная характеристика плиоценовых отложений юга Западно-Сибирской равнины // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1989, с. 18-25.
2. Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм и магнитостратиграфия неогеновых отложений Прииртышья // Геология и геофизика, 1990, № 1, с. 85-94.
3. Гнибиденко З.Н. Палеомагнетизм кайнозоя Западно-Сибирской плиты. Изд-во «Гео», 2006, 164 с.

4. Мартынов В.А. Особенности стратификации континентальных отложений (на примере кайнозоя Западно-Сибирской низменности) // Проблемы стратиграфии. Новосибирск: Изд. СНИИГГиМС, 1969, вып, 94, с. 150-155.
5. Мартынов В.А. Изученность стратиграфии неогена Западной Сибири // Палеоген и неоген Сибири. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. с. 22-32.
6. Зажигин В.С., Зыкин В.С. Новые данные по стратиграфии плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Стратиграфия пограничных отложений неогена и антропогена Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1984, С. 29-53.
7. Зажигин В.С., Зыкин В.С. К стратиграфии плиоцена юга Западно-Сибирской равнины // Геология и геофизика, 1983, № 10, с. 42-48.
8. Berggren W.A., Kent D.V., Swicher III C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology Time scale and Global Stratigraphic Correlation. SEMP Special Publication. Oklahoma, USA, 1995, N 54. 129-212.

ДВЕ ГЕНЕРАЦИИ ШПИНЕЛИ ИЗ ПЕРЕХОДНОГО СЛОЯ НА ГРАНИЦЕ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА В РАЗРЕЗЕ ГАМС (ВОСТ. АЛЬПЫ)

[1]*Грачев А.Ф.*, [2]*Цельмович В.А.*

[1]*ИФЗ РАН, Москва,* afgrachev@gmail.com
[2]*ГО «Борок» филиал ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославская обл.,*
tselm@mail.ru

Природа переходного слоя на границе мела и палеогена (К/Т), который известен на всех континентах, исключая Антарктиду, и на дне Мирового океана (данные глубоководного бурения), до сих пор остается предметом острой дискуссии. Обнаружение аномалии иридия и других элементов платиновой группы в глинах на К/Т границе (Alvarez et al., 1980 и др.) привело к появлению парадигмы о связи массового вымирания биоты с импактным событием и инициировало изучение этой границы во многих районах мира. В основе гипотезы лежало вполне разумное соображение о том, что высокие концентрации Ir, превышающие известные значения для земных пород, связаны с падением метеорита (или астероида) (Alvarez et al., 1980). Более поздними исследованиями в слоях с высоким содержания Ir на К/Т границе была Ni шпинель и на этой основе она стала рассматриваться как импактное образование (Bohor et al., 1986 и др.). В данной работе мы приводим новые данные, основанные на изучении состава шпинели в разрезе Гамс, расположенного недалеко от деревни Гамс в Штирии (Вост. Альпы), где река Гамс в нескольких местах вскрывает границу К/Т .

Для выявления условий формирования переходного слоя глин на К/Т границе существенное значение имеет изучение состава аллотигенных минералов, позволяющих реконструировать положение область сноса. Поскольку мощность переходного слоя составляет первые сантиметры, то, учитывая результаты ранее проведенной работы (Grachev et al., 2005; Грачев и др., 2007), мы провели детальное исследования аллотигенных минералов в нижней, средней и верхней части разреза (Грачев и др., в печати). Каждая часть разреза характеризуется своей парагенетической ассоциацией минералов, что имеет важное значение для реконструкции условий формирования переходного слоя.

Ввиду устойчивости к механическому воздействию шпинель относится к числу ключевых минералов, позволяющих реконструировать палеогеографическую обстановку. Для Вост. Альп, куда входит исследованный район, первые данные о составе обломочной шпинели в мезозойских осадочных породах, включая мел-палеогеновую формацию верхнего Госау, были приведены в работе Е.Побер и П.Фаупла (Pober, Faupl, 1988).

В разрезе Гамс минералы группы шпинели обнаружены при помощи микрозондовых исследований на приборе «Тескан Вега2» в переходном слое глин на К/Т границе и в вышезалегающих глинах палеогена, несколько находок зерен шпинели сделано и нижележащем слое мергеля. В процессе исследований были установлены две главные генерации шпинелей: Cr шпинель с низким содержанием никеля менее 0.1% и шпинель с высоким содержанием никеля более 2%. Встречаются во всех частях разреза переходного слоя Гамс. Обычно наряду с Cr шпинелью в нижней части переходного слоя встречаются отдельные зерна магнохромита и хромита.

Две генерации шпинелей различаются также и по морфологии зерен. Для Cr шпинели типична угловатая форма зерен (рис.1), иногда с отчетливо выраженными зазубренными краями, свидетельствующими об отсутствии следов абразии. Размер зерен меняется от 20 до 100-150 мкм. Ni шпинель представлена кристаллами в форме октаэдров размером от 1 до 10-15 мкм (рис.2, 3, 4).

Cr шпинель отличается высоким и достаточно выдержанным содержанием Cr_2O_3 от 57 до 79% при значительных вариациях MgO (3-20%) и FeO (13-40%). Несколько анализов показали наличие TiO_2 до 0.6%, MnO до 1.6%, ZnO до 0.8%, V_2O_5 до 0.3%, NiO до 0.1% .

Ранее было показано, что шпинель из осадочных пород формации Верхнего Госау (Upper Gosau) (Pober, Faupl, 1988), имеет широкие вариации индекса Cr# (0.15-0.85) и незначительную изменчивость Mg#, и фигуративные точки составов лежат в поле гарцбургитов и лерцолитов. Поля составов шпинели из разреза Гамс и формации Госау

занимают резко различное положение, указывающее на то, что альпинотипные перидотиты офиолитовой ассоциации не могли быть источником сноса, за счет размыва которых образовалась обломочная Cr шпинель в переходном слое разреза Гамс.

Можно было бы связать образование Cr шпинели в исследованных глинах с вулканизмом, так как было показано влияние мантийного плюма на формирование переходного слоя в разрезе Гамс (Grachev et al., 2005; Грачев и др., 2007), однако исследованные образцы отличаются низким содержанием TiO_2 (<1%). В близких по возрасту и составу породах мелового возраста формации Тайнба (Тибет), в которых обломочная Cr шпинель имела своим источником базальты мантийного плюма, содержание TiO_2 в шпинели достигает 4% (Zhu et al., 2004), а в траппах Сибири и Декана - 18-20% (Золотухин и др., 1989; Melluso et al., 1995).

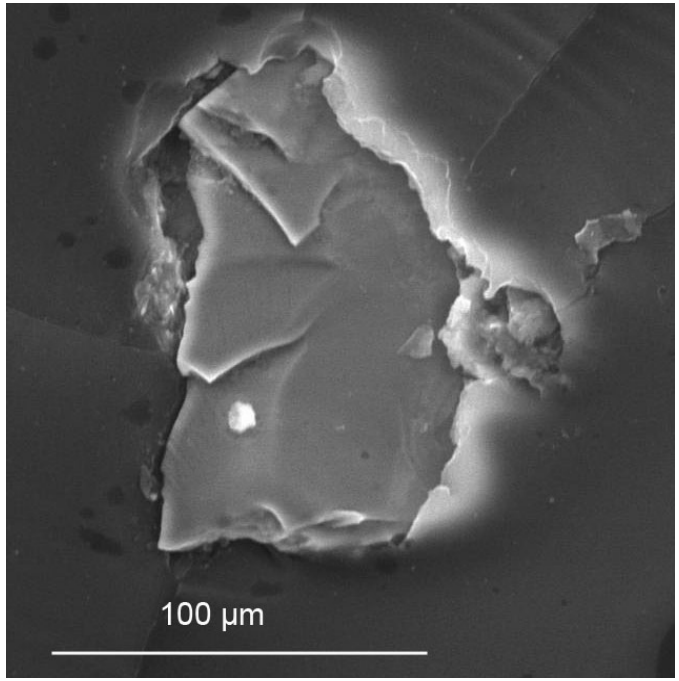


Рис. 1. Хромит

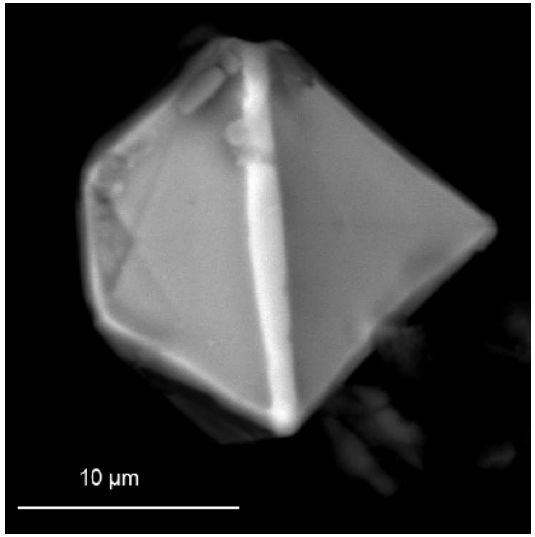


Рис. 2. Никелистая шпинель

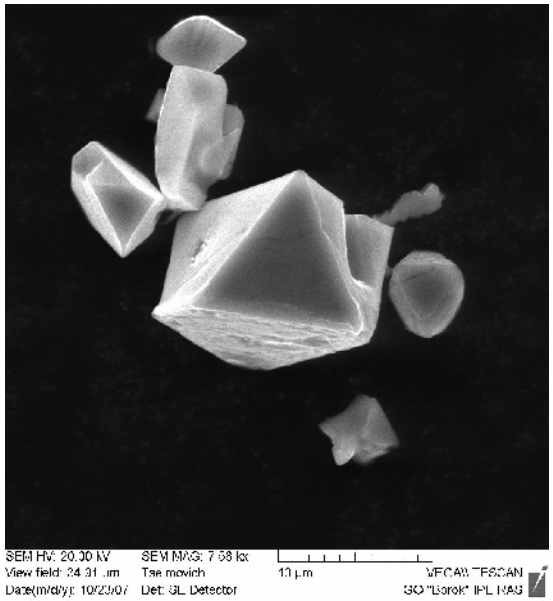


Рис. 3. Никелистая шпинель

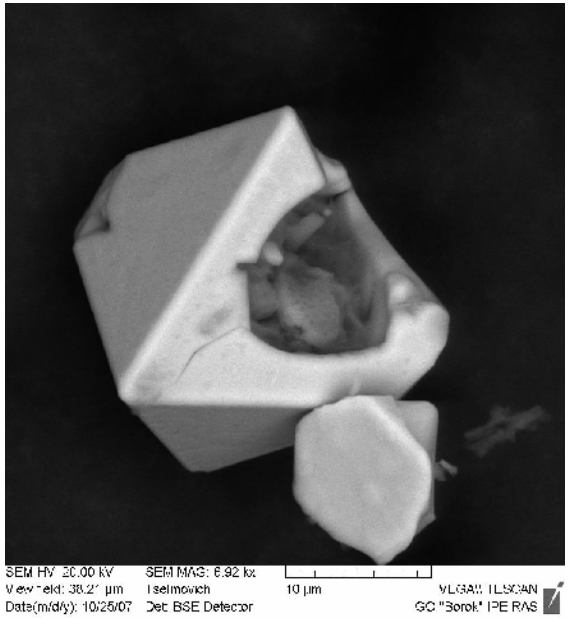


Рис. 4. Никелистая шпинель

Весьма привлекательной казалась идея искать связь источника обломочной шпинели в разрезе Гамс с хромититами из ультраосновных пород комплекса Спайк (Pt_3-Pz_1), расположенного примерно в 100 км к юго-востоку от дер. Гамс (Melcher, Meisel, 2004). Поля составов шпинели из массивов Краубат и Хохгроссен, принадлежащих комплексу Спайк, частично перекрывают область шпинели из разреза Гамс, но общий тренд зависимости Cr# от Mg# прямо противоположен. Кроме того, шпинель комплекса Спайк имеет более высокое содержание TiO_2 (до 3.8%) (Melcher, Meisel, 2004).

Наиболее близкий аналог хромшпинели из разреза Гамс имеет шпинель из кимберлитов и включений в алмазах (Соболев, 1974; Barnes, Roeder, 2001; Kamensky et al., 2002). На диаграмме Cr#-Mg# состав хромистой шпинели из разреза Гамс перекрывается с составами шпинели из алмазов Якутии и Юж. Африки (Соболев, 1974; Sobolev et al., 2004).

Исходя из этих данных, вероятным источником обломочной Cr шпинели могут быть метаморфические породы эклогитового состава, широко развитые в Вост. Альпах (Sassi et., 2004 и др.); единичные зерна шпинели были недавно найдены в эклогитах Погорья (Janak et al., 2006). В породах такого состава алмазы обнаружены во многих районах мира

(Казахстане, Китае, Норвегии, Греции, Германии) (Sobolev, Shatsky, 1990; Xu et., 1992; Schulze et al., 1996; Mposkos, Kostopoulos, 2001 и мн. др.).

Ni шпинель из разреза Гамс имеет состав, близкий к составом из других разрезов на К/Т границе. Содержание NiO варьирует от 2 до 8%, FeO меняется 54 до 77%, Al_2O_3 от 1 до 10%, а Cr_2O_3 от 5 до 13%. Следует отметить почти постоянное присутствие ZnO (до 5%). На диаграмме Cr#-Mg# поля составов Ni шпинели из разреза Гамс и других районов взаимно перекрываются. Космическая шпинель отличается от земной шпинели высоким содержанием Ni и Fe^{3+} и обнаруживает значительные вариации состава.

Другой не менее важный диагностический признак заключается в существенной разнице отношений $Fe^{3+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}$ (рассчитанных по стехиометрии) для магматической и космической шпинели. Это отношение, как известно, рассматривается как показатель фугитивности кислорода и имеет важное значение для определения условий кристаллизации расплава (Toppani, Libourel, 2003). Такие различия для разреза Гамс выражены очень резко: Ni шпинель имеет высокие значения (0.62-0.98), в то время как для хромшпинели этот показатель лежит в пределах от 0.06 до 0.48. Эти результаты хорошо согласуются с данными по составу космической шпинели из корок плавления метеоритов, в которых отношение $Fe^{3+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}$ меняется от 0.75 до 0.90 (Robin et al., 1992).

Проведенные исследования шпинели из переходного слоя на границе К/Т в разрезе Гамс (Вост. Альпы) выявили существование двух генераций шпинелей. В составе первой преобладает Cr шпинель, которая поступала в осадки за счет размыва высокобарных метаморфических эклогитового состава пород, широко развитых в Вост. Альпах. Эта шпинель характерна не только для всего переходного слоя на границе К/Т, но встречается и выше по разрезу в глинах маастрихта. Вторая генерация шпинелей резко отличается от первой высоким содержанием никеля, присутствует во всем разрезе переходного слоя.

Принципиальным является вопрос об образовании Ni шпинели, которая помимо осадков на границе мела и палеогена найдена также в составе космической пыли, микрометеоритах, космических сферулах и корке плавления метеоритов (Toppani, Libourel, 2003), т.е. прямо никак не связана с импактным событием.

Сонахождение Ni шпинели с чистым никелем, аваруитом и алмазами в средней и верхней части переходного слоя (Grachev et al., 2005) дает основание связывать такой парагенез с процессом абляции

космического тела при его вхождении в слои атмосферы, как это предполагали Э. Робин и А. Таппани и Дж. Либоруел (Robin et al., 1992; Toppani, Libourel, 2003).

В то же время известны находки треворита (Ni,Fe) Fe_2O_4 среди минералов гидротермально-магматичнских систем Курило-Камчатской островной дуги. Таким образом, вопрос о происхождении Ni шпинели остается открытым.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 06-05-65135, 06-05-65162) и INTAS-03-51-5807

1. Грачев А.Ф., Корчагин О.А., Цельмович В.А.. Космическое вещество в глине на границе мела и палеогена (Гамс, Восточные Альпы). В кн.: Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. Седьмая Межд. Конференция. Москва. 2006. С. 21-22.
2. Alvarez L. W., Alvarez W., Asaro F. and Michel H. V., Extraterrestrial causes for the Cretaceous-Tertiary extinction, Science, 208, 1095-1108, 1980.
3. Bohor B.F., Foord E.E., Ganapathy R. Magnesioferrite from the Cretaceous-Tertiary boundary, Caravaca, Spain // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 81. P. 57-66.
4. Graup G., Spettel B. Mineralogy and phase-chemistry of an Ir-enriched pre-K/T layer from the Lattengebirge, Bavarian Alps, and significance for the KTB problem // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V. 95. **P**. 271–290.
5. Keller G., Stinnesbeck W. Iridium and the K/T boundary at El Caribe, Guatemala // Int. J. Earth Sci. 2000. V. 88. P. 840-843.
6. Kyte F.T., Bohor B.R. Nickel-rich magnesiwustite in Cretaceous-Tertiary boundary spherules crystallized from ulntamafic, refractory silicate liquids // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 4967-4974.
7. Kyte F.T., Bostwick J.A. Magnesioferrite spinel in Cretaceous-Tertiary boundary sediments of the Pacific basin: remnants, of hot, early ejecta from the Chicxulub impact? // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 132. P. 113-127.
8. Pechersky D.M., Grachev A.F., Nourgaliev D.K., Tselmovish V.A., Sharonova Z.V. Magnetolithologic and magnetomineralogic characteristics of deposits at the Mesozoic/Cenozoic boundary: Gams section (Austria) // Russian J. Earth Sci. 2006. Vol. 8. N 3. P. 1-23.
9. Toppani A., Libourel G. Factors controlling compositions of cosmic spinels: application to atmospheric entry conditions of meteoritic materials // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V. 67. P. 4621-4638.

ВЕЙВЛЕТ АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ. ХАРАКТЕРНЫЕ (В ИНТЕРВАЛЕ 10 – 50 ТЫС. ЛЕТ) ВРЕМЕНА КОЛЕБАНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ 1 – 1.2 МЛН. ЛЕТ НАЗАД (ЗАПАДНАЯ ТУРКМЕНИЯ)

Гурарий Г.З.[1], Алексютин М.В.[1], Атаев Н.[2]

[1]Геологический институт РАН, Москва
[2]НИГРИ Миннефтегаза Туркменистана, Ашхабад

В работе [1] были приведены установленные нами характерные времена колебаний, присутствующих в рядах склонения, наклонения и относительной палеонапряженности стационарных полей до и после

инверсии Ранняя Харамильо (разрез Аджидере). Результаты, полученные при использовании двух методов – МЕМ и вейвлет-анализа, позволили сделать вывод о необходимости использования именно вейвлет-анализа при изучении спектральных характеристик элементов поля. Это обусловлено непостоянством присутствующих в данных рядах колебаний как по их характерным временам, так и по времени их проявления, наличием ускоряющихся и замедляющихся процессов.

В 2007 г. были опубликованы результаты изучения средних времен колебаний во время инверсии и в непосредственной близости к ней [2]. Использованная при этом программа анализа позволяет изучать также колебания единичного и полного вектора. Основные выводы:

1. В намагниченности изученных пород присутствуют изменения, связанные с влиянием двух основных факторов – литологии и магнитного поля Земли.

2. Влияние литологии ясно прослеживается на вейвлет-диаграммах параметров, отражающих изменение состава (количественного и качественного) ферримагнитного материала – IRM(0.8 T), Hcr, IRM(0.8 T)300°, IRM(0.8 T)500° и разности значений двух последних параметров. Колебания, связанные с литологическим фактором, характеризуются двумя (тремя) основными периодами – 5, 8 (11) тыс. лет. Исходя из этих величин и их постоянства в течение примерно 50-60 тыс. лет, можно предположить, что в данном случае отражаются климатические колебания или тектонические движения.

3. Колебания таких же периодов наблюдаются на вейвлет-диаграммах несомненно палеомагнитных параметров – склонении и наклонении, и на параметре, зависимом как от литологии, так и от поля – так называемом показателе относительного изменения палеонапряженности поля – Rns. Близость периодов изменения литологических (магнитных) и палеомагнитных параметров позволяет предположить наличие общей (внешней) причины их изменения.

4. Сокращение изучаемого ряда палеомагнитных параметров в 2, 3 и т. д. раз приводит к существенному изменению вейвлет-диаграмм, при этом, начиная с сокращения ряда в 3 раза и вплоть до его сокращения в 15 раз, вид диаграмм практически не меняется, наблюдается устойчивость выделяемых характерных времен колебаний палеомагнитных параметров. Каждый отдельный параметр характеризуется своим набором характерных времен колебаний. Подобие характерных времен колебаний петромагнитных и палеомагнитных параметров отсутствует.

5. Совместный анализ диаграмм полных и сокращенных рядов отдельных палеомагнитных характеристик и единичного и полного вектора позволяет выделить ряд колебаний как с постоянными, так и с изменяющимися характерными временами. Первые (5, 8 и 11 тыс. лет) в

основном отражают влияние внешней причины, вторые несомненно связаны с процессом генерации магнитного поля, характеризуются временами от 4 до 11 тыс. лет и свидетельствуют о наличие ускоряющихся и замедляющихся процессов в течение изученного временного интервала.

Анализ колебаний, присутствующих в рядах данных, характеризующих примерно 180-тысячелетний интервал, включающий часть хрона Матуяма перед инверсией, переходную зону и хрон Харамильо (рис.) позволяет сделать следующие предварительные выводы:

1. Выделяемые времена колебаний в рядах векторных и скалярных параметров, характеризующих ЕОН и магнитную фракцию изученных пород, различны.

2. Учитывая п. 1 и принимая во внимание большую вероятность того, что в изученных нами породах мы имеем дело с ориентационной, в основном седиментационной намагниченностью [3], выделенные характерные времена колебаний ЕОН могут отражать времена колебаний элементов геомагнитного поля времени образования пород.

3. Выделенные колебания характеризуются изменчивостью по мощности, отражают постоянные, ускоряющиеся и замедляющиеся процессы, протекавшие в течение как всего изученного интервала времени, так и на отдельных его отрезках.

4. Инверсия отмечается усилением мощности колебаний склонения, наклонения и, естественно, единичного вектора и уменьшением мощности колебаний «напряженности» и полного вектора в интервале характерных времен 15-30 тыс. лет.

Считаем необходимым еще раз подчеркнуть, что при рассмотрении всех приведенные выше результатов необходимо иметь в виду следующее:

1. Как бы тщательно мы не проводили лабораторные исследования, полученные нами данные по направлению вектора ЕОН (как и любой палеомагнитный сигнал) содержат определенные ошибки, избавиться от которых при работах по изучению тонкой структуры поля мы не в состоянии. Даже при исследовании пород, в которых с наибольшей достоверностью присутствует намагниченность ориентационной природы, всегда можно предположить возможное влияние постседиментационных процессов. Особенно большие ошибки, несомненно, содержаться в данных по определению даже относительного изменения палеонапряженности по намагниченности осадочных пород.

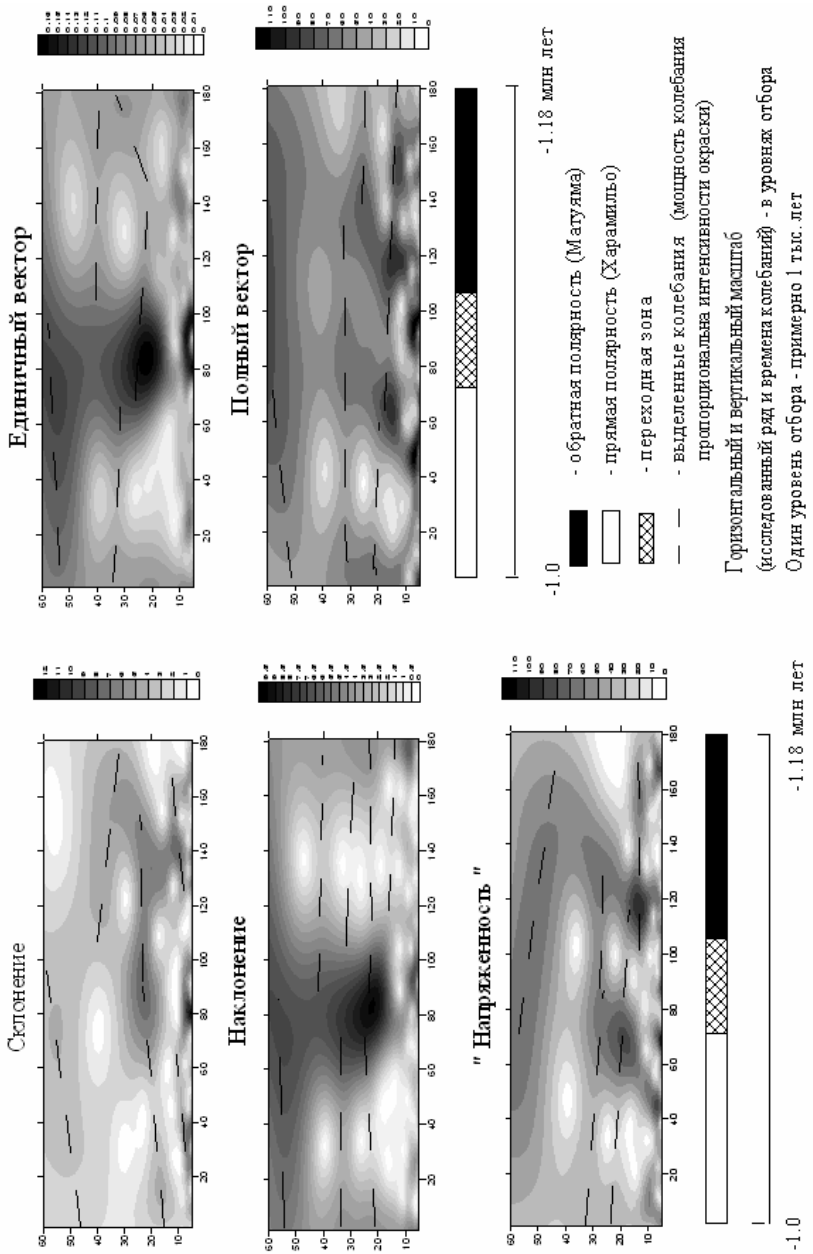


Рис. Вейвлет-диаграммы.

2. Столь же несомненно наличие неточностей в определении временных характеристик изучаемых толщ. Эти ошибки касаются как общей продолжительности времени их накопления, при определении которого мы вынуждены опираться на редкие, в основном палеомагнитные временные реперы, так и на вынужденное распространение средней скорости осадконакопления на значительные интервалы разреза, закрывая глаза на неоднородность этого процесса, возможности перерывов, размывов и т.д.

Таким образом, имея в нашем распоряжении точный инструмент, мы не должны забывать, что изучаем весьма шумный (по всем параметрам) сигнал.

Работа выполняется при поддержке РФФИ, гранты 03-05-64430 и 06-05-64464

1. Гурарий Г.З., Багин В.И., Гарбузенко А.В., Решетняк М.Ю., Трубихин В.М., Назаров Х. Вариации геомагнитного поля до и после инверсии Матуяма- Харамильо (Западная Туркмения) // Физика Земли. 2000. № 7. С. 31-42.
2. Гурарий Г.З., Алексютин М.В., Атаев Н. Вейвлет анализ палеомагнитных данных. 1. Характерные средние (5 –10 тыс. лет) времена колебаний элементов геомагнитного поля во время инверсии Ранняя Харамильо и в поле непосредственно до и после инверсии (Западная Туркмения)// Физика Земли. 2007. №10. С. 24-34.
3. Гурарий Г.З., Багин В.И., Гарбузенко А.В., Назаров Х., Трубихин В.М. Стационарное геомагнитное поле хрона Матуяма и субхрона Харамильо (Западная Туркмения) // Физика Земли. 2000. № 1. С. 33-49.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ОРДОВИКСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ УРАЛЬСКОГО СКЛОНА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ЛЕВЫЙ БОРТ Р. ЧАУШКА). ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Дворова А.В., Самыгин С.Г., Диденко А.Н.

Геологический институт РАН, Москва

Нами предпринята попытка уточнить палеомагнитные данные по осадочным образованиям Эбетинской зоны Южного Уралау на участке Калдымбай (балка Калдымбай и верховья руч. Култавасай - 50° 54′ с.ш., 58° 15′в.д.). Были изучены мелко-среднезернистые плотные серо-зеленые песчаники тремадока - возраст данных образований определен по фауне трилобитов и брахиопод. Видимая мощность разреза около ста метров. Элементы залегания существенно варьируются: азимуты падения пластов - от западного до юго-западного, угол падения - от пологих (15-30°) до относительно крутых (55-70°). Геодинамическую обстановку образования изученных осадочных толщ можно

характеризовать как мелководный выступ континентального склона.

Изученные образцы по величине начальной естественной остаточной намагниченности - слабомагнитные – от 0.23 мА/м до 5.2 мА/м. Один образец из каждого штуфа прошел ступенчатую термомагнитную чистку до температур 530-620° С.

После термочистки и анализа полученных данных стало видно, что изученные песчаники за исключением трех образцов делятся на две группы. Первая группа (16 обр.) обладает намагниченностью по направлению близким к направлению позднепалеозойского перемагничивания. Вторая более высокотемпературная (7 обр.) по результатам тестирования доскладчатая и, вероятно, время ее приобретения породами близко времени образования изученных пород – тремадок (таблица). Три образца имеют обе компоненты намагниченности (более низкотемпературная компонента совпадает по направлению с направлением позднепалеозойского перемагничивания).

Таким образом, из двадцати девяти исследованных образцов древняя компонента намагниченности была выделена на десяти образцах (три образца отличаются хаотичным распределением ЕОН на диаграммах Зийдервельда и были исключены из выборки). Полученное направление (таблица) близко к направлению указанному в работе [Свяжина, 2003]; среднее направление по нашему участку Калдымбай и участком Эбета-2 [Свяжина, 2003] составляет Dec=190.5° Inc=4.4°. Следует подчеркнуть, что полученные палеомагнитные данные имеют предварительный характер и совершенно очевидно, что для тектонических построений необходимы дополнительные палеомагнитные исследования в Эбетинской зоне.

По результатам наших исследований можно сделать следующие выводы.

1. Палеоширота уральского края Восточно-Европейского континента ВЕК (участок Калдымбай) в раннем ордовике составляла 1.4°с.ш. ±7.1°.

2. Палеомагнитное направление нижнеордовикских пород Эбетинской зоны (участки Калдымбай и Эбета 2) существенно отличается от палеомагнитного направления нижнеордовикских пород Сакмарской зоны, сопряженной с первой (участки Медес и Письменка [Свяжина, 2003]).

3. Существующие на сегодня современные палеомагнитные данные по раннему ордовику Полярного Урала (в таблице – участки Погурей и Енгина-Пэ) указывают на то, что они и осадочные образования Эбетинской зоны (Южный Урал), скорее всего, в это время находились в приэкваториальных широтах, а уральская окраина ВЕК в ее Сакмарской части располагалась существенно южнее (таблица).

Таблица. Палеомагнитные результаты уральской окраины Восточно-Европейского континента.

Участок	координаты	N	A	D°	I°	k	α°	Φ°	Λ°	NR	φ	Тест
Погурей [Дворова, и др., 2005]	66° 23′с.ш. 64° 10′ в.д.	18	ϵ_3–O_1	221,4	-7,7	20,9	7,7	-21,5	18,8	R	3,9°с.ш. ±4,0°	G+
Енгина-Пэ [Дворова, и др., 2005]	66° 06′с.ш. 64° 00′ в.д.	18	O_{1-2}	224,1	18,2	60,6	2,8	-8,0	20,1	R?	9,3°ю.ш. ±2,0°	G, F
Калдымбай (наст. работа)	50° 54′с.ш. 58°15′в.д.	10	O_1 ?	198,9	2,8	13,2	13,8	-35,3	34,9	N?	1,4°с.ш. ±7,1°	F+
Эбета2 [Свяжина, и др., 2003]	51° 08′с.ш. 58° 08′ в.д.	14	O_1	182,0	6,0	7,3	20,0	-30,0	36,0	N?	3,0°ю.ш. ±10,7°	F
Медес [Свяжина, и др., 2003]	51° 00′с.ш. 58° 00′ в.д.	21	O_1	154,0	29,0	18,0	7,7	-19,0	85,0	R	15,5°ю.ш. ±4,9°	F
Письменка [Свяжина, и др., 2003]	51° 30′с.ш. 58° 08′ в.д.	17	O_{1-2}	172,0	40,0	15,0	12,0	-15,0	66,0	R	22,7°ю.ш. ±9,8°	F

N- вошедшее в статистику число образцов; A – возраст намагниченности; D°, I°- палеомагнитное склонение и наклонение в древней системе координат; k – кучность, α_{95}° - радиус овала доверия; Φ, Λ - широта, долгота виртуального палеомагнитного полюса, N,R – прямая, обратная полярность соответственно, φ - палеоширота, в графе Тест сокращения означают F-складки, G - конгломератов (“+” – означает позитивный отклик теста с 95% - ной вероятностью)

4. Ширина зарождавшегося окраинного Сакмарского бассейна в раннем ордовике составляла не менее пятисот километров вдоль палеомеридиана.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64352 и №06-05-64717) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН - СО РАН (№ 10).

1. Дворова А.В., Лубнина Н.В., Буртман В.С., Гурарий Г.З., Диденко А.Н Геолинамика и кинематика венд-палеозойских пород Урала по палеомагнитным данным. // М.: ГЕОС, 2005. с. 193-198.
2. Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: УрО РАН, Ин-т геофизики. 2003. 135 с.

МИНЕРАЛОГИЯ И МАГНЕТИЗМ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫХ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД УЧАСТКА ТРАВЯНАЯ ГУБА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Земцов В.А.[1], Кулешевич Л.В.[1], Цельмович В.А.[2]

[1]Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск,
zemtsov@krc.karelia.ru, kuleshev@krc.karelia.ru
[2]ГО «Борок» филиал ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославская обл.

В сочленении Карельского кратона и Беломорской складчатой области, в пределах субмеридионального Тикшезерско-Авнеозерского зеленокаменного пояса, характеризующегося в целом сложной гравитационной ступенью поля силы тяжести и многочисленными мелкими аэромагнитными аномалиями небольшой интенсивности в разные годы было выделено несколько разновозрастных базит-гипербазитовых интрузий (AR–PR) метаморфизованных до амфиболитовой фации с сопутствующей минерализацией золота и металлов платиновой группы (МПГ) [1-4]. В частности, на участке Травяная Губа были обнаружены сильномагнитные руды, приуроченные, по данным В.С. Степанова, к небольшой интрузии (протяженностью в плане около 1 км) ультрабазит-базитового состава нижнепротерозойского (сумийского) возраста. С ними связана сульфидно-арсенидная минерализация МПГ (до 1,58 г/т) и золота до 2,5 г/т [3]. Однако минералогия, магнетизм и особенности метаморфизма этих руд и благороднометалльной минерализации до сих пор остаются слабо изученными.

Данные геофизики позволяют выделить в лежачем боку интрузии несколько маломощных рудных тел с плотностью до 4 г/см^3 общей мощностью до 45 м и протяженностью до 200 м, но большая часть рудной залежи закрыта четвертичными отложениями (рис. 1). Результаты магниторазведочных работ и измерения магнитной восприимчивости образцов позволяют утверждать, что руды интрузива на участке Травяная Губа дифференцированы по составу и создают резко градиентное и сильное аномальное магнитное поле, которое практически невозможно измерить протонными пешеходными магнитометрами. По магнитной восприимчивости эти руды можно разделить на сильно- (до 590x10^{-3} ед. СИ) и слабомагнитные (до 4x10^{-3} ед. СИ). Сильномагнитные руды преобладают.

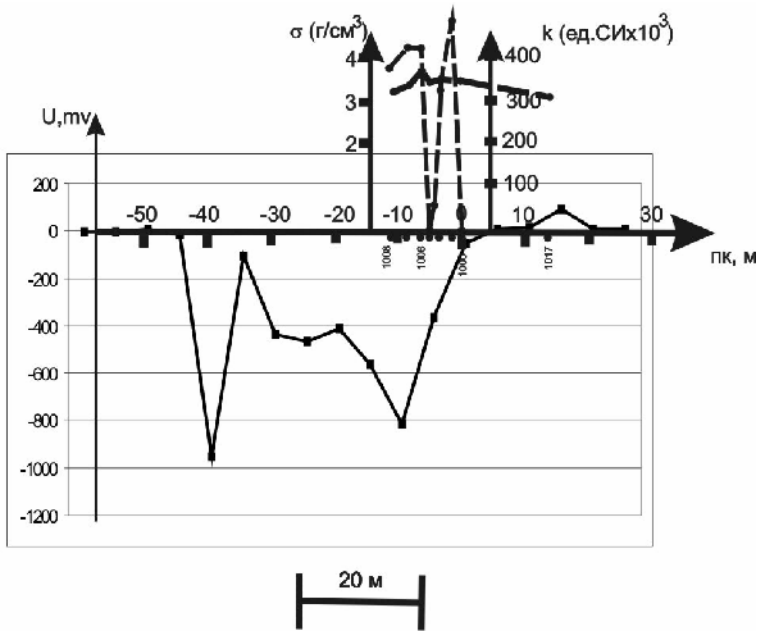


Рис 1. Графики потенциала естественного электрического поля (U), плотности образцов (σ) и их магнитной восприимчивости (k) по профилю 5 участка Травяная Губа. Залитые кружки – точки отбора образцов [4].

Детальные минералогические исследования, выполненные на микроанализаторах Tescan в Институте геологии КарНЦ РАН (аналитик А.Н. Терновой) и Геофизической обсерватории «Борок» Института физики Земли РАН (аналитик В.А. Цельмович) показали, что руды ультрабазитов рудопроявления Травяная Губа также можно разделить на два типа: богатые массивные и вкрапленные сидеронитовые

ильменит-титаномагнетитовые (сильномагнитные) и вкрапленные ильменитовые (слабомагнитные). Руды первого типа изменены в меньшей степени, содержат титаномагнетит (ТМ), а также симплектиты ильменита, ТМ и

пироксена. Кроме того, в них встречаются халькопирит, борнит и реже сам. селен (рис. 2). Благороднометальная минерализация в них представлена арсенидами и сульфидами Pd и Pt (сперрилит, палладинит), реже арсено-висмутидами с примесью Te, а также единичными зернами сам. металлов и интерметаллидов (Fe, Fe-Ni, Pd-Sn-Cu-Ni) размером 1–60 мкм. В виде примесей в последних встречаются Tc до 6, Po до 2, Ru до 1.5 вес. %. Золото также обнаружено в фазе Pd_3Sn (рис. 3). Следует отметить, что в рудных порошках, изготовленных с использованием неметаллической мельницы, чистое железо не обнаружено. В аншлифах оно, по-видимому, имеет техногенное происхождение. Главными магнитными минералами этих руд являются крупные зерна малотитанистого ТМ с высоким содержанием ванадия (табл.). В этих ТМ можно обнаружить слабо выраженную решетку распада твердого раствора ТМ на ильменит-магнетит и микрополосчатость на внешних гранях кристаллов. Минералы МПГ были обнаружены как внутри, так и на поверхности зерен ТМ. Ильменит первого типа руд почти не содержит примесей: Mg, Mn до 1-2 вес. %.

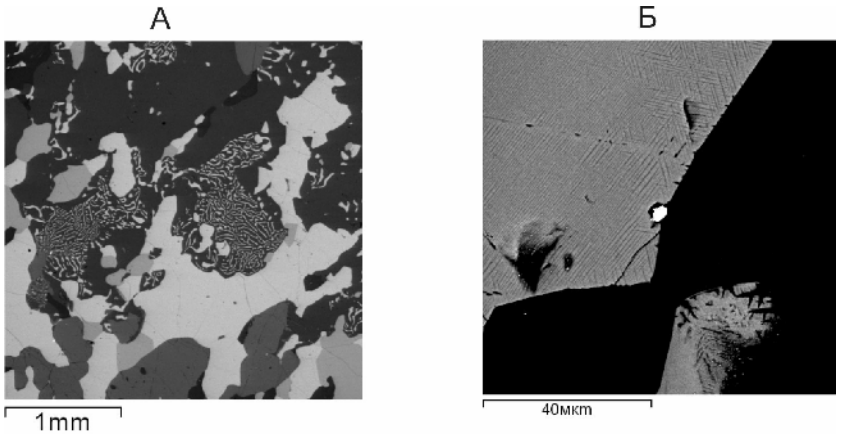


Рис. 2. Минералы богатых сидеронитовых ильменит-титаномагнетитовых руд. А - симплектитовые срастания ильменита и титано-магнетита (светлое) с пироксеном (тёмное); Б - кристалл арсенида палладия в титаномагнетите (серое).

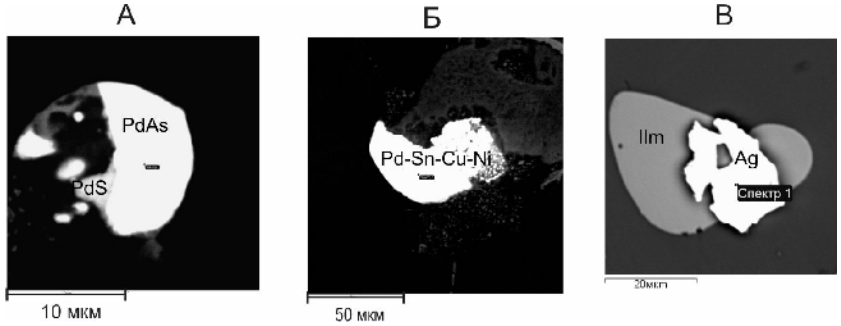


Рис. 3. Благороднометалльная минерализация руд участка Травяная Губа. А – сульфид и арсениды палладия; Б - интерметаллид сложного состава; В – сам. серебро (Fe - 4.0, Al - 1.5, U - 1,5 вес %)

Таблица. Составы титаномагнетитов богатых сидеронитовых ильменит-титано-магнетитовых руд участка Травяная Губа.

N анализа	MgO	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	V_2O_5	Cr_2O_3	MnO	FeO
1	0.36	0.82	0.04	2.67	3.43	0.00	0.26	92.43
2	0.00	0.41	0.48	4.48	3.12	0.00	0.05	91.47
3	0.34	1.61	0.16	5.52	3.15	0.04	0.33	88.85
4	0.17	1.16	0.01	2.69	2.54	0.06	0.19	93.18
5	0.05	2.30	0.33	7.80	4.06	0.00	0.67	84.79
6	0.00	0.22	0.00	1.15	2.10	0.00	0.94	95.59
7	0.00	0.13	0.00	1.44	1.60	0.14	0.65	96.04
8	0.38	1.13	0.34	2.70	3.22	0.06	0.38	91.80
9	0.00	0.95	1.02	3.94	3.18	0.06	0.00	90.85

Второй тип руд (слабомагнитные руды) встречается на контакте с секущими пегматитовыми телами или в верхней части рудной залежи и содержит в основном вкрапленный ильменит (более 90 % рудных минералов). Среднее содержание железа в нём 34,70 %, титана 28, 62 %, но появляется ванадий V - 0,50%, что позволяет рассматривать

ильменит второй генерации как продукт распада первичных ТМ. Вторичный метаморфогенный магнетит присутствует здесь в небольшом объеме в виде мелких зерен. Концентрация ванадия в нём примерно такая же как и в ТМ руд первого типа (2,84-4,24 %). Вышеперечисленные минералы МПГ, в основном арсениды палладия и

платины, встречаются здесь реже, но появляются сам. серебро (см. рис. 3, В), сам висмут, торит и присутствует широкий спектр нерудных минералов - апатит, циркон, барит и др., по-видимому, связанные с влиянием гранитоидов.

1. Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Гришин А.С. Металлогенические особенности района оз. Кереть-Верхнее Кумозеро // Геология и рудогенез докембрия Карелии: Оперативно-информационные материалы. Петрозаводск, 1991. С. 33–38.
2. Металлогения Карелии. Петрозаводск, 1999. 335 с.
3. Степанов В.С. Благороднометальное рудопроявление Травяная Губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов Западного Беломорья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск. 2001. С. 54–62.
4. Кулешевич Л.В., Земцов В.А., Слюсарев В.Д. Минералогия и локализация благородно-металлического оруденения в северной Карелии по геолого-геофизическим данным // Геология и минерагения Кольского региона. Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции и IV Ферсмановской научной сессии, посвященных 90-летию со дня рождения акад. А.В. Сидоренко и д.г.-м.н. И.В. Белькова. Апатиты, 4-6 июня 2007 г. – Апатиты: Изд-во К & М, 2007. С. 105-109.

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ТРАППОВ ДАЛДЫНО-АЛАКИТСКОГО РАЙОНА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ПОИСКАХ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

[1]Константинов К.М., [1]Мишенин С.Г., [1]Кузьменок А.Н., [2]Томшин М.Д., [3]Гладков А.С., 2Васильева А.Е.

[1]Амакинская ГРЭ АК «АЛРОСА», п. Айхал,
petrophys@amgre.alrosa-mir.ru
[2]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск
[3]Институт земной коры СО РАН, Иркутск

На ряде естественных обнажений и действующих месторождениях алмазов Далдыно-Алакитского района (ДАР) Якутской алмазоносной провинции приведены комплексные петромагнитные, магнито-минералогические, палеомагнитные, петрохимические и др. исследования пермо-триасовых траппов трех фаз внедрения: I фаза – интрузивная $\gamma\beta P_2$; II фаза – вулканно-субвулканическая β_0-$\gamma\beta P_2$-T1 и III фаза – интрузиная $\gamma\beta T_1$. Пульсирующий характер траппового магматизма ДАР обусловил его многостадийность во времени и пространстве, многообразие форм проявления, сложную изменчивость минералогического, химического и петрографического составов и т. п. Формирование траппов совпадало с инверсиями магнитного поля Земли,

когда Сибирская платформа занимала высокоширотное палеогеографическое положение. В результате разными исследователями в них выделяются множество петромагнитных групп (ПМГ) [1-4]. По каждой фазе внедрения траппов, с учетом ранее полученных данных по ДАР [5], рассчитаны палеомагнитные полюсы (табл.).

Таблица. Палеомагнитные направления и полюсы пермо-триасовых траппов разных фаз внедрения ДАР.

№	Фаза	N	Dcp,°	Jcp,°	k, ед.	α95,°	Φ,°	Λ,°	dp/dm,°	fm,°
1	$\gamma\beta P_2$	2	42	80	639,5	9,9	74	165	18,2/19,0	71
2	β_0-$\gamma\beta P_2$-T_1	10	98	83	337,1	2,6	61	140	5,0/5,1	76
3	$\gamma\beta T_1$	9	277	-71	160,6	4,1	46	166	6,2/7,1	55

N – количество участков отбора. Параметры группировки векторов характеристической ЕОН: склонение - Dcp, наклонение - Jcp, кучность - k и овал доверия - α_{95}. Палеомагнитный полюс: широта - Φ, долгота - Λ, доверительные интервалы - dp/dm и палеоширота - fm.

Вектора ЕОН некоторых типов петрографически однородных пермо-триасовых траппов ДАР, в силу условий их формирования и существования на протяжении около 250 млн. лет, претерпели сильные изменения и характеризуются сложным распределением [6-7]. По этой причине такие траппов целесообразно относить не к ПМГ, а петромагнитным неоднородностям (ПМН) – это часть геологического пространства (таксон), в котором наблюдаются изменения первоначальных магнитных характеристик горных пород во времени в результате воздействия различных физико-геологических факторов. ПМН принимают достаточно сложные формы, а границы их условные (размытые) и могут не совпадать с морфологией ПМГ и геологическими (петроплотностными) границами! ПМН - это «ложные» таксоны, не имеющие геологической природы [8]. Учитывая условия и механизмы их формирования, можно предположить многообразие ПМН траппов ДАР.

В настоящее время в ДАР установлены два типа ПМН. К первому типу ПМН принадлежат долериты третьей фазы $\gamma\beta T_1$. Своему существованию они обязаны вязкой намагниченности $\mathbf{In^v}$ - перемагничивание обратно намагниченных траппов за время «жизни»

современным (положительным) магнитным полем Земли. Ко второму типу ПМН относятся эндоконтактные зоны траппов ранних фаз внедрения, испытавших перемагничивание со стороны долеритов третьей фазы, без геологических (зоны закалки, ксенолиты), петрохимических, минералогических и т. п. видимых изменений.

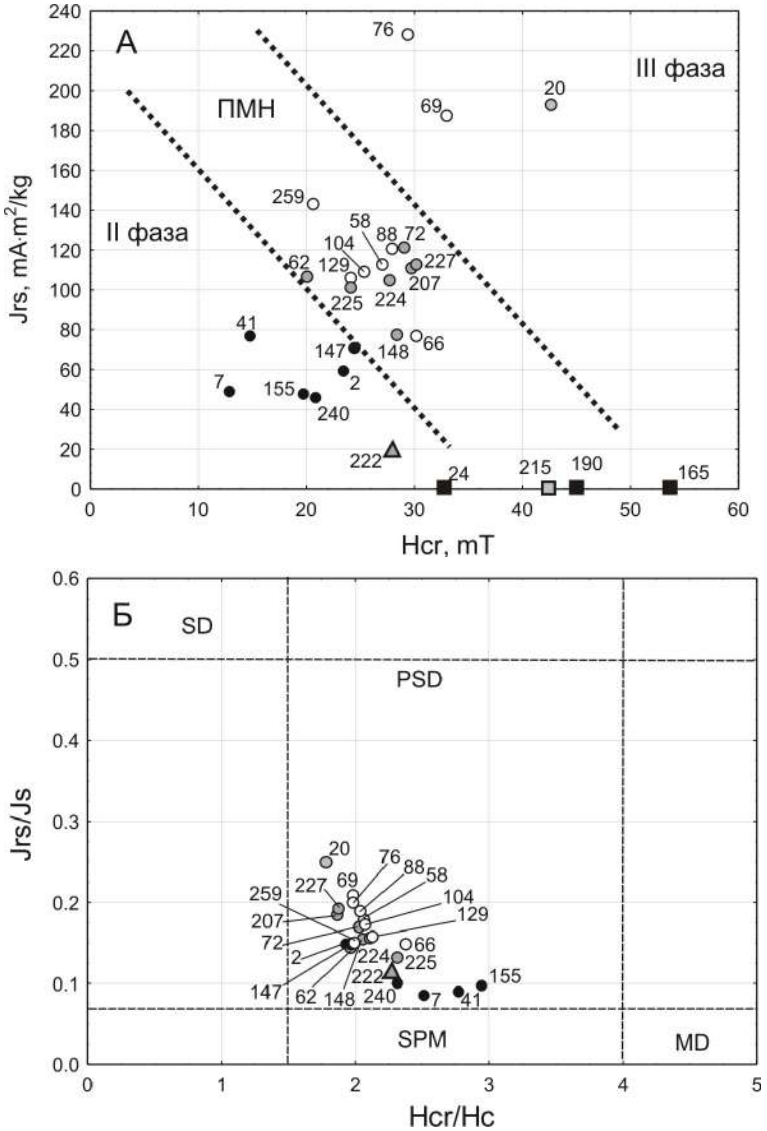


Рис. 1. Магнито-структурные анализ траппов карьера кимберлитовой трубки Комсомольская: кружочки – долериты, квадратики – туфы, треугольник – кластолава; черная/светлая/серая заливка – образцы представляющие, соответственно, вторую и третью фазу магматизма и ПМН второго типа (эндоконтакт второй фазы). Цифры – номера

Различия устанавливаются только на доменном уровне ферримагнитных минералов (рис. 1). Основная роль в формировании ПМН второго типа принадлежит метахронной намагниченности $\mathbf{In^m}$. В отличие от ПМН первого типа ПМН второго типа затухают с расстоянием от контакта (тест обжига), а мощность может достигать до 20% от мощности агрессивной интрузии третьей фазы.

Современное распределение векторов **In** и **I** в траппах не хаотично и подчиняется строгим статистическим и геолого-геофизическим закономерностям (рис. 2), знание которых упрощает решение обратной задачи магниторазведки по созданию петромагнитной модели и разделения магнитных полей [6, 8]. Поскольку МПН двух типов (долериты третьей фазы трубки Сытыканская и долериты эдоконтактной зоны второй фазы трубки Комсомольская) связаны с эпохой обратной R-полярности, то их вектора **In** и **I** так же подчиняются единому закону распределения. Установленные закономерности необходимы для определения векторов **I** траппов по неориентированному керну поисковых скважин.

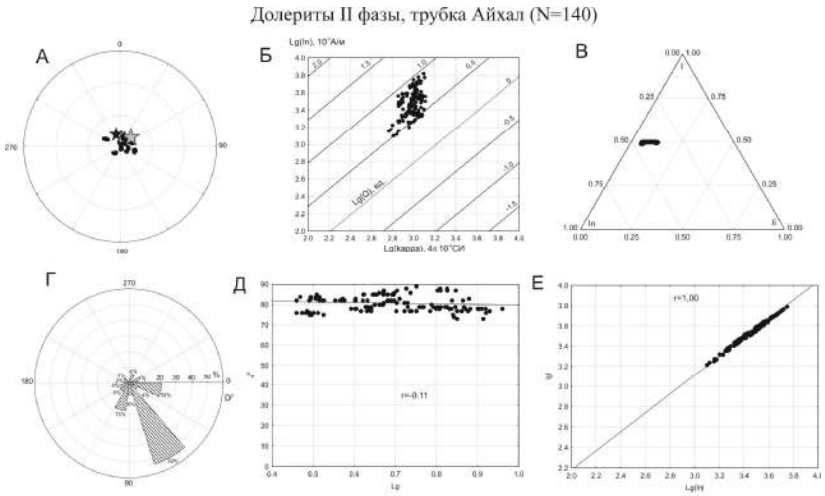
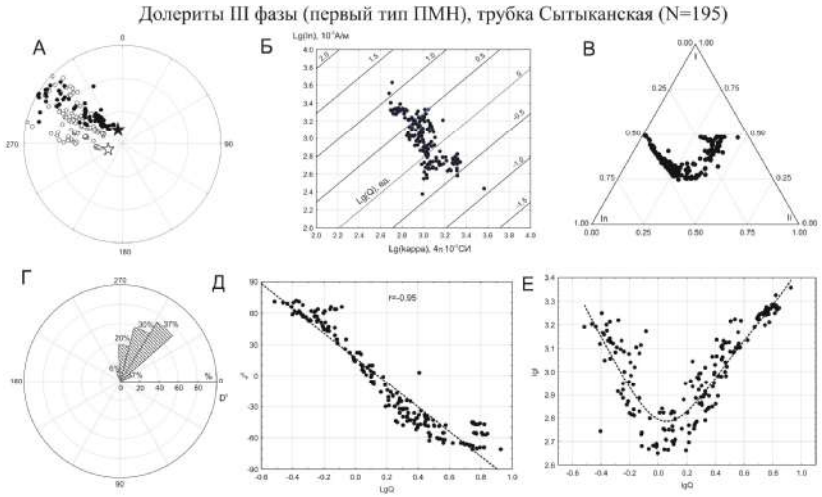


Рис. 2 Результаты статистической обработки магнитных параметров пермо -триасовых долеритов ДАР. А) Стереограмма векторов суммарной намагниченности **I**; черные (светлые) кружочки – проекции векторов **I** на положительную (отрицательную) полусферу; звездочки – древнее Hp (серая и белая) на момент формирования траппов и современное H (черная) направления магнитного поля. Б) График зависимости In, æ и Q. В) Тернарный график In, Ii и I. Г) Гистограмма склонений D векторов **I**. Д) График зависимости наклонений J векторов **I** от фактора Q. Е) График зависимости величины I от фактора Q (или In).



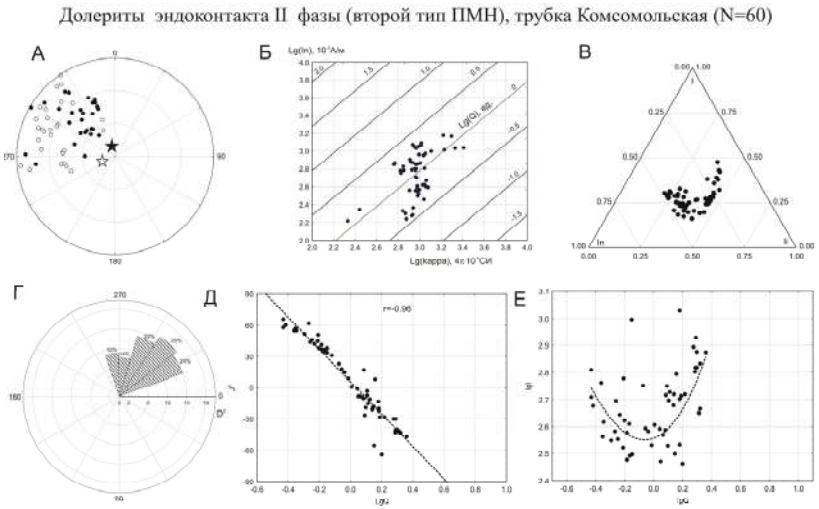


Рис. 2. (продолжение)

Полученные представления о формировании ПМН могут быть использованы для решения ряда прикладных задач при поисках кимберлитовых трубок на закрытых траппами территориях (4-5 геотипы). Во-первых, ПМН траппов в магнитном отношении являются «прозрачными» для обнаружения под ними кимберлитовых трубок, так как вектора **I** имеют субгоризонтальные наклонения ±100 [6]. Это убедительно доказывает эффект «просвечивания» относительно

слабомагнитных кимберлитов под относительно сильномагнитными траппами третьей фазы, зарегистрированный двухгоризонтной магнитной съемкой [4]. Во-вторых, учитывая, что долериты третьей фазы весьма чувствительны к окружающему их пространству, это явление может быть использовано в качестве одного из локальных прогнозно-поисковых критериев при поисках кимберлитов на закрытых территориях ДАР [9]. В зонах повышенной трещиноватости терригенно-карбонатного цоколя, окружающего кимберлитовую трубку [10], возможны переходы долеритов третьей фазы на более высокие горизонты. Это отразится, во-первых, на увеличение гравитационного поля, а во-вторых – вызовет сильные отрицательные магнитные аномалии за счет ПМН двух типов [7].

1. Ивлиев К. А., Камышева Г. Г., Эринчек Ю. М. Расчленение недифференцированных траппов пермо-триаса по данным петромагнитных исследований и крупномасштабной аэромагнитной съёмки в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле / Применение геофизических методов при поисках кимберлитовых тел в Якутской провинции. Якутск,1976.
2. Ивлиев К.А., Крючков А.И., Лелюх М.И., Макаров А.С., Никулин В.И., Серов В.П., Скрипин А.И. Базитовый магматизм Далдыно-Алакитского алмазоносного района (северо-восточный борт Тунгусской синеклизы) / Схемы базитового магматизма железорудных и алмазоносных районов Сибирской платформы. Иркутск, 1987.
3. Мишенин С.Г. Петромагнетизм трапповых пород северо-востока Тунгусской синеклизы. Дис. на соиск. уч. ст. к. г.-м. н. Казань, 2002. - 192 с.6. Томшин М.Д., Лелюх М.И., Мишенин С.Г., Сунцова С.П., Копылова А.Г., Убинин С.Г. Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы / Отечественная геология № 5, 2001. С.19-24.
4. Эринчек Ю. М., Мильштейн Е.Д., Парасотка Б.С. Пространственно-временная структура раннемезозойских интрузивных траппов восточного борта Тунгусской синеклизы. Л. Наука, 1991.
5. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J-P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma / Geophys. J. Int. (2002) № 48. p. 1-33.
6. Константинов К.М., Мишенин С.Г., Убинин С.Г., Сунцова С.П. Распределение векторов естественной намагниченности пермотриасовых траппов Далдыно-Алакитского алмазоносного района. Геофизика 2004а, № 1. С. 49-53.
7. Константинов К.М., Иванюшин Н.В., Мишенин С.Г., Убинин С.Г., Сунцова С.П. Петрофизическая модель кимберлитовой трубки Комсомольская. Геофизика, 2004б, № 6. С. 50-53.

8. Константинов К.М., Мишенин С.Г., Убинин С.Г., Томшин М.Д., Сунцова С.П., Коробков И.Г., Кузьменок А.Н., Подмогов М.Ю., Петушков А.В. Разработка петромагнитной легенды трапповых образований Якутской алмазоносной провинции / Вулканизм и геодинамика: материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т.1. – Улан-Удэ. Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2006. – С. 33-36.
9. Лелюх М.И. Геологическое строение и особенности поисков и локального прогнозирования месторождений алмазов в закрытых районах северо-востока Тунгусской синеклизы (на примере Айхальского района). Канд. диссертация. Москва, 1988. - 307 с.

10. Гладков А.С., Зинчук Н.Н., Шерман С.И., Манаков А.В., Борняков С.А., Матросов В.А., Дзюба И.А., Гарат М.Н. Структурный контроль кимберлитовых тел Мало-Ботуобинского района (Якутия) / Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летнему юбилею г. Мирного и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж: Воронежский государственный университет, 2005. С. 49-95.

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕКОГНОСЦИРОВОЧНЫХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД УДЖИНСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

[1]Константинов К.М., [2]Павлов В.Э., [1]Петухова Е.П., [3]Гладкочуб Д.П.

[1]Амакинская ГРЭ АК «АЛРОСА», п. Айхал,
petrophys@amgre.alrosa-mir.ru
[2]ИФЗ РАН, Москва, pavlov-home@rambler.ru
[3]Институт земной коры СО РАН, Иркутск

Разрез пород рифейского и вендского возраста, выходящий на поверхность в долине р. Уджа (*71.2° с.ш.; 117.2°в.д.*) является одним из важных опорных разрезов верхнего докембрия Сибирской платформы, и, как показывают результаты ранних исследований (Родионов, 1984), может содержать палеомагнитную запись, отражающую направление геомагнитного поля времени накопления этих пород. Более того, в силу особенностей геологической истории данного региона, в разрезе р. Уджа могут быть записаны направления геомагнитного поля тех интервалов позднего докембрия, которые пропущены в геологической и палеомагнитной летописи других опорных разрезов Сибирской платформы. Таким образом, палеомагнитное исследование Уджинского разреза может иметь большое значение для разработки позднедокембрийского сегмента кривой кажущейся миграции полюса, для изучения эволюции геомагнитного поля позднего докембрия.

В ходе полевых работ 2006 г. нами были отобраны палеомагнитные пробы из большинства рифейско-вендских свит, а также из магматических пород, разного генезиса, участвующих в строении Уджинского разреза. В настоящем сообщении мы представляем предварительные результаты палеомагнитных исследований пород томторской и уджинской свит и содержащихся в них базитов.

Томторская свита Vtm, представленнная преимущественно сероцветными терригенно-карбонатными породами (гравелиты, алевролиты, аргиллиты, известняки), с размывом залегает на верхнерифейских отложениях уджинской свиты и, согласно своему положению в разрезе, относится к вендской системе. Томторскую свиту

прорывают тела долеритов молодо-попигайского интрузивного комплекса $\nu\beta T_1mp$, которые также были опробованы в ходе настоящего исследования в четырех обнажениях. Внедрение этих долеритов происходило в раннем триасе (Томшин и др., 2001).

Уджинская свита R_3ud имеет преимущественно терригенный состав и, представлена, алевролитами, аргиллитами, песчаниками, среди которых довольно часто встречаются красноцветные разности. В пяти обнажениях уджинской свиты нами были опробованы согласно залегающие магматические тела основного состава (базальты и долериты). Вопрос о том, являются ли эти тела силлами или вулканическими потоками, на настоящий момент не имеет однозначного ответа. Верхнерифейский возраст уджинской свиты определяется на основе имеющихся изотопных датировок и находок строматолитов.

Лабораторное исследование нескольких десятков образцов из 5 обнажений томторской свиты показало, что опробованные породы не содержат четкого палеомагнитного сигнала: либо направления и величины векторов естественной остаточной намагниченности крайне нерегулярно меняются во время чистки, либо в образцах из одного и того же обнажения выделяются совершенно различные, не согласующиеся между собой компоненты намагниченности. В одном обнажении выделяется характеристическая компонента с западным склонением и крутым отрицательным наклонением. Это направление очень близко к характеристическому направлению интрузивов $\nu\beta T_1mp$, прорывающих томторскую свиту: D=292°, I=-73°, alfa95=3.8°, N=56. Отвечающий этим направлением палеомагнитный полюс (Φ=48°, Λ=163°, dp/dm=6.0/6.8) находится в непосредственной близости от палеомагнитного полюса пермотриасовых траппов Сибирской платформы (Kravchinsky et al., 2002; Pavlov et al., 2007) и уверенно поддерживает существующее мнение (Томшин и др., 2001) о раннетриасовом возрасте опробованных даек. «Трапповое» направление в томторских породах является, вероятно, результатом перемагничивания, произошедшим при внедрении базитов.

В пяти изученных обнажениях уджинской свиты выделенные векторы характеристической намагниченности образуют на

стереограмме два кластера со средними направлениями: D=31.6°, I=-16.4°, alfa95=8.8°, N=12 (кластер1) и D=78.9°, I=-4.3°, alfa95=15.6°, N=7 (кластер 2). Первый из них близок направлению базальтов из этого же обнажения (D=32.3°, I=-22.4°, alfa95=4.9°, N=10) и долеритов котуйско-оленекского комплекса $\nu\beta PR_2ko$ из обн. 10, 11, 15 и 18 (D=33°, I=-15°, alfa95=5.7°, N=38). Второй кластер грубо соответствует направлениям, выделяемым в осадочных породах этой свиты. На данном этапе исследований можно предположить, что второй кластер отвечает времени формирования уджинских осадочных пород, а первый

кластер соответствует намагниченности, возникшей несколько позже, при внедрении магматических пород. В этом случае опробованные магматические тела следует считать силлами, а не потоками.

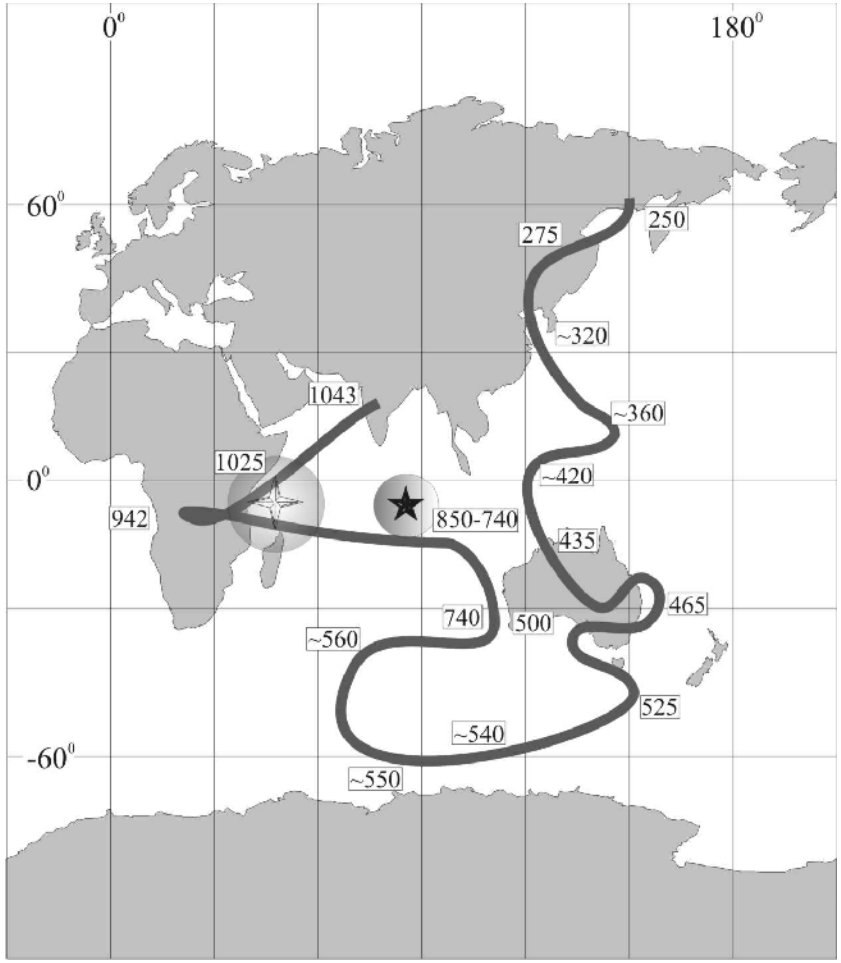


Рис. Сравнение предварительных палеомагнитных полюсов, полученных по осадочным породам уджинской свиты (кластер 2, четырехлучевая звездочка) и вмещаемых ею магматическим породам (пятилучевая звездочка) с позднерифейским трендом сибирской кривой кажущейся миграции полюса (Шацилло и др., 2007).

Полученные направления, в целом, близки к таковым, полученным ранее В.П.Родионовым, выполнившим в начале 80-х годов пионерские палеомагнитные исследования Уджинского разреза (Родионов, 1984).

В целом, предварительные данные по уджинской свите и вмещаемым ею магматитам хорошо согласуются с имеющимися палеомагнитными данными и поддерживают версию позднерифейского тренда Сибирской APWP, предложенную Шацилло и др., 2007 (submitted). Эти данные имеют важное значение для разработки сибирской кривой кажущейся миграции полюса и указывают на необходимость дальнейших детальных исследований палеомагнетизма Уджинского опорного разреза.

1. Родионов В.П. Палеомагнетизм верхнего докембрия и нижнего палеозоя района р.Уджа. В сб.: Палеомагнитные методы в стратиграфии. Л., изд-во ВНИГРИ, 1984. С.18-28.
2. Томшин М.Д., Лелюх М.И., Мишенин С.Г., Сунцова С.П., Копылова А.Г., Убинин С.Г. Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы / Отечественная геология № 5, 2001. С. 19-24.
3. Шацилло А.В., Павлов В.Э., Петров П.Ю. Палеомагнетизм верхнерифейских отложений Туруханского и Оленекского поднятий и Удинского Присаянья: дрейф Сибирской платформы в неопротерозое. Геотектоника, 2007 (submitted).
4. Kravchinsky V.A., Konstantiniv K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J-P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma / Geophys. J. Int. (2002) № 48. p. 1-33.
5. Pavlov V.E., Courtillot V., Bazhenov M.L. and Veselovsky R.V. Paleomagnetism of the Siberian traps: New data and a new overall 250 Ma pole for Siberia Tectonophysics, Volume 443, Issues 1-2, 1 October 2007. p. 72-92.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БАЗИТОВ ИЗ ЗОН ВЛИЯНИЯ ВИЛЮЙСКОГО И КЮТЮНГДИНСКОГО ПАЛЕОРИФТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ПЕРВЫЙ ЭТАП)

[1]Константинов К.М., [2]Хузин М.З., [3]Саврасов Д.И., [1]Кузьменок А.Н., [4]Томшин М.Д., [2]Киселев А.И., [2]Гладкочуб Д.П.

[1]Амакинская ГРЭ АК «АЛРОСА», п. Айхал,
petrophys@amgre.alrosa-mir.ru
[2]Институт земной коры СО РАН, Иркутск
[3]Ботуобинская ГРЭ АК «АЛРОСА», Мирный
[4]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, Якутск

В настоящее время поступает много надежных материалов по геологическому строению Сибирской платформы (СП) и ее складчатого

обрамления [1-3]. Согласно им СП сформировалась в конце раннего протерозоя за счет амальгамации различных тектоно-стратиграфических экзотических блоков. Облик СП постоянно менялся во времени. Один из таких этапов протекал в среднем палеозое в зоне сочленения северной (в настоящее время южной) границы СП с Байкальской складчатой областью (БСО). Это время характеризуется проявлением базитового магматизма в пределах влияния Вилюйского и Кютюнгдинского палеорифтов [4, 5]. Считается, что геодинамическая обстановка среднепалеозойского магматизма и рифтогенеза в восточной части Сибири определялась плюм-литосферным взаимодействием [6-8]. Палеомагнитные данные по среднепалеозойским траппам способны восстановить последовательность этих событий. Опыт работ показал, что траппы среднего палеозоя являются благоприятными объектами для палеомагнитных исследований [8-10] и, кроме того, по ним получены многочисленные абсолютные датировки, петрохимические, минералогические и др. данные.

Эту работу предполагается выполнить в три этапа. На первом этапе проведены полевые работы по отбору ориентированных образцов и получению палеомагнитных характеристик среднепалеозойских базитов СП и БСО. На втором этапе необходимо собрать и проанализировать имеющуюся палеомагнитную (в т. ч. других исследователей), геологическую, геофизическую, петрохимическую, изотопную и т. п. информацию по территории и изученным обнажениям, создать комплексную БД. На третьем этапе предполагается приступить к интерпретации всех имеющихся корректных палеомагнитных данных СП и ее складчатого обрамления. В результате исследований будет разработана геодинамических модель формирования среднепалеозойской рифтовой системы восточной Сибири.

Отбор ориентированных образцов проведен в пределах крупных тектонических структур:

1. Вилюйско-Мархинский пояс (ВМП). Обнажения представлены дайками, силами и покровами (аппаинская свита $Д_3$-$С_1$), развитыми вдоль полосы протяженностью около 800 км на рр. Вилюй, Марха, Тюнг, Муна, Сингюде и др.

2. Чаро-Синский пояс (ЧСП). Обнажения представлены слабодеформированными покровами андезито- и трахибазатьтов наманинской и хайлахской свит $Д_3$-$С_1$ в среднем течении р. Намана.

3. Тогус-Дабаанская мульда (ТДМ) БСО. Обнажения располагаются в нижнем течении р. Бол. Патом и представлены сложно деформированными силлами жаровского комплекса среднего палеозоя в отложениях нижнего кембрия.

Наиболее представительный палеомагнитный материал получен по траппам ВМП (табл.). Палеомагнитные полюсы траппов разбросаны в

пределах 420-320 млн. лет вдоль траектории кажущейся миграции (ТКМП) Сибири. Это достаточно хорошо согласуется с данными абсолютного датирования и свидетельствует о продолжительности процессов рифтогенеза.

Базиты ЧСП характеризуются двумя группировками полюсов. В первую, знаменующую начало рифтогенеза, попадают базальты наманинской свиты. По отношению к палеомагнитным данным ВМП они развернуты по часовой стрелке примерно на 30^0 (табл.). Это подтверждает разворот Алданского щита относительно Ангаро-Анабарского в постраннепалеозойское время [8, 9, 11]. Вторая группировка полюсов характеризует базальты хайлахской свиты, в которых установлены две полярности векторов первичной ЕОН. Эти полюса уже близки к ТКМП Сибири и определяют верхнюю временную границу тектонических событий.

Силлы ТДМ характеризуются наибольшими разбросами палеомагнитных направлений (табл.), определяющимися сложными полихронными деформациями горных пород БСО и разной природой векторов характеристической ЕОН. ТДМ является ключевой структурой, с помощью которой возможно установить природу векторов ЕОН траппов и, в зависимости от этого, полностью или частично восстановить последовательность и направленность тектонических дислокаций в БСО [7, 12]. Возможно, это прояснит главные причины ее формирования.

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. - М.: Недра, 1990.
2. Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. Научный редактор С.И. Митюхин. – М.: Научный мир, 2006. – 212 с. илл. 105. Библ. 390.
3. Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Станевич А.М., Диденко А.Н., Бибикова Е.В., Водовозов В.Ю., Казанский А.Ю., Кирнозова Т.И., Козаков И.К., Константинов К.М., Кочнев Б.Б., Метелкин Д.В., Ота Т., Немеров В.К., Постников А.А., Юлдашев А.А., Пономарчук В.А. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Науч. ред Е.В.Скляров; Рос. Акад. Наук, Сиб. отд-ние, Ин-т земной коры и др. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. – 367 с. – (Интеграционные проекты СО РАН; Вып.11).
4. Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В. Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского авлакогена. М., Недра, 1975. - 183 с.
5. Мащак М.С., Наумов М.В. Среднепалеозойский базитовый магматизм Накынского кимберлитового поля и проблема возраста кимберлитов / Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое настоящее и будущее (АЛМАЗЫ–50). Материалы научно-практической конференции, посвященной пятидесятилетию открытия первой алмазоносной трубки «Зарница». МПР РФ, ВСЕГЕИ, «АЛРОСА», 2004. С.224-226.
6. Tomchin M.D., Konstantinov K.M. Basic dike belts of the Viluyi paleorift (Siberian platform) / Fifth International Dyke Conference IDC 5, Rovaniemi, Finland – 2005. – 51.

Таблица. Среднепалеозойские палеомагнитные направления и полюсы среднепалеозойских траппов Сибирской платформы и Байкальской складчатой области

№ пп	Объекты	Координаты отбора проб φ	Координаты отбора проб λ	Dср, °	Jср, °	k, ед.	α_{95}, °	Φ, °	Λ, °	dp/dm, °	N	Прим-я
	Вилюйско-Мархинский пояс											
1	Дайка, р. Марха, 2/96	64,95	116,55	294	-50	23,7	9,6	18,4	172,6	8,6 /12,8	12	[10]
2	Дайка, р. Марха, 4/96	64,65	116,62	326	-43	28,8	7,0	3,1	147,0	5,3 /8,6	16	
3	Дайка, р. Марха, 5/96	64,53	116,63	336	-35	36,3	7,7	-4,4	139,3	5,1 /8,9	11	
4	Дайка, р. Марха, 6/96	64,55	116,63	330	-48	21,2	11,4	6,7	142,4	9,8 /14,9	9	
5	Дайка, р. Вилюй, 6/96	62,32	116,03	322	-58	54,2	6,6	15,2	146,1	7,1 /9,7	10	
6	Дайка, р. Вилюй, 7/96	62,30	116,06	316	-42	38,5	5,6	3,5	155,2	4,2 /6,9	18	
7	Дайка, р. Вилюй, 8/96			154	68	142,7	3,5	25,2	133,7	4,9 /5,9	13	
8	Силл, р. Ханьа, 1/03	65,20	117,09	333	-44	49,7	6,0	3	142	4,7/7,5	13	[8, 9]
9	Дайка, р. Тюнг, 1/04	65,97	119,67	2	-22	41,4	6,8	-12,3	118, 1	3,8/7,2	13	
10	Дайка, р. Тюнг, 3+3а/04	66,05	119,75	10	74	18,6	7,6	82	260	12,3/13,7	21	
11	Дайка, р. Тюнг, 4/04	66,05	119,77	351	72	38,0	7,5	80	330	11,7/13,2	11	
12	Дайка, р. Тюнг, 5/04	66,33	119,64	359	-30	49,7	5,0	-7,5	120,9	3,1/5,6	18	
13	Дайка, р. Линде, 2+3/03	66,64	120,50	351	-63	22,4	9,4	21	127	11,6/14,8	12	
14	Дайка, р. Келянго, 1/03	67,22	121,20	5	-15	41,9	9,4	-15	116	4,9/9,6	7	
15	Дайка, р. Моркока, 2/00	65,16	115,90	191	14	20,8	9,8	-17	105	5,1/10,0	12	
	Чаро-Синский пояс											
16	Покров, р Намана 7,8,9/02 (Д$_3$-С$_1$nm)	61,25	120,6	36	8	26,5	7,8	-27	80	3,9/7,7	15	[8, 9]
17	Покров, р Намана 6/02 (Д$_3$-С$_1$hl)			3	-70	59,7	6,2	25	117	9,2/10,7	11	
18	Покров р Намана, 2,3,4,5/02 (Д$_3$-С$_1$hl)			191	74	191,4	2,7	32	114	4,4/4,9	16	
	Тогус-Дабаанская мульда											
19	Силл, р. Бол. Патом, 11+12/79	60,2	116,3	306	-85	25,0	8,6	54	130	16,8/17,0	13	[9]
20	Силл, р. Бол. Патом, 16/79			155	14	11,5	7,7	-20	143	4,0/7,9	33	
21	Силл, р. Бол. Патом, 22/79			181	-43	52,7	5,0	-55	115	3,8/6,2	17	

Параметры группировки векторов характеристической ЕОН: склонение - Dср, наклонение - Jср, кучность - k и овал доверия - α95; палеомагнитный полюс: широта - Φ, долгота - Λ, доверительные интервалы - dp/dm. N – количество образцов, участвующих в расчетах. 3+3а/04– номер (номера) обнажения / год отбора.

7. Константинов К.М. Динамическая физико-геологическая модель Байкальской складчатой области по палеомагнитным данным. Автореф. канд. дисс., Иркутск, 1998, 18 с.
8. Константинов К.М., Кузьменок А.Н., Апарин В.П., Хузин М.З., Томшин М.Д., Ивлиев К.А., Гладкочуб Д.П., Киселев А.И. Отражение среднепалеозойского этапа формирования Вилюйского палеорифта в палеомагнитных данных юга Восточной Сибири / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания, - Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. – В 2-х томах. Т. 1. - С.155-158.
9. Константинов К.М. Решение вопросов геодинамики и вулканизма Сибирской платформы на основе палеомагнитных данных / Вулканизм и геодинамика: материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т.1. – Улан-Удэ. Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2006. – С. 30-33.
10. 10. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J-P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma / Geophys. J. Int. (2002) № 48. p. 1-33.
11. Павлов В.Э., Петров П.Ю. Палеомагнетизм рифейских отложений Иркинеевского поднятия Енисейского кряжа – новый вывод в пользу единства Сибирской платформы в среднем рифее / Физика Земли, 1997, № 6, с. 42-55.
12. Константинов К.М. Математическое моделирование сложных деформаций горных пород по векторам характеристической естественной остаточной намагниченности. Геофизика 2005, № 6. С. 60-65.

ПОВЕДЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ДРЕВНЕГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И.

ГО «Борок» филиал ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославская обл.,
ksasha @borok.yar.ru

Численное моделирование эволюции геодинамо показало, что характеристики геомагнитного поля должны изменяться согласованно [1, 2]. Однако реконструкции поведения палеонапряженности и частоты инверсий долгое время не позволяли обнаружить связь между этими параметрами из-за недостатка палеомагнитных данных [3, 4].

Выполненные нами по осадочным породам реконструкции поведения палеонапряженности юры – мела значительно расширили массив информации об этой характеристике геомагнитного поля. Обобщение авторских данных о палеонапряженности, полученных по осадочным породам и мировых данных, выполненных по термонамагниченным породам, дало новую основу для построения динамики напряженности геомагнитного поля. В настоящей публикации исследована взаимосвязь между характеристиками земного магнитного поля последних 170 млн. лет.

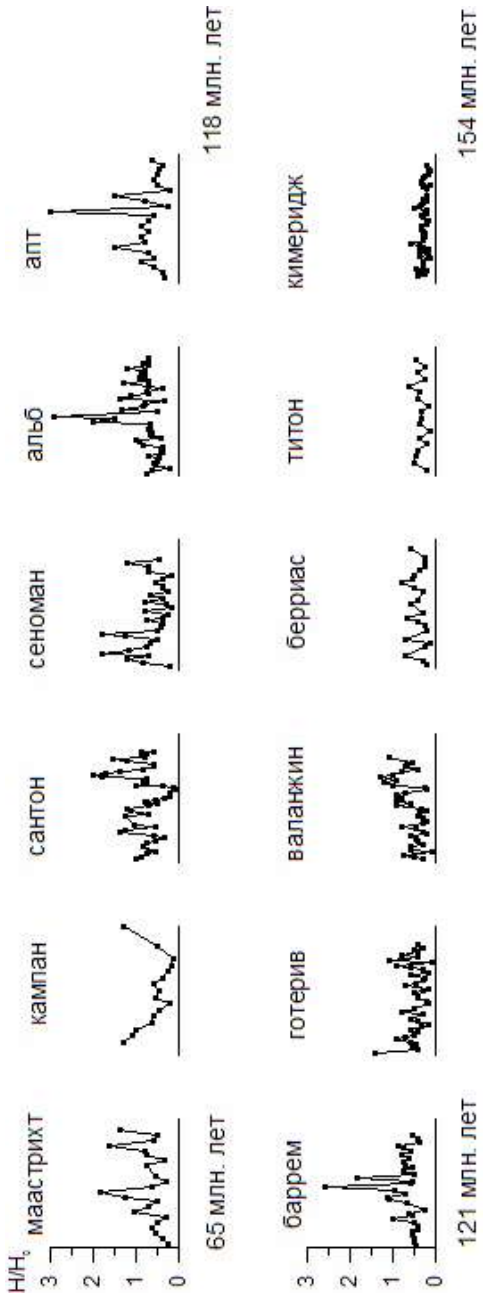


Рис. 1. Фрагменты поведения палеонапряженности юрского и мелового периодов.

Реконструкции фрагментов напряженности геомагнитного поля проведены по коллекциям осадочных пород, отобранных на Русской плите и прилегающих территориях [5, 6]. Ранее эти коллекции использовались для построения региональной магнитостратиграфической шкалы средней юры – мела [7]. Результаты определений палеонапряженности, выполненные по термонамагниченным породам, взяты из базы данных [http//wwwbrk.adm.yar.ru/palmag/index.html] (БД). Сведения об инверсиях геомагнитного поля, в основном, взяты из [8]. Исключение составляет интервал альб - коньяк. Частота инверсий альба - коньяка построена по данным работы [7], которые являются более полными.

Наиболее представительные фрагменты поведения палеонапряженности, выполненные по осадочным породам, приведены на рис. 1. Как видно, средние значения и размах вариаций палеонапряженности возрастали от титона к баррему. В исследованных фрагментах палеонапряженности кимериджа - титона ее вариации происходили с близкими по размаху амплитудами. Выше готерива наблюдалось чередование вариаций палеонапряженности малой амплитуды с ее всплесками. Материалы, представленные на рис. 1, достаточно наглядно иллюстрируют связь средних (за геологический век) значений напряженности геомагнитного поля с характером ее вариаций. Так, в верхней юре (кимеридж – титон) при низких средних значениях палеонапряженности ее вариации происходили с малой амплитудой. В течение берриаса - готерива амплитуда вариаций и средние значения палеонапряженности возрастали. В барреме - сантоне палеонапряженность была высокой, и наблюдалось чередование всплесковой и спокойной генерации геомагнитного поля.

Изменения палеонапряженности H/Ho и частоты инверсий F, происходившие в последние 170 млн. лет проиллюстрированы на рис. 2. Точки этого графика получены осреднением всех данных о палеонапряженности (темные кружки) и частоте инверсий (светлые кружки), принадлежащих одному геологическому веку (ярусу). Интервалы осреднения (границы геологических веков) взяты из [8]. Значения F получены нормированием количества инверсий на продолжительность геологического века. Из рис. 2 видно, что в интервале 0-170 млн. лет изменения напряженности и частоты инверсий геомагнитного поля происходили противофазно.

Анализ поведения палеонапряженности, ее вариаций и частоты инверсий (рис. 1, 2) свидетельствует, что характеристики земного магнитного поля изменялись взаимосвязано. Наиболее значительные изменения в поведении характеристик геомагнитного поля отмечены в нижнем мелу, среднем палеогене и неогене (рис. 2). Так, в нижнем мелу началось возрастание палеонапряженности и уменьшение частоты

инверсий. В среднем палеогене произошел обратный процесс, палеонапряженность уменьшилась, а частота инверсий возросла. В неогене возросла палеонапряженность.

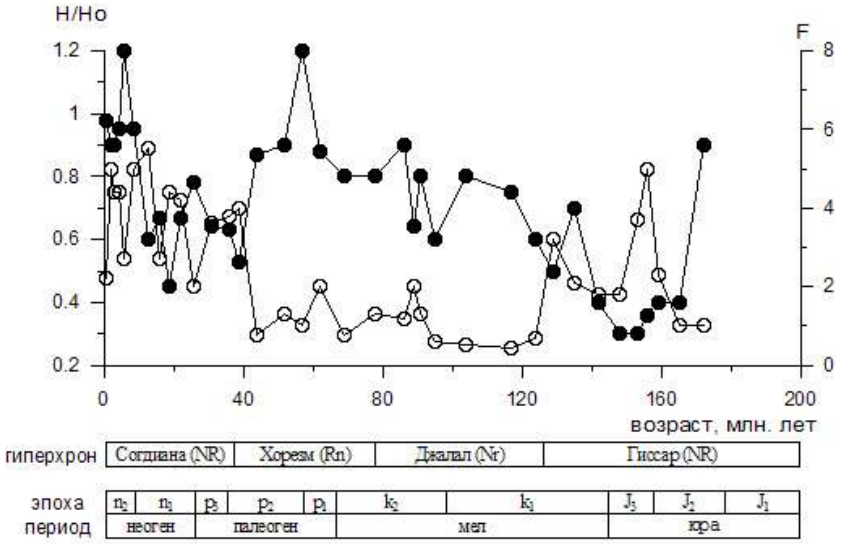


Рис. 2. Изменения палеонапряженности (H/Ho) (темные кружки) и частоты инверсий F (светлые кружки), происходившие в последние 170 млн. лет.

Для более удаленных интервалов геологического времени уменьшается количество данных о палеонапряженности и снижается достоверность информации о частоте инверсий. Тем не менее, осреднение результатов определений палеонапряженности в соответствии с разделением геомагнитной истории на гиперхроны полярности (интервалы продолжительностью десятки миллионов лет) позволяет и в этом случае проследить характер связи между поведением геомагнитных параметров. Средние за гиперхрон значения палеонапряженности связаны с режимом полярности. Палеонапряженность возрастает в гиперхронах с ассиметричной полярностью (одной или преимущественно одной полярностью) и уменьшается в случаях, когда происходит чередование примерно равных по длительности интервалов прямой и обратной полярности.

Таким образом, результаты проведенного исследования показали, что характеристики земного магнитного поля (средняя палеонапряженность, размах ее вариаций и частота инверсий) изменяются взаимосвязано. Средние (за геологический век) значения

палеонапряженности связаны прямой зависимостью с размахом ее вариаций и обратной зависимостью с частотой инверсий, что качественно соответствует модели αω - динамо.

1. Glatzmaier G.A. and P.H. Roberts A three-dimension self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal // Nature. 1995. V. 377. P. 203.
2. Ануфриев А.П., Решетняк М.Ю., Соколов Д.Д., Хейда П. Эволюция геомагнитного поля в модели αω-динамо // Геомагнетизм и аэрономия. 1997. Т. 37. № 2. С. 91-95.
3. Петрова Г.Н. Иерархия характерных времен в изменениях геомагнитного поля // ДАН. 1989. Т. 308. № 6. С. 1346-1350.
4. Печерский Д.М. Поведение палеоинтенсивности и других характеристик палеогеомагнитного поля в неогее // Геомагнетизм и аэрономия. 1998. Т. 38. №. 4. С. 180-189.
5. Kurazhkovskii A. Yu., Kurazhkovskaya N.A., Klain B.I., Guzhikov A.Yu. Paleointensity behavior in Barremian-Cenomanian (Cretaceous) // International Journal of Geomagnetism and Aeronomy. 2004. V. 5. № 1. GI1004, doi:10.1029/2003GI000043.
6. Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И. О связи изменений напряженности магнитного поля Земли с геотектоническими процессами // Докл. РАН. 2007. Т. 414. № 1. С. 97-100.
7. Гужиков А.Ю. Палеомагнитная шкала и петромагнетизм юры-мела Русской плиты и сопредельных территорий (значение для общей шкалы и бореально-тетических корреляций). Дис. док. гео.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН. 2004. 399 с.
8. Дополнения к стратиграфическому кодексу Российской Федерации. СПб: Изд. ВСЕГЕИ. 2000. 44 с.

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ШКАЛЕ ТЫСЯЧЕЛЕТИЙ (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ)

Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Соляников Я.Л., Маслов И.Н., Василенко Ю.П., Босин А.А.

Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН, Магадан,
malakhov@neisri.ru

Цель работы – разделить сигналы от напряженности магнитного поля Земли и влияний климатических механизмов, записанные в естественной остаточной намагниченности в период формирования 17-метрой толщи донных осадков Охотского моря. Колонка MR0604-07R отобрана поршневой трубкой в центральной части Охотского моря (51°16.87´ N, 149°12.57´ E, глубина 1256 м, длина 1724 см) в 6 рейсе японского научно-исследовательского судна «Mirai» в рамках российско-японского проекта № 83. В керне представлена

последовательность отложений, накопившихся без перерывов в седиментации за последние ~350 тыс лет.

Дифференциальный термомагнитный анализ показал, что в осадках присутствуют, в основном, низкотитанистые магнетиты с точками Кюри в диапазоне 550-580°С. Фрагментарно встречаются титаномагнетиты с точками Кюри около 500°С. У большинства исследованных образцов надежно отмечаются, но очень слабые по эффекту, магнитные изменения в области 220-340°С. Такое поведение намагниченности характерно для магнитного сульфида железа – грейгита. В образцах горизонта 1580-1624 кривые первого нагрева $J_{i1}(T)$ фиксируют новообразование, начиная с 400°С.

Поле насыщения нормального остаточного намагничивания не превышает 100-120 мТ. По линейному участку диапазона до 1.5 Т однозначно определяются в полной индуцированной намагниченности $J_i(B)$ доли намагниченности насыщения $J_s(B)$ ферримагнитных зерен и парамагнитной $J_p(B)$ глинистой фракции. Анализировались образцы горизонтов, у которых наблюдались более высокие и относительно низкие значения магнитной восприимчивости κ, что для колонки PC-07R схематически соответствовало «холодным» стадиям и межледниковьям.

Известно, что вариации таких величин, как магнитная восприимчивость (κ), влагосодержание (ϖ^*), плотность донного грунта (ρ) по длине керна считаются характеристиками изменения климата, в случае, если не происходили катастрофические явления и не оказывали свое влияние климатоподобные факторы (придонная гидродинамика, турбидиты, оползни, вулканическая деятельность и т.п.).

На рис. 1 показаны сглаженные кривые хода различных намагниченностей и стандартной изотопно-кислородной кривой (Bassinot et al., 1994; Martinson et al., 1987). Носителями намагниченностей являются различные магнитные включения осадков: парамагнитный J_p вклад дает в основном глинистая фракция; намагниченности J_{rs}, J_s, I_{ri} наводятся как на псевдооднодоменных зернах терригенного низкотитанистого магнетита, так и на биогенном однодоменном магнетите. Величиной κB_T обозначена намагниченность, индуцированная магнитным полем Земли B_T на широте г. Магадана. Особо следует сказать о кривой $cm(h)$. Ее размерность [мА/м] соответствует намагниченности, так как m - магнитный момент магнетитовых частиц, c – их концентрация, оцененная по средним значениям *ChRM* и влагосодержания горизонта 620-720 см.

Подобие хода кривых $\kappa B_T(h)$, $J_p(h)$, $J_{rs}(h)$, $J_s(h)$, $J_{ri}(h)$, $Cm(h)$, а именно, совпадение интервалов их минимальных значений (в

межледниковья) и максимальных (во время оледенений), позволяет сделать заключение о том, что перечисленные кривые независимо и

объективно отражают общий климатический процесс, зафиксированный колонкой PC-07R.

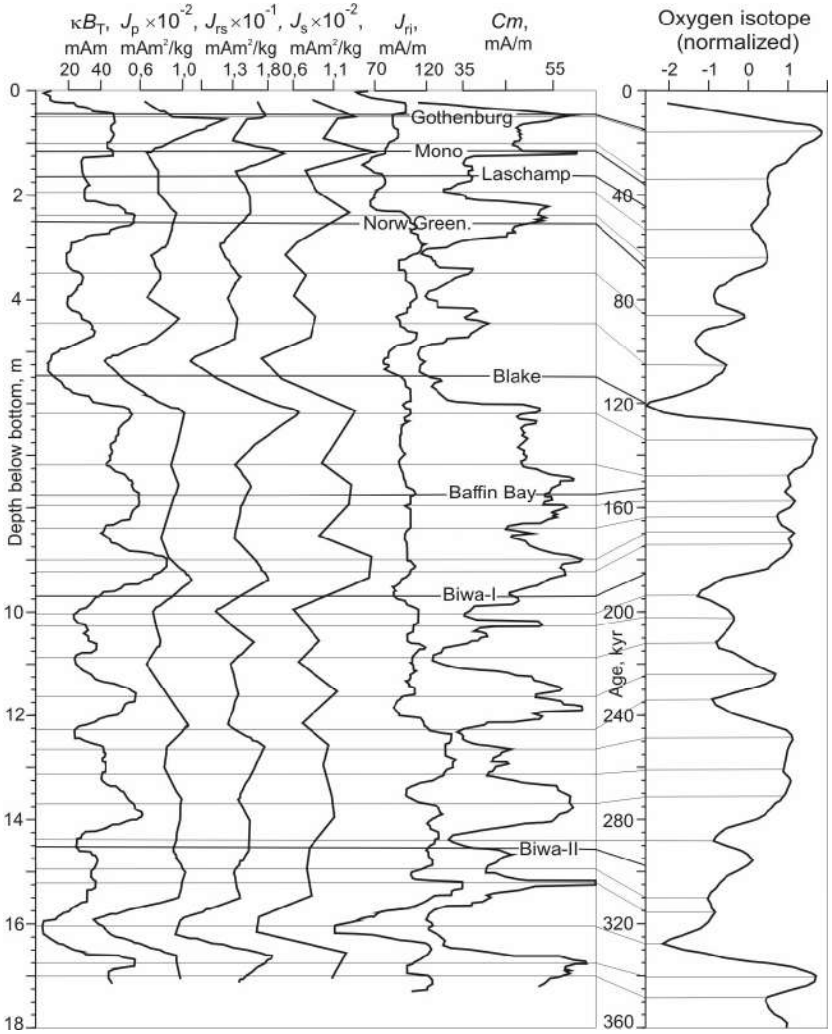


Рис. 1. Корреляция кривых хода различных климатозависимых магнитных параметров колонки MR0604-07R со стандартной изотопно-кислородной кривой. Указаны горизонты, содержащие геомагнитные события

Палеомагнитные построения выполнены по вектору намагниченности *NRM* после воздействия на образцы переменным магнитным полем в 20 мТ. Надежность палеомагнитных построений по

результатам магнитной чистки в 20 мТ определялась по диаграммам Зийдервельда контрольной группы образцов. Векторные диаграммы получены в полях до 100 мТ с шагом 5 мТ. В процессе магнитной чистки полями более 15 мТ направление *NRM* практически не изменялось. Среднее разрушающее поле *NRM* составило 35-40 мТ. Вязкая компонента *VRM* удалялась воздействием переменных полей интенсивностью до 15-20 мТ, что обнаруживалось по перегибам на векторных диаграммах размагничивания. Правильность выводов, полученных по контрольной группе образцов, подтвердила идентичность угловых характеристик $ChRM_{20}$ и $ChRM_{30}$ по всему разрезу колонки PC-07R. Аномальные направления вектора *ChRM*, вероятно, связаны с экскурсами магнитного поля Земли. Истинные угловые элементы экскурсов геомагнитного поля могли не записаться из-за сглаживания палеомагнитного сигнала в постседиментационную фазу [2]. Одной их важных характеристик экскурса является снижение интенсивности магнитного поля Земли [3].

Оценка относительной палеонапряженности проведена, исключением из величины $ChRM_{20}$ вклада от климатического сигнала. На основе данных магнито-минералогического анализа, ранее проведенных экспериментов по переосаждению образцов донного грунта из этого же района моря можно считать, что характеристическая намагниченность *ChRM* имеет ориентационную природу и представима в виде двух сомножителей [1]

$$ChRM = cm \times L(K). \qquad (1)$$

Здесь $L(K)$ – функция Ланжевена, $K = mB/kT$ – интенсивность магнитного поля Земли в ед. *kT*. Первый сомножитель *cm* в (1) представляет собой (по А.Н. Храмову) предельную ориентационную намагниченность. Последняя не зависит от магнитного поля Земли, но на нее оказывают влияние климатические условия через концентрацию частиц и величину их магнитных моментов. Второй сомножитель называется «полевым» и отражает интенсивность геомагнитного поля. Число магнитных частиц пропорционально содержанию твердого компонента донных отложений. Данный факт подтверждается подобием хода кривых концентраций различных магнитных фракций и общего содержания твердого компонента грунта (влагосодержания). Таким образом, модуль палеомагнитно-информативной намагниченности представим в виде произведения климатического фактора и полевого

$$ChRM = [\mathrm{climat}] \times [\mathrm{magnetic\ field}]. \qquad (2)$$

Очевидно, что из уравнения (2) можно оценить относительную палеонапряженность магнитного поля Земли и провести сравнение с известной синтетической кривой палеонапряженности *Sint*-800.

83

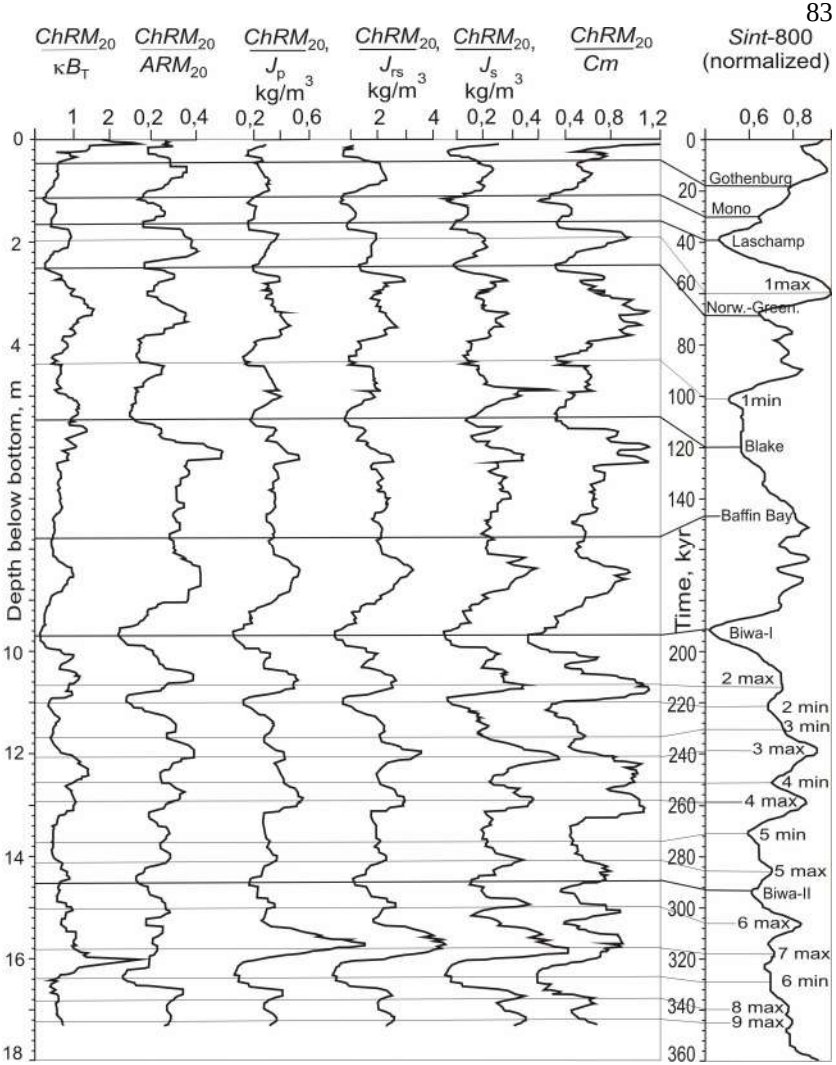


Рис. 2. Схема корреляции нормированной намагниченности *ChRM* колонки MR0604-7R с фрагментом кривой палеонапряженности Sint-800

Результат нормирования характеристической намагниченности по различным магнито-климатичектим параметрам представлен в первых шести позициях рис. 2. В самой правой представлен фрагмент кривой палеонапряженности *Sint*-800 для последних 350 тыс. лет. Геометрия всех шести сигналов хорошо согласуется между собой и фрагментом *Sint*-800.

84

Возраст горизонтов, в которых наблюдаются геомагнитные события, соответствующие экскурсам, отслежен на схеме корреляции магнито-климатических параметров со стандартной изотопно-кислородной кривой (рис. 1). Данные построения позволили выдвинуть версию календарного возраста горизонтов колонки PC-07R (рис. 3). Она укладывается в рамки аналогичных моделей по колонкам в центральной части Охотского моря.

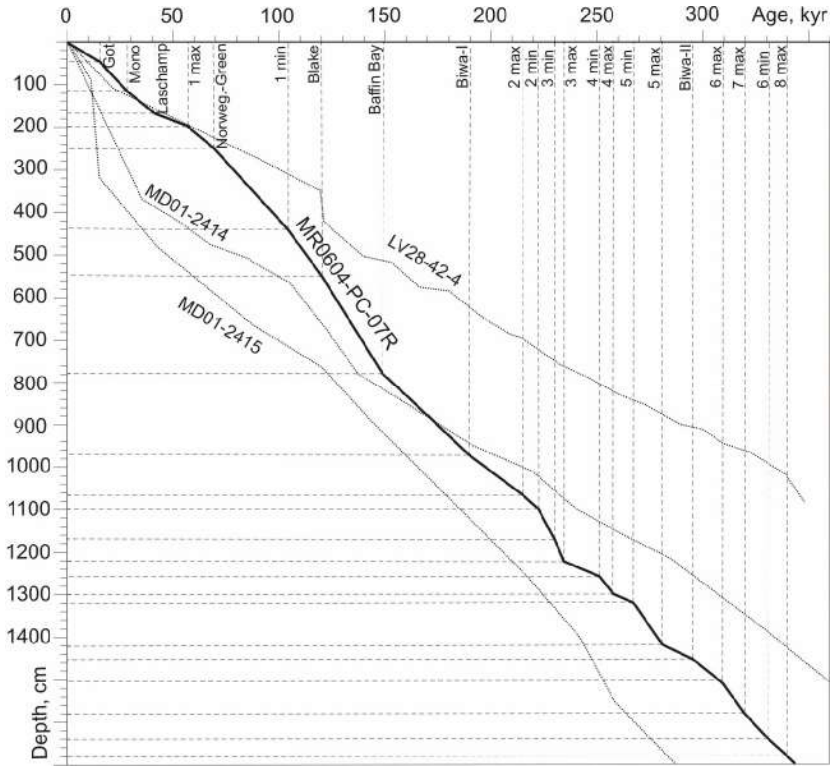


Рис. 3. Календарный возраст осадочных горизонтов колонки MR0604-07R. Пунктиром показаны возрастные модели колонок, исследованных по программе IMAGES

1. Малахов М.И., Малахов Д.М., Соляников Я.Л. Компьютерная модель влияния климата и геомагнитного поля на намагниченность донных осадков Охотского моря – I. Математическое представление // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория,

практика, эксперимент (матер. семинара, Борок, 18-21 октября 2007 г.). – М.: ГЕОС, 2007.
2. Малахов М. И., Малахова Г. Ю. Магнито-реологическая модель литогенетических структур пелагической области Тихого океана. Реология зоны Такера-Храмова // Физика Земли. – 2007. – № 11. – С. 66–80.

3. Мёрнер Н.-А., Петрова Г.Н., Пилипенко О.В. и др. Появление экскурсов на фоне изменения магнитного момента Земли // Физика Земли. – 2001. – № 10. С. 24–32

КОМПЬЮТЕРНАЯ МОДЕЛЬ ВЛИЯНИЯ КЛИМАТА И ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА НАМАГНИЧЕННОСТЬ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОХОТСКОГО МОРЯ – I. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ

Малахов М.И., Малахов Д.М., Соляников Я.Л.

Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН, Магадан,
malakhov@neisri.ru

В осадочном процессе участвует магнитный материал, находящийся в окружении немагнитной матрицы дисперсной структуры определенной газо- и водонасыщенности. Стохастическое дифференциальное уравнение вращательного движения магнитной частицы с объемом V в среде с пластической вязкостью η^*, прочностью контакта $p_г$ и эластичностью G газо- жидкой прослойки между частицами-соседями представимо в виде [5]:

$$J\, d^2\text{и}/dt^2 + 6V\text{з}^*\, d\text{и}/dt + 6VG\text{и} + 6Vp_г + mH\sin\text{и} = f(t)\,. \qquad (1)$$

Здесь введены обозначения: θ – угол между векторами магнитного момента частицы **m** и геомагнитного поля **H**, $d\text{и}/dt$ - скорость вращения, $d^2\text{и}/dt^2$ - вторая производная угла θ по времени, J - момент инерции частицы, $f(t)$ - интенсивность случайного воздействия с математическим ожиданием $\langle f\rangle = 0$ и дисперсией $\langle f^2\rangle \neq 0$. Если ввести эффективную вязкость η как сумму пластической η^* и структурной $\text{з}_s = \frac{J\frac{\text{и}}{6V}}{d\text{и}/dt} + \frac{G\text{и}}{d\text{и}/dt} + \frac{p_г}{d\text{и}/dt}$, то уравнение (1) перепишется в форме:

$$6V\text{з}\, d\text{и}/dt + mH\sin\text{и} = f(t)\,. \qquad (2)$$

В дальнейшем необходимо сделать переход от описания поведения ориентировки магнитного момента одной частицы к коллективной магнитной характеристике ансамбля частиц – намагниченности.

Стохастическому дифференциальному уравнению (2) соответствует уравнение Фоккера-Планка для функции распределения $W(\theta, t)$ магнитных моментов **m** по углу θ в моменты времени t (аксиальная симметрия) [3]:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = 2D\left[\frac{1}{\sin q}\frac{\partial}{\partial q}\left\{\sin q\left(\frac{\partial W}{\partial q} + (K\sin q)W\right)\right\}\right]. \qquad (3)$$

Здесь $D = \frac{kT}{12Vh^*}$ – коэффициент вращательной диффузии, $K = \frac{mH}{kT}$ - кучность, k – постоянная Больцмана, T - температура. Решением стационарного уравнения (3) является распределение Фишера [3]

$$W_0(q) = \frac{K\exp(K\cos q)}{4\text{psh}K}\,. \qquad (4)$$

Раскрывая правую часть уравнения (3) и делая замену в некоторых слагаемых $W(\theta, t)$ на $W_0(\theta)$, получим

$$\frac{\partial W}{\partial t} = 2D\left[\frac{\cos q}{\sin q}\frac{\partial W_0}{\partial q} + KW + \frac{\partial^2 W_0}{\partial q^2}(K\cos q)W + K\sin q\frac{\partial W}{\partial q}\right]. \qquad (5)$$

Вычисляя $\frac{\partial W_0}{\partial q}$ и $\frac{\partial^2 W_0}{\partial q^2}$, умножая выражение (5) на $cm2p\sin q dq$ и интегрируя [введем обозначения $I(K,t) = cm\langle\cos q\rangle = cm\int_0^p \cos q W(q,t)2p\sin q dq$ и $I_0(K) = cm\langle\cos q\rangle_0 = cm\int_0^p \cos q W_0(q)2p\sin q dq$], получим уравнение для намагниченности (c – концентрация частиц):

$$\frac{dI}{dt} = -\frac{1}{\text{ф}^*}[I - I_0(K)]. \qquad (6)$$

Здесь $t^* = \frac{6Vh^*}{kTK}$ - время релаксации, $I_0(K) = cmL(K)$, $L(K) = \text{cth}K - 1/K$ - функция Ланжевена. Соотношение (6) описывает так называемую магнито-реологическую модель Ньютона [5]. Введение в уранение (6) предельного напряжения сдвига $P_г$ превращает модель Ньютона с постоянной вязкостью η^* в модель Ньютона с переменной

вязкостью $\eta\left(P_{\text{г}}, {}^{dI}\!/_{dt}\right) = \eta^{*} + \frac{P_{\text{г}}}{{}^{dI}\!/_{dt}}$. Такую модель принято называть магнито-реологической моделью Шведова-Бингама [4].

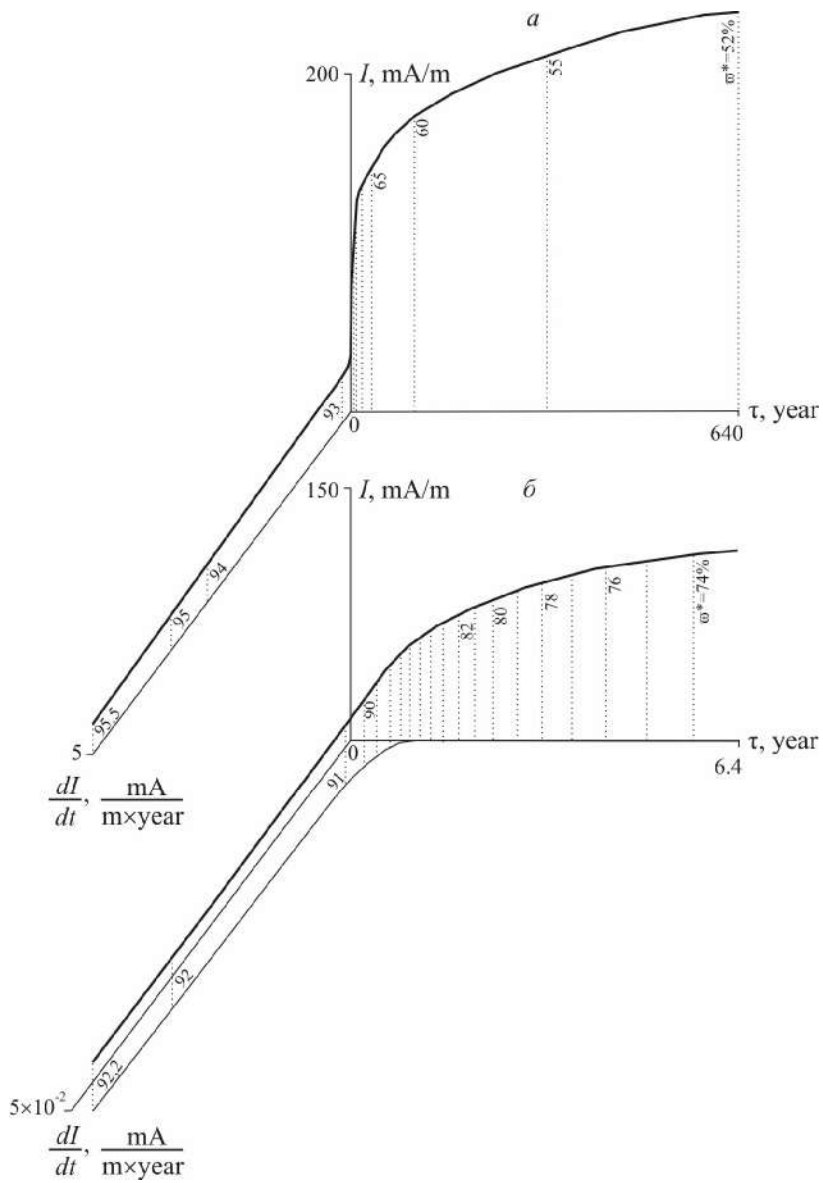


Рис. Фазовый портрет модели намагничивания донного грунта ниже границы вода-дно центральной области Охотского моря: *а* - диапазон влагосодержания от 95.5 до 52% (первые 48 см); *б* - диапазон влагосодержания от 92.2 до 73% (первые 23 см)

При интегрировании уравнения

$$\frac{dI}{dt} = -\frac{1}{ф}\left[I - I_0(K)\right], \qquad (7)$$

в котором время релаксации

$$ф = \frac{6V}{kTK}\left(з^* + \frac{P_г}{dI/dt}\right), \qquad (8)$$

в диапазоне $I_0^\infty < I < I_0(K)$ наблюдается восходящий этап временного намагничивания в геомагнитном поле K

$$I(t,K,ф) = \left[I_0(K) - I_0^\infty\right]\left\{1 - \exp(-t/ф)\right\} + I_0^\infty; \qquad (9а)$$

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

$$I(t,K,ф) = \left[I_0^\infty - I_0(K)\right]\exp(-t/ф) + I_0(K); \qquad . \qquad (9б)$$

В обоих случаях асимптотой является $I_0(K) = cmL(K)$, I_0^∞ - намагниченность, приобретенная к моменту действия геомагнитного поля K.

Группа уравнений (7-9) представляет собой совокупность самосогласованных уравнений так называемой полной магнито-реологической кривой [1]. Замыкание уравнений друг на друга предполагает применение методов компьютерного моделирования.

Результат моделирования для верхнего слоя колонки MR0604-07R представлен в виде фазовой траектории изменения намагниченности в образце, виртуально передвигающимся вниз от границы «вода-дно» на глубину ~ 50 см (см. рисунок). Магнитные частицы различного объема создадут некоторый аттрактор – множество траекторий, по которым можно оценить вклад в характеристическую намагниченность каждой гранулометрической фракции зерен. Координатами фазового пространства служат компоненты «полной магнито-реологической кривой»: скорость намагничивания dI/dt, время релаксации τ и намагниченность I. Основные реологические параметры грунта заимствованы из работ [2, 5].

1. Малахов М. И. Магнито-реологический анализ записи геомагнитного сигнала осадками и осадочными породами // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент (матер. семинара, Борок, 11-14 октября 2003 г.). – М.: ГЕОС, 2003. – С. 42–47.
2. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю. и др. Изменения климата и напряженности геомагнитного поля на шкале тысячелетий (поданным изучения позднеплейстоценовых-голоценовых отложений центральной части Охотского моря) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент (матер. семинара, Борок, 18-21 октября 2007 г.). – М.: ГЕОС, 2007.

3. Малахов М. И., Малахов Д. М. Тензорная модель постседиментационной фазы образования ориентационной намагниченности (на примере океанских и озерных осадков) // Палеомагнитные и магнитные исследования горных пород на Северо-Востоке России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. – С. 71–80.
4. Малахов М. И., Малахов Д. М. Теория ориентационной остаточной намагниченности осадочных пород (трехмерная магнито-реологическая модель Шведова-Бингама) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2007. – № 1. – С. 71–88.
5. Малахов М. И., Малахова Г. Ю. Магнито-реологическая модель литогенетических структур пелагической области Тихого океана. Реология зоны Такера-Храмова // Физика Земли. – 2007. − № 11. − С. 66−80.

КОМПЬЮТЕРНАЯ МОДЕЛЬ ВЛИЯНИЯ КЛИМАТА И ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА НАМАГНИЧЕННОСТЬ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОХОТСКОГО МОРЯ – II. МОДЕЛИРОВАНИЕ

Малахов М.И., Малахов Д.М., Соляников Я.Л.

Северо-Восточный комплексный НИИ ДВО РАН, Магадан,
malakhov@neisri.ru

Будем считать, что в верхнем постепенно уплотняющемся активном слое осадка (зона Такера-Храмова в колонке MR0604-07R около 20-25 см) намагниченность удовлетворяет магнито-реологической модели Шведова-Бингама. Компьютерный эксперимент по намагничиванию осадка ниже границы «вода-дно» авторы адаптировали к магнетику и реологии керна станции MR0604-07R. Изменение влагосодержания $ϖ^*$ представляется одной из кривой на *рис.* 1. Зависимость прочности осадка $P_г(ϖ^*)$ от влагосодержания заимствована из сводки по донным грунтам Тихого океана и континентальных водоемов [3]. Пластическая вязкость $η^*(ϖ^*)$ морских отложений соответствует закону Воларовича-Багрова для глинистых систем [1]. Керн колонки PC-07R был условно разбит на 1720 частей по мощности Δh = 1 см. Время формирования k-го слоя вычислялось по отношению $\Delta t_k = \Delta h/\nu_k$. Здесь ν_k – скорость осадконакопления [2]. Число магнитных частиц в k-ом слое определяется формулой $c_k = 5\times10^{14}\,\frac{j(\nu_k^*)}{j(55)}$. Здесь $\varphi(ϖ^*)$ – объемная концентрация твердого компонента в слое с влагосодержанием $ϖ^*$ [3]. Коэффициент 5×10^{14} определен по средним значениям намагниченности $ChRM_{20}$ и влагосодержания $ϖ^*$ секции керна (620-720 см) и величине магнитного момента m псевдооднодоменной частицы диаметром около 0.25 мкм и объемом V.

Согласно магнито-реологической модели Шведова-Бингама, «временной» вычислительный цикл по индексу j в k-ом горизонте керна позволяет вычислять время релаксации

$$\phi_{kj} = \frac{6V}{kTK_j}\left(\eta^*(v_k) + \frac{P_r(v_k^*)}{\dot{I}_{kj-1}}\right), \qquad (1)$$

Скорость намагничивания $\dot{I}_{kj}$ в соотношении (1) определяется временем релаксации τ_{kj}, текущей намагниченностью I_{kj} и ее асимптотой $c_k mL(K_j)$ [4]:

$$\dot{I}_{kj} = \frac{dI_{kj}}{dt} = -\frac{1}{\phi_{kj}}\left[I_{kj} - c_k mL(K_j)\right]. \qquad (2)$$

Намагниченность k-ого горизонта в j-ое время определяется формулами

$$I_{kj} = I_{kj-1} + \left[I_{kj-1} \times \frac{c_k}{c_{k-1}} - c_k mL(K_j)\right]\Upsilon_{kj}, \text{ если } I_{kj-1} > c_k mL(K_j); \qquad (3)$$

$$I_{kj} = I_{kj-1} \times \frac{c_k}{c_{k-1}}, \text{ если } I_{kj-1} = c_k mL(K_j); \qquad (4)$$

$$I_{kj} = I_{kj-1} - \left[I_{kj-1} \times \frac{c_k}{c_{k-1}} - c_k mL(K_j)\right]\Psi_{ij}, \text{ если } I_{kj-1} < c_k mL(K_j). \qquad (5)$$

Здесь обозначены так называемые функции ползучести $\Psi_{kj} = 1 - \exp(-\Delta t_j/\phi_{kj})$ и релаксации $\Upsilon_{kj} = \exp(-\Delta t_j/\phi_{kj})$, соответственно.

Результаты компьютерного моделирования приведены на (*рис*. 1). Левая вертикальная секция рисунка представляет фрагмент кривой *Sint*-800, пересчитанный по кривой «возраст-горизонт» (см. [2]), центральная – влагосодержание (климатическая кривая). Численные значения аналога *ChRM* – правая вертикальная секция. Каждый образец подвергся влиянию климатического фактора в зоне Такера-Храмова и магнитного поля Земли за временной период, соответствующий возрасту горизонта (горизонтальные графики на рис. 1). Удовлетворительная сходимость *ChRM* со своим компьютерным аналогом подтверждает обоснованность предложенного механизма записи сигналов от климата и магнитного поля Земли (рис. 2). Детальный анализ результатов показал, что постседиментационные процессы намагничивания в зоне Такера-Храмова колонки PC-07R омолаживают возраст намагниченности *ChRM* на 3-4 тыс. лет по сравнению с истинным возрастом отложений. По-видимому, универсальность эффекта присуща всем водоемам, обладающим реологией верхнего донного слоя сколько-нибудь похожей на реологию зоны Такера-Храмова [3, 5, 6].

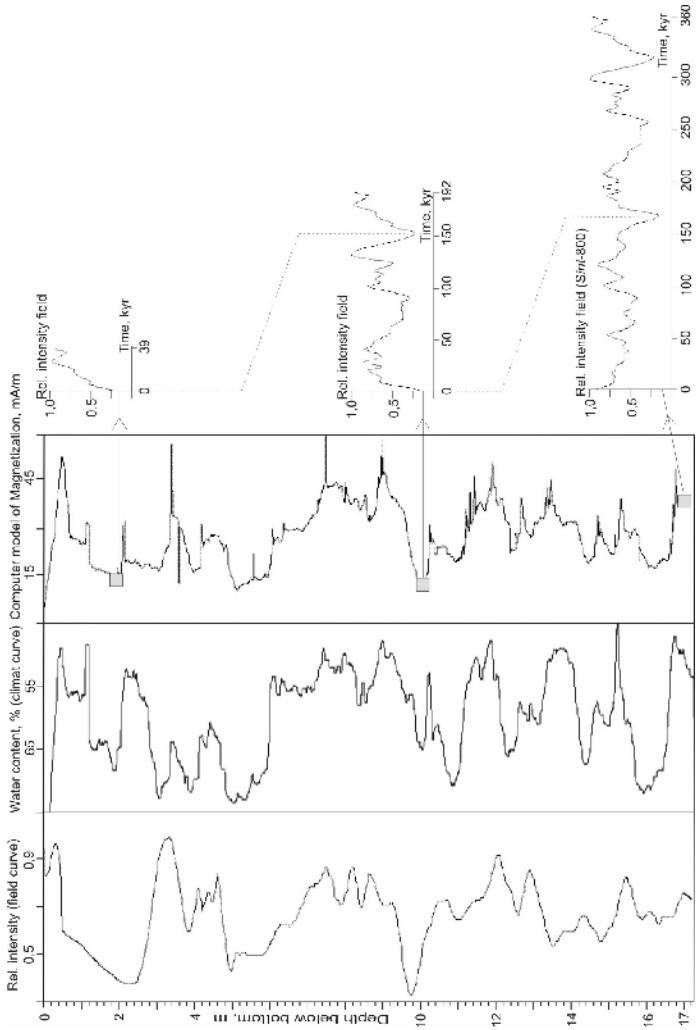


Рис. 1. Результат компьютерного моделирования влияния напряженности магнитного поля и климата Земли на величину намагниченности колонки MR0604-07R. Ход кривой относительной палеонапряженности по глубине получен из фрагмента временной зависимости Sint-800, пересчитанного на основе возрастной модели. Кубиком обозначена величина намагниченности виртуального слоя керна в меняющемся магнитном поле

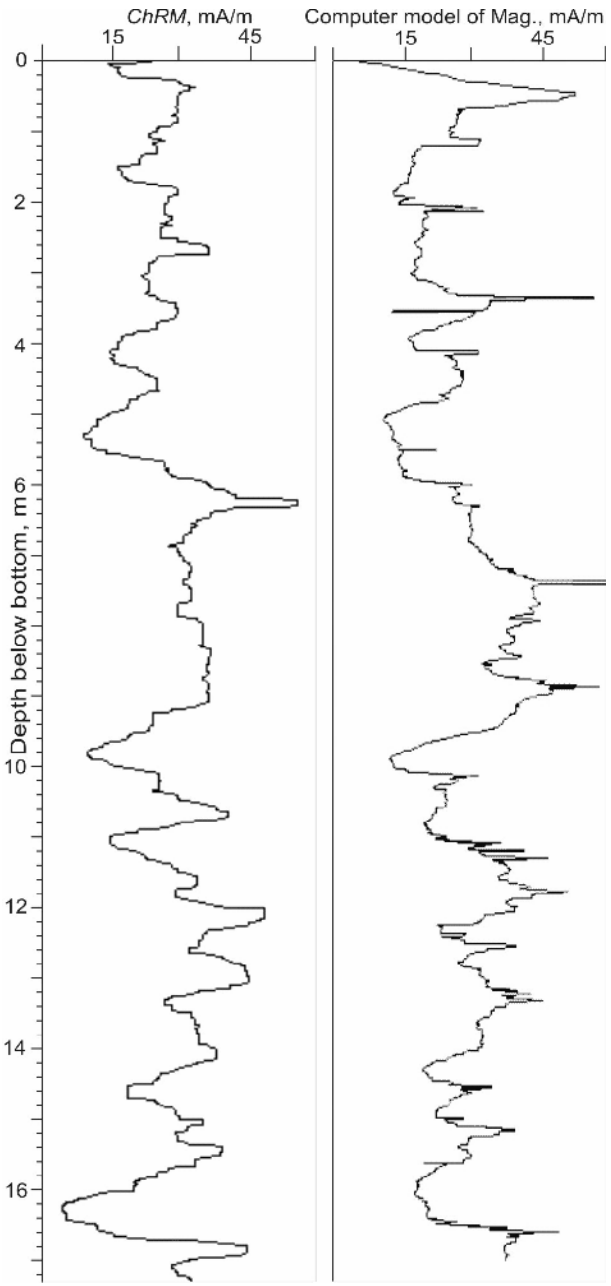


Рис. 2. Сравнение кривых хода характеристической намагниченности (слева) и ее компьютерного аналога (справа), колонка MR0604-07R

1. Воларович М.П., Багров А.А. Влияние дисперсности на зависимость реологических параметров системы глина-вода от концентрации // Физико-химическая механика дисперсных структур. – М.: Наука, 1966. – С. 383–388.
2. Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю. и др. Изменения климата и напряженности геомагнитного поля на шкале тысячелетий (по данным изучения позднеплейстоценовых-голоценовых отложений центральной части Охотского моря) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент (матер. семинара, Борок, 18-21 октября 2007 г.). – М.: ГЕОС, 2007.
3. Малахов М.И., Малахова Г.Ю. Магнито-реологическая модель литогенетических структур пелагической области Тихого океана. Реология зоны Такера-Храмова // Физика Земли. – 2007. − № 11. − С. 66−80.
4. Малахов М.И., Малахов Д.М., Соляников Я.Л. Компьютерная модель влияния климата и геомагнитного поля на намагниченность донных осадков Охотского моря - I. Математическое представление // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент (матер. семинара, Борок, 18-21 октября 2007 г.). – М.: ГЕОС, 2007.
5. Malakhov M.I., Solyanikov Ya.L. An influence of environment reology on the lock-in depth of magnetic particles in nature water area (on the example of pelagic region of the Pacific ocean, Baikal and Khubsugul lakes) // 6th International Conference «Problems of Geocosmos»: Book of Abstracts. – St. Petersburg University Press, 2006. – P. 80, 81.
6. Nourgaliev D.K., Heller F., Borisov A.S. et al. Principal features (master curve) of geomagnetic field variations in Belorussia during the last 12 thousand years // Russian J. Earth Sci. – 2005. – Vol. 7. – N 2. – P. 1–16.

ВАРИАЦИИ НАПРЯЖЁННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В СИБИРИ С V ТЫСЯЧЕЛЕТИЯ ДО Н.Э. ПО I ТЫСЯЧЕЛЕТИЕ Н.Э.

Начасова И.Е., Бураков К.С.

ИФЗ РАН, Москва

Целью настоящего исследования было увеличение объема данных об изменении напряженности геомагнитного поля в Восточной Сибири во временном интервале последних 7 тысячелетий. Картина изменения напряженности геомагнитного поля в Прибайкалье в этом временном интервале в первом приближении была получена в работе [Бураков и др., 2000]. Данные о напряженности геомагнитного поля были получены в результате исследования намагниченности обожженного материала ряда археологических памятников Приольхонья и Северного Прибайкалья (фрагментов керамики, камней из очагов, фрагментов печей и т.п.).

В данной работе проведено исследование намагниченности керамического материала, который был дополнительно отобран из

памятников Приольхонья (Итырхей и Улан-Хада) и Северного Прибайкалья (стоянка Богучанская, Лударская пещера и др.) и из

культурных отложений многослойных археологических памятников Иркутской области Горелый лес и Усть-Хайта. Два последних памятника располагаются в устье реки Белой.

Лабораторные исследования с целью получения данных о напряженности древнего геомагнитного поля были проведены с помощью модифицированного варианта методики Телье (с поправками на анизотропию и химические изменения) [Бураков и др., 2005].

Датирование слоев обоих памятников содержит существенную неопределенность (в несколько столетий).

Нижние слои обоих памятников (дата по C^{14}) датируются 4800 г. до н.э. (временной интервал, к которому могут быть отнесены нижние слои 5200 – 4400 г.г. до н.э.). Возраст верхнего слоя отложений памятника Горелый лес определен примерно в 1500 лет. Продолжительность существования поселения Усть-Хайта не определена.

Напряженность поля, полученная по материалам нижних слоев памятников Горелый лес и Усть-Хайта, практически одинакова, что подтверждает датировку начальных слоев культурных отложений памятников. Данные о напряженности геомагнитного поля, полученные по материалам других слоев этих памятников, расположенные по временной шкале согласно археологической датировке, обнаружили заметное расхождение на ряде временных интервалов. Сравнение этих данных с данными, полученными по материалам из памятников Приольхонья и Северного Прибайкалья также обнаружило заметные расхождения. Материал памятников Приольхонья и Северного Прибайкалья датирован существенно увереннее и точнее, чем материал памятников Горелый лес и Усть-Хайта, и, следовательно, возникает необходимость попытаться уточнить датировку слоев двух последних памятников.

При проведении предыдущих исследований намагниченности материалов многослойных археологических памятников разных районов Евразии (Кавказа, Средней Азии, Месопотамии, Испании) авторы с успехом использовали методику послойного отбора керамического материала из разрезов отложений, слагающих археологические памятники, для получения картины вариаций напряженности геомагнитного поля. Временная привязка слоя, из которого был отобран материал, осуществлялась путем разбиения временного интервала, к которому отнесено все время существования поселения или его определенного этапа, на отрезки, соответствующие глубине залегания слоя. Скорость накопления отложений принимается постоянной во весь рассматриваемый временной интервал. Естественно, это грубое приближение, но при упомянутых точностях датировки и относительно небольших мощностях отложений оно вполне допустимо.

Был осуществлен вариант датировки слоев в соответствии с глубиной залегания в разрезе отложений памятников, и затем рассмотрена картина изменения напряженности геомагнитного поля по совокупности данных, полученных по материалам с уверенной датировкой и материалам памятников Горелый лес и Усть-Хайта. При этом были использованы также данные о напряженности геомагнитного поля для временного интервала с III тыс. до н.э. по середину I тыс. н.э., полученные ранее в результате исследования намагниченности керамического материала из памятников Северного Прибайкалья и Приольхонья [Бураков и др., 2000]. По всем данным получилась непротиворечивая картина изменения напряженности геомагнитного поля, исчезли резкие расхождения, четко выделилась особенность изменения напряженности геомагнитного поля в районе рубежа III – II тысячелетий до нашей эры (возрастание и затем резкое падение напряженности поля), которая является характерной для всех регионов от Испании до Японии. Это дает основание принять найденную временную привязку материалов слоев отложений памятников Горелый лес и Усть-Хайта, для ряда слоев существенно отличающуюся от археологической.

Был построен средне-300-летний ряд данных о напряженности геомагнитного поля, при построении которого была принята датировка материалов памятников Горелый лес и Усть-Хайта по глубине залегания отложений. На рисунке приведен этот ряд (сплошная линия) и дана полоса ошибок (среднеквадратичные ошибки среднего) построения ряда.

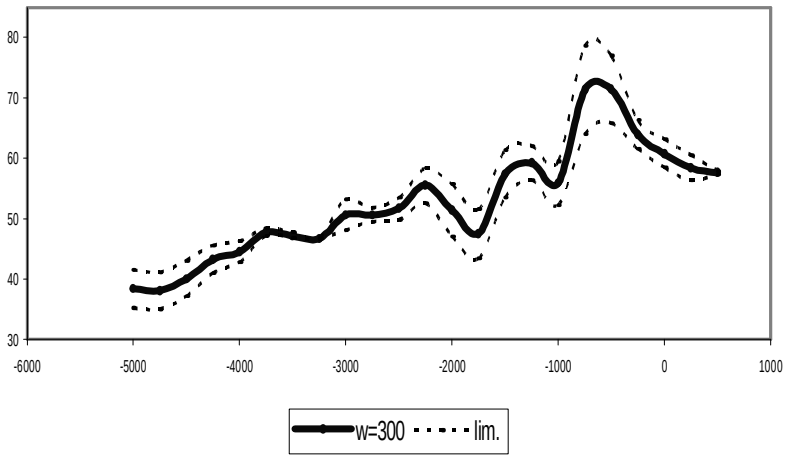


Рис. Средне-300-летняя кривая изменения напряженности геомагнитного поля в Восточной Сибири.

Гармонический анализ этого ряда показал, что картина вариаций напряженности поля может быть аппроксимирована суммой длиннопериодного (“основного”) колебания и трех колебаний меньших периодов. “Основное” колебание имеет период около 9000 лет, его амплитуда – около 11 мкТл. Характеристики этого колебания для других регионов Евразии близки к этим значениям, максимум колебания приходится на 120 год нашей эры, что хорошо вписывается в долготную зависимость (картину восточного дрейфа), полученную для этого колебания по данным для других регионов [Бураков, Начасова, 2003]. Выделены также вариации напряженности геомагнитного поля с периодами 1650 и ~800 лет. Наличие вариаций с близкими характерными временами отмечалось в изменении напряженности геомагнитного поля во всех районах Евразии, для которых авторами были получены данные об изменении напряженности геомагнитного поля в последние тысячелетия, что подтверждает правильность датирования исследованного материала.

Таким образом, в результате археомагнитных исследований намагниченности материалов археологических памятников Иркутской области и Прибайкалья получены новые данные об изменении напряженности геомагнитного поля в Восточной Сибири с V тысячелетия до нашей эры по I тысячелетие нашей эры. Проведено датирование материала многослойных археологических памятников Иркутской области Горелый лес и Усть-Хайта по глубине залегания слоев отложений. Данные о напряженности геомагнитного поля, полученные в результате археомагнитных исследований, подтвердили правомерность такого способа датирования.

Установлено, что на временном интервале V тысячелетие до нашей эры - I тысячелетие нашей эры происходит плавное повышение среднего уровня напряженности геомагнитного поля, на которое накладываются более быстрые вариации. Изменение напряженности геомагнитного поля имеет такой же характер, как и в других районах Евразии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 06-05-65219.

1. Бураков К.С., Начасова И.Е., Нахейра Т., Молина Ф., Камара Х.А. Напряженность геомагнитного поля в Испании во втором тысячелетии до нашей эры // Физика Земли. 2005. № 8. С. 28-40.
2. Бураков К.С., Начасова И.Е., Петрова Г.Н. Напряженность геомагнитного поля в Прибайкалье в последние тысячелетия // Геомагнетизм и аэрономия. 2000. Т. 40(2). С.90-95.
3. Бураков К.С., Начасова И.Е. Вариации напряженности магнитного поля Земли в голоцене // Очерки геофизических исследований (к 75-летию Объединенного института физики Земли им.О.Ю.Шмидта). М: ОИФЗ РАН. 2003. С.196-201.

НОВЫЙ ФЕРРОМАГНИТНЫЙ МИНЕРАЛ – САМОРОДНЫЙ КОБАЛЬТ (И ЕГО ИНТЕРМЕТАЛЛИДЫ)

[1,2]Паверман В.И., [3]Цельмович В.А., [4]Некрасов А.Н.

[1]ИФЗ РАН, Москва
[2]МГУ им. М.В. Ломоносова, географический ф-т, kutuyach@gmail.com
[3]ГО «Борок» филиал ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославская обл., tselm@mail.ru
[4]Институт экспериментальной минералогии РАН, alex@iem.ac.ru

Объектами исследования являлись габбро-долериты нерсинского комплекса (р. Уда, Присаянье). Возраст их составляет 740 млн. лет (Gladkochub et al., 2006). Нерсинский комплекс входит в саянскую ветвь параллельных даек, внедрение которых маркирует распад неопротерозойского континента Родиния (Гладкочуб Д.П., 2003). В ходе детальных магнито-минералогических исследований, необходимых для проверки палеомагнитных данных, были сделаны любопытные находки. В образце 546 с помощью магнитной сепарации мы обнаружили 10 зерен кобальта, предположительно нового минерала, и его интерметаллиды.

Магнитная сепарация производилась следующим образом. Образцы тщательно растирались агатовым пестиком в агатовой ступке, предварительно тщательно очищенной спиртом. Полученный порошок пересыпался в пластиковую баночку и заливался водой. Для более тщательного разделения взвесь подвергалась воздействию ультразвуком в ультразвуковой ванне УЗГ-0,4. Сепарация велась с помощью ручного Nd-B-Fe магнита. Выделенные магнитные зерна наклеивались на двухслойный проводящий угольный скотч, после чего были пригодны для микроанализа. Анализ проводился на аналитическом комплексе «Тескан Вега 2».

Зерна кобальтового минерала имели размер от 1мкм до 350 мкм. Практически все зерна были в той или иной степени окислены, то есть покрыты тонким слоем окисла. Однако в некоторых точках кислород отсутствовал полностью, из чего следует, что кислород образует тонкую пленку окисла на поверхности минерала и не входит в его кристаллическую структуру.

Состав большинства зон в изученных зернах - практически чистый кобальт, отдельные анализы показывают 100% содержание кобальта. В незначительных количествах (как правило, содержания не превышали долей процента) в состав минерала также входили медь, олово, железо, алюминий и магний. Однако в отдельных краевых точках неоднородного кобальтового сплава содержатся значимые количества

олова – до 5,76%, а максимальное количество меди в сплаве – 72%, что хорошо видно на картах распределения элементов (рис.2).

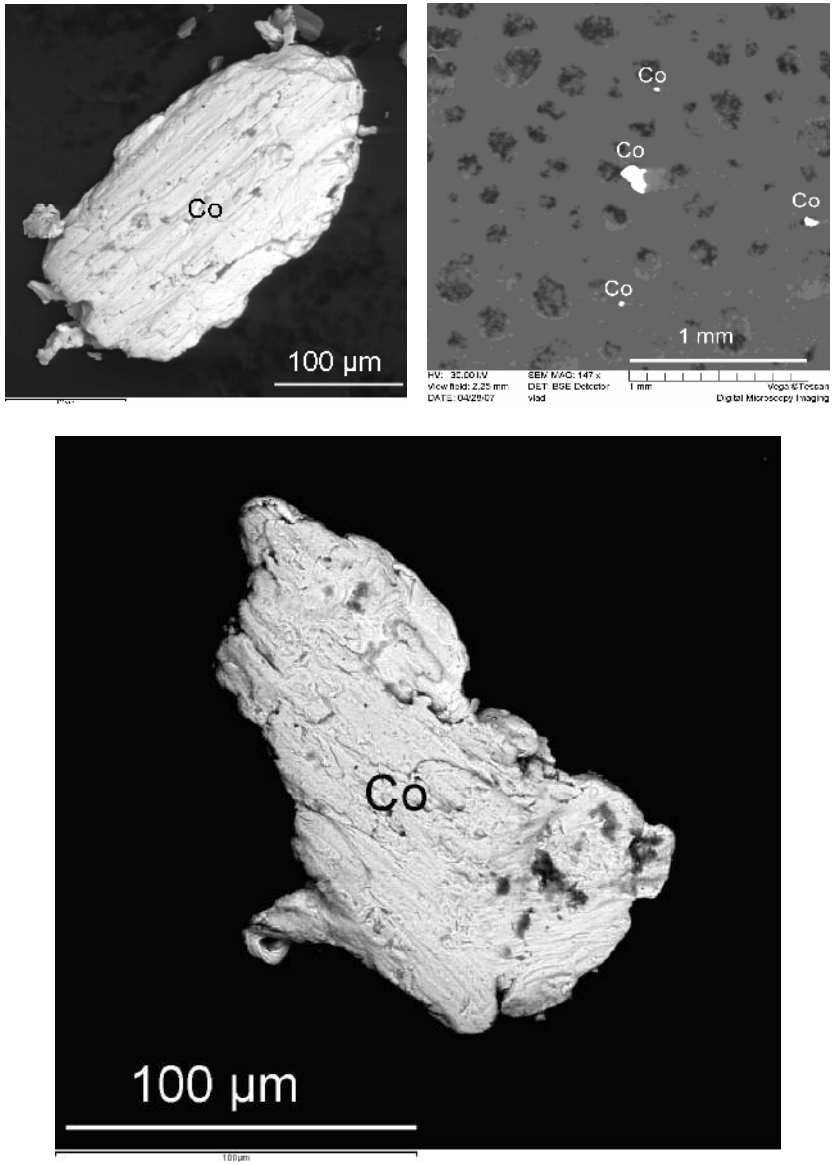


Рис. 1. Зерна кобальта

На карте распределения кремния (рис. 2в) яркие белые пятна соответствуют примазкам силикатных минералов. Это является доводом в пользу того, что кобальт является «родным», а не привнесенным. Однако мы не упускаем из виду возможность техногенного источника кобальта, поэтому возможные источники контаминации, полевые и лабораторные, тщательно проверены. Частиц кобальта не обнаружено.

В настоящее время известны более 100 минералов, содержащих кобальт. Наибольшее количество кобальта (67.4 вес.%) содержится в кобальт-пентландите – Co_9S_8. Также зарегистрирован интерметаллид кобальта и железа – уайаурит (51.34 вес.% Co). Известны сообщения о находках самородного кобальта в океанских кобальтоносных корках и в кимберлитах. Однако из-за очень мелких размеров эти находки не были должным образом зарегистрированы.

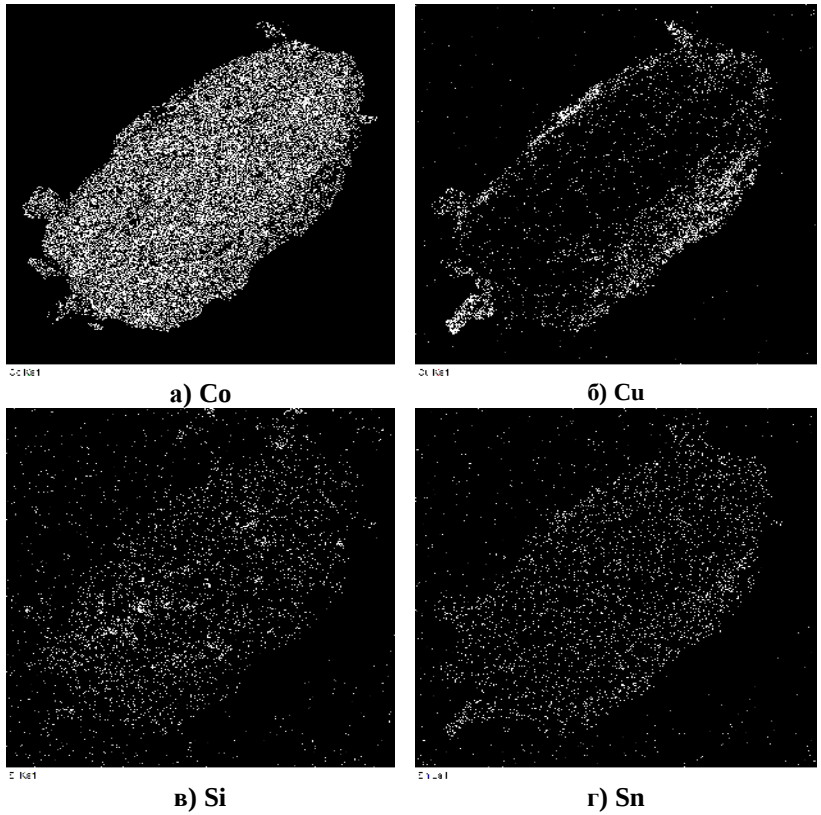


Рис. 2. Карты распределения элементов (Co, Cu, Si, Sn) на поверхности зерна. Видно, что медь тяготеет к краям и практически отсутствует в центре зерна. На распределения Si нижнем снимке заметны примазки силикатов.

Также отметим, что в изученных нами габбро-долеритах присутствовал кобальтсодержащий пирит (до 6.24 вес.% Co). Вероятно, оба этих минерала имели единый источник кобальта.

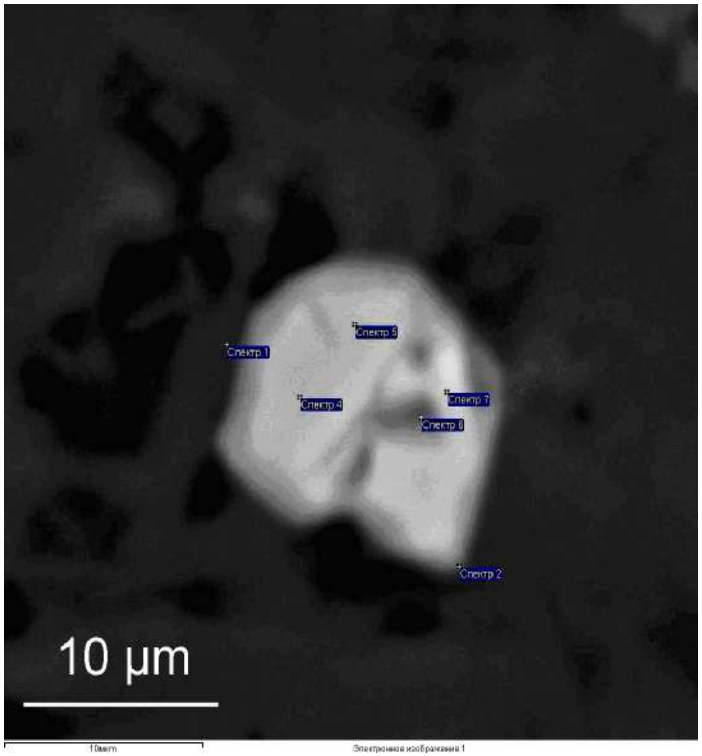


Рис. 3. Co-содержащий пирит. Шлиф.

1. Гладкочуб Д.П., Петрологические индикаторы процессов образования и распада суперконтинентов (на примере юга сибирского кратона). Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Иркутск, 2003
2. Gladkochub D.P., Wingate, M.T.D., Pisarevsky, S.A., Donskaya, T.V., Mazukabzov, A.M., Ponomarchuk, V.A., Stanevich, A.M., 2006. Mafic intrusions in southwestern Siberia and implications for a Neoproterozoic connection with Laurentia. Precamb. Res.147, 260-278.

СУПЕРХРОН НА ГРАНИЦЕ МЕЗО- И НЕОПРОТЕРОЗОЯ?

Павлов В.Э.

ИФЗ РАН, Москва, pavlov-home@rambler.ru

Поиск древних суперхронов - важное направление в изучении эволюции геомагнитного поля. "Суперхронами" в современной литературе называют интервалы времени (и соответствующие им состояния геомагнитного поля), в течение которых обычный для любого другого отрезка геологической истории процесс смены полярности геомагнитного поля, как бы замораживается и поле "застывает" на многие миллионы и десятки миллионов лет в одном из двух возможных стационарных состояний. Можно с уверенностью сказать, что суперхроны являются наиболее яркими и, вероятно, наиболее загадочными событиями в истории геомагнитного поля. До недавнего времени надежно было установлено существование двух таких суперхронов - Мелового прямой полярности и Каменноугольно-Пермского (суперхрон Киама) обратной полярности. В последние годы получены доказательства существования в раннем-среднем ордовике третьего фанерозойского суперхрона (Algeo,1996; Gallet and Pavlov,1996; Pavlov and Gallet, 2005).

Статистический анализ длительности интервалов магнитной полярности показывает (Merrill and McElhinny, 1996), что суперхроны с очень большой вероятностью не принадлежат распределению, включающему все остальные магнитополярные интервалы. Этот результат может рассматриваться как весомое указание на то, что установление суперхронов связано с какими-то фундаментальными изменениями в процессе работы земного динамо. Эти изменения могут быть связаны: 1) с эволюцией слоя D” и образованием плюмов; 2) с мантийными лавинами; 3) с латеральными вариациями теплового потока, через границу ядро-мантия; 4) с перераспределением “криптоконтинентов” на поверхности ядра; 5) с изменением формы внешнего ядра (Loper and McCartney, 1986; Larson and Olson, 1991; Eide and Torsvik, 1996; Brunet and Machetel, 1998; Gibbins, 1987; Ricou and Gibert, 1997; Stacey, 1991). Высказывается, однако, и пессимистическое мнение о том, что установление суперхронов есть проявление сложной нелинейной природы геодинамо и может происходить совершенно независимо от каких-либо внешних воздействий и, таким образом, не несет никакой информации об изменении условий в ядре и на границе ядро-мантия (Hulot and Gallet, 2003).

С другой стороны, обнаружение третьего фанерозойского суперхрона поддерживает ранее высказывавшиеся предположения

(McFadden and Merril, 1984) о том, что существует некоторое характерное время в изменении частоты инверсий геомагнитного поля и это характерное время составляет 150-200 млн. лет. Наши данные (Pavlov and Gallet, 2005) указывают на то, что этот вывод справедлив, по крайней мере, для фанерозоя, т.е. для последних 550 млн.лет. Понятно, что существование характерного времени установления суперхронов свидетельствует в пользу того, что внутри нашей планеты действительно реализуется некий управляющий им механизм. Однако, ясно при этом, что сам факт существования характерного времени установления суперхронов нуждается в дополнительных доказательствах. Эти доказательства могут быть получены при изучении частоты геомагнитных инверсий в позднем докембрии и в ходе поиска докембрийскихт суперхронов.

Для понимания происхождения суперхронов, для изучения порождающих их механизмов, и, в целом, для доказательства реальности существования этих механизмов, необходимо выяснить, существовали ли суперхроны в позднем докембрии и как они были распределены по шкале времени.

При изучении позднемезопротерозойской малгинской свиты Учуро-Майского гипостратотипа рифея ранее нами было установлено (Gallet et al., 2000), что вслед за частым изменением полярности геомагнитного поля в начале малгинского времени (1043±14 Ma) наступил относительно длительный интервал времени, когда магнитное поле перестало изменять свою полярность. Существование этого интервала подтверждалось небольшим числом образцов, отобранных из нескольких стратиграфических уровней, из четырех удаленных друг от друга разрезов малгинской свиты. В общей сложности в магнитостратиграфическом отношении было изучено не более четверти полной мощности малгинской свиты. В ходе настоящей работы нами было проведено детальное магнитостратиграфическое исследование всей малгинской свиты и значительной части перекрывающей ее ципандинской свиты общей мощностью около 200 м. Малгинская свита сложена преимущественно красноватыми, зеленоватыми и палевыми известняками, ципандинская свита – это сероватые, реже розоватые доломиты.

Исследования проводились в разрезе Талах-Хайя (среднее течение р.Мая), выбранном в силу благоприятной литологии, слагающих его пород, относительно большой мощности обнажающейся здесь малгинской свиты и его относительной доступности. Всего в разрезе Талах-Хайя было отобрано более 600 образцов с интервалом отбора от 5 см в нижней части, до 1 м в верхней. Древний палеомагнитный сигнал

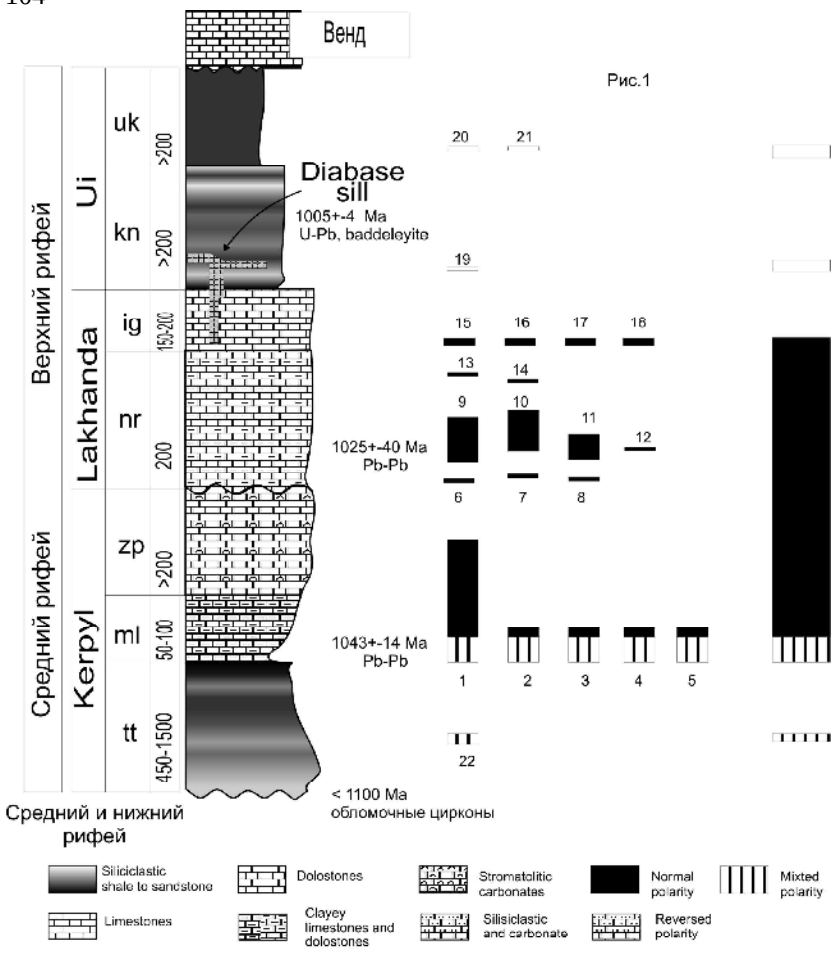
содержится практически во всех образцах малгинской свиты и быстро угасает в нижней части ципандинской свиты. Тем не менее, образцов,

содержащих полезный сигнал, оказалось достаточно, для того, чтобы рассчитать впервые палеомагнитный полюс ципандинского времени (Ф= -23.4° Λ= 223.8° dp/dm=6.5°/11.3° A95=8.6°, N=14), который, отчасти, заполняет пробел, существовавший в последовательности учуро-майских мезо- неопротерозойских полюсов между малгинским и лахандинским палеомагнитными полюсами. Характеристическая намагниченность малгинской свиты (и, вероятно, сходная с ней намагниченность ципандинской свиты) образовалась во время или вскоре после накопления пород. Это подтверждается многочисленными доводами, включающими положительные тесты конгломератов, складки, обращения и т.д. (Gallet et al., 2000). В ходе настоящего исследования были получены новые доводы в пользу первичности намагниченности. В частности, был обнаружен тренд средних направлений от основания свиты к ее кровле, по всей вероятности, отражающий дрейф Сибирской плиты во время накопления малгинской свиты.

Полученный магнитостратиграфический разрез состоит из двух частей. После 24 м интервала, записавшего в себе 23 смены полярности геомагнитного поля, идет 160м интервал исключительно одной полярности. К сожалению, отсутствие палеомагнитной записи в большей части ципандинской свиты не дает возможность проследить этот интервал вверх до границы с вышележащей неопротерозойской нерюенской свитой (1025±40 Ма). Однако сама нерюенская свита, опробованная в многочисленных обнажениях, содержит достаточно четкий палеомагнитный сигнал. Намагниченность пород нерюенской свиты имеет только одну полярность и эта полярность такая же, как у пород верхней части малгинской свиты. Вышележащие красноцветные доломиты нижней части игниканской свиты имеют ту же полярность. Породы другой полярности были встречены нами только значительно выше, в средней части кандыкской свиты (1005±4 Ма) и в усть-кирбинской свите (рис.).

Полученные данные являются сильным указанием на то, что в конце мезо- начале неопротерозоя существовал длительный интервал одной полярности (суперхрон). Длительность этого суперхрона, исходя из имеющихся изотопных датировок и типичных скоростей осадконакопления пород можно оценить как ~40 млн. лет.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 07-05-00880.



Изученные обнажения: Малгинская свита (mlg): 1-Талах-Хайя;2-Селия; 3- Эмелекен; 4-Хаахар;5-Ингилиі - [Gallet et al., 2000]; Нерюенская свита (nr): 6-Neruen;7-Ханды-Макит; 8- Ингили-2; 9-Ытырында;10-Нелькан; 11- Ингили-3;12- Тастах; 13-Лаханда; 14-Нелькан-2; Игниканская свита (ign)-15-Емелекеен; 16-Ингили-4; 17-Красные скалы; 18- Чуйские озера [Pavlov et al.,2000]; Силлы -19- Суордоннах: Усть-Кирбинская свита (uk): 20-Кыры-Ытыга; 21-Кавалькан - [Павлов и др., 2002]; Тоттинская свита (tt): 22-г.Боря - [Павлов, 1994].

Рис.

МАГНИТНЫЕ И ПАРАМАГНИТНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДКАХ НА ГРАНИЦЕ MZ/CZ

Печерский Д.М.

ИФЗ РАН, Москва, diamar1@front.ru

Граница К/Т по многим данным фиксируется повышенной магнитной восприимчивостью χ морских и эпиконтинентальных отложений, что обычно связывают с притоком в осадки терригенного материала. Однако в колонках осадков, наиболее близких к континентам, χ-пик часто отсутствует [1]. До последнего времени анализировалось лишь поведение χ. Этот недостаток восполнен детальными магнитолитологическими и магнитоминералогическими исследованиями эпиконтинентальных отложений у границы К/Т [2-5]. Доклад посвящен обобщению результатов этих исследований. Как показали эти работы, вклад в χ магнитных минералов различен, чаще преобладает вклад парамагнитного материала, т.е. общим для пограничного слоя (граница К/Т) для всех изученных разрезов является повышенная парамагнитная намагниченность M_p (рис.1).

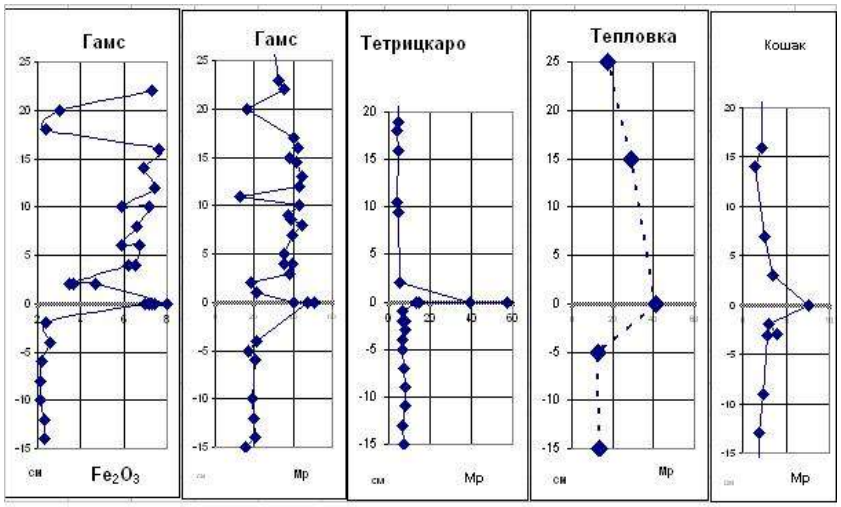


Рис.

Во всех разрезах содержание ферромагнитных гидроокислов железа (главным образом, гетит) практически повторяет поведение M_p и

общее содержание железа по данным химического анализа [2,3]. Следовательно, парамагнитный материал состоит в первую очередь из гидроокислов железа и обогащение ими, как в парамагнитной, так и слабой ферромагнитной форме, закономерно происходит на границе К/Т. Содержание магнетита варьирует, примерно от 0,0005 до 0,02%, более высокие его концентрации в песчано-глинистых отложениях. Содержание магнетита не является признаком границы К/Т. Еще меньше ощущается литологический контроль в накоплении зерен титаномагнетита. Его содержание широко варьирует от разреза к разрезу. Состав титаномагнетита типичен для базальтов [3]. Fe-сульфиды типа пирита, арсенопирита обнаружены в нижней части пограничного слоя разреза Гамс. Содержание достигает 0,2%. Встречаются шарики метеоритного железа, содержание его заметно колеблется от отсутствия до ~0,004%. Отсутствует какая-либо закономерность в его распределении, в частности – приуроченность к границе К/Т. В верхней части пограничного слоя разреза Гамс в единичных кусочках обнаружены металлический никель и его сплав с железом. В других разрезах никель не обнаружен.

Таким образом, лишь обогащение гидроокислами железа можно рассматривать как глобальное закономерное явление, связанное с границей К/Т. Все остальные магнитные минералы отражают происхождение этих минералов (например, шарики метеоритного железа и никеля, зерна вулканогенного титаномагнетита) или местные особенности накопления терригенного материала (например, магнетита, ильменита). Накопление гидроокислов железа подобно процессу образования металлоносных осадков и железистых микроконкреций в результате вулканической и гидротермальной деятельности.

В пользу глобальности накопления гидроокислов железа на границе К/Т говорит их синхронное накопление, по крайней мере, в пределах Европы, о чем свидетельствуют магнитостратиграфические данные [5,7,8]: граница К/Т находится внутри магнитохрона C29r на одном и том же уровне.

Скачок накопления гидроокислов железа в пограничном слое не имеет отношения к импактным событиям. Так, в разрезе Гамс признаки импактного события (появление никеля и сплава с железом, аномалия содержания иридия) приходятся на верхи пограничного слоя, тогда как скачок накопления гидроокислов железа и титаномагнетита приходится на низы этого слоя. Более того, рост содержания гидроокислов железа отмечен во всех перечисленных разрезах, тогда как никель отмечен только в разрезе Гамс. И ни в одном из изученных разрезов не отмечается обогащения на границе К/Т шариками метеоритного железа. Таким образом, граница К/Т не отмечается прямыми признаками

импактного события.

1. Pechersky D.M., Garbuzenko A.V. The Mesozoic-Cenozoic Boundary: Paleomagnetic Characteristic // Russian J. Earth Sci., 2005, v.7, N2.
2. Печерский Д.М., Нургалиев Д.К., Шаронова З.В. Магнитолитологическая и магнитоминералогическая характеристика отложений на границе мезозоя и кайнозоя: разрез Кошак (Мангышлак) // Физика Земли, №10, 2006.
3. Pechersky D.M., Grachev A.F., Nourgaliev D.C., Tselmovich V.A., Sharonova Z.V. Magnetolithologic and magnetomineralogical characteristics of deposits at the Mesozoic/Cenozoic boundary: Gams section (Austria) // Russ. J. Earth Sci., 2006, v.8, №3, ES3001, doi: 10.2205/2006ES000204.
4. Molostovsky E. A., V. A. Fomin, and D. M. Pechersky. Sedimentogenesis in Maastrichtian-Danian basins of the Russian plate and adjacent areas in the context of plume geodynamics // Russ. J. Earth Sci., 2006, v.8, ES6001, doi:10.2205/2006ES000206.
5. Adamia Sh., Salukadze N., Nazarov M., Gongadze G., Gavtadze T., Kilasonia E., Asanidze B. Geological events at the Cretaceous-Paleogen boundary in Georgia (Caucasus) // Geologica Carpatica, 1993, v.23, №3, p.35-43
6. Mauritsch H.J. Der Stand der paläomagnetischen Forschung in den Ostaplen // Leobner Hefte für Angewandte Geophysik, 1986, v.1, p.141-160
7. Rocchia R., Boclet D., Bonte Ph., Jehanno C., Chen Y., Courtillot V., Mary C., Wezel F. The Cretaceous-Tertiary boundary at Gubbio revisited: vertical extent of the Ir anomaly // Earth Planet. Sci. Lett., 1990, v.99, p.206-219.

ИССЛЕДОВАНИЯ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ХРЕБТА КАРАДЖА (АЗЕРБАЙДЖАН) ПЕТРОМАГНИТНЫМИ И ПАЛЕОМАГНИТНЫМИ МЕТОДАМИ ВО ВРЕМЕННОМ ИНТЕРВАЛЕ 20 - 45 ТЫС. ЛЕТ.

[1]Пилипенко О.В., [1]Шаронова З.В., [2]Абрахамсен Н.

[1]ИФЗ РАН, Москва, pilipenko@ifz.ru
[2]Геологический институт Университета, Орхус, Дания

В северной моноклинали хребта Караджа (Азербайджан, г. Мингечаур) обнажается полная последовательность плейстоценовых отложений мощностью около 1000 м от подошвы палеомагнитного горизонта Харамильо до позднего Плейстоцена, включительно. Большая часть морских плейстоценовых отложений разреза хребта Караджа сильно дислоцирована. Петромагнитному и палеомагнитному исследованию были подвергнуты верхние 12 м отложений морской

террасы, вложенные в неоплейстоценовые толщи и охватывающие временной интервал ~20-45 тыс. лет т.н.

В ходе петромагнитных исследований следующие стандартные магнитные параметры были измерены: на двух дублях с уровня были измерены магнитная восприимчивость – K и естественная остаточная намагниченность – NRM. На одном образце с уровня были созданы и измерены остаточная намагниченность насыщения SIRM в поле 1.5 Тл и безгистерезисная остаточная намагниченность - ARM в переменном поле 0,9 Тл в присутствии постоянного поля 0.05 мТл, остаточная коэрцитивная сила Bcr, отношение $S = IRM_{-0.3T}/IRM_{1.5T}$.

Магнитная восприимчивость, полученная усреднением по трем взаимно перпендикулярным направлениям и по 2 дублям с уровня, неоднородна и изменяется по разрезу в ~23 раза. Песчаным горизонтам с включениями гальки и опесчаненым горизонтам обычно соответствуют относительно большие значения K достигающие $\sim 12*10^{-7} м^3/кг$, что может быть связано с увеличением сноса ферромагнетика. Наличие таких песчаных и опесчаненых мощностей свидетельствует о том, что в эти интервалы времени данная территория была затоплена водами Каспийского бассейна и происходило образование морских отложений.

Значения NRM и SIRM в целом повторяют распределения K вдоль разреза. Песчаным и опесчаненым горизонтам также соответствуют большие значения этих магнитных параметров. Ступенчатое изотермическое намагничивание образцов до 1.2 Тл показало, что в большинстве образцов 90% намагниченности приобретается в поле 0.3 Тл, что характерно для магнетита. С ростом доли гематита в некоторых образцах продолжается медленный рост намагниченности до поля 1.2 Тл. Величина отношения S для всей коллекции образцов изменялась в широком диапазоне -0.54 – -1, что не дало возможности оценить среднюю величину S. В песчаных, и опесчаненных горизонтах в среднем величина S~-0.9, что свидетельствует о большей концентрации низкокоэрцитивного минерала. В образцах, в которых возрастает доля гематита, величина S достигает значений -0.5 – -0.6. Измерения величины Bcr также подтверждают это. Коэрцитивная сила пилотной коллекции образцов изменялась в диапазоне Bcr=36-44 мТл, но в некоторых образцах она достигала Bcr ~64 мТл. Средняя величина магнитного поля, при котором создается 50% от величины SIRM B'_{cr} ~ 64-94 мТл. Тогда B'_{cr}/B_{cr}~1.5-1.8, что также характерно для магнетита [Dankers, 1981].

Отношение максимальных значений SIRM к минимальным значениям дает грубую оценку относительного изменения концентрации зёрен магнитных минералов по разрезу в ~60 раз. Это в 6 раз больше,

чем величина 10, предложенная Л. Токс [Tauxe, 1993], как верхний предел оценки пригодности отложений для изучений относительной палеонапряженности геомагнитного поля.

Изучение состава присутствующих в изученных породах магнитных минералов производилось тремя различными методами термомагнитного анализа.

1) Термомагнитный анализ выполнен в Геофизической обсерватории Борок на весах Кюри, на которых измерялась зависимость индуктивной намагниченности от температуры в постоянном магнитном поле 0.4 Тл (для образцов объемом менее 10^{-9} $м^3$ при скорости нагрева 100 град/мин). На кривых M(T) у большинства образцов выделяется основная фаза с T_c~580^0 C, соответствующая магнетиту. В некоторых образцах присутствует гематит (T_c~680^0 C), вклад которого в суммарную намагниченность мал по сравнению с магнетитом. Кривые повторного нагрева имеют вогнутый вид, характерный для парамагнетиков. Вклад парамагнитного материала в величину M, судя по величине намагниченности на кривой M(T) при 700^0C, составляет 20-30%. Величина намагниченности M после нагрева до 700^0 C уменьшается на 20-40 %.

2) Термомагнитный анализ по остаточной намагниченности выполнен в Институте физики Земли РАН на установке Ю. Виноградова. Остаточная намагниченность была получена в поле 0.4 Тл. На кривых IRM(T) выделяются те же магнитные фазы, что и на M(T), но более четко выделяется гематит. Величина IRM после нагрева до 700^0C уменьшается в тех же пределах, что и величина M. На тех и других кривых (более четко на кривых IRM(T)) выделяется фаза ~ 250-350^0C, которая, скорее всего, соответствует маггемиту.

3) Термомагнитный анализ был проведен по методике [Lowrie, 1990] на 34 образцах пилотной коллекции. График низкокоэрцитивной компоненты, соответствующей последнему насыщению в поле ≤0.2 Тл, всегда проходил много выше промежуточной и высококоэрцитивной компоненты. Низкокоэрцитивная и промежуточная компоненты соответствовали магнитным зернам, насыщающимся в полях ≤0.2-0.5 Тл, то есть магнетиту и маггемиту. Температура блокирования на графиках у низкокоэрцитивной компоненты равняется ~580-600 ^{0}C. Так же на всех кривых для этой компоненты имеется перегиб в районе 300-450 ^{0}C, который можно объяснить присутствием маггемита и переходом его при нагреве в слабомагнитный гематит. Высококоэрцитивная компонента соответствует зернам, насыщающимся в полях ≤1.5 Тл, и проходит ниже двух других компонент и полностью разрушается в районе 675-700^0C.

Таким образом, все три способа термомагнитного анализа показали, что основным носителем NRM является магнетит. Помимо этого, присутствует маггемит и гематит. Проведенное минералогическое исследование позволяет считать, что породы разреза морской террасы хребта Караджа в основном не однородны по составу, размеру и концентрации зерен и не удовлетворяют критериям, предложенным Дж. Кингом для оценки величины относительной палеонапряженности [King et al., 1983].

1. Dankers P.H.M. Relationship between median destructive field and coercive forces for dispersed natural magnetite, titanomagnetite and hematite // Geophys. J. Royal Astr. Society. 1981. V.64. P. 447-461.
2. Tauxe L. Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: Theory and practice //Rev. Geophys. 1993.V. 31. P. 319-354.
3. Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // Geophys. Res. Lett. 1999. V.17. N2. P.159-162.
4. King J.W., Banerjee S.K., Marvin J. A new rock-magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: application to paleointensity for the last 4000 years. // Journal of Geoph. Research. 1983. V. 88. P. 5911-5921.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ЮГА РОССИИ И УКРАИНЫ

[1]Пилипенко О.В., [1]Шаронова З.В., [2]Трубихин В.М., [3]Абрахамсен Н.

[1]ИФЗ РАН, Москва, pilipenko@ifz.ru
[2]Геологический институт РАН, Москва
[3]Геологический институт Университета, Орхус, Дания

В последние десятилетия активизировались исследования осадочных пород как морского, так и континентального происхождения магнитными и палеомагнитными методами. Магнитные минералы, содержащиеся в породах, хранят информацию о структуре и эволюции древнего магнитного поля.

Задача настоящей работы заключалась в получении детальных кривых угловых элементов геомагнитного поля, записанного в образцах осадочных пород, как континентального, так и морского происхождения отобранных непрерывным методом, выявлении экскурсов геомагнитного поля и сопоставлении их со шкалой геомагнитных экскурсов.

Природа геомагнитных экскурсов в настоящее время до конца не понята. Они могут представлять собою интервалы аномально высоких вариаций, что возможно связано со временем аномально низкой силы

поля. Экскурсы могут быть несостоявшимися инверсиями. Они могут быть явлением совершенно другого типа. В 1999 г. Лонжерайс провел критическую оценку дат экскурсов по всему Земному шару и составил шкалу геомагнитных экскурсов в эпоху Брюнес.

В качестве объектов исследования были выбраны континентальные лессо-почвенные разрезы: Роксоланы (Украина) и Пекла (Краснодарский край, Юг России) и состоящий из лессо-почвенной и лагунной (морской) частей разрез Тузла (Краснодарский край, Юг России). Эти разрезы уникальны благодаря своей мощности и непрерывности и охватывают временной интервал, в котором происходили глобальные экскурсы геомагнитного поля, такие как Блейк (105-120 тыс. лет т.н.), экскурс Лашамп (35-40 тыс. лет т.н.), экскурс Моно (26-28 тыс. лет т.н.). В реальном геологическом разрезе экскурсы могут быть записаны неполно или вообще быть не записаны, и аномальные направления представлены всего несколькими точками. Тем не менее, ожидалось, что часть этих экскурсов отражена в палеомагнитных записях векторных характеристик геомагнитного поля, записанного в этих разрезах.

Палеомагнитному исследованию были подвергнуты верхние 20 м лёссо-почвенного разреза Роксоланы (~300-10 тыс. лет т.н.), верхние 6 м. лессо-почвенного разреза Пекла (~240 -60 тыс. лет т.н.), верхние 5 м (146 уровней) лессо-почвенной части разреза Тузла (~50-10 тыс. лет т.н.) и 6 м лагуной (морской) части (120-70 тыс. лет т.н.) [Шаронова и др., 2003; Пилипенко и др., 2004, 2005, 2006, 2007].

Ориентированные по магнитному меридиану штуфы были взяты из свеже расчищенных вертикальных стенок разрезов. Далее штуфы были распилены на горизонтальные пластины, из которых в свою очередь были изготовлены ориентированные кубические образцы с ребром 2 см по 3 дубля с уровня. Разрез Роксоланы – 692 уровня – 2076 образцов. Разрез Пекла – 197 уровней – 590 образцов. Разрез Тузла – 390 уровней – 1170 образцов.

Изучение состава основных носителей естественной остаточной намагниченности было выполнено комплексом методов. На пилотных коллекциях образцов со всех литологических уровней был выполнен термомагнитный анализ. На пилотной коллекции разреза Тузла был выполнен термомагнитный анализ по методики Лаури [Lowrie, 1990]. Было показано, что основным носителем NRM является низкокоэрцетивный минерал с температурой Кюри 580-600^{0}С. Термомагнитный анализ не обнаружил различий в составе магнитных минералов лессов и почв.

Ступенчатое приобретение SIRM образцов пилотной коллекции в магнитном поле от 0.05 до 1.5 Тл показало, что 90% SIRM образцы приобретают в поле до 0.3 Тл. Коэрцитивная сила Всг=36-45 мТл.

Средняя величина параметра S= $IRM_{-0,3T}/IRM_{1,5T}$ ~-0.89. Все это говорит о том, что основным носителем NRM является низко коэрцитивный минерал, такой как магнетит. Помимо магнетита присутствует небольшое количество маггемита и гематита.

Относительное изменение размера зерна оценивалось по зависимостям гранулометрических параметров $SIRM/K_{lf}$, ARM/K_{lf} и ARM/SIRM от глубины разреза.

Доменное состояние зерен магнетита было оценено по величине отношения Irs/Is. Значения Irs/Is лессов и почв лежат в интервале, характерном для псевдооднодоменных зерен магнетита ($0.04 \leq$ Irs/Is ≤ 0.26), что указывает на преобладание последних в породах разрезов.

Таким образом, проведенное минералогическое исследование позволило считать, что породы разрезов в основном однородны по составу, размеру и концентрации зерен и удовлетворяют всем критериям Кинга [King et al., 1983].

Для выделения из NRM компоненты, параллельной и пропорциональной геомагнитному полю во время накопления и закрепления магнитных зёрен в осадке в работе использована, как температурная чистка, так и чистка переменным полем. Для определения диапазона величин температур и переменного поля, необходимых для выделении первичной компоненты намагниченности, на пилотных коллекциях образцов с разных стратиграфических уровней были сняты полные кривые размагничивания температурой до 550 градусов с шагом 50 градусов и переменным полем до величин 60-80 мТл с шагом 5 мТл.

В результате температурной чистки, усреднению по уровню и компонентного анализа были рассчитаны и построены кривые D и I геомагнитного поля, записанного в разрезе Роксоланы. Среднее направление остаточной намагниченности Dср=350^0, Iср=60^0 близко к направлению современного геомагнитного поля (Dсовр=3^0, Iсовр=63^0). Интерес представляет резкое изменение направления NRM во временном интервале ~35-30 тыс. лет т.н., которое проявляется одновременно по D и I. Аномальное направление выделяется по 14 уровням и приходится на минимум палеонапряженности. Если сопоставить эту палеомагнитную аномалию с уточненной шкалой геомагнитных экскурсов, то её можно сравнить с экскурсом Моно, который датируется, как 28-26 тыс. лет т.н. Аномальное направление ~90-110 тыс. лет т.н. выделяется только по наклонению по шести уровням.

Также интерес представляет резкое изменение направления NRM во временном интервале ~220-250 тыс. лет т.н. Возраст получен путем корреляции этого интервала разреза Роксоланы с разрезами Джурджульешты и со стратотипическим разрезом Узунларского

лимана. Аномальное направление выделяется по 9 уровням в 2-х интервалах 221-220 тыс. лет т.н. (по 3 уровням) и 250-249 тыс. лет т.н. (по 6 уровням). Таким образом, имеет место два отклонения магнитной оси от положения стационарного поля за достаточно короткий в геологическом смысле интервал времени, что позволяет рассматривать эту аномалию, как единое геомагнитное событие. По международной шкале экскурсов Ланжерайса на этот временной интервал приходится экскурс Ямайка, который датируется как ~220 тыс. лет т.н.

В континентальной лёссово-почвенной части разреза Тузла наблюдалось аналогичное поведение угловых элементов, как и в разрезе Роксоланы. Имела место хорошая сходимость величин I и D соответствующих разрезов. Скорее всего, это одно и то же аномальное поведение геомагнитного поля записано, как в породах разреза Тузла, так и в породах разреза Роксоланы. Принимая во внимание условность привязки данных к временной шкале, можно сопоставить это аномальное поведение геомагнитного поля 25-35 тыс. лет т.н. так же с экскурсом Моно.

Средние значения I образцов морской части разреза Тузла во временном интервале 130-70 тыс. лет т.н. мало меняются вдоль разреза и близки к наклонению геомагнитного поля в месте отбора образцов. По значениям I выделяются два резких отклонения в течение 99 и 106 тыс. лет, на который приходится резкое изменение направления NRM. Этот аномальный горизонт выделяется по 15 уровням. Стратиграфическая позиция геомагнитной аномалии строго подтверждает, что в разрезе был записан экскурс Блейк. Аналогичное аномальное поведение наблюдается в записях I разреза Роксоланы и, по всей видимости, записи редуцированы. В параллельном разрезе Карангата Эльтиген обнаружен в этом же временном интервале геомагнитный экскурс, который выделяется по трехкратному отклонению ВГП от нормального положения палеополюса. В разрезе Эльтиген имеются радиологические даты 120-100 тыс. лет т.н. по неравновесному урану. По своему положению на шкале времени это аномальное отклонение соответствует экскурсу Блейк.

В результате температурной чистки и чистки переменным полем, усреднению по уровню и компонентного анализа были рассчитаны и построены средние значения D и I по разрезу Пекла. Значения I мало меняются вдоль разреза и близки к наклонению геомагнитного поля в месте отбора образцов 63^0. По двум дублям с четырех уровней выделяются аномальные значения $D{\sim}30^0$, приходящиеся на возраст ~66-67 тыс. лет т.н. По мировой шкале геомагнитных экскурсов Г.Н. Петровой [Мёрнер и др., 2001] на это время приходится Норвежско-Гренландский экскурс геомагнитного поля. Так как аномальные значения выделяются только по склонению, то нет уверенности, что

они действительно соответствуют геомагнитному экскурсу

Для исследования морфологии и динамики изменения угловых элементов геомагнитного поля во времени был применен спектрально-временной анализ (СВАН). Интервалы, затронутые процессами почвообразования в силу возможного существования отличной от детритной (химической) намагниченности, возраст образования которой не совпадает с возрастом образования и литификации осадка, изымались из рассмотрения. Для угловых элементов геомагнитного поля, записанного в осадочных отложениях разрезов Пекла и Тузла был установлен следующий спектр вековых вариаций: ~ 900,1600, 1900, 2400, 3900, 4700, 6400, 9000 лет. Сравнение результатов СВАН анализа для временных рядов разрезов Пекла и Тузла демонстрирует только 9-10 и 2.4 тыс. лет общие периоды.

ВЫВОДЫ

1. Проведенное палеомагнитное исследование пород разрезов Роксоланы, Пекла и Тузла обеспечило детальными кривыми угловых элементов геомагнитного поля во временном интервале 300-10 тыс. лет т.н.

2. На записях векторных характеристик поля разрезов Роксоланы и Тузла выявлены аномальные направления ~ 30 и 100 тыс. лет, которые могут быть сопоставлены с экскурсами Моно и Блейк.

3. Если бы эти экскурсы всегда находили в осадочных разрезах, то они могли бы служить полезными временными маркерами. Однако экскурс Блейк не был выявлен в разрезе Пекла. Поэтому следует с осторожностью относиться к датированию, основанному исключительно на геомагнитных экскурсах.

4. Получен дискретный спектр вариаций и изучена эволюция геомагнитного поля для мощных и однородных по литологии лессовых и суглиночных горизонтов разреза Пекла и Тузла.

5. Эпизодическое появление тех или иных периодов может свидетельствовать о нестабильности процесса генерации во времени.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ N 06-05-64200.

1. Шаронова З.В., Пилипенко О.В., Трубихин В.М., Диденко А.Н., Фейн А.Г. Восстановление геомагнитного поля по палеомагнитным записям в лёссово-почвенном

разрезе Роксоланы (р. Днестр, Украина) за последние 75000 лет // Физика Земли. 2004. №1. С. 4-13.
2. Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М., Диденко А.Н. Тонкая структура и эволюция геомагнитного поля 75-10 тыс. лет тому назад на примере лёссово-почвенного разреза Роксоланы (Украина) // Физика Земли. 2005. № 1. С. 66-73.

3. Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М., Абрахамсен Н., Мёрнер Н.-А. Палеомагнитные и петромагнитные исследования пород лессово-почвенного разреза Пекла (Краснодарский край) в интервале 240-55 тыс. лет тому назад // Физика Земли. 2005. № 6. С. 73-82.
4. Пилипенко О.В, Абрахамсен Н., Трубихин В.М. Петро- и палеомагнитные исследования пород разреза Тузла (Краснодарский край) // Физика Земли. 2006. № 4. С. 80-93.
5. Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М. Направление и относительная палеонапряженность геомагнитного поля в среднем и позднем Плейстоцене // Физика Земли. 2007. № 5. С.100-112.
6. Пилипенко О.В., Абрахамсен Н., Трубихин В.М. Запись геомагнитного поля по осадочным отложениям разреза Тузла (Краснодарский край) во временном интервале 120-70 тыс. лет // Физика Земли. 2007. N 8. С.74-84.
7. Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // Geophys. Res. Lett. 1999. V.17. N2. P.159-162.
8. King J.W., Banerjee S.K., Marvin J. A new rock-magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: application to paleointensity for the last 4000 years. // Journal of Geoph. Research. 1983. V. 88. P. 5911-5921.
9. Мёрнер Н.-А., Петрова Г.Н., Пилипенко О.В., Распопов О.М., Трубихин В.М. Появление экскурсов на фоне изменений палеонапряженности и связь этого явления с климатическими и астрономическими процессами // Физика Земли. 2001. № 10. С.24-32.

ОБ ОБРАТНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ МАФИТОВ И УЛЬТРАМАФИТОВ

Писакин Б.Н., Федотова М.А.

СПбГУ, геологический факультет

Огромную роль в палеомагнитных построениях играет сам факт существования естественной остаточной намагниченности, обратной по направлению современному геомагнитному полю. Из двух гипотез, объясняющих этот феномен (самообращение и инверсия геомагнитного поля) к настоящему времени всерьез принимается лишь последняя. По мнению исследователей только она носит необходимый глобальный характер. Хрестоматийным доказательством инверсий в прошлом считаются полосовые магнитные аномалии на дне океанов, образуемыми прямо- и обратнонамагниченными базальтами. Базальты (мафиты) – это горные породы с высоким содержанием темноцветных минералов, силикатов железа и магния. Научный интерес специалистов сосредоточен в случае этих пород на первичных минералах – титаномагнетитах, а роль магния, без сомнения входящего в решетку магнетита, как правило не учитывается. Магний не столь сильно понижает точку Кюри магнетита, как титан, да и при микрозондовом анализе магний проще отнести на счет породообразующих

темноцветных минералов. А ведь именно с такими магнетитами связаны классические примеры самообращения естественной остаточной намагниченности – это железные руды Ангаро-Илимских месторождений и карельского Ковдора. Эффект самообращения J_{rt} на MgMt-содержащих образцах при нагреве в лаборатории подробно описан в учебнике «Магниторазведка» Логачева и Захарова. Все это делает актуальным вопрос надежной идентификации присутствия магния в решетке магнетита горных пород и руд.

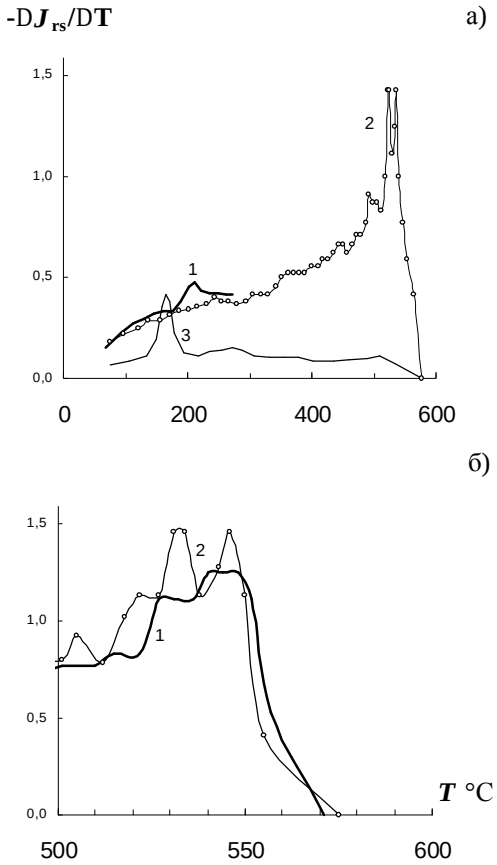


Рис. Примеры спектров первого и второго нагревов для двух образцов: а) Сезского массива Ветреного пояса и б) образца ультрамафитов Урала. 1, 2 – спектры первого и второго нагревов, 3 – спектр эталона выветрелого магнетита.

Среди сотен полученных спектров блокирующих температур мафитов и ультрамафитов значительное место занимают спектры с двумя близкими по температуре пиками на кривых первого и второго нагревов (см. рис.). Сравнение с эталоном показывает, что магний действительно входит в решетку магнетита (см. Физика Земли, №6, 2005). Дублет пиков на спектре повторного нагрева более показателен, поскольку как правило спектры первого нагрева осложнены фазами выветривания, а во-вторых, в случае магномагнетитов зачастую наблюдается гомогенизация по магнию при нагреве в лаборатории на воздухе (см. Физика Земли, №8, 1987; Борок, тезисы, 2003). В результате можно ожидать, что спектр повторного нагрева более соответствует первичному составу минерала группы магнетита. По сведениям Ф.С. Файнберга часть пород Сезского массива намагничена обратно по отношению к направлению современного геомагнитного поля, причем, в качестве механизма образования такой намагниченности, по ряду признаков, предпочтительно рассматривать самообращение.

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА В ОТРАЖЕНИИ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЕРИДОТИТОВ

Попов К.В.[1], Базылев Б.А.[2], Щербаков В.П.[3]

[1]Институт Океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Москва
[2]Институт геохимии и аналитической химии РАН, Москва
[3]ГО «Борок» филиал ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославская обл.

Введение. Целью работы является выявление особенностей магнитных свойств океанических перидотитов в зависимости от процессов метаморфизма, проходящих в разных геодинамических обстановках и имеющих различный геологический возраст.

Основой для выполнения этой работы послужило исследование магнитных свойств двух коллекций метаморфизованных океанических перидотитов из трансформного разлома 15°20' и прилегающих участков рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (САХ), а также хребта Горриндж, расположенного в Азоро-Гибралтарской зоне разломов на границе Африканской и Евроазиатской плит, представляющего собой вздернутый блок океанической коры нижнемелового возраста.

Петрологическое описание коллекций. Перидотиты разлома 15°20' (один из геохимически аномальных сегментов медленно-спрединговых СОХ) были подняты как с бортов рифтовой долины, так и с бортов

трансформного разлома. Породы представлены шпинелевыми гарцбургитами, обычно клинопироксен-содержащими, и шпинелевыми дунитами. Образцы имеют различную степень серпентинизации и разные степени среднетемпературного метаморфизма. Сведения о характере метаморфизма и петрологическое описание образцов разлома 15°20' приведены по работам Базылева (1,2).

Образцы второй коллекции подняты с хребта Горриндж в Северной Атлантике. Хребет протягивается на 200 км между абиссальными котловинами Тагус и Хосшу. Коллекция представлена образцами, драгированными в 12-том рейсе нис «Витязь» (1561/2, 1561/3) на подводной горе Геттисберг, расположенной в юго-западной части хребта, и кернами двух скважин исследовательского бурения с борта нис «Бавенит» (СКВ. 4, 5). В.В. Матвеенковым, (5), сделавшим детальное петрографическое описание и сопоставление комплекса пород, вскрытого скважинами 4е и 5 на восточном и западном флангах вершины горы, показано, что их можно рассматривать как единый разрез, в котором комплекс пород, вскрытый СКВ. 5, продолжается в глубину породами СКВ. 4е.

СКВ. 4е характеризует разрез пород, представленный апогарцбургитовыми серпентинитами, на глубину 20 м. В верхней части разреза серпентиниты содержат 5-10% хлорит-амфиболовых обособлений, развитых по моноклинному пироксену. СКВ. 5 была пробурена на восточном краю вершины горы Геттисберг. Полученный керн, характеризующий разрез пород на глубину 50 м, представлен однородными апогарцбургитовыми серпентинитами. Содержание ромбического пироксена в СКВ. 5 изменяется от 10% до 20% объема породы и значительно ниже, чем в СКВ. 4 (40 – 50%). Определение степени среднетемпературного метаморфизма (ССМ), степени серпентинизации (СС) и стадии серпентинизации (Ст.) сделано Б.А. Базылевым.

Петромагнитные характеристики перидотитов исследованных районов. Исследование магнитных свойств проводилось в геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН. По результатам измерений составлены две сводные таблицы магнитных характеристик пород (для разлома 15°20' (табл.1а) и для хребта Горриндж (табл. 1б) с их петрографическими особенностями. Для сопоставления магнитных характеристик, которые представляют относительные параметры

образцов(величину магнитных зерен), проводилась корреляция с прямыми количественными измерениями на оптическом микроскопе и на рентгеноспектральном анализаторе «Камебакс».

Магнитная восприимчивость k, намагниченность насыщения Is, концентрация ферромагнетиков C. Магнитная восприимчивость k, структурно зависимая величина, у большинства горных пород

определяется, прежде всего, процентным содержанием ферромагнитных минералов. К образцов коллекции 15°20' изменяется от 0.32 до 5.62 x 10^{-3} ед. СГС (табл. 1а), среднее значение для всей коллекции $k_{ср.}$ = 2.4 x 10^{-3} ед. СГС, что составляет C_1 =1.2% объемной концентрации ферромагнетиков в образце, где согласно В.П.Щербакову C_1 =5 k СГС (6).

В образцах хребта Горриндж восприимчивость возрастает до $k_{ср.}$ = 3.59 x 10^{-3} ед. СГС, отсюда концентрация C_1 =1.8%. Намагниченность насыщения Is также характеризует содержание магнитной фазы и может служить для расчета концентрации ферромагнетиков в породе. Очевидно, что: C_2 = $Is_{обр.}$/Is, где $Is_{обр.}$ – намагниченность насыщения образца, Is – спонтанная намагниченность ферримагнетика.

В рассматриваемых коллекциях носителем намагниченности является магнетит, как один из продуктов серпентинизации. Рентгеноструктурный анализ и термомагнитные исследования подтвердили, что в большей части образцов магнитный минерал представлен катион-дефицитной шпинелью ряда магнетит-маггемит со степенью окисления Z = 0.8. В соответствии с этим в формуле 2 при расчетах принималась Is = 4.5x10^5 A/m = (450 ед. СГС).

Среднее значение намагниченности насыщения для разлома 15°20' $Is_{ср.}$=4.29 ед. СГС , соответственно, C_2=0.95%.

В образцах хребта Горриндж $Is_{ср.}$=6.86 ед. СГС и C_2=1.52%.

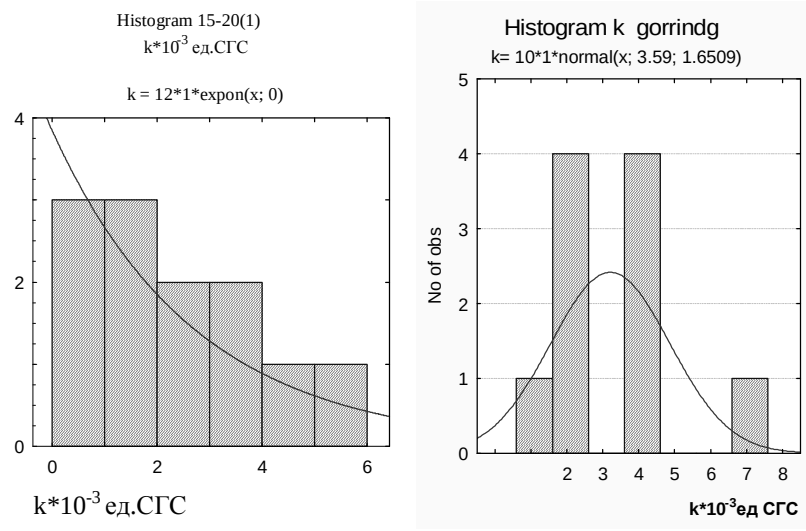


Рис. 1.

По полученным данным построены гистограммы распределения k и Is (рис. 1), которые наглядно показывают увеличение содержания ферримагнетика в серпентинитах хребта Горриндж.

Величина магнитной восприимчивости k разлома 15°20' (рис. 1б) имеет экспоненциальное распределение, в то время как на гистограмме хребта Горриндж отчетливо выделяются две моды: 2-3 x 10^{-3} ед. СГС и 3-5 x 10^{-3} ед. СГС.

Закономерно встает вопрос, с какими петрологическими параметрами имеют корреляцию магнитная восприимчивость и концентрация магнетита исследуемых коллекций? Как можно соотнести концентрацию ферримагнетиков с процессами метаморфизма? Первое, что можно сказать уверенно, корреляция со степенью серпентинизации и степенью среднетемпературной метаморфической перекристаллизации незначительна.

Таб.1а Магнитные характеристики разлома 15-20

sampl	petrology	I_n*10^{-3} ед. СГС	$k*10^{-3}$ ед. СГС	Irs/Is	Is ед. СГС
FR07-13	шпинелевый гарцбургит	1.14	1.9	0.16	3.2
FR08-10	шпинелевый гарцбургит	1.02	0.89	0.25	2.0
FR22-05	шпинелевый дунит-габбро	3.22	5.62	0.09	7.2
FR23-02	шпинелевый гарцбургит	5.47	4.6	0.18	4.3
ABP16-56-10	шпинелевый гарцбургит	0.36	1.7	0.04	3.5
ABP16-56-68	шпинелевый гарцбургит	0.63	3.47	0.04	6.7
ABP16-56-77	шпинелевый гарцбургит	2.89	3.55	0.24	5.0
ABP16-71-176	шпинелевый ортопироксеновый дунит	0.48	1.23	0.25	1.8
ABP16-71-188	шпинелевый гарцбургит свежий	0.77	0.86	0.32	3.0
ABP16-75-72	шпинелевый гарцбургит	2.27	2.12	0.29	2.34
ABP16-77-30а	шпинелевый гарцбургит	0.11	0.32	0.10	0.58
ABP16-77-113	шпинелевый дунит	3.15	2.7	0.1	5.4

Таб.1б Магнитные характеристики хребта Горриндж

sampl	Petrology	I_n*10^{-3} ед. СГС	$k*10^{-3}$ ед. СГС	Irs/Is	Is ед. СГС
1561/2	шпинелевый перцолит	0.8	1.9	0.23	4.7
1561/3	шпинелевый перцолит	8.0	4.0	0.30	3.1
5/1а	шпинелевый гарцбургит	2.6	4.0	0.23	3.8
5/3b	шпинелевый гарцбургит /феррит-	6.1	4.7	0.19	3.9
5/20	Плагиоклаз. гарцбургит /феррит-	1.9	2.1	0.22	6.9
5/35b	шпинелевый гарцбургит	2.1	2.6	0.25	4.5
5/71	Плагиоклаз. перцолит	9.7	2.5	0.23	7.3
4е/1а	шпинелевый гарцбургит	31.7	7.1	----	---
4е/2	Плагиоклаз. гарцбургит	1.5	2.2	0.18	7.6
4е/15	шпинелевый гарцбургит	1.5	4.8	---	-----

Б.А. Базылев в своей работе (3) показал, что содержание железа в реститовых перидотитах примерно постоянно и слабо меняется с изменением степени деплетированности пород. Последовательное понижение содержания железа в океанических серпентинах по мере их кристаллизации отражает остывание пород согласно принципу фазового соответствия, показанному в работе Перчука и Рябчикова для ассоциации серпентин – магнетит (4). В. Матвеенков и А. Альмухамедов по высоким содержаниям глинозема и стабильному отношению Mg/Fe предположили меньшую степень деплетированности образцов хр. Горриндж по сравнению с гарцбургитами океанов (5).Таким образом, хребет Горриндж рассматривается как мантийный блок пассивной окраины Атлантического океана со значительно более низкой степенью деплетированности мантийного вещества, чем в срединно-океанических хребтах. Это явление объясняется более низкими температурами над астеносферным клином в мантии. При сравнении концентраций магнетита в перидотитах исследуемых нами коллекций прослеживается обратная корреляция со степенью деплетированности пород.

Таким образом, при малой деплетированности океанических перидотитов наблюдается повышенное содержание железа в серпентинах и повышенная концентрация магнетита, что может быть характерно для пассивных окраин океана.

1. Базылев Б.А., Силантьев С.А., Геодинамическая интерпретация субсолидусной перекристаллизации мантийных шпинелевых перидотитов. 1. Срединно-Океанические хребты, Петрология, 8, (3), 227-240, 2000.
2. Bazylev B.A., Popov K.V., Shcherbakov V.P., Petrographic features of oceanic peridotites as reflected by their magnetic properties. Russian Journal of Earth Sciences, 2002, v4, №3, p.211-223, URL: http:www.agu.org/wps/rjes/v04/tje02087/.htm
3. Базылев Б.А., Силантьев С.А., Кононкова Н.Н., Метаморфизм гипербазитов в океанической коре, В кн.: Магматизм и тектоника океана (проект "Литос"), с.296-318, Наука, Москва, 1990.
4. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д., Фазовое соответствие в минеральных системах, 287с., «Недра», Москва, 1976.
5. МатвеенковВ.В., ПоярковС.Г., ДмитриенкоО.Б., Альмухамедов А.И., Гамсахурдия Г.Р., Кузнецов О.Л., Геологические особенности строения подводных гор Азоро-Гибралтарской зоны(по результатам бурения). Океанология,1993, Т.33, №5,стр. 752-762.
6. Щербаков В.П., Ламаш Б.Е., Щербакова В.В., Природа намагниченности горных пород океанической коры, В кн: Природа магнитных аномалий и строение океанической коры, с.7-34, ВНИРО, Москва, 1996.

МИНЕРАЛЫ-НОСИТЕЛИ НАМАГНИЧЕННОСТИ ПОРОД В РАЗРЕЗАХ ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК КОСТЁНКИ-1 И БОРЩЕВО-5

Поспелова Г.А.[1], Аникович М.В.[2], Водовозов В.Ю.[1], Дудин А.В.[3], Левковская Г.М.[2], Лисицын С.Н.[2]

[1]ИФЗ РАН, Москва, pospelova@ ifz.ru
[2]Институт истории материальной культуры РАН, Санкт-Петербург,
[3]Государственный археологический музей заповедник «Костенки», Воронеж

Данная работа основана на изучении ориентированных штуфов, отобранных из раскопов 2005-2006 г. на стоянках Костенки 1 и Борщево 5 (раскопки археологов М.В. Аниковича и С.Н.Лисицына)

Изучение характерных изменений главного геомагнитного поля: вековых вариаций напряженности поля и угловых характеристик поля, геомагнитных экскурсов, а также реконструкции палеоклиматических осцилляций, записанных в породах разрезов, возможно в том случае, если минералы-носители намагниченности пород одинаковы вдоль всего разреза. Как правило, в большей части осадочных пород основными носителями намагниченности являются зерна магнетита или окисленного магнетита, в небольшом количестве гематита и гидроокислов железа, которые при температурной чистке переходят в гематит. Примером таких осадочных пород являются отложения в пещерах Треугольная [1], Матузка [2], в разрезе стоянки Костенки-12 [3] и многие другие, изученные авторами. В связи с этим первоочередной задачей исследования пород разрезов Костенки-1 и Борщево-5 являлось изучение ферромагнитных минералов-носителей намагниченности по зависимости намагниченности насыщения от температуры Ms(T) на установке баланс Кюри в Геофизической Обсерватории ИФЗ РАН (Борок).

В разрезах многослойных стоянок Костенковско-Борщевского района важнейшим хроностратиграфическим репером является горизонт, в котором визуально или аналитически прослежен вулканический пепел Y5[4]. Горизонт с пеплом делит разрезы на две части: верхнюю и нижнюю гумусированные толщи. Под пеплом или в горизонте с пеплом залегают культурные слои с некалиброванными радиоуглеродными датами от 33 тыс.л.н. до 36-37 тыс.л.н. [5] Жесткой, универсальной привязки уровня залегания пепла с порядковым распределением культурных слоёв по стратиграфическим колонкам стоянок нет. Так, в разрезе Костёнки-12, в котором наличие пепла установлено аналитически в 11 литологическом горизонте, прослежен II

культурный слой [5]. В юго-западном участке разреза Костёнки-1 аналитически выявленный пеплосодеожащий горизонт 8а. В нем определен IV культурный слой. В разрезе Борщёво-5 залегает мощная прослойка пепла в 6 литологическом горизонте с орудиями III культурного слоя [6]. Календарный возраст культурного слоя стоянки Костёнки-14 с датировкой по ^{14}C около 32 тыс.л.н. [7]. После различных калибровок возраст получен 37 или 39 тыс. л.н. [8, 9].

В настоящее время общепризнано, что вулканический пепел, обнаруженный в Костёнковско-Борщевском районе, имеет средиземноморское происхождение и коррелирует с тефрой Y5. Извержение в средиземноморье произошло в районе Флегрейских полей под Неаполем, оно было самым крупным извержением в Европе за последние 100 тыс. лет [4, 8]. Возраст пепла методом ускорительной масс-спектроскопии ^{14}C в настоящее время оценен ~ 39-40 тыс. лет [10]. Следовательно, извержение произошло в период завершающего этапа геомагнитного экскурса Каргаполово-Лашамп.

В разрезе верхнепалеолитической стоянки Костенки-1 отбор ориентированных штуфов 5x5x5 см^3 (28 штук) выполнен непрерывно из литологических горизонтов, залегающих ниже горизонта 7: в западной стенке шурфа из 8а и 8б горизонтов, в южной стенке с 10 по 14 горизонты. В каждом штуфе изучены ферромагнитные минералы-носители намагниченности по данным кривых Ms(T) первого и второго нагревов. Кривые Ms(T) пород большей части штуфов были продублированы и показали хорошую сходимость. Получено, что ферромагнитные минералы в породах разреза в каждом литологическом горизонте не одинаковы, кроме 10 горизонта (рис.1). Причем смена основного носителя намагниченности происходит незакономерно. Часть пород (18 штуфов) в качестве основного носителя намагниченности содержат магнетит или окисленный магнетит, в некоторых штуфах присутствуют гидроокислы железа и в незначительном количестве гематит (рис.2А); в других породах (10 штуфов) основным носителем намагниченности является, видимо, титаномагнетит с точкой Кюри ~ 400^{0}C, на кривой Ms(T) второго нагрева точка Кюри сохраняется, величина намагниченности насыщения уменьшается (рис.1 и рис. 2Б). Из курса магнетизма горных пород хорошо известно, что основными носителями намагниченности у изверженных пород являются магнетит и титаномагнетит. Химический состав по спектральному анализу пепла в изученных разрезах и в средиземноморской тефре оказался подобным, в нем присутствуют FeO и TiO_2. Для точного определения ферромагнетика в породах десяти штуфов желательно выполнить дальнейшие исследования в оптическом микроскопе “Olympus BX51” или на электронном микроскопе.

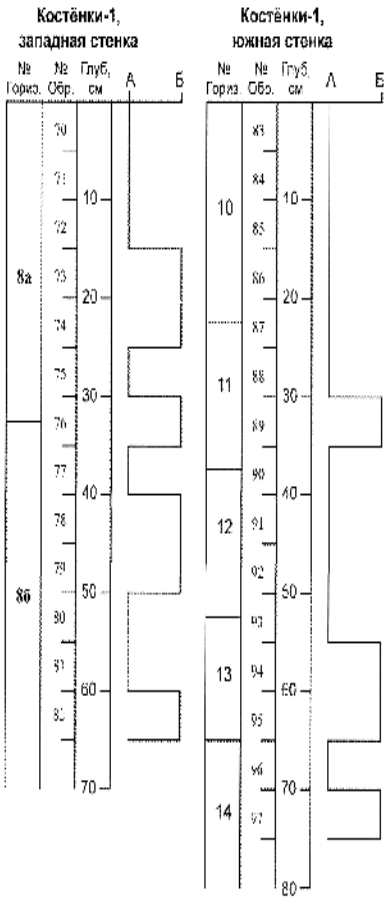


Рис. 1. Диаграмма изменения минералов-носителей намагниченности пород в разрезах Костёнки-1. Глубина верхних штуфов в разрезах условно принята 0,0 см. А – стандартные носители намагниченности в осадочных породах; Б – основной носитель намагниченности пород титаномагнетит.

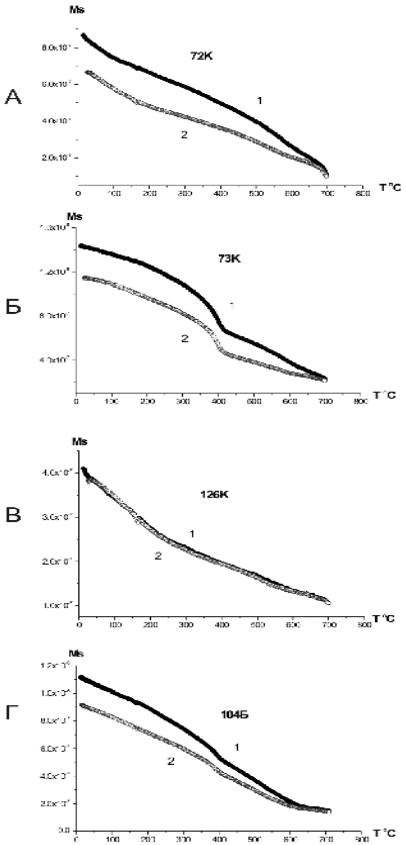


Рис. 2. Типичные кривые Ms(T) пород первого и второго нагревов: А, Б – в разрезе Костёнки-1; В, Г – в разрезе Борщево-5. А, В – стандартные носители намагниченности в осадочных породах, Б, Г – основной носитель намагниченности пород титаномагнетит.

В разрезе Борщево-5 отобрано непрерывно 40 ориентированных штуфов с 5 литологического горизонта по верхнюю часть 13 горизонта. В литологическом горизонте 6 в разрезе обнаружены линзы вулканического пепла. Породы 38 штуфов содержат стандартные для осадочных пород носители намагниченности, а именно магнетит или окисленный магнетит, гидроокислы железа и гематит (рис.2В). Только у пород двух штуфов точка Кюри ферромагнетика равна 400^0 С: в литологическом горизонте 6 и в горизонте 11. Однако перегиб на кривой Ms(T) менее четкий, чем на кривых Ms(T) в разрезе Костёнки-1 (рис. 2Г), что обусловлено незначительным количеством титаномагнетита в этих породах.

В результате проведенных исследований установлено, что образцы, отобранные в разрезе Костенки-1, не могут быть использованы для изучения изменений главного геомагнитного поля и реконструкции палеоклимата, так как ферромагнитные минералы-носители намагниченности сложно меняются по разрезу. Такое различие в носителях намагниченности пород обусловлено тем, что породы залегают не in situ, видимо, переотложены, перемешаны и часть из них, возможно, содержит вулканический пепел. Сделанный вывод подтверждается выполненными стратиграфическими исследованиями, свидетельствующими о перераспределении материала, как по вектору «сползания», так и в форме инверсий и замещений по мощности отложений. В основном– это криогенный фактор, мерзлотные трещины, криотурбации в нижних частях разрезов, мерзлотные вспучивания и т.д. Кроме того, важной причиной перераспределения и замещения первичных отложений являются процессы склонового размыва и сноса.

В разрезе Борщево-5, породы залегают in situ, как по данным изучения состава ферромагнитных минералов-носителей намагниченности, так и по геологическим исследованиям. Если убрать по одному штуфу в горизонтах 6 и 11, то породы разреза могут быть применены для решения вышеперечисленных целей.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 05-06-80329а и гранта NSS-NBCS- 0715519

1. Поспелова Г.А., Шаронова З.В., Миронов Т.В.и др. Отражение климатических изменений в магнитных параметрах осадочных пород пещеры Треугольная (Северный Кавказ) и палеомагнитные исследования этих пород. // Физика Земли, 1996, №9. С. 57-69.
2. Поспелова Г.А., Голованова Л.В., Шаронова З.В и др. Палеомагнитные исследования отложений палеолитической стоянки в пещере Матузка (Северный Кавказ) // Физика Земли, 2006, №7. С.52-65.

3. Поспелова Г.А., Аникович М.В., Хоффекер Дж. Ф. Реконструкция палеоклимата времени формирования пород разреза палеолитической стоянки Костёнки 12 по их скалярным магнитным характеристикам // Проблемы ранней поры верхнего палеолита Костёнковско-Борщёвского района и сопредельных территорий. Санкт-Петербург, 2005. С.131-160.
4. Мелекесцев И.В., Кирьянов В.Ю., Праслов И.Д. Катастрофическое извержение в районе Флегрейских полей (Италия) – возможный источник вулканического пепла в позднеплейстоценовых отложениях Европейской части СССР // Вулканология и сейсмология. М. Изд. АН СССР. 1984, №3. С. 35-44.
5. Аникович М.В., Хоффекер Дж.Ф., Попов В.В. и др. Хроностратиграфия многослойной стоянки Костёнки-12 (Волковская) в контексте хроностратиграфии палеолита Костенковско-Борщевского района.// Проблемы ранней поры верхнего палеолита Костёнковско-Борщёвского района и сопредельных территорий. Санкт-Петербург, 2005. С.66-86.
6. Лисицын С.Н. Третий культурный слой стоянки Борщево 5, связанный с горизонтом вулканического пепла // Ранняя пора верхнего палеолита Евразии: общее и локальное. Санкт-Петербург, 2006, вып.4. С.114-124.
7. Синицын С.А. Нижние культурные слои Костенок 14 (Маркина гора) (раскопки 1998-2001 гг.) // Костенки в контексте палеолита Евразии. вып. 1: «Особенности развития верхнего палеолита Восточной Европы». – Санкт-Петербург: Изд-во КАЭ ИИМК РАН. 2002. С. 219-236.
8. Pyle D.M., Ricketts G.D., Margari V., van Andel T.H., Sinitsyn A.A., Praslov N, D., Lisitsyn S.N. Wide dispersal and deposition of distal tephra during the Pleistocene “Campanian Ignimbrite/Y5” eruption, Italy // Quaternary Science Rewievs. 2005, pp.1-43.
9. Hoffecker, J.F., Anikovich, M.V., Sinitsyn, A. A., Holliday, V. T., Pospelova, G. A., Forman S.L., Giaccio B. From the Bay of Naples to the River Don; The Campanian Ignimbrite Eruption and the Middle to Upper Palaeolithic Transition in Eastern Europe. 15th UISPP Congress, Lisbon , September 2006. Abstract Session C57, p. 18.
10. Fedele F.G., Giaccio B., Isaia R., Orsi G. The Campanian Ignimbrite Eruption, Heinrich Event 4, and Palaeolithic Change in Europe: a High-Resolution Investigation // Volcanism and the Earth’s Atmosphere. Geophysical Monograph. – American Geophysical Union, 2003. № 139, pp. 301 – 325.

ВОПРОСЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ГЕОДИНАМО

Решетняк М.Ю.

ИФЗ РАН, Москва, reshetnyak@ifz.ru

Ряд планет солнечной системы имеет свое собственное магнитное поле, поддерживаемое процессами динамо в своих конвективных проводящих ядрах [1]. Источниками энергии являются радиоактивный разогрев и дифференциация легкой и тяжелой фракции в жидком ядре. В настоящее время существует достаточно большой набор моделей, позволяющих воспроизвести наблюдаемые на поверхности планет магнитные поля. Современные модели позволяют повторять инверсии и экскурсы магнитного поля, пространственно-временной спектр.

Начиная с некоторого момента модели геодинамо, основанные на достаточно разных моделях конвекции, стали давать близкие по морфологии магнитные поля на поверхности. В этой связи следует отметить продолжительный интерес к весьма грубым моделям конвекции в жидком ядре, таким как модель Буссинеска. Причина такого безразличия магнитного поля к механизмам конвекции очевидна. Во всех без исключения моделях конвекции величины коэффициентов переноса определяются скорее численными возможностями, а не физикой процесса и остаются близкими по значению. В тоже время, простые оценки дают [2], что конвекция охватывает 7 порядков масштабов (начиная с масштаба ядра L и меньше), а магнитное поле может существовать на масштабах $(10^{-3}\text{-}1)L$. В перспективе представляется следующая картина: для нужд палео- и археомагнетизма, имеющих дело лишь с несколькими первыми гармониками, достаточно было бы создания численных моделей динамо с небольшим пространственно-временным разрешением, но с правильными турбулентными коэффициентами в дифференциальных уравнениях. Для этого необходимо четкое представление о спектральных свойствах системы на малых с точки зрения наблюдений масштабах. Обратим внимание, что малость масштаба еще не синоним малости эффекта: можно привести достаточно много случаев из моделирования, когда получаемые энергосодержащие масштабы в геострофических режимах существенно меньше всех известных оценок из наблюдений [3].

Неопределенность в существующих представлениях о процессах в ядре Земли относится не только к форме спектра, но и к тому, что до последнего времени не ясно в каком направлении течет энергия по спектру. В колмогоровской модели, описывающей трехмерную однородную изотропную турбулентности, энергия течет от масштаба l_i, на котором энергия вводится, к масштабу l_d, на котором происходит ее диссипация, $l_d<l_i$. Такое распространение энергии от больших масштабов к меньшим называют прямым каскадом энергии. Интервал $(l_d,\ l_i)$, на котором происходит только перераспределение энергии без процессов генерации и диссипации, называют инерционным. На инерционном интервале для трехмерия сохраняется кинетическая энергия и гидродинамическая спиральность. В случае двумерной турбулентности, формально имеющей тот же наклон спектра кинетической энергии $\sim k^{-5/3}$, где k – волновое число, наряду с законом сохранения кинетической энергии, вместо закона сохранения спиральности (псевдоскаляра) уже сохраняется энстрофия (скаляр). Направление распространения энергии в этом случае уже осуществляется от меньших масштабов к большим (обратный каскад). Так же наблюдается прямой каскад энстрофии по спектру [4].

Режимы конвекции в планетарных ядрах относятся к промежуточному между двумерному и трехмерному случаю. Очевидно, что течение не может полностью выродиться в двумерное, так как в этом случае оно бы не могло генерировать магнитное поле: для процесса динамо принципиально, чтобы у поля скорости было 3 компоненты. В то же время, в силу быстрого вращения наступает так называемое геострофическое состояние, когда поле скорости, оставаясь трехмерным, перестает зависеть от координаты вдоль оси вращения. С точки зрения баланса сил это соответствует равенству силы Кориолиса и градиента давления. Геострофическое состояние хорошо известно в атмосфере и океане. Согласно теоретическим предсказаниям и результатам численного моделирования в таких системах также возможно существование обратных каскадов [3].

Ситуация с учетом магнитного поля **B** является существенно более сложной. Генерация **B** может одновременно происходить по двум сценариям: за счет крупномасштабных течений **V**, и за счет турбулентности (в рамках теории средних полей это соответствует α-эффекту). Первый сценарий соответствует прямому каскаду, второй – обратному (более точно α-эффект описывает нелокальный в волновом пространстве перенос энергии).

Чтобы пояснить происходящее, рассмотрим результаты численного моделирования задачи динамо для несжимаемой проводящей жидкости во вращающемся, подогреваемом снизу кубе. Постановка задачи и детали реализации псевдо-спектрального кода для параллельных процессоров описаны в [4]. В качестве модельных рассмотрены три режима:

1. NR: Режим без вращения, число Рэлея $Ra=9\cdot10^5$, число Прандтля Pr=1, число Экмана E=1, число Робертса q=5.
2. R1: Режим с вращением, $Ra=4\cdot10^2$, Pr=1, $E=2\cdot10^5$, q=10.
3. R2: Режим с вращением, $Ra=10^3$, Pr=1, $E=2\cdot10^5$, q=3.

На рис.1 представлены спектры кинетической и магнитной энергий. Следует отметить максимум кинетической энергии на k_c, связанный с появлением циклонов-антициклонов, вызванных быстрым вращением. Спектры магнитной энергии хоть и не имеют ярко выраженного максимума на k_c, также не убывают на интервале $k<k_c$. В целом, спектры магнитной энергии мало зависят от наличия вращения.

Как уже отмечалось выше, направление потоков энергии в волновом пространстве может зависеть от размерности пространства. Рассмотрим потоки энергии, приходящиеся на определенное волновое число k, создаваемые за счет нелинейных членов в соответствующих уравнениях [6].

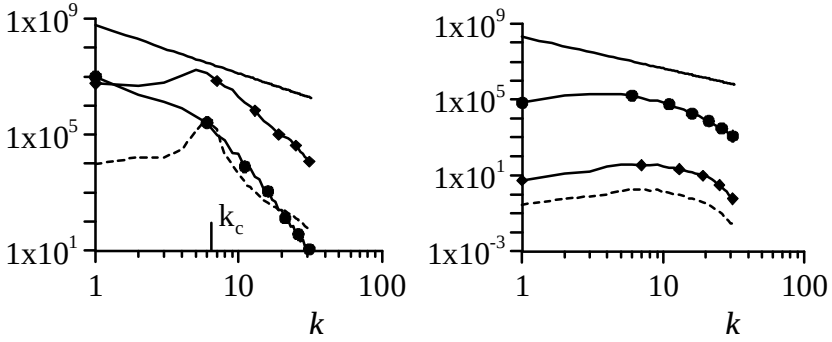


Рис. 1. Спектры кинетической энергии (слева) и магнитной энергии (справа) для режимов NR (кружочки), R1 (пунктир), R2 (ромбики). Прямая линия соответствует спектру Колмогорова $\sim k^{-5/3}$.

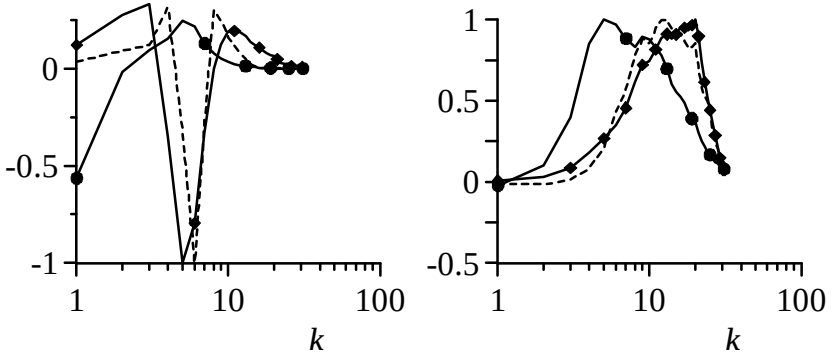


Рис. 2. Нормированные потоки кинетической ТК (слква) и магнитной ТМ (справа) энергии в волновом пространстве: NR (кружочки), R1 (пунктир), R2 (ромбики).

На рис.2 представлены потоки кинетической T_K и магнитной T_M энергии. Режим NR для T_K демонстрирует хорошо известную картину колмогоровского прямого каскада. Для больших масштабов $T_K<0$ - эти масштабы являются источниками энергии. По мере перехода в инфракрасную часть спектра знак потока меняется на положительный - энергия потребляется. Интеграл от T_K по всему волновому пространству равен нулю, т.к. переносной член в уравнении Навье-Стокса не изменяет полную энергию, а лишь перераспределяет ее. Для двумерной

турбулентности наблюдается зеркальносимметричная относительно оси абсцисс картина для T_K [7]. В этом случае вместо прямого каскада энергии наблюдается обратный каскад.

Вращение существенно меняет поведение потоков кинетической энергии. Энергонесущим волновым числом является k_c. Для $k>k_c$ мы также наблюдаем прямой каскад энергии $T_K>0$. Для $k<k_c$ картина существенно сложнее: для небольших волновых чисел наблюдается обратный каскад энергии, $T_K>0$. В тоже время, в большей части области волновых чисел $k<k_c$ каскад по-прежнему прямой, $T_K<0$.

В отличие от T_K, T_M включает в себя не только переносной член, но и генерационный, так, что $T_M>0$ во всей области. Положение максимума T_M близко к положению максимумов в спектрах магнитной энергии и T_K. Очевидно, что для планетарных ядер расстояние между максимумами в потоках T_M для NR и R1, R2 может быть весьма большим, однако, все же не настолько большим, как k_c. Последнее утверждение связано с условием генерации, сводящимся к ограничению на величину локального магнитного числа Рейнольдца на масштабе $1/k$: $r_m>1$. В тоже время, для малых k потоки малы, т.е. система находится в состоянии статистического равновесия: диссипация на больших масштабах пренебрежимо мала.

Остановимся подробней на том, откуда берется магнитная энергия на масштабе k: связано ли это с чистым переносом по спектру, или с процессом генерации? Анализ показывает, что максимум генерационного члена для случая без вращения приходится на большой масштаб, в то время, как для случая с вращением он приходится на $\sim 1/k_c$. Для режима NR он быстро падает в связи с убыванием спектра кинетической энергии. Суммируя имеем: для случая с вращением генерация осуществляется циклоническими вихрями, в то время, как для случая NR работает крупномасштабное динамо. Оценим отдельно вклад переносного члена. Для случая без вращения его зависимость повторяет зависимость T_K: наблюдается прямой каскад энергии. Для случая с вращением область $k\sim k_c$ является источником энергии. В отличие от T_K не наблюдается положительных участков при малых k, т.е. обратный каскад магнитной энергии, связанный с переносным членом в этой области, отсутствует. Важным моментом является существование разнонаправленных потоков магнитной энергии в волновом пространстве, связанных с переносом энергии по спектру (переносной член) и работой сил Лоренца (генерационный член). Последнее снижает эффективность α-эффекта, ответственного за генерацию крупномасштабного магнитного поля турбулентностью.

1. Hollerbach R., Rüdiger R. The Magnetic Universe. Weinheim: Wiley-VCH Verlag GmbH & Co.KGaA. 2004. 332p.
2. Решетняк М.Ю. Оценка.турбулентной вязкости в жидком ядре Земли // ДАН (Геофизика). 2005, Т.400. N 1. С.1-5.
3. Решетняк М.Ю. Гидромагнитная спиральность в моделях геодинамо Буссинесковского типа // Физика Земли. 2006, Т.6. С.3-13.

4. Фрик П.Г. Турбулентность: подходы и модели. Ижевск: Институт компьютерных исследований. 2003. 291с.
5. Решетняк М.Ю. Тепловая конвекция и динамо при быстром вращении // Физика Земли. 2007, Т.8. С.23-32.
6. Frisch U. Turbulence: the Legacy of A.N. Kolmogorov. Cambridge: Cambridge University Press. 1995. 296p.
7. Решетняк М.Ю. Каскадные процессы в магнитострофической турбулентности. // ДАН (Геофизика). Принято в печать, 2007. С.1-4.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ГРАНИТНЫМ ДАЙКАМ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Ржевский Ю.С.

Для палеомагнитных исследований были отобраны коллекции ориентированных образцов из четырех гранитных даек в различных участках Гиссарского хребта. Возраст даек точно не определен и может колебаться от среднего карбона до ранней перми. Палеомагнитные данные были получены в результате применения термической чистки образцов с использованием диаграмм Зийдервельда для выделения разновозрастных компонент NRM, а также метода Холлса. В результате в NRM исследуемых пород было выделено четыре компоненты, каждая из которых для своего выделения потребовала чистки при определенной температуре. Одна из этих компонент (компонента А) является современной, три другие – позднепалеозойские. Эти компоненты, приведенные в порядке увеличения температуры выделения, имеют координаты: компонента А : n = 4, D = 27°, I = 52°, K = 35,5, A_{95} = 11,7°, φ_m = 33°; компонента $Б_1$: n = 3, D = 233°, I = –77°, K =147, A_{95} = 6,7°, φ_m = 65°; компонента $Б_2$: n = 3, D = 142°, I = –44°, K = 55,9, A_{95} = 10,8°, φ_m = 26°; компонента С: n = 2, D = 131°, I = –3°, K = 34,1, A_{95} = 16,9°, φ_m = 1,5°. Полученные данные были проинтерпретированы как в терминах традиционной модели интерпретации, так и в терминах альтернативной модели.

Интерпретация полученных результатов в терминах традиционной модели возможна лишь при условии, что температурный интервал, в котором выделяется та или иная компонента NRM, обусловлен возрастом компоненты: чем древнее компонента, тем выше температура нагрева, при которой она может быть выделена. Тогда, после того как Гиссарский батолит был сформирован в при экваториальных широтах (компонента С, φ_m = 1,5°), он стал перемещаться к северу (компонента

B_2, φ_m = 26° и компонента B_1, φ_m = 65°), одновременно поворачиваясь против часовой стрелки. А после этого он совершил перемещение к югу на 2500-3000 километров с тем, чтобы занять современное положение

(φ_m = 39°). И таким образом, несмотря на довольно высокий уровень проведения палеомагнитных исследований, сами результаты оказались противоречивыми.

Выход из создавшегося положения был найден в использовании альтернативной модели интерпретации палеомагнитных данных. Согласно этой модели, палеомагнитные векторы располагаются в плоскости тектонических трещин. Нетрудно убедиться в то, что древние компоненты NRM B_1, B_2 и C лежат в одной плоскости, принадлежащей к диагональной системе тектонических трещин и имеющей простирание северо-запад–юго-восток. Нужно отметить, что в Гиссарском батолите тектонические трещины с таким простиранием широко развиты.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБРАЗОВАНИЙ КАМЕННОУГОЛЬНОГО ВОЗРАСТА ВОСТОЧНОГО УРАЛА (НОВЫЕ ДАННЫЕ)

Свяжина И.А., Попова Е.Г.

Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург, paleomag@mail.ru

Исследования пород каменноугольного возраста восточного склона Урала проведены в двух главных структурах - Восточно-Уральской и Зауральской.

В Восточно-Уральской мегазоне, её среднеуральском фрагменте, объектом исследований был выбран комплекс наименее изменённых палеозойских отложений Алапаевско-Адамовской структурно-формационной зоны. Отложения карбона изучены в четырёх разрезах, вскрывающих вулканогенно-осадочную толщу турнейско-визейского яруса, бекленищевскую свиту верхнего визе и усмановскую свиту московского яруса [1,4].

Вулканогенно-осадочная толща опробована в окрестностях пос. Багаряк, р. Багаряк, где были отобраны образцы переслаивающихся красноцветных и зелёных песчаников. Породы обладают естественной остаточной намагниченностью J_n от 0,3 до 29,2 мА/м и магнитной восприимчивостью *к* от 15 до $70 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Исследования показали, что для палеомагнитных реконструкций пригодны только красноцветные песчаники. Среднее палеомагнитное направление однокомпонентной J_n – D=187,3º, I=0,8º, к=16, α_{95}=9,1º, которому соответствует палеополюс и палеоширота, приведенные в таблице. Носителем намагниченности является гематит, о чем свидетельствуют окраска породы и устойчивость J_n к нагревам до 650º С. Границы между слоями разноцветных песчаников четко обозначены, что даёт основание

считать гематит первичным. Палеомагнитное тестирование также указывает на доскладчатое происхождение намагниченности: S=2,8, процент введения поправки за тектоническое залегание – 102,4.

Таблица. Палеомагнитные полюсы и широты

Возраст пород	Разрез	j , l	F	L	dp	dm	N/R	j_m
C_1	Глядены	57,0 61,92	-33,2	93,0	6,2	12,4	R	3,9 с.ш.
C_1	Жуково	57,5 61,6	-32,5	85,5	6,9	13,8	R	2,2 с.ш.
C_1	Багаряк	56,2 61,5	-33,1	52,8	4,6	9,1	R	0,4 с.ш.
C_2	Чайкино	56,2 61,8	-25,1	5,9	4,0	8,0	R	4,0 с.ш.
C_{2-3}	Маслоковцы	53,0 61,63	-22,8	351,7	2,8	5,5	R	6,8 с.ш.
	– // –	– // –	-16,9	354,7	1,4	2,8	R	0,4 с.ш.
	*	– // –	-23,2	351,4	2,0	4,0	R	7,3 с.ш.
	**	– // –	-	-	-	-	-	3,5 с.ш.
C_{2-3}	Придорожный	52,5 62,5	-25,9	9,4	2,3	4,5	R	1,0 с.ш.

φ, λ - географические координаты разреза, град.; Φ, Λ - координаты палеомагнитного полюса, град.; dp, dm – полуоси овала доверия при 95% вероятности определения полюса, град.; φ_m – палеомагнитная широта, град.; N/R – прямая/обратная намагниченность; * – данные Bachtadse et al.; ** – данные Лубниной, Шипунова.

Обнажения бекленищевской свиты представлены лавами и пирокластитами, вулканогенно-осадочными и осадочными породами, углистыми сланцами и кремнями. Возраст свиты обоснован находками верхневизейских фораминифер *Archaediscus krestovnikovi* Raus. Палеомагнитное опробование проведено в разрезах Глядены, в районе слияния рек Пышма и Рефт, и вблизи пос..Жуково, р. Реж. Магнитные свойства пород: варьируют в широких пределах - J_n от 0,5 мА/м в углистых сланцах до 2430 мА/м в вулканитах, *к* - от 13 до $2710 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Образцы подмагничены современным геомагнитным полем, в Гляденах также позднепалеозойским. В породах разрезов сохранилась доскладчатая намагниченность. В Гляденах это среднетемпературная (300º-380º С) компонента, связанная с моноклинным пирротином ранней генерации. Пирротин диагностирован в аншлифах и методами магнитной минералогии. В Жуково доскладчатой является компонента, разрушаюшаяся при нагревании до 600º С, видимо обусловленная магнетитом. Вывод о времени образования намагниченности основан на палеомагнитном тестировании – F+, S=1,2 и 98,3% распрямления складки. Палеомагнитные направления в породах разрезов отличаются

незначительно: D 154,3º и 160,0º, I, соответственно, -7,8º и -4,4º, к - 12,6 и 8,4, α_{95} – 12,3º и 13,6º. Палеополюсы и палеошироты также близки (табл.).

Усмановская свита сложена терригенно-осадочными породами, доломитами и известняками, содержащими фораминиферы: *Depratina prisca* (Depr.), *Taitzehoella librovitchi* (Dutk.), *Fusulinella praebocki* Raus. московского яруса. Свита опробована в районе слияния рек Багаряк и Синара, вблизи п. Чайкино, где обнажаются красноцветные алевролиты. Породы обладают J_n от 4,22 до 44,9 мА/м, *к* - от 22 до 166 $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ. J_n практически однокомпонентная, лишь: часть образцов в небольшой степени подмагничена современным геомагнитным полем. Среднее палеомагнитное направление главной компоненты D=228,7º, I=-8,0º, к=15,2, α_{95}= 7,9º, соответствующие координаты палеополюса и палеоширота даны в таблице. Магнетизм алевролитов связан с гематитом у, о чем свидетельствуют их окраска и поведение при нагревании - J_n стабильна к нагревам до 650º С. Характер взаимоотношения окраски и слоистости, а именно наличие четких границ между разноцветными слоями, свидетельствует в пользу первичного происхождения гематита. Палеомагнитное тестирование - S = 1,4; максимум кучности векторов при 105,9% распрямления складки - также показывает на её доскладчатую природу.

В Зауральской мегазоне, Южный Урал, на двух участках изучен палеомагнетизм образований средне-верхнекаменноугольного возраста, представленных полимиктовыми песчаниками, конгломератами и гравелитами с прослоями алевролитов и аргиллитов [1,4]. На окраине пос. Маслоковцы (р. Арчаглы-Аят), были отобраны образцы красных и серых песчаников из одноименной свиты. J_n красноцветных пород варьирует от 8,5 до 59,2 мА/м , серых - от 0,16 до 17,3 мА/м, *к* тех и других - от 15,3 до 24,5 $\cdot 10^{-5}$ ед. СИ. J_n красных песчаников однокомпонентная, её направление характеризуется D=240,7º и I=-13,5º, к=20,9, α_{95}=5,4º, J_n сероцветных двухкомпонентная и состоит наполовину из современной и той же высокотемпературной компоненты, что выявлена в красноцветных песчаниках - D=241,7º, I=-0,7º, к=85,1, α_{95}=2,8º. Вычисленные по ним палеополюсы и палеошироты приведены в таблице: верхняя строка для красных, нижняя для серых песчаников. Независимые палеомагнитные данные по разрезу Маслоковцы получены В Бахтадзе и Н. Лубниной: соответственно, D=240,7º, I=-14,4º и D=39,3º, I=7º [2,7]. Магнетизм красных песчаников связан с гематитом, серых обусловлен реликтовым магнетитом и гематитом, имеющим общее направление намагниченности, что позволяет сделать вывод об их одновременном образовании.

Второй разрез среднего-верхнего карбона, Придорожный, находится в створе Верхнетобольского водохранилища. Здесь обнажаются монолитные красноцветные песчаники, магнитные свойства которых изменяются в пределах J_n от 3,8 до 90,3 мА/м, *к* от 23,6 до 66,8 10^{-5} ед. СИ. J_n песчаников однокомпонентная со средним направлением

D=226,0º, I=-2,0º, к=39,9, α_{95}=4,5º. На его основе были рассчитаны координаты палеомагнитного полюса и широта (табл.). Носителем намагниченности является гематит, окрашивающий породу, J_n которого сохранялась после нагревания до 600º С.

Выводы. Палеомагнитные широты структур Восточного Урала были низкими в течение раннего и среднего карбона. Это означает, что приэкваториальное положение Урала, достигнутое после его поворота против часовой стрелки в девонское время, сохранялось до конца среднего карбона [3]. Значительное смещение региона на север и вращение, но теперь по часовой стрелке начались на рубеже среднего-позднего каменноугольного времени.

Имеющееся расхождение в положении палеомагнитных полюсов раннекаменноугольной и среднекаменноугольной эпох на восточном склоне Урала со всей очевидностью связано с особенностью тектоники среднеуральской части Восточно-Уральской мегазоны. Этот фрагмент Урала отличается исключительной пёстротой и сложностью строения, что нашло отражение в разбросе палеосклонений пластин, сложенных породами раннедевонского-раннекаменноугольного возраста, и их выравнивании в отложениях московского яруса [5].

Новые данные о палеомагнетизме образований раннего-среднего карбона позволили откорректировать прежнюю палеогеографическую схему и палеотектоническую реконструкцию для раннего карбона Урала и предложить их варианты для среднего [6].

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ, грант № 06-05-64041.

1. Жданов А.В., Водолазкая В.П., Ковригина Е.К., Шалагинов В.В., Щулькин Е.П., Иванов В.Н., Петров Г.А., Зархидзе Д.В. Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3. Под ред. М.А.Шишкина. СПб: ВСЕГЕИ, 2005.
2. Лубнина Н.В., Шипунов В.С. Палеомагнитные исследования средне-позднепалеозойских комплексов Зауралья // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Мат-лы Международного семинара. Казань: Казанский университет. 2004 г. С. 149-152.
3. Петров Г.А.,Свяжина И.А. Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера. 2006. № 4. С. 23-39.
4. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000.146с.
5. Свяжина И.А., Петров Г.А., Попова Е.Г. Палеомагнетизм и палеозойская геодинамика Восточно-Уральской мегазоны, Средний Урал // Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей.. Мат-лы науч. конференции. Екатеринбург:ИГф УрО РАН. 2007. С.172-174.

6. Свяжина И.А., Пучков В.Н. Палеомагнитная модель дрейфа литосферных блоков Урала и Северного Казахстана в палеозое-раннем мезозое. // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы Международного семинара. Казань: Казанский университет. 2004. С. 61-64.
7. Bachtadse V., Tait J., Soffel H., Svyazhina I., Ivanov K., Echtler H. Paleomagnetism and plate kinematics // Europrobe workshop on Uralides Programm & Abstracts. M., 1998. 23

КОНВЕКТИТИВНАЯ И МАГНИТНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГЛУБИННЫХ НЕДР ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

Старченко С.В.

ИЗМИРАН, Троицк, sstarchenko@mail.ru

К планетам Земной группы относят Меркурий, Венеру, Землю и Марс [1]. Сходное внутреннее строение имеет Луна и крупные спутники планет гигантов. Глубинная эволюция этих объектов определяется остыванием и гравитационным перераспределением концентрации вещества [1, 2] внутри их тяжелых и изначально жидких ядер. Остывание такого жидкого ядра сопровождается почти адиабатической тепловой конвекцией, ключевые параметры которой определяют числами Экмана E, Прандтля $\Pr$ и Рэлея R [3]:

$$E = n/(2\Omega r_o^2),\ \Pr = n/k \ \text{ и } \ R = 4p\,\frac{(a g_o r_o^2)^2 T}{kn\ C_P} \qquad (1,\ 2 \text{ и } 3)$$

Здесь: v – коэффициент вязкости, Ω - угловая скорость вращения ядра, κ - коэффициент диффузии, α - коэффициент термического расширения, g_o - гравитационное ускорение на внешней границе ядра, r_o - радиус ядра, T - средняя температура ядра и C_P – средняя теплопроводность ядра при постоянном давлении.

В жидких ядрах число Экмана (1) чрезвычайно мало ($E \approx 10^{-9}$ для Земли), а термическое число Рэлея (2) очень велико ($R \approx 10^{19}$ для Земли). Это приводит к турбулентной термической конвекции, которая в состоянии генерировать магнитное поле, но с очень низкой эффективностью [4]. Значительно более эффективна для генерации магнитного поля концентрационная конвекция [4, 5]. Для нее критическая круговая частота w_{cr} и критическое число Рэлея R_{cr} с точностью ~10% определяется взятой из работ [3, 5] оценкой

$$w_{cr} \approx (4/E^{2/3})n/r_o^2,\ R_{cr} \approx \Pr/E^{4/3} \qquad .(4,\ 5)$$

Концентрационное число Рэлея (далее R) должно заметно превысить критическую величину (5), чтобы возбудилась достаточно эффективная концентрационная конвекция. Для Земли из [3, 6] выразим это число Рэлея $R_\oplus$ через число Прандтля $\Pr$ и отношение $b = r_i/r_o$ радиуса твердого ядра к радиусу жидкого ядра

$$R = \frac{a g_o r_o^2 Q_i}{4p\,r\,kn^2 C_P} \approx 10^{14}\ \Pr\frac{(1-b^3)b^3}{5b^3+1} = R_\oplus \qquad (6)$$

Здесь Q_i – мощность, поддерживающая концентрационную конвекцию при росте твердого ядра. Эта мощность изображена на Рис.1 вместе с необходимой для тепловой конвекции сверхадиабатической мощностью Q_o и со схематической формой критической конвекции. На Рис.2 изображены деленные на $10^{12}\ \Pr$ концентрационные числа Рэлея (5) и (6) в зависимости от эволюции относительного радиуса твердого ядра b для Земли.

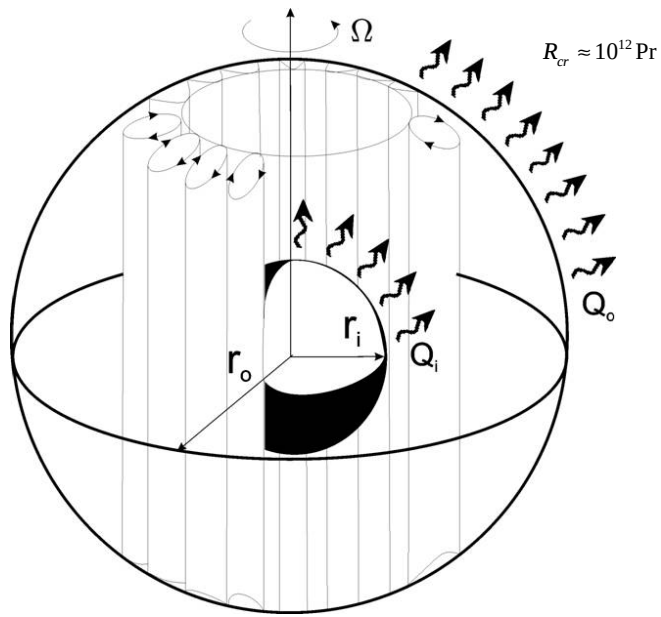


Рис. 1. Мощности Q_i, Q_o и критическая конвекция.

Анализ Рис.2 позволяет сделать вывод, что существует два критических радиуса твердого ядра для концентрационной конвекции.

При b меньше чем примерно 0.22 концентрационная конвекция практически невозможна, как и при b близком к 1. Наиболее эффективна же концентрационная конвекция при b около 0.7. Поэтому достаточно эффективной концентрационная конвекция стала лишь тогда, когда твердое ядро Земли выросло более чем на две трети от его современного размера с b=0.35. Соответственно (см. оценку возраста

твердого ядра в [7]), около миллиарда или несколько менее лет тому назад эффективность геомагнитной генерации существенно возросла. Подтверждение этому можно искать в палеомагнитных записях [8].

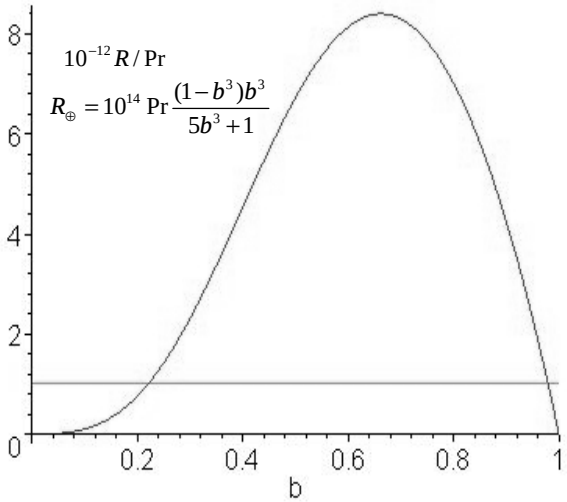


Рис. 2. Концентрационные числа Рэлея для Земли.

Еще один важный для теории МГД динамо и геодинамо [1-9] вывод следует из того, что отношение концентрационного числа Рэлея к его критической величине сравнительно невелико (на Рис.2 заведомо менее 8). Это оправдывает разработку сравнительно простых моделей МГД динамо планет [4, 5, 9] не требующих чрезмерных вычислительных ресурсов, которые ранее считали необходимыми из-за предпочтения термической конвекции с огромным отношением числа Рэлея к его критической величине, например, сравните (3) и (5).

Экстраполируя анализ Рис.2 на сходные условия в других планетах можно сделать следующие предположения об их конвективной и магнитной эволюции.

В глубинных недрах древнейшего Марса, возможно, существовали значимые для эффективной магнитной генерации условия соответствующие центральной части Рис. 2. Однако из-за меньшего по сравнению с Землей размера эволюция Марса шла значительно быстрее [7, 9]. Поэтому в современную эпоху конвективное жидкое ядро Марса если и присутствует, то является слишком тонким для поддержания магнитного поля.

Аналогична недрам Марса ситуация в недрах Меркурии, но на его тонкое жидкое ядро оказывает слишком интенсивное приливное и тепловое влияние близко расположенное Солнце. Поэтому здесь все же генерируется слабое и нерегулярное магнитное поле.

Внутреннее строение Венеры очень сходно со строением Земли, но из-за небольших различий в строении и из-за значительно более медленного вращения Венеры рост ее твердого ядра происходит заметно медленней, чем в Земле [1, 7, 9]. Слишком маленькое твердое ядро Венеры не только запрещает концентрационную конвекцию (см. Рис.2), но так же не благоприятствует и термической конвекции [3]. Поэтому в недрах древней и современной Венеры вряд ли возможна генерация, сколько ни будь значимого магнитного поля. Однако в будущем с ростом твердого ядра и возбуждением концентрационной конвекции генерация магнитного поля в Венере вполне возможна.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 06-05-65162 и № 07-05-90006.

1. Stevenson, D. J., Tilman, S. and G. Schubert (1983): Magnetism and thermal evolution of the terrestrial planets. Icarus, Vol. 54, pp. 466-489.
2. Starchenko, S. V. (2000): Supercritical magnetoconvection in rapidly rotating planetary cores, Phys. Earth Planet. Inter., Vol. 117 (1-4), pp. 225—235.
3. Starchenko, S. V., Kotelnikova, M. S. and I. V. Maslov (2006): Almost adiabatic planetary convection onset, Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics, Vol. 100 (4-5), pp. 397 – 427.
4. Lister, J. R. and B. A. Buffett (1995): The strength and efficiency of thermal and compositional convection in the geodynamo, Phys. Earth Planet. Inter., Vol. 99, pp. 17–30.
5. Starchenko, S. V. and C. A. Jones (2002): Typical velocity and magnetic field strengths in planetary interiors, Icarus, Vol. 157, Iss 2, pp. 426-435.
6. Starchenko, S. V. (2003): Gravitational differentiation in the planetary cores, Russian Journal of Earth Sciences, Vol. 5, № 6, pp. 431-438.
7. Старченко С. В., Котельникова М. С. (2002): Симметричный тепломассоперенос во вращающемся сферическом слое, ЖЭТФ, Т. 121 (3), с. 538-550.
8. Старченко С. В., Ботвиновский В. В., Солодовников Г. М. (2003): Азимутальные токи в ядре Земли и осевые магнитные гармоники, Геомагнетизм и Аэрономия, Т. 43, № 1, с. 112-117.
9. Roberts, P. H. and G. A. Glatzmaier (2000): Geodynamo theory and simulations, Reviews of Modern Physics, Vol. 72, No. 4, pp. 1081-1122.

МАГНИТОМЕТРИЧЕСКАЯ АППАРАТУРА: СЕГОДНЯ И ЗАВТРА

Степанов И.В., Цирель В.С.

ФГУ НПП «Геологоразведка», Санкт-Петербург,
geolraz@mail.wplus.net

В докладе на семинаре 2006г. и в публикации [1] дан обзор современного состояния магнитной градиентометрии . В настоящей работе авторы попытались представить общую картину состояния аппаратурного обеспечения полевой магниторазведки в стране и в Мире, разделив её на воздушную, наземную, морскую и подземную. Развитие магнитометрического, как и других видов геофизического приборостроения, в России к концу 90-х годов весьма существенно замедлилось и даже приостановилось. Был взят ошибочный, по нашему мнению, курс на использование зарубежной техники, а государственное финансирование аппаратурных разработок практически прекратилось. Ошибочность такого курса может быть показана на основе рассмотрения проблем престижа страны, анализа истории предшествующих десятилетий, учёта сложившихся традиций, других политических моментов. Однако наиболее очевидными являются два чисто экономических факта. Во-первых, зарубежная магнитометрическая аппаратура дороже отечественной как минимум в полтора-два раза. Во-вторых, несмотря на высокую надежность зарубежной (западной) аппаратуры, по истечении гарантийного срока использования, она не может обеспечивать непрерывную съёмку; ремонт, связанный либо с транспортировкой в страну-изготовитель, либо с командировкой разработчиков, требует значительных материальных и временных затрат. Наконец, необходимо подчеркнуть, что разработка новой геофизической аппаратуры – это вопрос занятости научно-технического персонала, развития современных высоких технологий, а также вопрос структуры экспорта и импорта. Представляется, что основным принципом научно-технической политики в сфере геофизического и, в частности, магнитометрического приборостроения является эффективное воссоздание отечественной конкурентоспособной технико-технологической базы, что невозможно без участия государства, без государственного регулирования и инвестирования средств.

Технико-технологическое обеспечение аэромагнитометрии. Как показывает анализ более чем 70-летней истории мирового аэромагнитометрического приборостроения, созданием авиационной техники постоянно занимается лишь несколько развитых государств,

обладающих наибольшей по размеру территорией; первоначально это были США, СССР и Канада, потом к ним присоединился Китай, и лишь отдельные разработки выполнялись в Германии, Великобритании, Франции и Индии. Первый в Мире аэромагнитометр (индукционного типа) был разработан в СССР А.А.Логачевым - профессором Ленинградского горного института и сотрудником Геофизического сектора института ВСЕГЕИ. СССР был также первой страной в Мире, выполнившей (но уже с использованием феррозондовой аппаратуры) аэромагнитную съёмку масштаба 1:200 000 (расстояние между съёмочными маршрутами 2 км) на всей своей территории [2].

В настоящее время в нашей стране более половины объёма аэромагнитных съёмок, как монометодных, так в основном в составе аэрогеофизических комплексов, выполняет ЗАО «ГНПП Аэрогеофизика», использующее основанную на американских разработках квантово-оптическую аппаратуру «АЭРОМАСТЕР» с цезиевым датчиком [3]. Между тем, в России созданы и эксплуатируются опытные образцы аэромагнитометров, сопоставимых по основным параметрам с аппаратурой «АЭРОМАСТЕР». Это авиационный квантовый аэромагнитометр АКМ-01 также с цезиевым датчиком; не уступая по чувствительности зарубежным приборам, АКМ-01 обеспечивает снятие показаний 1296 раз в секунду, что успешно используется при настройке компенсатора магнитных помех носителя (самолета, вертолета) [4]. Наряду с однодатчиковой системой АКМ-01 разработан двухдатчиковый градиентометрический вариант АКМ-02. ФГУ НПП «Геологоразведка» использует также аэромагнитную аппаратуру типа МГМ [5], предпочитая для удобства комплексирования с аэрогамма-спектрометром – жесткий вариант размещения датчика – МГМ-06. В повестке дня дальнейшее опробование градиентометра МГМ-05 [6].

Дальнейшее развитие аэромагнитометрии связано прежде всего с широким использованием многодатчиковых систем для измерения различных составляющих градиента геомагнитного поля, а в будущем - тензорных измерений. Не доведены до логического конца отечественные разработки в области калиевых датчиков в двух вариантах: 1)на

изолированной линии с возможностью достижения очень высокой чувствительности и 2) с использованием сверхтонкой структуры (К стс), практически не имеющей ориентационной зависимости. Принципиально новые возможности развития аэромагнитометрии открываются в связи с первыми успешными опытными работами с криогенной сверхпроводящей аппаратурой – СКВИД-магнитометрами.[10].

Технико-технологическое обеспечение морской магнитометрии. В конце XX в. на предприятии «Геологоразведка» серийно выпускались

морские буксируемые ядерно-прецессионные магнитометры для надводных гидрографических и научно-исследовательских судов (МБМ-1) и для глубоководных аппаратов с глубиной погружения до 6000м (МБГ-2), поисковый протонный дифференциальный магнитоградиентометр для глубоководных комплексов ВМФ[8]. Серийное производство отечественной морской магнитной аппаратуры фактически прекратилось в 1995г. Последними были выпущены разовые партии морского буксируемого дифференциального магнитомера/градиентометра МДМ, принятого на вооружение ВМФ стран Варшавского договора. Результатом более поздних разработок были лишь отдельные опытные образцы морских дифференциальных магнитометров (МБГ), в состав которых были включены специализированные микропроцессоры, обеспечивающие обработку сигнала внутри цикла измерений, что позволило уменьшить погрешность протонного датчика до 0,03нТл при цикле измерения 2с [7]. Последним разработанным морским буксируемым квантовым магнитометром/градиентометром был КМДМ (ФГУ НПП «Геологоразведка»), который используется в настоящее время для выполнения крупномасштабных производственных съемок, в частности, для поиска углеводородов.. Применение в приборе АКМ-01 четырехкамерного цезиевого датчика дает возможность расширить угловую зону и уменьшить ориентационную погрешность (до 0,1 нТл на 10°).

Технико-технологическое обеспечение наземной магнитометрии. Пешеходные магнитометры были и остаются основной геофизической продукцией предприятия «Геологоразведка». В начале XXI века завершается создание нового поколения наземных магнитометров, это: 1)наземный протонный магнитометр МИНИМАГ, обеспечивающий измерения модуля вектора магнитной индукции с погрешностью 0,03 нТл при максимальном быстродействии 0,5 Гц, масса комплекта всего 4 кг. 2) протонный магнитометр/градиентометр ММПГ-1, обладающий теми же метрологическими параметрами, что и магнитометр МИНИМАГ, но позволяющий получать разность показаний от двух датчиков на базе 1,8 м. 3) пешеходный квантовый магнитометр с быстродействием до 10 Гц и чувствительностью 0,01 нТл. Все указанные приборы могут работать в комплексе со спутниковыми системами навигации[9]. Парк используемой зарубежной аппаратуры значительно более широк и разнообразен. В эксплуатации находятся магнитометры и градиентометры с квантовыми калиевыми, цезиевыми и протонными датчиками в комплектации для использования в пешеходном варианте и для стационарных наблюдений, а также с

различного класса носителей, для воздушных, морских и космических исследований. Уже в течение более 2-х десятков лет проводятся экспериментальные исследования магнитометров на СКВИДах.

Технико-технологическое обеспечение скважинной магнитометрии. В отличие от выше описанных видов аппаратуры современная скважинная аппаратура характеризуется преимущественно набором феррозондовой техники зарубежного производства – до десятка моделей. В то же время отечественные скважинные магнитометры представлены лишь несколькими типами устаревших феррозондовых приборов, разработанных четверть века назад в Ленинграде и Свердловске. Что касается отечественной протонной скважинной аппаратуры, то номенклатура её явно недостаточна.

Заключение

1.Повышение мирового уровня технико-технологического обеспечения магнитных съёмок в различных средах усиливает роль магниторазведки в общем комплексе поисково-разведочных работ. Следует согласиться с [3], что «…без новейших аэрогеофизических технологий современные открытия новых месторождений фактически невозможны».

2. Следствием вступления России в глобальный открытый мир является необходимость государственной поддержки тех направлений опережающего геофизического технико-технологического обеспечения геологоразведочных работ, по которым в России сохранены необходимые заделы и которые обещают наибольший успех. В магниторазведке такими направлениями являются: квантовая магнитная аппаратура с датчиками на калии и цезии, протонные датчики на эффекте Оверхаузера; аэромагнитная и морская градиентометрия; наземная квантовая аппаратура нового поколения; протонные и квантовые скважинные магнитометры.

1. ЦирельВ.С. Магнитная градиентометрия (обзор современного состояния)//Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. М.ГЕОС, 2006. -с.158-161.
2. Цирель В.С. Аэромагнитометрия от А.А.Логачёва до наших дней//Геофизика, №2. 1999.-с.4-6.

3. Контарович Р.С., Бабаянц П.С., Овчарук В.П. Современные тенденции развития аэрогеофизических методов и технологий//Геофизический вестник, №6, 2007. –с.10-15.
4. Степанов И.В. Адаптация измерительного комплекса «Икар» для аэрогеофизических исследований нефтегазоносных структур//Разведка и охрана недр, №9.2001.-с.43-45.
5. Цирель В.С., Арабаджян К.И., Иванов В.Д., Клеппер Н.Б., Левитан Р.М. Квантовый аэромагнитометр МГМ-04 – аэрогеофизическая аппаратура нового поколения//Геофизическая аппаратура, №100, 1995.-с.143-154.
6. Цирель В.С. Летные испытания первого отечественного аэромагнитного градиентометра// Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Тезисы докладов Международного семинара. М.: ОИФЗ РАН, 1999. –с.14-15.

7. Семевский Р.Б. Измерение градиентов скалярных величин в морской магнитометрии//Геофизическая аппаратура. 1993. №97.с.3-
8. Р.Б.Семевский, В.В.Аверкиев, В.А.Яроцкий «Специальная магнитометрия». СПб, «Наука», 2002г.-228с.
9. Цирель В.С., Могилевкин В.А., Пак В.П., Шепшелевич, В.И.Яцкаер В.Ю. Отечественное аппаратурное обеспечение наземной и воздушной магнитометрии начала XXI в. В кн. Геофизика XXI столетия: 2003-2004 годы. М. 2005.
10. Hage, T. B.. Full tensor SQUID magnetic gradiometer system flight trials, SAGA conference. 2003.

СВЯЗЬ ГЕОМАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ С ОЧАГАМИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКА МАГСАТ

Харитонов А.Л.[1], Харитонова Г.П.[1], Труонг Куанг Хао[2], Во Тханх Сон[2]

[1]ИЗМИРАН, Троицк
[2]Институт Геофизики Вьетнамской Академии наук и технологий, Ханой, Вьетнам, tqhao@igp.ncst.ac.vn

Наблюдаемое геомагнитное поле, прежде всего, обусловлено процессами в ядре Земли [1, 2], в магнитосфере и в межпланетном магнитном поле [3, 4]. Также должны влиять на геомагнитное поле сильные землетрясения (с M > 5) [5, 6] и процессы активизации сети разломов в земной коре [7, 8].

Для прогноза возможных деформаций или тектонических движений земной коры мы выделяли по спутниковым геомагнитным данным очаги сейсмической активности и сейсмоактивные разломные структуры на момент полета искусственного спутника Земли (ИСЗ) «МАГСАТ». Предварительно с помощью сферического гармонического и спектрального анализов [1, 2] нами исключались составляющие поля, обусловленные глубинными источниками в ядре и мантии Земли, а с помощью метода естественных ортогональных составляющих [3] исключалось влияние источников расположенных на больших расстояниях от поверхности Земли в магнитосфере и ионосфере (суббури, молниевые эффекты). Поэтому анализ компонент Za, Xa, Ya аномального магнитного поля выполнялся после удаления значений главного магнитного поля, магнитосферного кольцевого тока и ионосферного тренда (по специальной методике [3]).

Современное представление о тектонике и кинематических движениях литосферных плит предполагает механические напряжения на стыке этих плит, которые приводят к резким сбросо-сдвиговым подвижкам земной коры вызывающим землетрясения, а в океанах и

цунами. Мировому сообществу, прежде всего, интересны не сами разломы, уже частично локализованные во многих развитых странах, а именно те сейсмоактивные разломы, которые при сильных подвижках почвы могут привести к значительным разрушениям техногенных сооружений на данный момент времени.

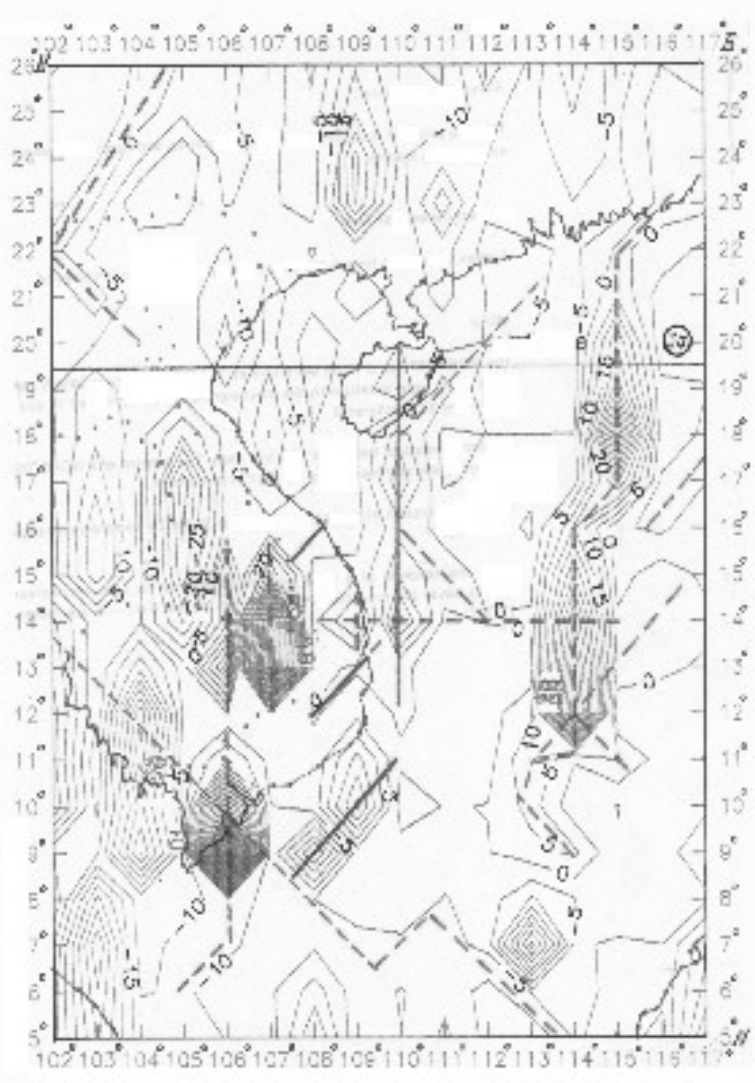


Рис. 1. Карта магнитных линеаментов (расчетных разломных структур) по данным спутника МАГСАТ для региона Юго-Восточной Азии.

Выделение возможных зон сейсмической активности исходит из упругих напряжений земной коры и из процессов корреляционно с ними связанных. Один из путей – использование измерений дополнительных напряжений земной коры, предваряющих тектонические подвижки почвы. На наш взгляд он более простой и основан на влиянии этих дополнительных напряжений на изменение пространственной структуры магнитных полей в районе готовящегося землетрясения. В случае измерения магнитных полей это связано с анизотропией магнитной восприимчивости горных пород за счет пьезомагнитного эффекта. При напряжениях возникающих накануне землетрясения около 100 бар и при обычной намагниченности горных пород ~10^{-3} СГС могут возникать локальные изменения намагниченности ~10^{-5} СГС. Это создает на поверхности аномалии ~5-10 нТл. Во время большинства землетрясений происходит быстрое относительное перемещение противоположных сторон разлома, то есть проскальзывание вдоль разлома в горизонтальном направлении или же скольжение по разлому в направлении падения – вертикальные тектонические движения. Согласно теории упругой отдачи Рейда разрыв горных пород, вызывающий зоны разрыва или деформации земной коры наступает в результате накопления упругих напряжений выше предела, который может выдержать горная порода.

Напряжения возникают при относительных перемещениях соседних блоков земной коры. Часть этих относительных перемещений блоков возникает не внезапно, в момент разрыва, а нарастает постепенно в течение длительного периода времени. Это явление и дает возможность проследить во времени влияние накопления упругих напряжений во временных измерениях магнитного поля на искусственном спутнике Земли, так как накопление упругих напряжений, часть общего относительного перемещения крупных блоков земной коры и верхней мантии.

Для выделения сейсмоактивных разломов или трещин с нарушением стратиграфических границ внутри литосферных плит были построены по спутниковым магнитным данным («МАГСАТ») цифровые карты с секторной структурой 1x1 градус сейсмоактивных тектонических структур. Был проведен качественный сравнительный анализ построенной спутниковой цифровой карты сейсмоактивных структур с опубликованными графическими схемами разломов и некоторых других тектонических границ по гидромагнитным и геологическим данным для отдельных регионов Тихоокеанской и частично Индо-Австралийской плиты. Такой анализ показывает, что, с одной стороны, ввиду сложности и дороговизны выделения подводных разломов с борта морских судов, опубликованные графические схемы оказываются далеко не полными. С другой стороны эти опубликованные

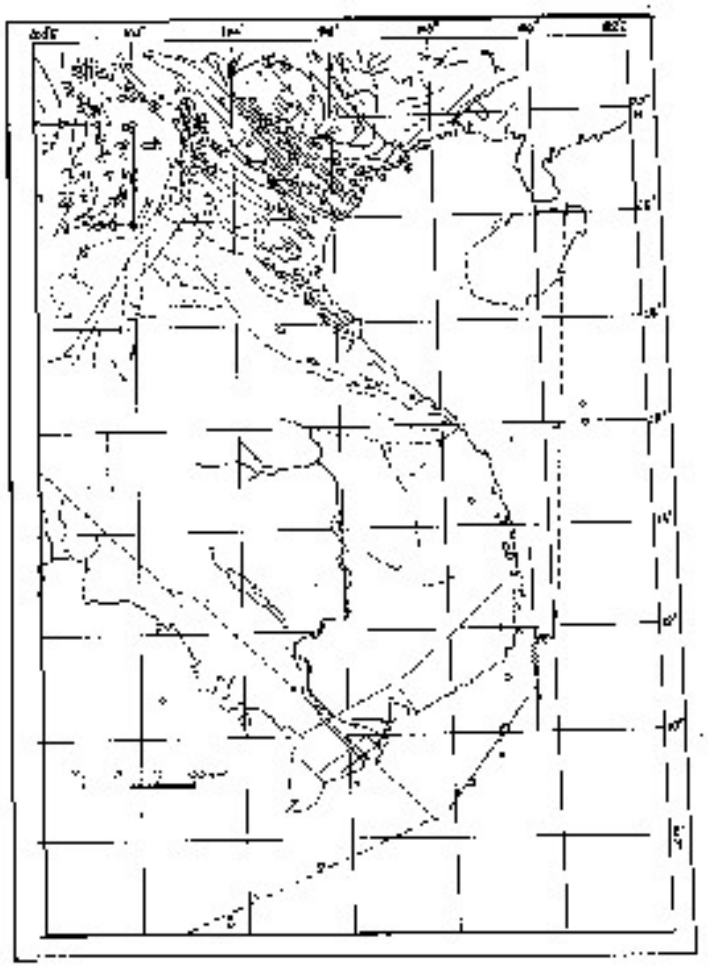


Рис. 2. Карта сейсмоактивных разломных тектонических структур по наземным геолого-геофизическим данным. Кружочками обозначены эпицентры землетрясений за 1970-1980гг, которые в основном привязаны к разломным тектоническим структурам.

схемы не всегда оказываются точными в трассировании разломов или изменения их направления. Известно, что все разломы являются каналами для постоянно текущих электрических токов между блоками земной или океанической коры различной эффективной намагниченности (и соответственно диэлектрической проницаемости) слагающих их горных пород. Поэтому линейные участки построенной нами цифровой спутниковой карты сейсмоактивных структур можно

считать активными частями разломов на момент полета ИСЗ «МАГСАТ», так как многие из них совпадают с далеко неполными наземными геолого-геофизическими данными о разломах.

Хорошее соответствие результатов интерпретации данных спутниковой карты аномального магнитного поля («МАГСАТ») (рис. 1.) с наземными сейсмологическими, тектоническими и гравитационными данными (рис. 2) позволяет указать на имеющуюся отчетливую связь аномального магнитного поля спутника «МАГСАТ» с сейсмоактивными разломными структурами тектоносферы Земли.

Использование спутниковых геомагнитных данных, позволяющих выделять, на период полета спутника, вновь активизированные разломные сейсмоактивные структуры, может служить основой для прогноза возможных землетрясений в этих районах.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-05-90006.

1. Arkani-Hamed, J., R.A. Langel and M. Purucker (1994): Scalar magnetic anomaly maps of Earth derived from POGO and MAGSAT data, J. Geophys. Res., Vol. 99, pp. 24075-24090.
2. Ротанова, Н.М., А.Л. Харитонов, A. Zh. Chang (1999): Спектральный анализ магнитного поля, измеренного на спутнике МАГСАТ, Геомагнетизм и аэрономия, Т. 39, № 3, с. 101-107.
3. Харитонов А.Л., Г.С. Хассан, С.А. Серкеров, Г.А. Фонарев, Г.П. Харитонова (2007): Использование комплекса спутниковых геофизических данных для изучения глубинных неоднородностей строения тектоносферы Земли в пределах Европейско-Африканского меридионального сектора, Исследование Земли из космоса, № 2, с. 34-42.
4. Langel, R.A., R.H. Eastes (1985): The near-Earth magnetic field at 1980 determined from MAGSAT, J. Geophys. Res., Vol. 90, pp. 2495-2510.
5. Голубев Б.Н. (2001): О техногенной дестабилизации древних платформ северного полушария, с. 59-60.
6. Rotanova, N.M., A.L. Kharitonov, A.Kh. Frunze and A. Zh. Chang (1997): The magnetic anomaly field of Asia from MAGSAT satellite data and its physical-geological interpretation, J. of Earthquake Prediction Research, Vol. 6, pp. 475-494.
7. Kharitonov A.L., M.A. Belikova (2001): The determination of seismogenic fault structures from satellite magnetic measurements. IAGA-IASPEI, Vietnam, 440 p.
8. Сергеенко, Н.П., А.Л. Харитонов (2004): Сейсмо-магнитосферно-ионосферные связи, Geomagnetism and Aeronomia, Vol. 34, N.4, pp. 123-129.

САМОРОДНЫЙ КОБАЛЬТ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Цельмович В.А.

ГО «Борок» филиал ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославская обл.,
tselm@mail.ru

В габбро-долеритах нерсинского комплекса (р.Уда, Присаянье), возраст которых составляет 740 млн. лет, в образце №546 нами [Паверман, Цельмович, Некрасов, 2007] был обнаружен самородный кобальт. Предположительно это новый минерал. Возникает вопрос: что это? Счастливая находка действительно нового минерала, случайное загрязнение или что-то иное? Какова природа самородного кобальта?

Находке предшествовало два факта:

1. Разработка автором методики сепарации магнитных частиц [1], которая позволяет выделять и надежно фиксировать для последующих микрозондовых исследований как крупные микрочастицы с размерами в десятки мкм, так и частицы микронного размера и даже магнитные наноминералы.
2. Появление в Геофизической обсерватории «Борок» микрозонда нового поколения «Тескан Вега 2» с уникальными аналитическими возможностями по диагностике микроструктуры и состава минералов позволило детально изучать те объекты, которые ранее, при исследовании на микрозонде раннего поколения, изучить было невозможно.

Сочетание этих факторов свидетельствует о том, что находка не случайна и контаминации кобальтом не было. Хотя особенности изучения микро-и наночастиц требуют постоянного внимания к этой неприятной возможности. Отмечу, что фактор контаминации находился под пристальным вниманием авторов Атласа «Луна под микроскопом» [2]. Все сомнительные находки они регистрировали с соответствующими комментариями о видимых ими источниках загрязнения. Также следует отметить тот факт, что авторы Атласа уже прошли тот же путь, который мы только начали проходить при изучении магнитных частиц в осадках, но на лунных объектах. Авторы «Атласа» изучили лунное вещество, ранее изученное в 70-ых годах 20 века с использованием возможностей тогдашней аналитики повторно в 21 веке с применение новой аналитической техники. Благодаря этому ими были получены новые сенсационные результаты.

При проведении комплексных исследований ферримагнетиков в осадках из различных регионов, различного возраста, обнаруженные частицы кобальта впоследствии изучались с особой детальностью. Факт их отсутствия также отмечался (например, они не обнаружены в

коллекции сибирских лессов и почв). Так как все образцы готовились одними руками, на одном оборудовании и изучались на одном приборе, то факт обнаружения или отсутствия кобальта говорит, скорее всего, в пользу того, что действительно обнаружен минерал, на который ранее не обращали внимания в силу аналитических возможностей микрозондов. Но кобальт может вносить свой вклад в остаточную намагниченность, а его микроструктура и состав свидетельствовать о том, в каких геологических условиях он формировался.

В нескольких образцах осадочных пород различного возраста был обнаружен самородный кобальт как в виде отдельных зерен (лепешек), так и чешуйчатый кобальт.

Приведу краткие справочные данные по кобальту [3,4]:

- **КОБАЛЬТ** (лат. Cobaltum), Co, хим. элемент первой триады VIII группы периодич. системы Менделеева; ат. номер 27, ат. масса 58,9332; тяжёлый металл серебристого цвета с розоватым отливом.
- **Распространение в природе.** Содержание кобальта в литосфере $8x10^{-3}$ % по массе. В земной коре он мигрирует в магмах, горячих и холодных водах. При магматической дифференциации кобальт накапливается главным образом в верхней мантии: его среднее содержание в ультраосновных породах $2\text{-}10^{-2}$ %. С магматическими процессами связано образование т. н. ликвационных месторождений кобальтовых руд. Концентрируясь из горячих подземных вод, кобальт образует гидротермальные месторождения; в них Co связан с Ni, As, S, Cu. Известно около 30 минералов кобальта. Будучи слабым водным мигрантом, кобальт легко переходит в осадки, адсорбируясь гидроокисями марганца, глинами и другими высокодисперсными минералами.
- **Физические и химические свойства.** При обычной температуре и до 417 °С кристаллическая решётка кобальта гексагональная плотноупакованная (с периодами *a* = 2,5017 А, *c* = 4,614 А), выше этой температуры решётка К. кубическая гранецентрированная (а = 3,5370 А). Атомный радиус 1,25А, ионные радиусы Co2+0,78A и Coa+0,64A. Плотность 8,9 *г/см*^{3} (при 20 °С); Температура плавления 1493° С, кипения - 3100 °С. Кобальт ферромагнитен, причём сохраняет ферромагнетизм от низких температур до точки Кюри, 0 = 1121 °С.
- В природе известно более 100 кобальтсодержащих минералов, в том числе около. 30 собственно кобальтовых, но только 4 распространены широко: кобальтин CoAsS, скуттерудит CoAs3, шмальтин-хлоантит (Co,Ni,Fe)As3-2, саффлорит (Co, Fe)As2. Характерной особенностью кобальта является его способность образовывать промышленные концентрации в месторождениях др.

металлов (Ni, Cu и Fe), где он представлен не только собственно кобальтовыми минералами, а в основном кобальтсодержащими

рудными минералами (пирит, пентландит, асболаны). По минеральному и хим. составу различаются 3 типа кобальтовых руд: мышьяковые, сернистые и окисленные.

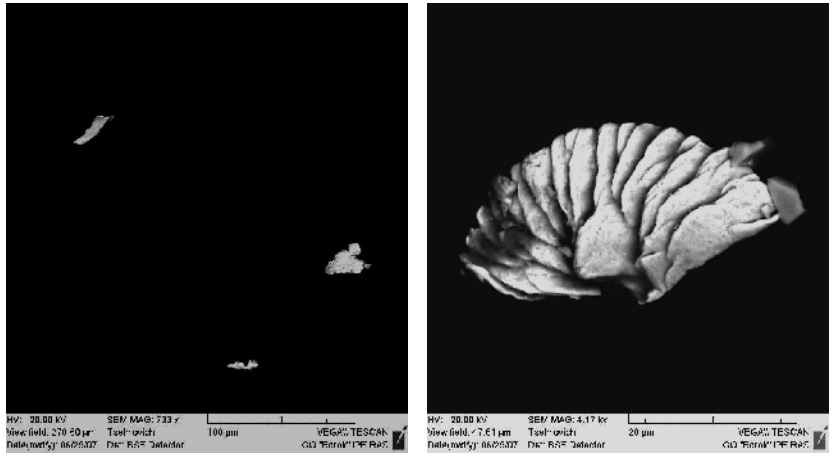


Рис 1, 2. Армения, разрез Кафан, 158 млн. лет, туфы, обожженные контакты. Отдельные частицы кобальта и частица чешуйчатого кобальта

На рис.1,2 приведены фото частиц самородного Co из Армении, Кафан, 158 млн. лет, туфы, обожженные контакты. Видны отдельные частицы Co и частица чешуйчатого Co.

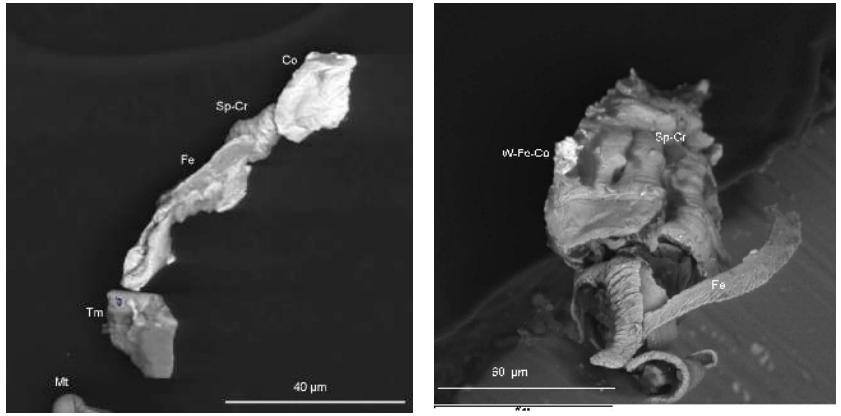


Рис. 3, 4. Приамурье, девон, алевропесчанники, терригенные комплексы. Частицы кобальта, титаномагнетита, шпинели, самородного железа. Рис.4 – Частица сплава W-Fe-Co на частице Fe

На рис.3,4 представлены магнитные частицы из образца 636 из Приамурья (девон, алевропесчанники, терригенные комплексы). Частицы Co, титаномагнетита, шпинели, самородного Fe.

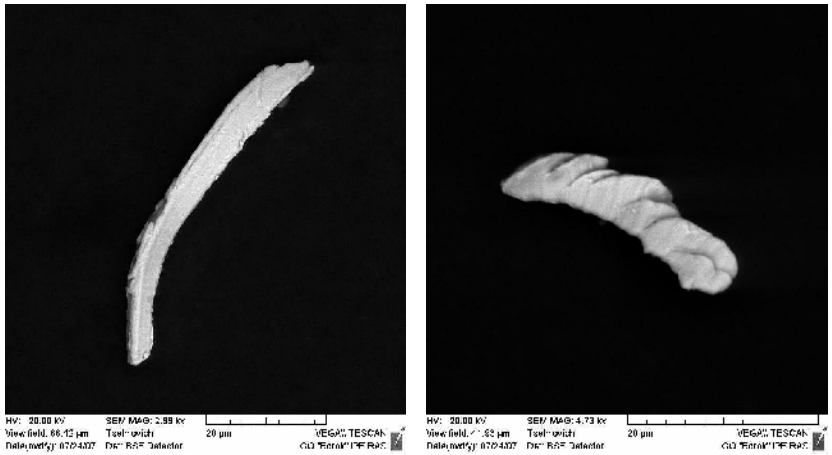


Рис. 5, 6. Озеро Плещеево, обр.2. Полосковый и чешуйчатый кобальт

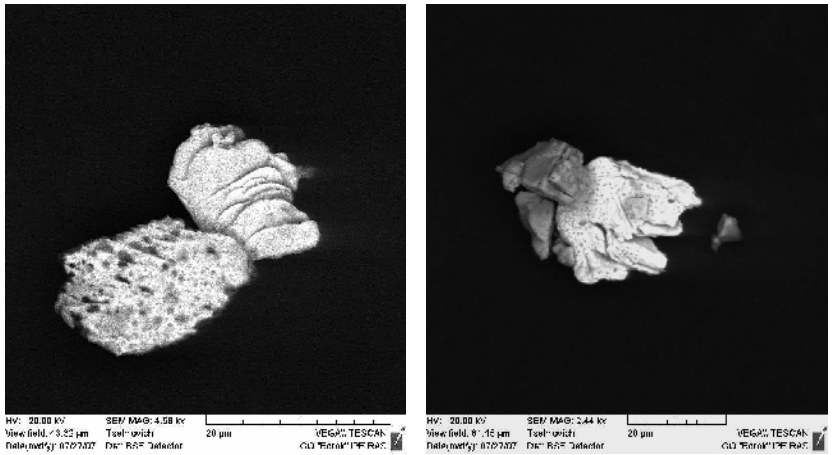
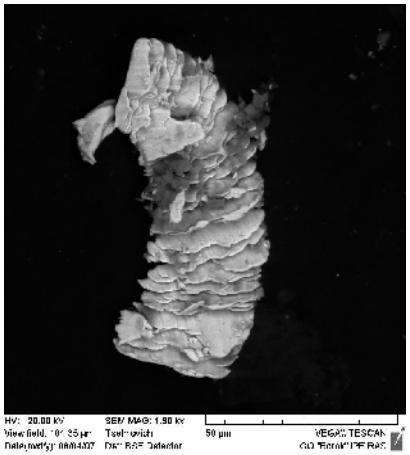


Рис. 7, 8. Озеро Плещеево, обр. 4. Частицы магнетита (слева на кадрах, более темные) и кобальта.



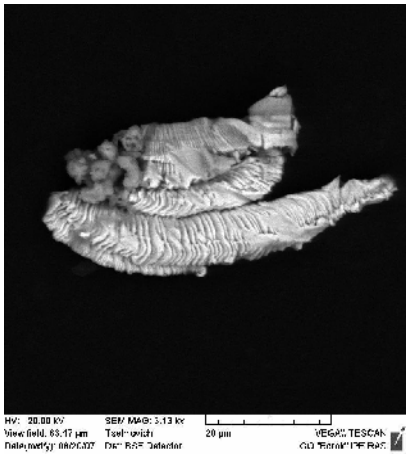


Рис. 9, 10. Озеро Плещеево, обр.9. Чешуйчатый кобальт (рис.9) и чешуйчатое железо (рис.10).

На рис.4-8 представлены частицы Co из осадочной колонки оз.Плещеево. В ней обнаружены как частицы самородного Fe (рис.9), так и Co. Состав микропримесей (Cu, Sn, Al, Ni) в Fe и в Co в слоях находится в хорошей корреляции. Образование чешуек Fe связано с перлитом – продуктом эвтектоидного превращения высокотемпературной фазы- аустенита при термической обработке, с последующим удалением фазы с повышенной концентрации углерода. Более тонкие чешуйки могут связаны с выделениями троостита и даже сорбита. Диаграмма состояния кобальт-углерод изучена значительно хуже, чем железо-углерод, остается предположить, что в кобальтовых зернах (а также в никелевых и хромистых из других объектов) механизм образования чешуек такой же, как и в железных, и связан с образованием перлитоподобных фаз.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 06-05-65135, 06-05-65162) и INTAS-03-51-5807

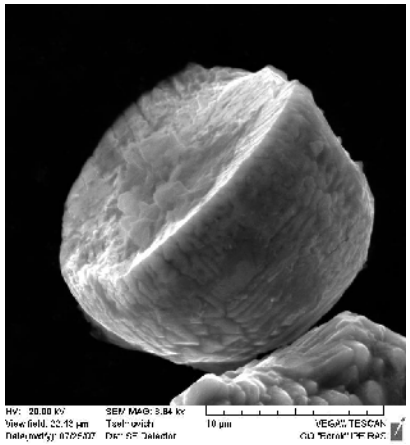
1. Цельмович В.А. Микроскопическая диагностика магнитных частиц в изверженных и осадочных породах. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок, 19 - 22 октября 2006. Москва 2006. с. 149-154.
2. Мохов А.В., Карташов П.М., Богатиков О.А. Луна под микроскопом. Новые данные по минералогии Луны. Атлас. М.: Наука, 2007.-127 с.
3. Крутов Г. А.. Месторождения кобальта, М., 1959;
4. Глазковскин А. А., Кобальт, 2 изд., М., 1961.

МАГНИТНЫЕ МИКРО- И НАНОМИНЕРАЛЫ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Цельмович В.А.

ГО «Борок» филиал ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославская обл.,
tselm@mail.ru

31 год в геофизической обсерватории «Борок» работал и продолжает работать электронно-зондовый микроанализатор «Камебакс», позволяющий детально изучать состав и структуру минералов, в том числе магнитных. В 2007 году запущен новый микрозонд – «Тескан Вега 2», аналитические возможности которого позволили по-новому взглянуть на состав и структуру магнитных микро - и наночастиц из осадочных пород. Первые результаты получены на микрозонде «Тескан Вега 2» при изучении магнитных микро - и наноминералов из современных осадков оз. Плещеево, лессово-почвенных серий Сибири, образцов с границы мел-палеоген (Гамс, Австрия, 65 млн. лет), Приамурья (девонского возраста), из обожженных туфов (Армения, Кафан, 158 млн. лет).



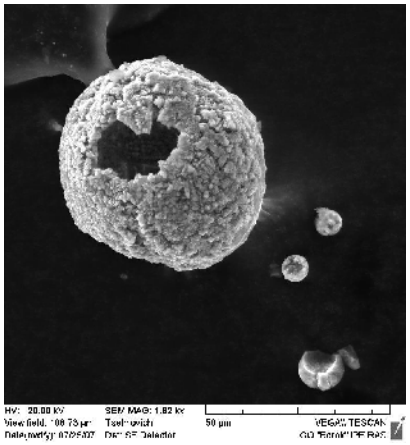


Рис. 1, 2. Оз. Плещеево. Цельный (расколотый) и полый космические магнетитовые шарики

Результаты, полученные на образцах оз. Плещеево, свидетельствуют о наличии космического вещества с характерной морфологией и составом, затрудняющего выделение климатического сигнала без проведения количественных оценок. Прежде всего, это «космические шарики» магнетитового состава, часть из которых

155

являются цельными (рис.1), в то время как другие являются полыми (рис.2). На рис.2 хорошо виден пролом в шарике, через который можно наблюдать внутреннюю поверхность шарика. Такие структуры наблюдались многими исследователями, в том числе и автором [2].

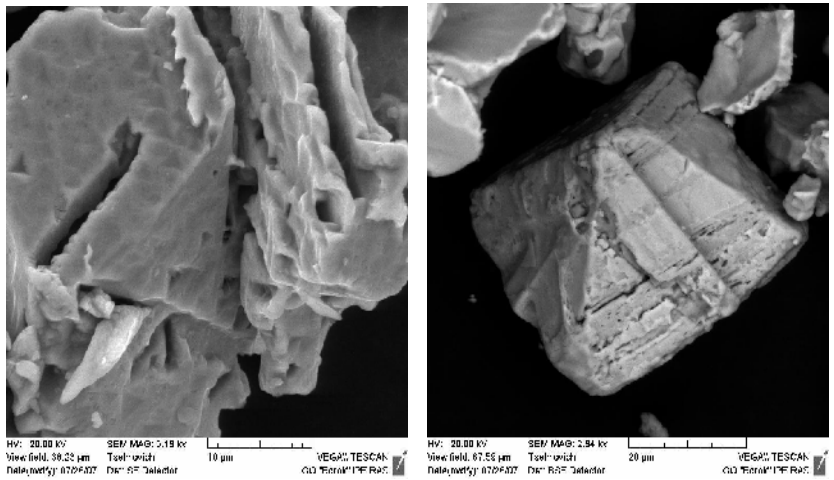


Рис. 3, 4. Сибирские лессы, почвы. Магнетит (слева), титаномагнетит

В образцах коллекции Сибирских лессов и почв (20 образцов, рис. 3,4) космическое вещество обнаружено в крайне незначительном количестве, что свидетельствует об отсутствии этого мешающего фактора для палеоклиматических построений.

В образце 282 (Кафан, рис.5) обнаружены: магнетит, титаномагнетит со структурами распада и структурами травления, в результате которых магнетитовая (шпинельная) часть зерен была удалена из наиболее крупных зерен, что могло сильно сказаться на величине суммарного магнитного сигнала в этом образце. Космическое вещество в образце 282 представлено в небольшом количестве космическими шариками, чистым железом со следами абляции, зернами кобальта и чешуйчатым кобальтом. В образцах из Приамурья (девон, рис.6) обнаружены гемоильменитовые наноструктуры в ильмените, обуславливающие намагниченность зерна.

Разработанная в лаб. 510 Геофизической обсерватории «Борок» методика магнитной сепарации с ультразвуковой очисткой ферримагнитных зерен позволяет эффективно выделять даже из слабомагнитных осадочных пород отдельные магнитные частицы микронного и субмикронного размера для последующего микроанализа их состава и структуры. Это позволяет получить информацию о

156

происхождении пород. Методика не требует шлифовки и полировки объектов, позволяет получать объемное изображение частиц в том виде, в котором они находятся в осадочной породе. Накоплен опыт в диагностике магнитных частиц терригенного и космогенного происхождения.

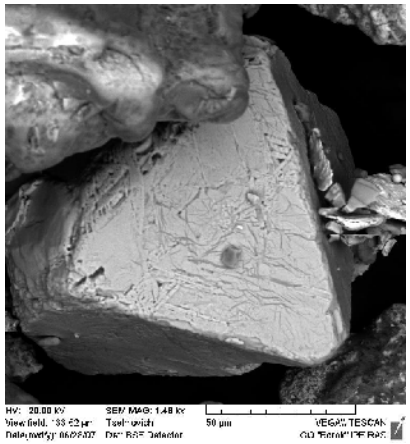


Рис.5. Армения, Кафан, 158 млн. лет, обожженные туфы, Tm со структурой травления

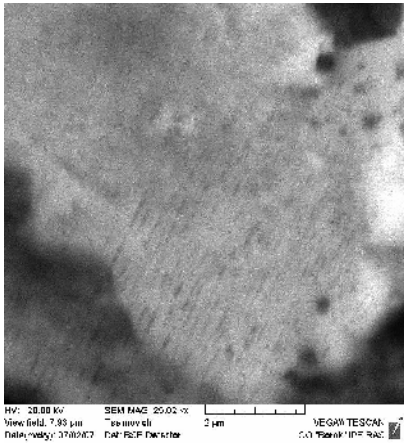


Рис.6. Приамурье, девон. Наноструктуры в ильмените.

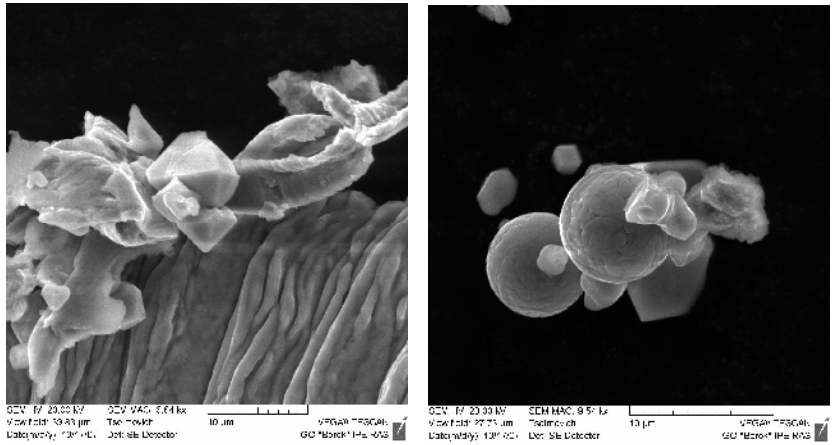


Рис.7, 8. Гамс (Австрия). Граница мел-палеоген. Самородное чешуйчатое железо, магнетит (космические шарики), никелистая шпинель (октаэдры).

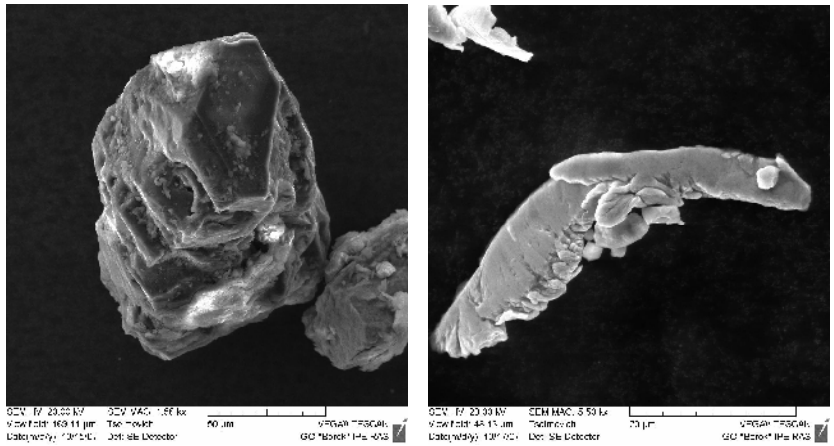


Рис.9, 10. Гамс (Австрия). Граница мел-палеоген. Алмаз (слева), аваруит с никелистой шпинелью

Уникальные возможности нового аналитического комплекса «Тескан Вега 2» позволили по-новому взглянуть на проблемы диагностики состава магнитных частиц, реального набора магнитных частиц в осадке, определить состав частиц, которые ранее не анализировались из-за низкой производительности микрозонда. Появилась возможность оценки объектов на пригодность к магнитным палеоклиматическим исследованиям по соотношению космического и терригенного вещества. Особенно ярко новые возможности проявились при анализе образцов с границы мел-палеоген (Гамс, Австрия, рис.7-10). В этом образце было обнаружено большое количество минералов (более 50) как магматического происхождения, так и возникших при импактном событии. Эти находки важны для выяснения истинных причин массового вымирания на границе мел-палеоген [2,3,4]. Перечень основных находок: аваруит (рис.10), акантит, альбит, алмаз (рис.9), анатаз, апатит, арсенопирит, альбит, барит, брасс, биотит, витерит, вольфрам, галенит, гамсит, гранат, железо (рис.7), золото, ильменит, иридиосмин, карбонаты, кварц, кианит, корунд, ксенотим, Ni шпинель (рис.7,8,10), магнетит (рис.7), магнезит, медь, мусковит, муассонит, монацит, никель, ортоклаз, оливин, пентландит, пирит, пироксен, рений, рутил, серебро, сфалерит, сфен, титаномагнетит, турмалин, флюорит, фосфид никеля, хром, хромит, циркон, эпидот.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 06-05-65135, 06-05-65162, 06-05-64588) и INTAS-03-51-5807

1. Цельмович В.А. Микроскопическая диагностика магнитных частиц в изверженных и осадочных породах. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент. Материалы семинара. Борок, 19 - 22 октября 2006. Москва 2006. с. 149-154.
2. Грачев А.Ф., Корчагин О.А., Цельмович В.А. Космическое вещество в глине на границе мела и палеогена (Гамс, Восточные Альпы).// Седьмая международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле». Борок, 25-26 сентября 2006 года. Материалы конференции. Москва, 2006. Стр. 21-22.
3. Grachev A.F., Korchagin O.A., Kollmann H.A.,.Pechersky D.M, Tselmovich V.A. A New Look at the Nature of the Transitional Layer at the K/T Boundary near Gams, Eastern Alps, Austria, and the Problem of the Mass Extinction of the Biota. Published in Russian Journal of Earth Sciences, 2005, Vol. 7, No 6, P. 1-45.
4. Pechersky, D. M., A. F. Grachev, D. K. Nourgaliev, V. A. Tsel'movich, and Z. V. Sharonova (2006), Magnetolithologic and Magnetomineralogical Characteristics of Deposits at the Mesozoic/Cenozoic Boundary: Gams Section (Austria), Russ. J. Earth Sci., 8, ES3001, doi:10.2205/2006ES000204.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НЕКОТОРЫХ ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ ЮГА СИБИРИ

Шацилло А.В.[1], Паверман В.И.[1,2]

[1]ИФЗ РАН, Москва, shatsillo@gmail.com
[2]МГУ им. М.В. Ломоносова, географический ф-т, kutuyach@gmail.com

В настоящем сообщении мы представляем новые палеомагнитные данные, полученные нами по палеозойским интрузиям Приольхонья и долины р.Лена (среднее течение). Основной целью, на которую были направлены исследования, являлась разработка среднепалеозойского сегмента кажущейся миграции полюса (КМП) Сибирской платформы, однако, ввиду того, что полученный результат оказался весьма не однозначен, мы ограничимся представлением фактического материала без какой либо его интерпретации.

Объекты исследований. **Приольхонье** (φ=52.8; λ=106.5). Данный регион представляет собой сложно построенный раннепалеозойский террейн, коллизия которого с Сибирской платформой произошла в ордовике [1 и др.], поэтому постордовикские магматические тела Приольхонья представлялись весьма перспективными объектами для разработки кривой КМП Сибири. На территории Приольхонья нами были опробованы два массива щелочных гранитов (Айский и Тажеранский) и одна маломощная базитовая дайка, локализованная в коллизионном шве террейн-платформа (район пос.Еланцы). Имевшиеся к 2005г. геохронологические данные указывали на раннедевонский

возраст изученных объектов: 412±4.2млн.лет для Айского массива (Ar-Ar по биотиту), 394млн.лет (Ar-Ar) для Тажеранского массива, возраст дайки сопоставлялся с возрастом изотопного омоложения вмещающих ее бластомилонитов коллизионного шва – 414.9±2.3млн.лет, Ar-Ar по биотиту [2]. Однако, совсем недавно, по гранитоидам Айского и Тажеранского массивов были получены более древние U-Pb датировки – 469±1.5 и 473 млн.лет, соответственно [3], сопоставимые с возрастом главных коллизионных событий региона, иначе говоря для решения интересующих нас задач эти два объекта оказались непригодны.

Лена (φ=60.5; λ=116.5). В среднем течении р.Лена, на участке между устьями рек Нюя и Джерба опробованы три силла габбро-диабазов жаровского комплекса, относимого к среднему палеозою, в структурном отношении рассматриваемый регион принадлежит к Сибирской платформе. Один силл вскрыт в правом борту Лены ~5км выше устья р.Джерба (точка L-1 в таблице), силл имеет мощность не менее 30м, залегает в карбонатах эльгянской и толбачанской свит раннего кембрия, слагающих северное периклинальное замыкание Тогус-Табанской мульды. В данной точке было отобрано 20 образцов из силла и 20 образцов из вмещающих пород – экзоконтакт, 7, 9 и 10м от нижнего контакта. По этому силлу при помощи наших коллег (S. Bowring, Massachusetts Institute of Technology, США) была получена датировка 378 млн.лет (U-Pb по бадделеиту, неопубликованные авторские данные), что соответствует франскому веку позднего девона. Второй силл вскрыт в левом берегу р.Лена напротив Нюйских островов. Силл был опробован в двух точках с различающимися элементами залегания (таблица, точки L-2/1 и L-2/2, 40 образцов), также были отобраны обожженные породы экзоконтакта, представленные песчаниками верхоленской свиты среднего-верхнего кембрия (10 образцов). Третий силл, залегающий, согласно ГК-200 [4], в породах криволуцкой свиты среднего ордовика, был опробован по обоим берегам Лены, ниже устья р.Нюя (таблица, точки L-3A и L-3B, 10 и 15 образцов). В тектоническом плане второй и третий силлы входят в структуру Кочкинской антиклинали.

Результаты палеомагнитных исследований. Все образцы прошли детальную температурную чистку с числом шагов от 12 до 19. Лабораторные исследования были выполнены в палеомагнитных лабораториях Мюнхенского Университета (Германия) и Института Геофизики ПАН (Варшава). Замеры остаточной намагниченности в процессе магнитной чистки проводились на криогенных магнитометрах 2G-Enterprise.

Приольхонье. Магнитная чистка пилотных коллекций гранитоидов Айского и Тажеранского массивов показала непригодность этих объектов для палеомагнитных исследований. Породы Айского массива

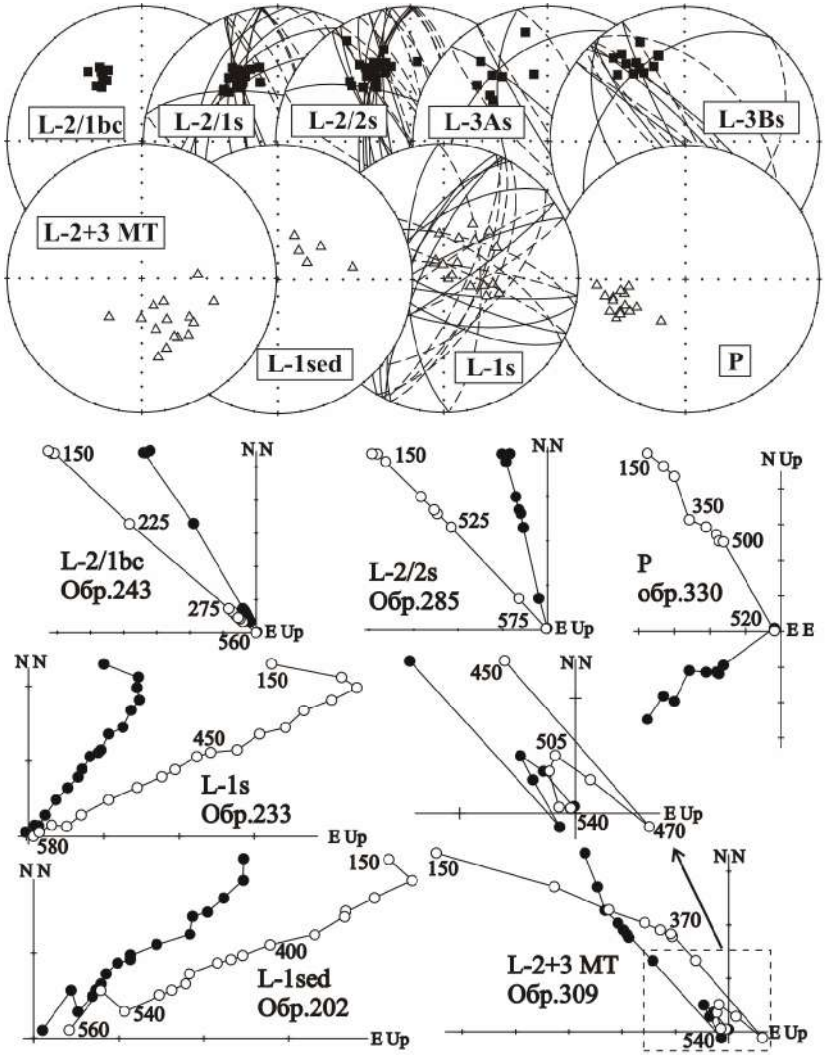


Рис. Компонентный состав намгниченности изученных объектов. На стереограммах открытые значки – проекция векторов на верхнюю полусферу, залитые – на нижнюю. Диаграммы и стереограммы в стратиграфической системе координат.

оказались практически немагнитными и не несли интерпретируемый сигнал. Гранитоиды Тажеранского массива содержат устойчивую к температурным воздействиям намагниченность, образцы часто демонстрируют хорошие однокомпонентные диаграммы Зийдервельда, однако векторы выделенной высотемпературной компоненты имеют

хаотическое распределение на стереограмме.

Объект	N	СК	D	I	k	alfa95	Plat	Plong	A95
Лена 1 (L-1s)	17+12c	s	53.1	-70.0	18.6	6.4			
силл		g	314.4	-75.2	18.6	6.4			
Лена 1 (L-1sed)	5	s	42.2	-61.7	25.8	15.4			
вмещающие		g	350.2	-72.3	37.9	12.6			
Лена 1 (L-1)	22+12c	s	50.5	-68.4	19.4	5.7	29.2	83.2	8.8
сумма		g	322.1	-75.1	19.9	5.7	35.9	137.4	8.8
Лена 2 (L-2/1s)	20+13c	s	320.2	40.1	50.5	3.6			
силл		g	301.0	65.9	50.5	3.6			
Лена 2 (L-2/1bc)	9	s	316.4	42.5	200.7	3.6			
экзоконтакт		g	292.3	66.7	204.8	3.6			
Лена 2 (L-2/2s)	20+11c	s	316.2	43.8	110.6	2.5			
силл		g	307.5	34.2	110.6	2.5			
Лена 2 (L-3As)	8+4c	s	312.6	38.0	28.4	8.4			
силл		g	312.6	38.0	28.4	8.4			
Лена 2 (L-3Bs)	12+7c	s	312.9	31.0	39.5	5.4			
силл		g	303.2	44.0	39.5	5.4			
Лена 2 (L-2)	5	s	315.6	39.1	210.4	5.3	-40.8	175.4	4.9
среднее		g	305.0	49.9	25.4	15.5			
Лена 2 (L-2+3 MT)	15	s	136	-57.3	17.1	9.5	-54.3	187.8	11.9
среднетемп. к-та		g	111	-65.1	8.9	13.6			
Приольхонье (P)	15	g	245.3	-47.0	51.3	5.4	-36.8	17.0	5.6

Таблица. Палеомагнитные направления и полюсы изученных объектов. N - количество образцов или объектов, индекс “c” - круги перемагничивания; СК - система координат, s/g - стратиграфическая/ географическая; D и I - склонение и наклонение; k - кучность; alfa95 - радиус круга доверия; Plat, Plong - широта и долгота палеомагнитного полюса; A95 - радиус овала доверия.

Во всех образцах из базитовой дайки Приольхонья (рисунок, таблица, точка «P») в интервале температур от 250-400°C до полного разрушения намагниченности (500-540°C) четко выделяется характеристическая компонента намагниченности, векторы которой имеют на стереограмме достаточно кучное распределение. Рассчитанный по данной компоненте палеомагнитный полюс не соответствует ни одному из известных полюсов Сибирской платформы, также невозможно достичь совмещения этого полюса с палеозойским участком КМП Сибири путем простых вращений в горизонтальной плоскости. Совмещение данного направления с ожидаемым девонским для этого региона, требует введения поправки на наклон дайки более

чем на 60°, причем вкрест ее простирания и простирания общей структуры региона, что, исходя из структурно-геологической ситуации, представляется маловероятным.

Лена. По компонентному составу намагниченности и магнитной минералогии силлы габбро-диабазов долины р.Лена существенно различны. Отметим, что в большинстве образцов изученных тел содержится ясный палеомагнитный сигнал и выделение компонент намагниченности не вызывает сомнений. По характеру палеомагнитной записи изученные объекты разделяются на две группы. К первой относится «джербинский» силл (таблица, точка L-1), намагниченность в котором представляет собой одно- (рисунок) или двухкомпонентную систему, в последнем случае в температурном интервале ~150-500°С по кругам перемагничивания фиксируется смесь высокотемпературной характеристической компоненты и некой низко-среднетемпературной, компоненты направления которой распределены, вероятно, хаотично. Характеристическая высокотемпературная компонента выделяется от ~480°С и имеет блокирующие температуры, близкие к Тс магнетита. Изучение вмещающих карбонатов показало, что часть пород слабомагнитная, часть содержит компоненту близкую к современному полю, либо некоторую нерегулярную компоненту, а в незначительном количестве образцов фиксируется компонента, близкая к характеристической компоненте силла (таблица, рисунок).

Тела габбро-диабазов Кочкинской антиклинали (таблица, рисунок, точки L-2 и L-3) представляют вторую группу. Практически во всех образцах намагниченность представляет собой двух- или трехкомпонентную систему. В низкотемпературном спектре выделяется компонента близкая к направлению современного поля, далее в некоторых образцах, в интервале от 340-470°С(Т1) до 400-505°С(Т2) выделяется среднетемпературная компонента (МТ) и, в высокотемпературном спектре, практически во всех образцах выделяется конечная компонента, с максимальными блокирующими температурами 510-570°С. Во всех образцах экзоконтактовой зоны (таблица, рисунок, точка L-2/1bc), выделяется компонента, аналогичная конечной компоненте интрузии, данная компонента «записана» на двух магнитных носителях с блокирующими температурами около 300 и 580°С. Компонента «МТ» выделяется не в «чистом» виде в связи с некоторой ее контаминацией низко- и высокотемпературной компонентами, данная компонента практически антиподальна высокотемпературной. Принимая тот факт, что в породах экзоконтакта МТ-компонента не зафиксирована, мы предполагаем, что она обусловлена эффектом самообращения намагниченности титаномагнетитов, которые, исходя из блокирующих температур, являются основными магнитными минералами изученных габбро-

диабазов. Сравнение средних направлений высокотемпературной компоненты по объектам Кочкинской антиклинали уверенно говорит о ее доскладчатом возрасте (тесты DC и пропорциональное распрямление складки (Enkin, 2003; Watson & Enkin, 1993)).

Палеомагнитные полюсы. Рассчитанные для силлов первой и второй групп палеомагнитные полюсы значительно различаются. Полюс «джербинского» силла лежит в области близкой к известным девонским полюсам Сибирской платформы, однако не ясно, в какой системе координат его следует рассматривать: во-первых, не известно является намагниченность этого силла доскладчатой или нет, с другой стороны не ясно в деформированные или в недеформированные породы внедрялась интрузия. Полюс для силлов второй группы (Кочкинская антиклиналь) лежит в области близкой к раннекембрийским полюсам, что дает некоторые основания предполагать соответствующий возраст «кочкинских» силлов, однако это вступает в противоречие с имеющимися геологическими данными. Поскольку, согласно ГК-200, изученные тела интрудируют осадочные породы с возрастом вплоть до среднего ордовика, их возраст должен быть постсреднеордовикским. В тоже время территориальная близость «джербинского» и «кочкинских» силлов, схожий состав, степень и характер деформаций указывают скорее на их близкий (девонский) возраст внедрения.

Мы воздерживаемся от каких-либо комментариев относительно полученного результата, очевидно, что для получения объективных выводов нужны дополнительные палеомагнитные и геохронологические исследования, несколько подробнее проблему палеомагнетизма девона мы рассмотрим в [5].

В заключении хочется выразить сердечную благодарность сотрудникам палеомагнитных лабораторий Мюнхенского Университета и ИГ ПАН – Стюарту Гильдеру и Магдалене Кадзялко-Хофмокл за предоставленную возможность работы в лабораториях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 07-05-00880, 07-05-00750, гранта президента РФ МК-139.2007.5 и программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

1. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир. 2001. 187с.
2. Structural and Tectonic Correlation Across the Central Asia Orogenic Collage: North-Eastern Segment (Guidebook and abstract volume of the Siberian Workshop IGCP-480).- Irkutsk: Print. IEC SB RAS, 2005. – 291p.

3. Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С. и др. Этапы, масштабы и источники раннекаледонского магматизма в Ольхонском регионе, Западное Прибайкалье // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. с.35-38.
4. Замараев С.М. (ред.) Государственная геологическая карта СССР м-б 1:200000, серия Бодайбинская, Лист Р-50-XXXIII (Нюя), Объяснительная записка, Москва, 1984, 90с.
5. Шацилло А.В., Павлов В.Э. Палеомагнетизм девона Сибирской платформы и ее складчатого обрамления: современное состояние проблемы и некоторые размышления (наст. сборник).

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДЕВОНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И НЕКОТОРЫЕ РАЗМЫШЛЕНИЯ

Шацилло А.В., Павлов В.Э.

ИФЗ РАН, Москва, shatsillo@gmail.com

Суть проблемы палеомагнетизма девона Сибирской платформы может быть сформулирована следующим образом:

1) малое количество палеомагнитных определений для этого возраста,

2) низкое качество большинства определений (слабая статистическая обоснованность и слабая интенсивность магнитных чисток),

3) отсутствие точной привязки палеомагнитных данных к геохронологической шкале,

4) существенный разброс и наличие явно аномальных палеомагнитных направлений, которые нельзя объяснить тектоническими причинами или более поздним перемагничиванием пород.

В недавней публикации А.Ю.Казанского с соавторами [1] вопрос палеомагнетизма девона Сибири был затронут – проанализировав палеомагнитную базу данных авторы пришли к заключению, что существует, по крайней мере, три группы «девонских» палеомагнитных полюсов, одна из которых тяготеет к позднепалеозойскому участку КМП Сибири, другая отвечает собственно девонским полюсам (используемым в моделях КМП) и третья группа включает упомянутые аномальные полюсы. С некоторыми оговорками мы разделяем позицию А.Ю.Казанского с соавторами. Ниже мы более детально рассмотрим

исходные палеомагнитные данные по девону Сибирской платформы и ее складчатого обрамления и попытаемся дать им, по-возможности, объективную оценку.

Сибирская платформа. Как видно из нижеприведенной таблицы, подавляющее большинство палеомагнитных определений получено по интрузивным и субвулканическим породам. В настоящее время ни по одному из рассматриваемых объектов не получено достоверных геохронологических данных, и, в целом, их возраст определяется несколько условно, по взаимоотношению с вмещающими породами (в частности, в отдельных случаях зафиксировано прорывание кимберлитовыми трубками пород платформенного чехла вплоть до раннекарбонового уровня).

Исходя из этих данных и отдельных геохронологических определений возраст кимберлитов и базитов, по которым получены имеющиеся определения, оценивается как поздний девон-ранний карбон. Однако, принимая во внимание значительный разброс в датировках кимберлитового (сводка [2]: K-Ar - 322-498 Ma; Rb-Sr - 332-469 Ma; U-Pb -344-411,5 Ma) и базитового (K-Ar: 338, 341, 352, 365 Ma, перс. сообщение V.Courtillot, IPGP, Париж; U-Pb: 378 Ma [3]) магматизма, эти оценки следует воспринимать как достаточно приблизительные. Исходя из имеющихся геохронологических данных нельзя исключить, в частности, что часть кимберлитовых тел, по которым получены палеомагнитные определения, образовалась не в позднем девоне-раннем карбоне, а заметно раньше.

Что же касается собственно палеомагнитных данных, то из имеющихся определений, опубликованных в открытой печати, только 4, в той или иной степени удовлетворяют современным требованиям к надежности результата. Это, в первую очередь, осредненный полюс №12 (получен по кимберлитовым трубкам, силлам и дайкам долеритов рек Марха и Вилюй [4]), полюс №13 (средний по трубкам Поисковая и Заполярная [5]), полюс №14 (средний по трубкам Нюрбинская и Ботуобинская [6]), а также полюс №15, полученный по одной базитовой дайке р.Мая (таблица). Последний, вероятно, следует рассматривать как аномальный (рисунок 1А).

В целом же, при рассмотрении всей совокупности палеомагнитных определений по девону Сибирской платформы, видно (рисунок 1А), что имеющиеся полюсы, помимо явно «аномальных» образуют достаточно размытое облако от 90 до 150°в.д и от 10°ю.ш. до 50°с.ш. с некоторым преимущественным группированием на юго-востоке Китая и в Тихом океане в районе Северных Марианских островов. Отметим, что при построении кривых КМП Сибирской платформы эти группы полюсов рассматривались как альтернативные – в работе (Smethurst et al, 1998)

использовались полюсы «китайской» группы, а в последней модели КМП (Cocks & Torsvik, 2007) в качестве базового девон-карбонового полюса используется определение №12 (таблица) «марианской» группы.

«Китайскую» группу полюсов составляют определения, выполненные на старом методическом уровне, несомненно, нуждающиеся в заверке.

Складчатое обрамление Сибирской платформы. Основной объем палеомагнитных данных по складчатому обрамлению Сибири для рассматриваемого временного интервала получен по Тувинскому массиву (поздний силур – ранний девон), Минусинской впадине (ранний, средний и поздний девон) и Алтаю (ранний и средний девон), кроме этого есть единичные определения по Кузбассу и Рыбинской (Агульской) впадине, а также по позднему девону Южного Прибайкалья (таблица). Здесь, как и в случае с сибирскими данными существуют полюсы (группы полюсов), дающие «ожидаемые» палеошироты, а также отдельные «аномальные» полюсы (рисунок 1А, таблица).

Палеомагнитные данные по складчатому обрамлению мы не можем напрямую переносить на платформу, поскольку в последевонское время рассматриваемые объекты испытали (или могли испытать) вращение в относительно жесткой структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса, нарастившего Сибирь с юга еще в ордовике. Реальность таких вращений наглядно демонстрируют результаты по Туве [7]. Как видно тувинские полюсы лежат на дуге малого круга, с центром в точке соответствующей географическому положению этого района (рисунок 1А). В тоже время данные по складчатому обрамлению могут быть использованы для получения ограничений на положение девонских полюсов платформенной части. Как видно тувинские позднесилурийские-раннедевонские данные отлично согласуются с силур- раннедевонским сегментом КМП Сибири, предложенным нами ранее – малый круг пересекает КМП между полюсом для середины силура и полюсом перемагничивания, датированным, по косвенным признакам, концом раннего- средним девоном (см. [8]). Близкие пересечения с сибирской КМП дают малые круги для ранне-среднедевонских полюсов Минусы и Алтая (рисунок). Наконец малый круг для позднедевонского полюса Южного Прибайкалья [9] (рисунок 1А, полюс №23) дает нам ограничение на положение позднедевонских полюсов Сибири.

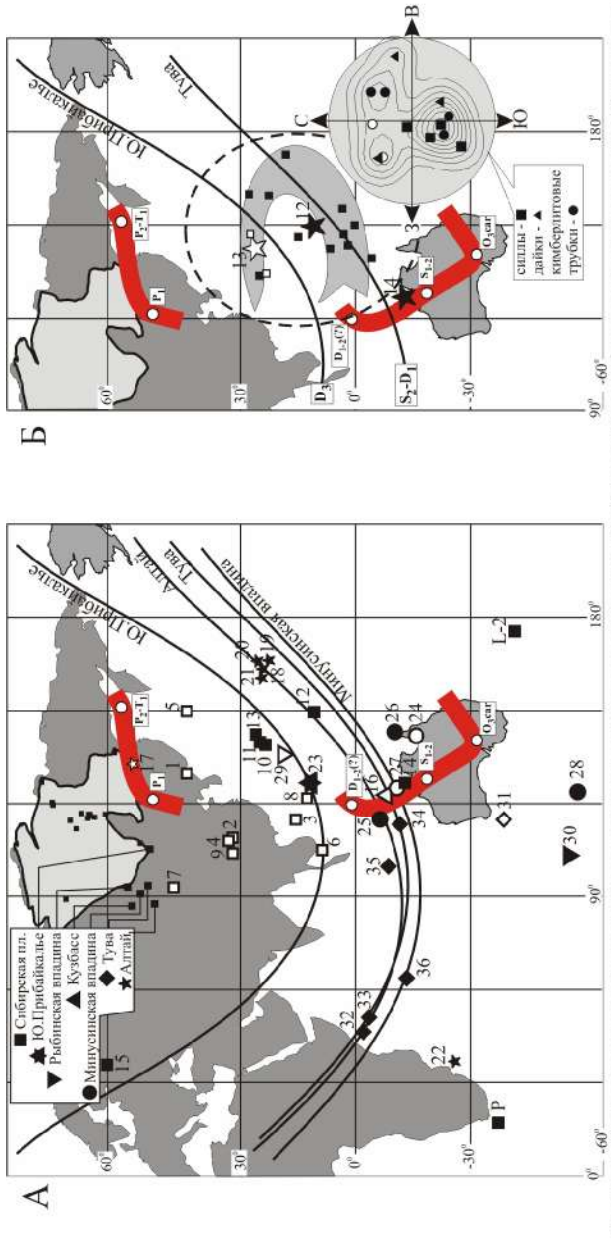


Рисунок 1 Распределение девонских палеомагнитных полюсов Сибирской платформы и складчатого обрамления. (А) Общее распределение полюсов. Залитые значки - определения с "демагкодом" >2, маленькие залитые квадратики - географическое положение объектов, нумерация полюсов соответствует таблице. Полюса с буквенными индексами: P- дайка Приольхонья, L-2- силлы р.Лена 2-й группы. (Б) Наиболее надежные полюсы девона Сибирской платформы. Звездочки - осредненные полюсы, квадратики - единичные определения входящие в осредненные полюсы. На врезке - плотностная стереограмма распределения единичных определений осредненных полюсов №12 и 13. Не залитые значки - полюс 13 и входящие в него единичные определения.

Как уже отмечалось, данные по Южному Прибайкалью, а в еще большей степени данные по Туве, Минусе и Алтаю не допускают

девонского возраста сибирских полюсов «китайской» группы. Другими словами «китайские» палеомагнитные направления не отражают положения географического полюса девонского времени, то есть являются либо последевонскими, либо «аномальными», или же представляют собой артефакт. Перечисленное дает нам основание рассматривать в качестве девонских полюсов Сибири «марианскую» группу полюсов, находящихся в хорошем соответствии с данными по складчатому обрамлению (рисунок 1А).

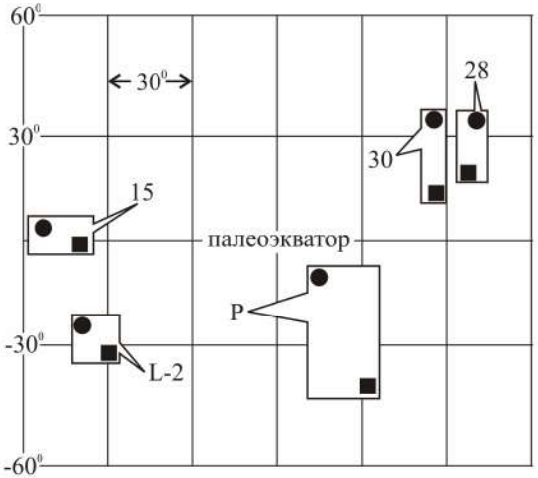


Рисунок 2. Осевая симметрия “аномальных” девонских полюсов Сибири и складчатого обрамления в девонское время. Кружки - при использовании в качестве расчетного полюса полюс D_{1-2} перемагничивания (Шацилло и др., 2007), квадратики - тоже при использовании полюса №12 (см. Таблицу).

Проблема «аномальных» полюсов. Оставив в стороне данные, не удовлетворяющие современным требованиям, рассмотрим определения, выполненные в последние годы с применением детальных магнитных чисток, когда с достаточной долей уверенности можно говорить о «чистоте» выделенного палеомагнитного направления. Таких определений, отвечающих аномальной группе, пять – два из них получены по платформенной части (полюс №15 по Майской дайке и полюс «L-2» по Ленским силлам 2-й группы [3]) и три по складчатому обрамлению (№30 по габброидам массива Черная Сопка, №28 по вулканитам и малым интрузиям Минусы и «P» по постколлизионной дайке Приольхонья [3]). Отметим, что в тектоническом отношении рассматриваемые объекты уже с конца раннего палеозоя (ордовик) с большой вероятностью входили в состав единой жесткой структуры, т.е.

Таблица. Палеомагнитные полюсы девона Сибирской платформы и складчатого обрамления (начало)

№	Породы	Возраст	SLAT	SLONG	DC	B/N	PLAT	PLONG	dp/dm(A95)	Авторы	GPMDB
					СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА						
1	долериты	D3-C1*	70,4	120,4	2	4/93	43,0	130,0	18.3/20.1	Камышева, 1971	4525
2	долериты	D3-C1*	70,3	119,5	2	1/24	32,0	109,0	8.0/10.0	Камышева, 1975	4580
3	базальты, долериты	D3-C1*	63,5	116,5	2	6/84	16,0	115,0	19.9/26.0	Камышева, 1971	4947
4	долериты	D3-C1*	63,9	115,3	2	2/17	33,0	108,0	13.0/14.0	Камышева, 1975	4992
5	известняки, песчаники	D1	68,0	89,0	2	35/68	43,0	150,0	5.5/6.6	Гончаров, 1973	5124
6	габбро, долериты	D3-C1*	70,5	120,5	2	1/26	9,0	105,0	5.8/9.0	Камышева, 1973	5125
7	базальты	D3-C1*	62,6	115,6	2	4/18	46,0	93,0	9.0/10.0	Камышева, 1975	5133
8	базальты, долериты	D3-C1*	63,7	116,5	2	4/66	13,0	122,0	6.0/8.0	Камышева, 1975	5134
9	базальты, красноцветные доломиты	D3	72,4	127,0	2	16/16	32,0	104,0	11.0/13.0	Писаревский, 1982	5151
10	кимберлиты	D3-C1*	66,0	111,7	3	11/37	-23,8	319,2	5.0/6.4	Житков и др., 1994	7913
11	кимберлиты	D3-C1*	66,1	111,8	3	14/60	-25,2	320,0	7.3/9.2	Житков и др., 1994	7914
12	долериты, кимберлиты	D3-C1*	63,5	116,0	4	11/21	11,1	149,7	8.9/8.9	Kravchinsky et al, 2002	8881
13	кимберлиты	D3-C1*	67,2	114,5	4	2/36	26,3	142,5	5.8/7.3	Константинов и др., 2006	
14	кимберлиты	D3-C1*	65,1	116,8	4	2/?	-13,0	127,0	2.6/4.9	Константинов, 2003	
15	габбро-диабазы	Rb/Sr 416+/-20	58,6	136,5	5	6/51	60,2	35,9	8.3/10.6	Павлов, 1993	6868
					КУЗБАСС						
16	красноцветные алевролиты	D3-C1	55,0	87,0	0	4/6	-8,0	123,0	17.6/30.9	Апарин, 1973	4978
					АЛТАЙ						
17	песчаники, алевролиты	D1-2	51,5	85,5	2	2/8	55,0	133,0	5.0/5.5	Зоткевич, 1973	5118
18	интрузивные, экструзивные, осадочные породы и туфы	D2	51,0	86,0	3	3/21	24,6	163,5	3.6/5.7	Печерский, Диденко, 1995	7950
19	экструзивные и осадочные породы	D2	51,2	85,7	3	9/20	23,0	166,3	16.0/22.0	Буслов, Казанский, 1996	7993
20	осадочные породы	D2	51,0	85,7	3	7/20	25,9	166,0	8.0/13.0	Буслов, Казанский, 1996	7994
21	экструзивные, осадочные породы, туфопесчаники	D1	50,2	88,1	3	4/11	24,9	160,6	9.0/13.0	Буслов, Казанский, 1996	7995
22	красноцветы	D1	49,9	88,7	3	18/72	-25,8	37,0	4.0/8.0	Буслов, Казанский, 1996	7997
					ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ (малый Хамар-Дабан)						
23	песчаники, известняки, туфы	D3	51,0	105,8	4	4/21	12,0	127,0	13.0/16.0	Михальцов и др., 2004	

МИНУСИНСКАЯ ВПАДИНА												
24 известняки, песчаники, мергели	D1-2	53,0	90,0	2	13/13	-16,0	142,0	9.0/17.0	Родионов, Комиссарова, 1975	5135
25 красноцветные песчаники, туфы	D1-3 (А-к-та)	53,0	92,0	3	13/29	-6,5	115,1	5.4/9.6	Казанский и др., 1996	7998
26 сероцветные и красноцветные песчаники, алевролиты, глины и известняки	D1-3 (А-к-та)	53,0	90,0	4	?/16	-10,4	143,3	4.2/8.0	Родионов, Хонслоу, 2000	
27 порфириты и обожженные контакты	D2	53,0	90,0	2	3/135	-10,9	125,3	1.6/2.7	Солодовников, 1996	
28 базальты, трахиандезиты, туфы, долериты	D1	54,2	89,9	4	4/59	-54,8	123,9	15,9	Казанский и др., 2007	
РЫБИНСКАЯ ВПАДИНА (окраина Сибирской платформы)										
29 красноцветные осадочные породы	D2	56,0	93,0	2	12/18	19,0	136,0	18.3/24.2	Давыдов, Крачинский, 1971	5103
30 габбро	Ar/Ar 406-402	55,9	93,1	4	?	-52,9	103,2	10,3	Метелкин и др., 2002	
ТУВА										
31 красноцветные осадочные породы	S-D1	51,5	93,0	2	4/18	-38,0	115,0	9.0/19.0	Погарская, Гончаров, 1982	5167
32 красноцветные песчаники	D1	51,5	93,0	4	1/9	-2,0	46,5	5.3/8.6	Bachtadse et al, 2000	
33 красноцветные туфы, песчаники и алевролиты	D1	51,5	93,0	4	1/10	-3,5	51,2	4.7/7.6	Bachtadse et al, 2000	
34 зеленовато-серые алевролиты, аргиллиты и известняки	S2	51,5	92,0	4	1/21	-11,7	113,5	6.2/10.2	Bachtadse et al, 2000	
35 красноцветные песчаники и алевролиты	D1	51,5	94,0	4	1/10	-8,7	99,8	8.0/12.1	Bachtadse et al, 2000	
36 красноцветные алевролиты, аргиллиты и известняки	S2	51,0	94,3	4	1/17	-13,5	63,8	4.4/7.5	Bachtadse et al, 2000	

Таблица (окончание). SLAT, SLONG - географические широта и долгота; DC - демагкод; B/N - количество обнажений или сайтов / образцов; PLAT, PLONG - широта и долгота палеомагнитного полюса; dp/dm(A95) - полуоси (радиус) овала доверия; GPMDB - номер определения в палеомагнитной базе данных.
*Возраст условный (см. текст), старые K-Ar датировки не приведены.

палеомагнитные данные по ним (хотя и с определенной осторожностью) могут рассматриваться совместно. Анализ распределения аномальных полюсов показывает, что данные полюсы не образуют единой группы, как это предполагалось в [1], а квазихаотично рассредоточены по сфере. Если принять за истинное (соответствующее центральному осевому диполю) положение полюсов «марианской» группы (полюс 13) или полюса D_{1-2} перемагничивания [8] можно оценить осевую симметрию аномальных полюсов в «древних» девонских координатах (рисунок 2). Как видно, (рисунок 2) аномальные полюсы (должны были быть) распределены в тропических и субтропических широтах северного и южного полушарий, образуя разброс вдоль палеоэкватора на 130-150° (в зависимости от выбора расчетного полюса девона).

Принципиальным является вопрос – что же отражают аномальные палеомагнитные направления? В случае с малыми интрузиями, быстро остывающими и, соответственно, быстро фиксирующими направление геомагнитного поля, наиболее простым представляется объяснение их аномальных направлений результатом записи поля во время экскурсов или в процессе инверсии. Однако, в эту модель не вписываются палеомагнитные данные охватывающие продолжительные интервалы времени, в частности результат А.Ю.Казанского с соавторами [1] по Минусе. В этом случае, можно предположить существование в девоне относительно длительных интервалов времени, когда геомагнитное поле имело аномальный характер, характеризующийся, например, значительным отклонением оси диполя от оси вращения Земли, или существенным вкладом недипольных компонент.

Близкую модель мы привлекали ранее для объяснения аномального характера палеомагнитной записи в поздневендских породах Сибири (Шацилло, 2006 и др.). Так или иначе, имеющиеся палеомагнитные данные указывают на некоторую особенность геомагнитного поля девонского времени.

Полюсы «марианской» группы (детали).

Здесь мы подробнее остановимся на определениях № 12 и 13 (таблица, рисунок 1Б). Как уже отмечалось, рассматриваемые определения являются осредненными полюсами: полюс №12 рассчитан по 11 объектам – 4 кимберлитовые трубки, 4 силла и 3 дайки долеритов, полюс №13 рассчитан по двум кимберлитовым трубкам. Тот факт, что ни одно из этих геологических тел не имеет достоверной геохронологической привязки, а также растянутость по времени и генетическая разнородность, а, стало быть, разновозрастность кимберлитового (внутриплитный магматизм) и базитового

(континентальный рифтогенез) магматизма, ставят под сомнение адекватность осреднения палеомагнитных данных по рассматриваемым объектам. Кроме того, такое осреднение, при ожидаемой высокой

скорости перемещения палеомагнитного полюса в девоне (что вытекает из генеральных тенденций КМП), может привести к значительному «сглаживанию» кривой КМП, т.е. к ее искажению.

На рисунке 1Б вынесены единичные полюсы, входящие в определения №12 и 13, как видно полюсы распределены не равномерно, а образуют 2 или 3 кластера (рисунок 1Б, врезка), что может указывать на разновозрастность соответствующих объектов. В целом же единичные полюсы укладываются в закономерный тренд и, исходя из положения силурийского полюса Сибири, а также ограничений, накладываемых палеомагнитными данными по складчатому обрамлению платформы, можно наметить девонскую «петлю» КМП (рисунок 1Б) и получить относительные оценки возраста кимберлитового и базитового магматизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 07-05-00880, 07-05-00750, гранта президента РФ МК-139.2007.5 и программы ОНЗ РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

1. Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Брагин В.Ю. Положение девонских палеомагнитных полюсов Сибири: современное состояние проблемы и новые данные // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 5. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. Т. 1. с.92-94.
2. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геология. 2000. Вып. 9. с.37-55.
3. Шацилло А.В., Паверман В.И. Результаты палеомагнитных исследований некоторых палеозойских магматических тел юга Сибири (наст. сборник).
4. Kravchinsky V.A., K.M.Konstantinov, V.Courtillot et al. Palaeomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and palaeogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophys. J. Int. 2002, Vol.148, p.1-33.
5. Константинов К.М., Саврасов Д.И., Кузьменок А.Н. Палеомагнитное датирование кимберлитов Верхнее-Мунского поля (трубки Заполярная и Поисковая). в сб. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород, Изд.ГЕОС, Москва, 2006, с.75-78.
6. Константинов К.М. Возраст естественной остаточной намагниченности кимберлитов Накынского алмазоносного района. в сб. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород, Изд.ГЕОС, Москва, 2003, с.34-35.
7. Bachtadse,V.; Pavlov,V.E.; Kazansky,A.Y.; Tait,J.A. 2000. Siluro-Devonian paleomagnetic results from the Tuva Terrane (southern Siberia, Russia): implications for the paleogeography of Siberia J. Geophys. Res. Vol. 105, No. B6, p.13,509-13,518 (1999JB900429).
8. Шацилло А.В., Паверман В.И., Павлов В.Э. Среднепалеозойский участок кривой кажущейся миграции полюса Сибирской платформы: новые палеомагнитные данные по силуру Нюйско-Березовского фациального района // Физика Земли, 2007, №10, с.85-94.
9. Михальцов Н.Э., Гордиенко И.В., Филимонов А.В. Палеомагнетизм верхнедевонских отложений урминской толщи Южного Прибайкалья. в сб. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород, Казань, изд. Казанского ун-та, 2004, с.152-157.

КОАГУЛЯЦИЯ ЧАСТИЦ И ПРИНЦИП МАСШТАБНОЙ ИНВАРИАНТНОСТИ В ПРОЦЕССАХ ОСАЖДЕНИЯ И ПЕРЕОСАЖДЕНИЯ

Щербаков В.П., Сычёва Н.К.

ГО «Борок» филиал ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославская обл.

Процесс образования ориентационной намагниченности $I_{го}$ очевидным образом связан с процессом формирования осадочных пород, который можно разбить на два этапа: собственно осаждение частиц в водной среде с поверхности водоёма на дно и последующее уплотнение и консолидация осадка при его погружении в более глубокие слои. По общем консенсусу, этим двум этапам сопоставляются два типа остаточной намагниченности - седиментационная (DRM) и постседиментационная (pDRM). По определению, DRM возникает непосредственно в процессе осаждения путём частичной ориентации магнитных моментов магнитных частиц по направлению геомагнитного поля $\mathbf{B}_E$, а PDRM образуется за счёт постепенного разворота $\mathbf{m}$ к направлению $\mathbf{B}_E$ в полужидком осадке уже после осаждения. По вопросу о том, какой из этих видов является доминирующим, мнения разделились на противоположные (аргументы pro и contra и список литературы по этой проблеме можно найти в работах [1, 2]). Для того, чтобы разобраться в сложившейся ситуации, необходим последовательный анализ процессов, происходящих как во время осаждения, так и при консолидации осадка. Поскольку решающую роль в образовании DRM играет коагуляция частиц и размер образующихся при этом флоккул [3, 1], то прежде всего необходимо проанализировать процесс слипания частиц в агрегаты при их осаждении на дно водоёма.

Объединение частиц в агрегаты в результате броуновского движения может быть описано уравнением Смолуховского в интегральной форме [4]:

$$\frac{\partial f(n,t)}{\partial t} = -f(n,t)N(t)\int_0^\infty g(n,k)\,f(k,t)dk + N(t)\int_0^n g(n-k,k)\,f(n-k,t)\,f(k,t)dk \qquad (1)$$

Здесь $f(n,t)$ – нормированная на единицу функция распределения (ф.р.) кластеров по n, где n - число содержащихся в кластере частиц, $N(t)=\sum N(n,t)$ есть полное число кластеров в ансамбле в момент

времени t, а γ - скорость ассоциации. Пусть $N_0=\sum nN(n,t)$ – полное число частиц, составляющих агрегаты. Поскольку среднее число частиц в кластере $\bar{n}(t)=\sum nN(n,t)/N(t)=N_0/N(t)$, то $N(t)=N_0/\bar{n}(t)$.

В предположении g = const, то есть независимости скорости ассоциации от количества частиц в кластерах можно получить точное решение (1), используя преобразование Лапласа $j(p,t)=\int_0^\infty f(k,t)\exp(-pk)dk$. Используя теорему свёртки, найдём из (1) $\partial j(p,t)/\partial t=\frac{g1}{\bar{n}(t)}j(p,t)[j(p,t)-1]$, где $\gamma 1 = gN_0$. Отсюда

$j(p,t)=s(p)/[s(p)-\Gamma(t)]$, где $\Gamma(t)=\exp[g1\int_0^\infty\frac{dt}{\bar{n}(t)}]$, или $d\Gamma/dt=\Gamma g1/\bar{n}(t)$.

Пусть $j_0(p)$ есть изображение начального условия $f(n,0) = f_0(n)$. Поскольку $\Gamma(0)=1$, то $s(p)=j_0(p)/[j_0(p)-1]$. Примем $f_0(n) = \lambda\exp(-\lambda n)$, тогда $f_0(p)=l/(p+l)$, $f(n,t)=(l/\Gamma)\exp[-(l/\Gamma)n]$. Таким образом, экспоненциальная ф.р. является автомодельной, что ранее было показано Смирновым, [4]. По свойству преобразования Лапласа $\bar{n}=\int_0^\infty nf(n,t)dx=-\partial f(p,t)/\partial p\big|_{p=0}$, откуда $\bar{n}=\Gamma/l=1/l+g1t$.

Если в начале процесса ансамбль коагулирующих частиц состоит из отдельных частиц, когда $f_0(n) = \delta(1)$, где δ – дельта-функция Дирака, то $f_0(p)=\exp(-p)$, $f(p,t)=\exp(-p)/\{\exp(-p)+\Gamma[1-\exp(-p)]\}$, что даёт $f(n,t)=d(n)(\Gamma-1)^{n-1}/\Gamma^n$. Отсюда по аналогии с предыдущим случаем $\bar{n}(t)=\Gamma=1+gt$.

Для $f_0(n) = \lambda^2 n\exp(-\lambda n)$, имеем $f_0(p)=l^2/(p+l)^2$,

$f(n,t)=[l/\sqrt{\Gamma(\Gamma-1)}]\exp(-ln)\sinh[ln\sqrt{(\Gamma-1)/\Gamma}]$,

$\bar{n}=2\Gamma/l=2/l+gt$, так что $f(n,t)$ остаётся немонотонной по n при увеличении t и её максимум достигается при $n \sim \ln(\Gamma)/\lambda$. Отметим, что полученный в вышеприведённых примерах линейный со временем рост среднего числа частиц в кластере является частным случаем общего соотношения $\bar{n}\propto t^n$, справедливого для так называемых однородных ядер (коэффициентов ассоциации) [5].

С учётом оседания частиц и кластеров под действием силы тяжести частную производную по времени в левой части (1) следует заменить на полную производную и добавить в правую часть член, описывающий

гравитационную коагуляцию. Тогда (1) можно переписать в виде:

$$\frac{\partial f(n,t,x)}{\partial t}+u(n)\frac{\partial f(n,t,x)}{\partial x}=-f(n,t,x)N(t)[\int_0^\infty g(n,k)f(k,t,x)dk + \int_0^n g(n-k,k)f(n-k,t,x)f(k,t,x)dk] \quad (2)$$

Здесь скорость оседания кластера $u(n)=2\Delta rgr^2n^{d/(d-1)}/9h$, где $\Delta\rho$ разность плотностей воды и вещества частиц, η – вязкость воды, d – фрактальная размерность, r – размер частиц, $g(n,k)=g_{br}(n,k)+g_{gr}(n,k)$,

$g_{br}(n,k)=2kT[R_g(n)+R_g(k)]^2/3hR_g(n)R_g(k)$,

$g_{gr}=pr^2(n^{1/d}+k^{1/d})^2\left|n^{(d-1)/d}-k^{(d-1)/d}\right|$ - скорости ассоциации за счёт броуновского движения и гравитационной коагуляции, соответственно. g – ускорение свободного падения.

В естественных условиях время t_f падения на дно агломератов размером > 1 мкм составляет от нескольких часов до нескольких дней, что намного меньше характерных времён изменения волюметрических характеристик и скорости осаждения осадочного материала. Тогда можно пренебречь производной по времени в (2) и принять, что на всём расстоянии от дна до поверхности бассейна устанавливается квазистационарная ф.р. $f(n,x)$, подчиняющаяся уравнению:

$$\frac{df(n,x)}{dx}=-\frac{N_0}{\bar{n}(t)u(n)}f(n,x)[\int_0^\infty g(n,k)f(k,x)dk + \int_0^n g(n-k,k)f(n-k,x)f(k,x)dk] \quad (3)$$

Принимая во внимание, что $N_0(4p/3)r^3=c_0$, где c_0 – относительная объёмная концентрация материала на поверхности бассейна, получим:

$$\frac{df(n,X)}{dX} = -\frac{f(n,X)}{\bar{n}(t)n^{(d-1)/d}}\left[\int_0^{\infty} s(n,k)f(k,X)dk + \int_0^{n} s(n-k,k)f(n-k,x)f(k,X)dk\right] \quad (4)$$

Здесь редуцированная константа ассоциации $s(n,k) = (n^{1/d} + k^{1/d})^2[1/(nk)^{1/d} + a\left|n^{(d-1)/d} - k^{(d-1)/d}\right|]$, а безразмерная координата $X = ac_0x/r$. Параметр $a = 9kT/(4r^4\Delta rg)$ характеризует тип коагуляции (тепловая при $a > 1$ и или гравитационная при $a < 1$). Для ориентировки заметим, что при r = (0.1-10) мкм параметр a меняется в диапазоне от 10^4 до 10^{-4}, в соответствии с преобладанием броуновской или гравитационной коагуляции при $r < 1$ мкм или $r > 1$ мкм, соответственно. Подчеркнём, что результаты, полученные для (1) при постоянной скорости ассоциации γ остаются справедливыми и для уравнения (4), описывающего эволюцию ф.р. с глубиной x, при условии $s1 = s(n,k)(n^{1/d} + k^{1/d})^2 = const$ с заменой $\gamma 1$ на $s1$ и времени t на координату X. Поскольку на деле скорость ассоциации растёт с ростом числа частиц в кластерах, было проведено численное решение (4). Для простоты расчёта принималось $d = 2$.

Результаты решения проиллюстрированы на рис. 1 для $f_0(n)$ = exp(1-n) и a = 1, то есть r = 1 мкм. Как видно, монотонная начальная ф.р. при $X = 0$ трансформируется в немонотонную, с вторичным максимумом при некотором n_{max},, при этом первичный максимум исчезает с глубиной. Как следует из выражения для γ_{br}, соединение мелкого и крупного объектов осуществляется ≈ в n/k раз быстрее ($n > k$), чем слипание пары одинаковых частиц (или флоккул), то есть отдельные частицы и мелкие кластеры быстро «съедаются» более крупными образованиями. А поскольку магнитные частицы в большинстве своём представлены мелкой субмикронной фракцией, то уже на начальном этапе оседания они теряют свою индивидуальность, входя в ассоциации с более крупными немагнитными частицами и кластерами. Для оценки скорости этого процесса нами было выполнено численное решение уравнения (5) для случая бимодальной начальной ф.р. $f_0(n)$ = exp(1-n) + exp[-(n-9)^2]. Как видно из рисунка 2, уже при глубине X = 1.1 подавляющее большинство мелких частиц и кластеров оказывается поглощёнными более крупными агломератами. Среднее число частиц $\bar{n}$ увеличивается с глубиной X нелинейно, в отличие от того, что имеет место при постоянной скорости ассоциации (вставка к рис.1, на которой сплошной линией представлен результат для $f_0(n)$ = exp(1-n) + exp[-(n-9)^2], а пунктирной – для $f_0(n)$ = exp(1-n).

Для оценки величины c_0 в естественных условиях заметим, что она связана с концентрацией материала в самом верхнем слое осадка c_{top} через соотношение $c_{top}/c_0 = u/u_{dep}$, где u скорость оседания материала при X = 0, u_{dep} - скорость образования осадка в данном водоёме. Для оценок примем c_{top} ~ (0.01-0.05) и заметим, что u_{dep} варьируется от 10^{-8} (озёра) до 10^{-12} (океаны) см/сек. Тогда при оседании материала с

характерным размером 1 мкм в озеро имеем c_0 ~ (10^{-3} -10^{-4}), а при оседании в пелагические зоны океанов с c_0 ~ (10^{-7} -10^{-8}). Отсюда (при r = 1 мкм) для озёр глубина x ~ (0.1-1)X (см), а для океанов x ~ (10-100)X (м), и, стало быть, на дно опускаются уже конгломераты, состоящие, по крайней мере, из сотен частиц.

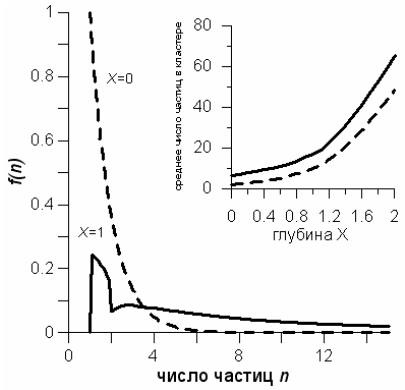


Рис. 1.

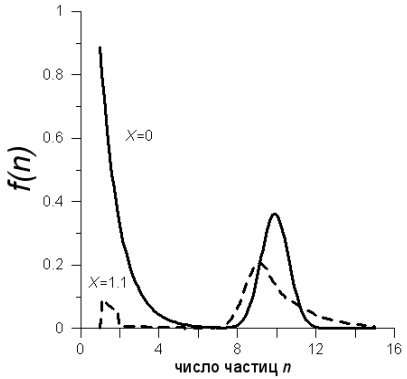


Рис. 2.

Существенный вывод из вышеприведённого анализа состоит в том, что процесс образования флоккул подчиняется своего рода принципу масштабной инвариантности, поскольку ф.р. $f(n,X)$ инвариантна при одновременном изменении глубины бассейна H и концентрации исходного материала на поверхности c_{sur} таким образом, что произведение Hc_{sur} = const. Физически это свойство следует из того, что эффективность коагуляции прямо пропорциональна концентрации c_{sur} частиц (объектов) в поверхностном слое водоёма. Очевидно, это обстоятельство необходимо учитывать в экспериментах по переосаждению, поскольку лишь при выполнение соотношения Hc_{sur} = const есть необходимое (но не достаточное!) условие подобия процессов осаждения, происходящих в естественных и лабораторных условиях. Подчеркнём, что подобие процессов осаждения материала в естественных водоёмах и его переосаждения в лаборатории может быть

выполнено лишь при (квази)непрерывном поступлении предварительно диспергированного осадочного материала в сосуд, предназначенный для переосаждения. Так, при популярном способе разового переосаждения спектр размеров флоккул, прибывающих на дно сосуда, очевидным образом меняется со временем в сторону уменьшения размеров, что выражается в хорошо известном явлении расслоения полученного осадка на грубую (внизу) и тонкую (вверху) фракции. К тому же при значительном количестве материала, переосаждаемого разовым

образом, вышеприведённый анализ вообще теряет смысл, поскольку осадок быстро разделяется на верхний слой, содержащий практически чистую воду и медленно оседающую гелеобразную массу, частицы которой связаны в единый каркас, так что стадия свободного оседания частиц и кластеров на подложку в этом случае вообще не реализуется и процесс осаждения следует описывать в рамках реологии вязко-упругих сред. При порционном же способе переосаждения заливки следует выполнять как можно чаще с тем, чтобы предыдущая заливка ещё не успела заметно осесть, приближаясь тем самым к условиям непрерывного переосаждения.

Обозначая скорость осаждения как u_{dep}, а скорость переосаждения как u_{red}, можно представить условие подобия процессов осаждения и переосаждения в более наглядном виде $u_{red} / u_{dep} = H / h$, отсюда следует, что для выполнения условий подобия необходимо выбирать материал для переосаждения из возможно более глубоких водоёмов и переосаждать его по возможности в невысокие сосуды. Так, при переосаждении материала, взятого из озера со скоростью осадконакопления u_{dep} = 0.3 мм/год с глубины H = 100 м в сосуд высотой h = 10 см, требуется скорость поступления материала в сосуд u_{red} = 1 мм/сутки, что технически вполне возможно, но даже и в этом случае для получения слоя осадка толщиной H = 1 см необходимо продолжать эксперимент в течение 10 дней. В то же время удовлетворить принципу подобия при работе с морскими осадками при $H \approx$ (1-5) км и $u_{dep} \approx$ (0.1-1) мм в 100 лет уже намного сложнее, поскольку при этом скорость поступления материала в сосуд должна быть на порядок меньше.

На самом деле в выражение для параметра a следует внести поправку на коэффициент прилипания α при столкновениях [6], для чего в первом приближении можно положить $a = a\, 4pr^4 \Delta rg / 9kT$. Тогда требование масштабной инвариантности следует формулировать в виде $a_r c_r H = a_0 c_0 h$, где α_r и α_0 - коэффициенты прилипания в лабораторных и естественных условиях, соответственно. Этой поправкой можно пренебречь, если осаждение происходило в солёной воде и принять в этом случае α = 1, но в дистиллированной воде эффективность прилипания мала, так в этом случае поправка может быть существенна. Отсюда следует, что при проведении опытов по переосаждению необходимо, прежде всего, подобрать соответствующий природным условиям ионный состав воды. Сам по себе факт резкой зависимости величины I_{ro} от солёности воды хорошо известен и неоднократно обсуждался в литературе.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 06-05-64585.

1. Tauxe L., Steindorf J.L., Harris A., Earth Planet. Sci. Lett. 2006. 244. 515-529.
2. Carter-Stiglitz B., Valet J.-P., LeGoff M. Constraints on the acquisition of remanent magnetization in fine-grained sediments imposed by redeposition experiments. Earth Planet. Sci. Lett. 2006. 245. 427-437.
3. Shcherbakov V., Shcherbakova V., 1983], Geophys. Surv. 1983. 5. 369-380.
4. Смирнов Б.М. Физика фрактальных кластеров, 1991.
5. Жюльен Р. Фрактальные агрегаты. УФН. 1989. Т. 157 (2). С. 339-357.
6. Фукс Н.А. Механика аэрозолей, 1955.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФЛОККУЛЯЦИОННОГО МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Щербаков В.П., Сычёва Н.К.

ГО «Борок» филиал ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославская обл.

Первой теоретической моделью образования DRM была модель индивидуальной частицы [1], в которой рассматривалось оседание сферической частицы радиуса r в условиях, когда единственным фактором, мешающим ориентировке её магнитного момента **m** по направлению внешнего магнитного поля **B**, является вязкость воды $\eta \approx 10^{-3}$ Pa·s. В этом случае характерное время поворота **m** по направлению **B** есть $t_r = 8phr^3 / mB$. Используя соотношение $m = Iv$, где $v = (4p/3)r^3$ - объём частиц, I – остаточная намагниченность, получим $t_r \approx 6h / IB$. Как следует из этой оценки, при $B \approx B_{\mathrm{E}} \approx 50$ μT и $I > 100$ A/m (столь малую намагниченность могут нести зёрна гематита или магнитомягкого многодоменного магнетита) сила вязкого трения преодолевается за доли секунды. С другой стороны, скорость падения частицы определяется формулой Стокса: $u(r) = 2\Delta rgr^2 / 9h$, где $\Delta\rho$ - разность плотностей частиц и воды, g – ускорение свободного падения. Соответственно, время падения частицы на дно бассейна глубины h $t_f = h/u = 9hh / 2\Delta rgr^2$.

Отсюда $t_r/t_f = 4\Delta r g r^2/3IBh$. Подставляя сюда численные значения, найдём, что даже частицы даже со слабой намагниченностью $I \approx 100$ A/m при оседании в очень мелкий водоём с $h = 1$ м успевают полностью сориентироваться по полю при условии $r < 100$ мкм. Иными словами, при любом мыслимом размере частиц величина I_{ro} должна быть равна величине остаточной намагниченности насыщения I_{rs}. Этот вывод противоречит палеомагнитным данным, поскольку намагниченность как искусственных, так и естественных осадков (керны морских и озёрных отложений) даже в самых верхних слоях, с влагосодержанием в 90 % и выше, далека от насыщения [2, 3]. Другой аргумент – результат

переосаждения одного и того же осадочного материала зависит как от применяемого метода (разовый или порционный), так и от солёности воды, чего никак не могло бы быть в случае справедливости модели изолированно оседающей частицы.

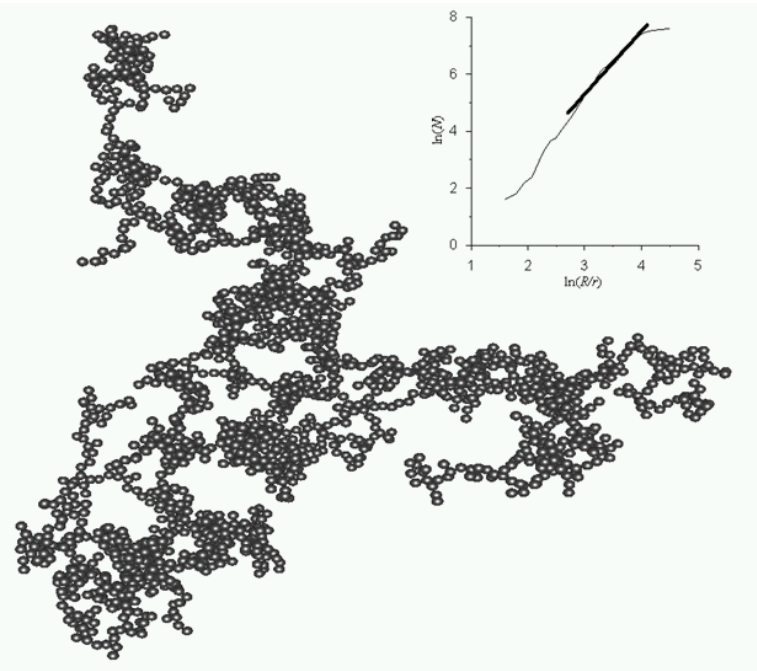


Рис. 1а. Конфигурация кластера в ССА модели с учетом броуновского движения и сил Ван-дер-Ваальса, число частиц $N = 2000$, радиус частиц $r = 0.3$ мкм (а) $r = 0.5$ мкм (б), $c = 0.1\%$. На вставке представлена зависимость числа частиц как функция логарифма нормированного расстояния (R/r) от центра масс кластера. Наклон кривой дает фрактальную размерность d, $d = 2{,}01$ (а) и $d = 2{,}04$ (б).

В качестве альтернативы, была предложена флоккуляционную модель [4], развитая позже в работах [3, 5, 6, 7], в основе которой лежит положение, что частицы, осаждающиеся в водоеме, сталкиваются друг с другом и образовывают флоккулы. Поскольку флоккулы содержат, в основном, немагнитные частицы, то их эффективная намагниченность резко падает, что приводит к увеличению времени ориентации **m** по направлению внешнего магнитного поля **H.** Далее, конгломерат падает на дно намного быстрее отдельной частицы, следовательно, оба эти фактора могут привести к тому, что за время осаждения суммарный

момент кластера не успеет сориентироваться и I_{ro} окажется $<< I_s$.. Количественный расчёт динамики коагуляции оседающих частиц и влияния этих процессов на образование DRM является предметом настоящей работы.

Простейшая из возможных моделей кластеризации – частица-кластерная DLA-модель, в которой в центр сферы радиуса $R_0 >> r$ помещается сферическая частица, затем на поверхности сферы появляется идентичная ей частица, которая начинает броуновское движение внутрь сферы и в конце концов слипается с центральной частицей и т.д.. Если в ходе блужданий частица выходит за сферу, то на её поверхности возникает другая блуждающая частица и т.д. Броуновское движение моделируется как случайное смещение вдоль произвольного направления с амплитудой $s = \sqrt{kT/(3phr)\Delta t}$, где T – температура, k– постоянная Больцмана. Временно́й интервал Δt здесь рассчитывается как время, при котором $\sigma = r$. Модель DLA идеально подходит для тестирования численных моделей, поскольку известно, что для неё фрактальная размерность $d = 2.5$ [8]. В наших расчётах получено $d = 2.44 \pm 0.13$, в соответствии с этим требованием.

В более сложной кластер-кластерной ССА-модели все частицы вначале случайно распределяются внутри некоторого объёма с относительной объемной концентрацией c; в результате броуновского движения они сталкиваются друг с другом и слипаются в кластеры. Так как кластеры также подвержены броуновскому движению, то изначально образуется большое число кластеров малых размеров, которые затем объединяются в кластеры бóльших размеров. Поскольку в результате перемещений частица или кластер могут выйти за грань куба, то при расчётах применяются периодические условия, когда объект, выходящий за грань куба, появлялся на противоположной грани. Броуновское движение кластеров моделируется так же, как движение частиц для DLA-модели, но с заменой r на радиус

гирации $R_g = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(\mathbf{r}_i - \mathbf{r}_c)^2}$, характеризующим размер кластера. Здесь $\mathbf{r}_c$ – радиус-вектор центра масс, n- число частиц в кластере, $\mathbf{r}_i$ – радиус-вектор i-той частицы (учитываются только частицы, принадлежащие данному кластеру). Результаты расчетов по ССА-модели существенно отличаются от результатов, поученных по DLA-модели - кластеры имеют более рыхлую и ветвистую структуру (рис. 1, а, б), а в ряде случаев структура конечного кластера настолько нерегулярна и анизотропна (рис.1б), что рассчитать величину фрактальной размерности становится невозможным. Среднее значение величины фрактальной размерности для ССА-модели (в тех случаях, когда это

можно было сделать), полученное нами, составляет d = 1.83±0.23, т.е. существенно ниже, чем для DLA-модели, что находится в хорошем соответствии с результатами, представленными в монографии [9].

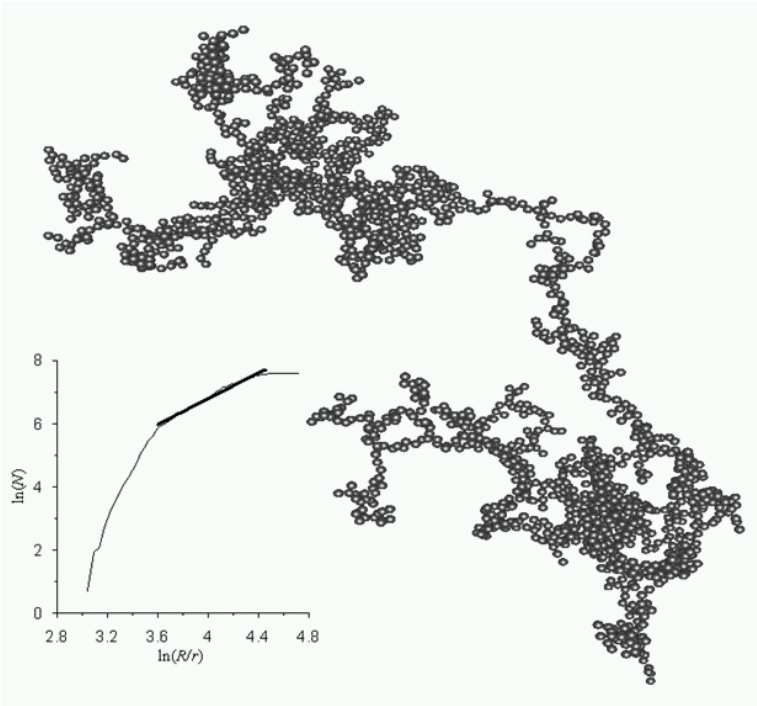
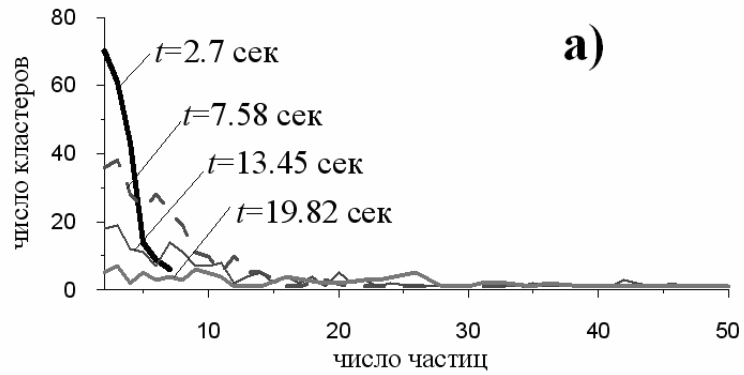


Рис. 1б. (примечания см. к рис. 1а).

Сложность нашей задачи заключается в учёте, помимо броуновского движения и сил Ван дер Вальса, также сил гравитации $\mathbf{F}_T^i = \Delta r v_i \mathbf{g}$ и стоксовского трения $6phr_i\mathbf{u}^i$. Для отдельно взятой частицы баланс этих сил имеет вид: $\mathbf{F}_T^i + \mathbf{F}_{ms}^i = 6phr_i\mathbf{u}^i$, где $\mathbf{u}^i$ - вектор скорости частицы, v_i – её объем. Для кластера можно применить эту же формулу, но с заменой r_i на радиус гирации R_g, отсюда скорость осаждения кластера под действием силы гравитации $u(R_g) = (\Delta rg / 6phR_g)\sum_{i=1}^{n} v_i$, где n – число частиц, составляющих кластер. Тогда для одинаковых частиц радиуса r, с учётом соотношения $n \approx (R_g / r)^d$, получим $u(R_g) = 2\Delta rgr^2 (R_g / r)^{d-1} / 9h$, откуда $u \propto R_g^{d-1}$ и при $d \approx 1.83$ (ССА-модель), имеем $u \propto R_g^{0.83}$, что очень близко к

эмпирическому соотношению $u \propto R_g^{0.78}$, найденному в [10] и используемому в работах [5, 7] для расчёта времени ориентации магнитного момента кластера. Отметим, что численное согласие между эмпирическим соотношением и формулой (1) получается при $r \approx 0.2$ мкм.



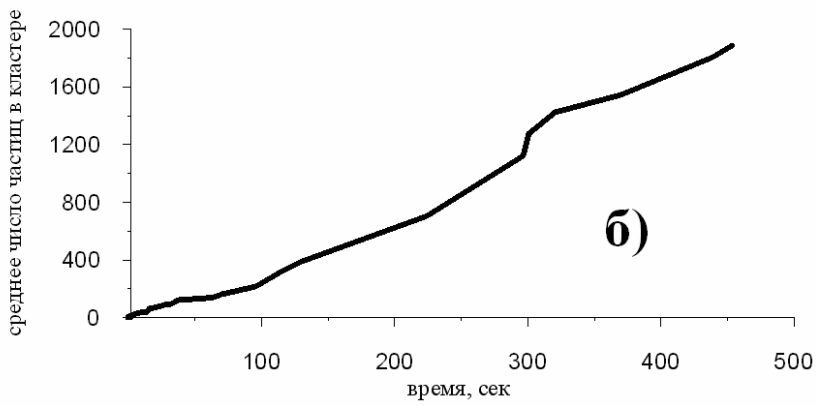


Рис. 2. а) эволюция функции распределения кластеров по числу частиц в них по мере осаждения для ансамбля из 3000 частиц (580 частиц магнетита с r = 0.1 мкм и 2420 немагнитных частиц с r = 0.3 мкм), c = 0.1%, t – время осаждения; б) зависимость среднего значения числа частиц в кластерах от времени осаждения.

Моделирование процесса осаждения с учётом сил гравитации и магнитостатики заключалось в том, что через каждый интервал Δt проводился новый расчёт баланса сил и вычислялась скорость движения каждого объекта. С этой скоростью частицы и кластеры двигались

прямолинейно до следующей коррекции, перед которой они дополнительно испытывали случайное смещение по вышеописанной схеме. Расчеты ССА-модели с учётом стоксовской скорости осаждения дали d = 1.81±0.31, что несущественно отличается от результата, полученного для чистой ССА-модели.

Реальные осадки обладают большой полидисперсностью, при этом магнитные частицы в большинстве своём представлены интересующей нас мелкой субмикронной фракцией. Как следует из [11], соединение мелкой и крупной частиц осуществляется ≈ в R/r раз быстрее, нежели слипание пары одинаковых частиц, откуда можно заключить, что уже на самом первом этапе оседания магнитные частицы теряют индивидуальность, входя в ассоциации с более крупными немагнитными частицами. Как показали расчёты, при отношении R/r = 3 уже после 2-3 столкновений почти все мелкие частицы оказываются поглощёнными крупными.

Возвращаясь теперь к задаче о намагниченности кластеров, возникающих в процессе оседания, сначала подчеркнём, что в соответствии с вышесказанным, к моменту присоединения какой-либо частицы к кластеру она уже практически полностью сориентирована по полю. Далее можно рассмотреть две крайние модели.

1) Вектор **m** частицы сохраняет своё направление и после столкновения, но тогда мы фактически возвращаемся к модели изолированных частиц, что неприемлемо.

2) Каждое столкновение полностью хаотизирует вектор полного магнитного момента кластера $\mathbf{m}_{cl}$. Тогда процесс ориентации $\mathbf{m}_{cl}$ начинается сначала после каждого столкновения. В этом случае определяющим фактором служит отношение $t_r/t_{free} = \left(4\Delta r g r^2 (R_g/r)^{d-1}\right)/3IBl$, где τ_{free} - время между столкновениями, а λ – длина свободного пробега. Для грубых оценок примем $\lambda = h$ и допустим, что кластер состоит из одной ПОД частицы, так что $I \approx I_{ПОД}(r/R_g)^3$, $t_r/t_{free} = \left(4\Delta r g r^2 n^{1+2/d}\right)/3I_s Bh \approx$, где $I_{ПОД}$ ~ (10-100) гс – намагниченность ПОД частицы. Как было показано выше, $d \approx 2$ так что для кластера, содержащего n частиц, отношение t_r/t_{free} увеличивается, в сравнении с аналогичным отношением для отдельной частицы, приблизительно в n^2 раз и для кластеров, содержащих t 10^2 частиц, t_r может стать << t_{free}. Конкретный результат зависит от конкретной ситуации – чем выше концентрация частиц и больше глубина, тем вероятнее образование больших кластеров, намагниченность которых может быть далека от насыщения. Эти соображения подтверждаются численными расчётами эволюции ф.р. числа кластеров в зависимости от числа частиц в них (рис.2а, где

показан только начальный этап этой эволюции) и зависимости от времени t осаждения среднего значения $\bar{n}$ числа частиц в кластерах (рис. 2б). Из последнего рисунка наглядно видно, что $\bar{n} \propto t$ и при достаточно высокой начальной концентрации c = 0.1% осаждающегося материала $\bar{n}$ быстро достигает величины ~ (10^3-10^4).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 06-05-64585.

1. Нагата Т. Магнетизм горных пород. – М.: Мир. 1965. 348 с.
2. Barton C.E., McElhinny M.W., Edwards D.J. // Geoph. J.Royal Astr. Soc. 61 (1980) 355–377.
3. Katari K., Bloxham J. // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. 186(1). 113-122.
4. Shcherbakov V., Shcherbakova V. // Geophys. Surv. 1983. 5. 369-380.
5. Katari K., Tauxe L. // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. 181. 489-496.
6. Katari K., Tauxe L., King // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. 183. 147-160.
7. Tauxe L., Steindorf J.L., Harris A. // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. 244. 515-529.
8. Жюльен Р. // УФН. 1989. Т.157, в.2. С.339-357.
9. Смирнов Б.М. Физика фрактальных кластеров. // М.: Наука. 1991. 136 с.
10. Gibbs R. // J.Geophys.Res. 1985. C90. 3249-3251.

11. Щербаков В.П., Сычева Н.К. // Материалы школы-семинара "Палеомагнетизм и магнетизм горных пород", Борок, 18-21 октября 2007 г.
12. Белоконь В.И., Нефедев К.В. // Физика Земли. 2005. №9. С.93-96.
13. Шашканов В.А., Дубровина Л.Ю., и др. // Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2003. С.47-57.
14. Фукс Н.А. Механика аэрозолей. // М.: Изд. АН СССР, 1955. 351 с.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЁННОСТИ НА ПОРОДАХ АРМЕНИИ МЕЛОВОГО И ЮРСКОГО ВОЗРАСТОВ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)

Щербакова В.В.[1], Щербаков В.П.[1], Жидков Г.В.[1], Павлов В.Э.,[2] Виноградов Ю.К.[1]

[1]ГО «Борок» филиал ИФЗ РАН, п. Борок, Ярославская обл.,
valia@borok.yar.ru
[2]ИФЗ РАН, Москва, pavlov-home@rambler.ru

Поведение напряжённости геомагнитного поля $H_{др}$ во времени остаётся актуальной и дискуссионной проблемой палеомагнетизма, и дополнение базы данных по $H_{др}$ новыми надёжными определениями палеонапряжённости является важной задачей. С этой целью в 2006 году на территории Армении работала международная экспедиция с участием Перин М. (Университет г. Монпелье, Франция), Айвазяна (Институт геологии и геофизики, Армения) и Павлова В.Э. (ИФЗ, Россия). Была отобрана представительная коллекция образцов из разрезов различного

возраста (олигоцен, палеоген, мел, юра), при этом отбирались лавы и обожжённые контакты. Отдельно следует отметить, что работы велись, в частности, на разрезах, которые ранее изучались Большаковым А.С.и Солодовниковым Г.М. и по которым этими авторами опубликованы полученные ими определения $H_{др}$. К настоящему времени изучена часть коллекции, отобранной в 2006 году, а именно – обожжённые контакты из разрезов Товуз, Паравакар (мел) и Кафан (юра), ниже представлены результаты определения на них палеонаправлений и палеонапряжённости.

Термочистка и компонентный анализ намагниченности выполнялись в Москве, в ИФЗ РАН; чистка велась в немагнитной печи до температур, при которых полностью разрушалась природная (NRM) намагниченность. Остальная часть работы сделана в Геофизической Обсерватории «Борок» и включала:

а) определение палеонапряжённости по методу Телье-Коэ; при этом лабораторное поле $H_{лаб}$ равнялось 20 мкТ. После каждых двух температурных шагов до возрастающих температур T_i проводились измерение восприимчивости и нагревы до более низких температур T_{i-2} (“check-points”). Всего делалось не менее (16-18) парных нагревов до возрастающих температур, вплоть до 670 °C, и (5-8) check-points.

б) сравнительное определение $H_{др}$ по методу Вилсона-Буракова, когда сравниваются на предмет подобия две кривые - NRM(T,$H_{др}$) и TRM(T,$H_{лаб}$). Для удобства сравнения, файл данных TRM(T,$H_{лаб}$) помножался на подобранный численный коэффициент, и построенная по этим данным третья кривая TRM*(T,$H_{лаб}$) пунктирной линией выводилась на график.

в) измерения магнитных параметров образцов – коэрцитивной силы H_c, остаточной коэрцитивной силы H_{cr}, намагниченности насыщения I_s, остаточной намагниченности насыщения I_{rs}

г) термомагнитные исследования I_s и I_{rs}, а именно - снятие кривых I_{si}(T) при последовательных нагревах образцов до температур T_i: {(200, 300, 400, 500, 600, 700)°C} и кривых I_{rs0}(T) и I_{rs1}(T) при двух последовательных нагревах образца до точки Кюри T_c.

д) оценка доменной структуры по термомагнитному критерию (определение хвостов pTRM).

По файлам данных, полученным в процессе выполнения процедуры Телье-Коэ, для каждого образца строились две диаграммы: Араи-Нагата (AH-) и Зийдервельда (Zd-) (в координатах образца). Это позволило нам при отборе AH-диаграмм для оценки палеонапряженности у каждого отдельного образца сравнивать непосредственно температурное поведение как скаляра - абсолютной величины NRM, так и вектора NRM. Для оценки $H_{др}$ AH-диаграммы отбирались по следующим критериям:

1) сегмент AH-диаграммы, по которому проводится линейная аппроксимация для оценки $H_{др}$, должен был включать не менее 4 репрезентативных точек;

2) изменение NRM в пределах этого сегмента ≥ 20% от величины полной NRM;

3) направление вектора NRM в этом сегменте постоянно;

4) до и в пределах температурного интервала, по которому проводится оценка $H_{др}$, разница в величинах pTRM-check и первичной pTRM, нормализованная на величину полной TRM, ≤ 5%.

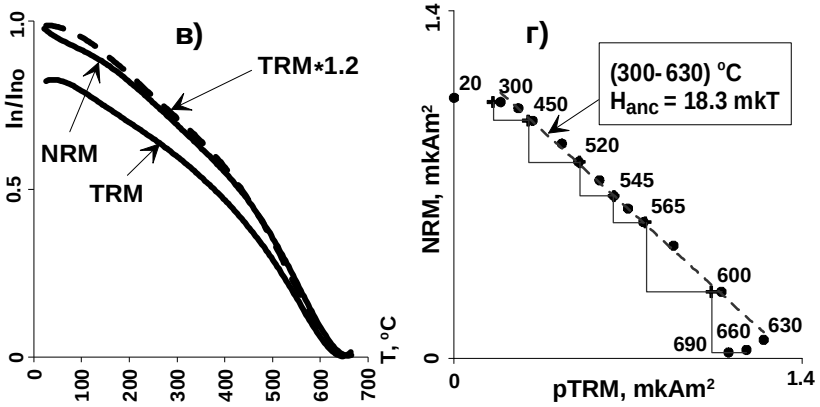
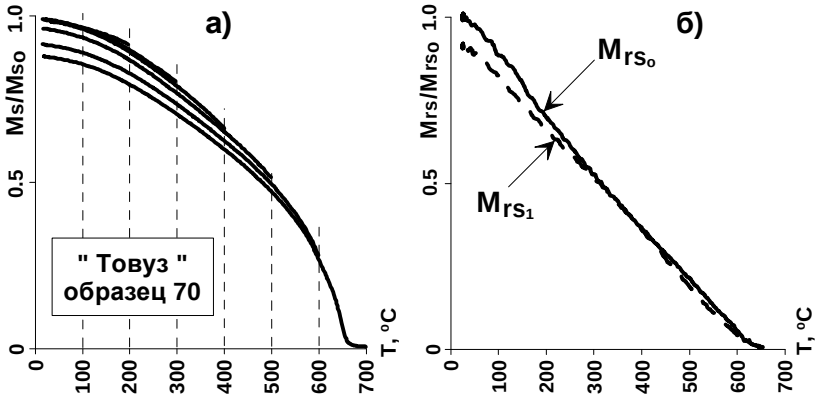


Рис. 1. Исследование магнитных свойств образца.

<u>Магнитные свойства</u>. Обожженные породы двух изученных разрезов – ***<u>Товуза и Кафана</u>*** - обнаруживают сходные магнитные свойства и очень похожее поведение различных кривых, которое, в частности, прослеживается на рис.1 для образца №70 (Товуз). Кривые $I_{si}(T)$ (Рис. 1а) гладкие, выпуклые по форме, мало меняются при последовательных нагревах вплоть до 700 °С, так что общее изменение величины $I_s \leq 10\%$. Температуры Кюри T_c, определённые по этим кривым, лежат в области (620-660) °С, что указывает на маггемит как основной ферромагнитный носитель остаточной намагниченности. Что касается поведения I_{rs} (Рис.1б), видно, что в интервале температур {T_0 - (200-300) °С} кривая $I_{rs1}(T)$ идёт несколько ниже $I_{rs0}(T)$, дальше они становятся мало различимы вплоть до полного разрушения I_{rs}. У кривых NRM(T,$H_{др}$) и TRM(T,$H_{лаб}$), снятых по методу Вилсона, как правило, обнаруживается интервал подобия в области температур от (300-400) °С и до T_c, у отдельных образцов эти кривые подобны практически во всём температурном интервале (T_0-T_c) (Рис.1в). T_c, определяемые по кривым $I_{rs0}(T)$ и NRM(T,$H_{др}$), также лежат выше 600 °С. Всё это говорит в пользу

188

того, что у исследованных образцов ферромагнетик устойчив к нагревам и сохранил информацию о первичной NRM, имеющей термоостаточную природу,



<u>Паравакар.</u> Все изученные образцы этого разреза проявляют схожее поведение I_s и I_{rs}, типичные кривые $I_s(T)$ и $I_{rs}(T)$ приведены на Рис. 2,а, б (образец 115). Температуры Кюри T_c, определяемые по этим кривым, лежат в области (600-650) °С. Однако видно, что при последовательных нагревах, в интервале температур (200-400)°С, I_s заметно падает по величине, хотя общий выпуклый вид кривых $I_{si}(T)$ сохраняется (Рис. 2а). Кривые $I_{rs0}(T)$ и $I_{rs1}(T)$ заметно различаются по форме, по величине I_{rs1} несколько меньше I_{rs0} (Рис.2б). Это указывает на то, что в процессе нагревов ферромагнитный материал испытывает изменения. Но при этом у кривых NRM(T,$H_{др}$) и TRM(T,$H_{лаб}$), снятых по методу Вилсона, как правило, обнаруживается интервал подобия в области температур от (200-300) °С и до T_c, у отдельных образцов эти кривые подобны практически во всём температурном интервале (T_0-T_c) (Рис.2с). Можно предположить, что носителями NRM являются мелкие ферромагнитные частицы, близкие по размеру к однодоменным, которые мало меняются при нагревах и сохраняют первичный сигнал, но их вклад в величины I_s и I_{rs} незначителен. Мы сделали оценку доменной структуры образцов этого разреза по термомагнитному критерию, что подтвердило это предположение: величина хвостов pTRM оказалась на уровне шумов прибора, т.е. носителями pTRM являются зёрна практически однодоменные по размеру.

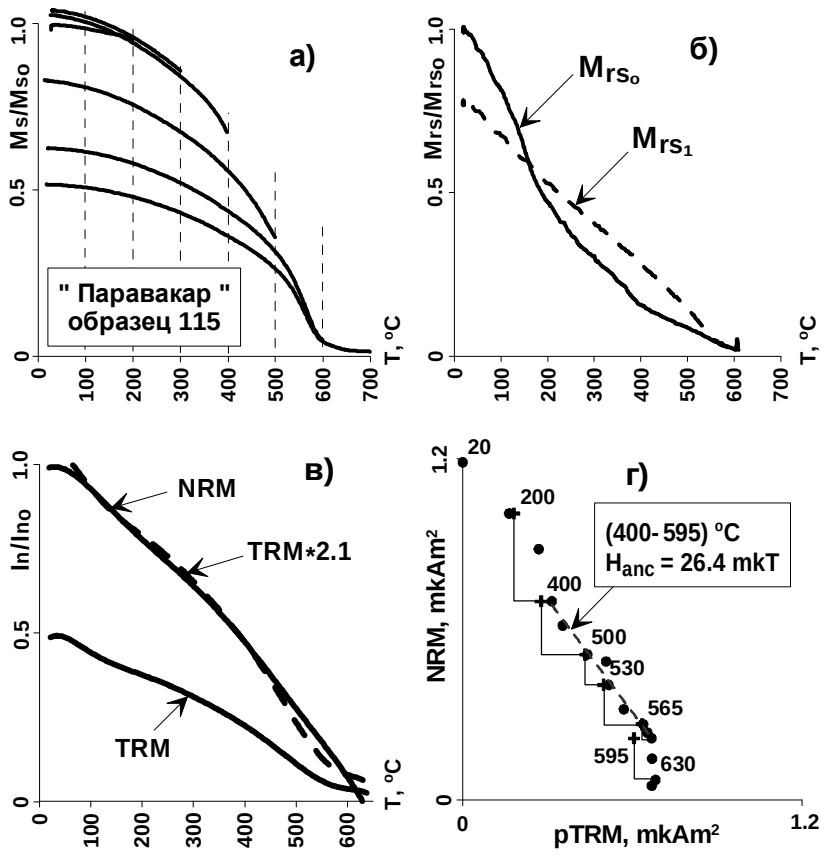


Рис. 2. Исследование магнитных свойств образца.

Что не менее важно, диаграммы Араи-Нагата (рис. 2г) не фиксируют резких изменений в области температур (300-400) °С, в частности, check-points (крестики) располагаются близко к первичным точкам. Значения $H_{др}$, полученные по таким диаграммам, хорошо согласуются между собой и по величине близки к $H_{др}$ по разрезу Товуз, который имеет практически тот же возраст. Все эти соображения послужили для нас поводом не отказываться от данных по Паравакару и, с определёнными оговорками, представить их в статье.

Результаты. В Таблице представлены наши результаты определения палеонаклонения $J_{др}$, величины $H_{др}$, полученной двумя способами – Телье и Вилсона, значения VDM, рассчитанные с использованием $J_{др}$, и, для сравнения, аналогичные данные из статей Большакова и Солодовникова. В качестве ошибки определения

использована стандартная ошибка σ. Возраст разрезов – стратиграфический. При расчёте VDM во внимание принимались значения $H_{др}$, полученные методом Телье.

Таблица. Палеомагнитные данные.

Разрез	Возраст	Палеонаклонение, град.	*Щербакова и др. (2007)*					*Большаков, Солодовников (1981, 1983)*		
			метод Вилсона-Буракова		метод Телье-Коэ					
			число опре-делений	$H_{др}$, мкТ	число опре-делений	$H_{др}$, мкТ	VDM, $\times 10^{22}$ Ам^2	VDM, $\times 10^{22}$ Ам^2	$H_{др}$, мкТ	число определений
Товуз - 6	коньяк-сантон (90-83 млн. лет)	40.3	21	22.0 ± 1.0	36	20.3 ± 0.5	4.4 ± 0.2	4.4 ± 0.2	22 ± 1	139
Паравакар - 1		45.5	15	31.0 ± 3.0	27	26.9 ± 0.9	5.5 ± 0.2	4.3 ± 0.3	22 ± 2	57
Кафан - 1	оксфорд-кимеридж (161-151 млн. лет)	31.8	17	11.3 ± 0.5	31	10.1 ± 0.5	2.3 ± 0.1			
Кафан - 2		17.7	9	7.5 ± 0.4	11	7.2 ± 0.4	1.8 ± 0.1			
Кафан - 3		24.3	12	18.0 ± 0.5	12	17.4 ± 0.7	4.2 ± 0.2			
Кафан - ср.		24.9				11.1 ± 0.6	2.7 ± 0.2	3.0 ± 0.2	14.4 ± 0.9	184

Видно, что оба метода – Телье и Вилсона – дают очень близкие значения $H_{др}$, что в определённой степени увеличивает надёжность наших результатов. Полученные значения VDM для всех трёх разрезов низкие – в (2-4) раза ниже его современной величины 8.12×10^{22} Ам^2 - и вполне согласуются с данными для этих же разрезов Большакова, Солодовникова. На рис. 3 (см. Щербаков, Сычёва) показаны определения $H_{др}$ для интервала (400 – 0) млн. лет, представленные в базе данных. Косые крестики обозначают данные Большакова и Солодовникова. Гистограмма вверху рисунка представляет результат статистического анализа данных в интервале (400–5) млн. лет, проведенного авторами (Щербаков, Сычёва), и указывает на существование двух мод в значениях VDM: близкой к современному и приблизительно в 2 раза ниже.

Наши новые результаты, показанные черными кружками, хорошо вписываются в общий спектр данных и поддерживают гипотезу о том, что в геологической истории Земли напряжённость геомагнитного поля не всегда была такой, как в настоящее время, и существовали длительные временные интервалы с низким значением напряженности поля, в частности, в мелу и юре.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 06-05-64538.

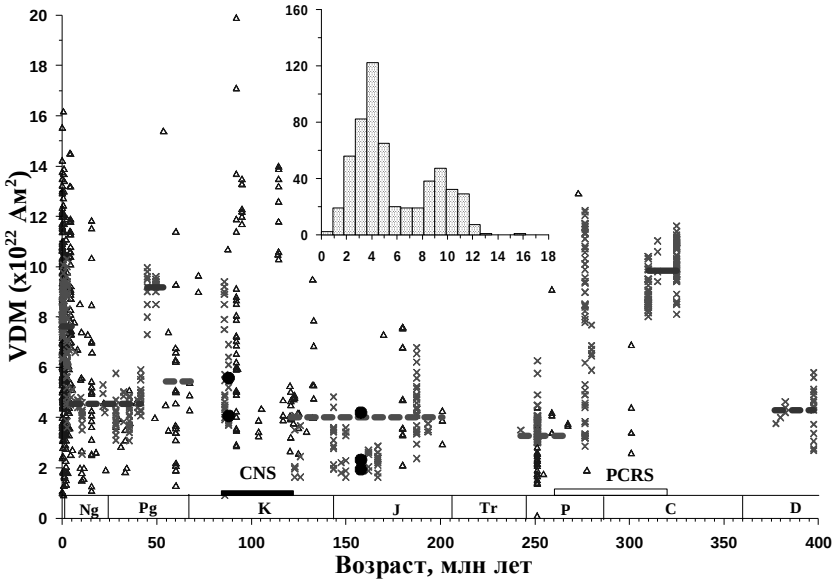


Рис. 3. Сводка данных по VDM за последние 400 млн. лет.

1. Большаков А.С., Солодовников Г.М. О напряженности геомагнитного поля в позднемеловое время // Физика Земли. 1981. №10. С. 58-68.
2. Большаков А.С., Солодовников Г.М. Напряженность геомагнитного поля в Армении в поздней юре и раннем мелу // Физика Земли. 1983. №12. С. 82-90.
3. Щербаков В.П., Сычёва Н.К. Об изменении величины геомагнитного диполя за геологическую историю Земли // Физика Земли. 2006. № 3.

СОДЕРЖАНИЕ

ПАЛЕОВЕКОВЫЕ ГЕОМАГНИТНЫЕ ВАРИАЦИИ
Бахмутов В.Г. 4

КОРРЕЛЯЦИЯ ЛЁССОВО-ПОЧВЕННЫХ РАЗРЕЗОВ БЕЛОВО И ВОЛОДАРКА НА РЕКЕ ОБЬ
Большаков В.А. 6

ПОЗИЦИИ ТЕРРЕЙНОВ АМУРСКОЙ ПЛИТЫ В ПОЗДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ – РАННЕМ КЕМБРИИ
Бретштейн Ю.С., Климова А.В. 10

НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ИСПАНИИ В ПОСЛЕДНИЕ ТРИ ТЫСЯЧЕЛЕТИЯ
Бураков К.С., Начасова И.Е. 16

ВВЕДЕНИЕ КОРРЕКЦИИ НА МАГНИТНУЮ АНИЗОТРОПИЮ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ УГЛОВЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ДРЕВНЕГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО ТЕРМООСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ
Бураков К.С., Начасова И.Е. 20

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ БАЙКАЛЬСКОГО ВЫСТУПА СИБИРСКОГО КРАТОНА
Водовозов В.Ю., Диденко А.Н., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Донская Т.В. 24

ОСОБЕННОСТИ КИНЕТИКИ РАЗЛОЖЕНИЯ γ–FeOOH В ИЗОТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ
Гапеев А.К., Грибов С.К., Косарев С.И. 30

К ВОПРОСУ О СВОЙСТВАХ ХИМИЧСЕКОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ, ОБРАЗУЮЩЕЙСЯ ПРИ РАЗЛОЖЕНИИ α–FeOOH В ИЗОТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ
Гапеев А.К., Грибов С.К. 33

МАГНИТНЫЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В НАНОЧАСТИЦАХ МАГНЕТИТА И МАГГЕМИТА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ УСЛОВИЙ СИНТЕЗА
Гендлер Т.С. 36

ГЕОМАГНИТНАЯ ИНВЕРСИЯ «ХРОН 5 – ГИЛЬБЕРТ» (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)
Гнибиденко З.Н., Семаков Н.Н. 42

ДВЕ ГЕНЕРАЦИИ ШПИНЕЛИ ИЗ ПЕРЕХОДНОГО СЛОЯ НА ГРАНИЦЕ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА В РАЗРЕЗЕ ГАМС (ВОСТ. АЛЬПЫ)
Грачев А.Ф., Цельмович В.А. 46

ВЕЙВЛЕТ АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ. ХАРАКТЕРНЫЕ (В ИНТЕРВАЛЕ 10 – 50 ТЫС. ЛЕТ) ВРЕМЕНА КОЛЕБАНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ 1 – 1.2 МЛН. ЛЕТ НАЗАД (ЗАПАДНАЯ ТУРКМЕНИЯ)
Гурарий Г.З., Алексютин М.В., Атаев Н. 52

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ОРДОВИКСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ УРАЛЬСКОГО СКЛОНА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ЛЕВЫЙ БОРТ Р. ЧАУШКА). ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ
Дворова А.В., Самыгин С.Г., Диденко А.Н. 56

МИНЕРАЛОГИЯ И МАГНЕТИЗМ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫХ ТИТАНОМАГНЕТИТОВЫХ РУД УЧАСТКА ТРАВЯНАЯ ГУБА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)
Земцов В.А., Кулешевич Л.В., Цельмович В.А. 59

ПЕТРОМАГНИТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ТРАППОВ ДАЛДЫНО-АЛАКИТСКОГО РАЙОНА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ПОИСКАХ КОРЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ
Константинов К.М., Мишенин С.Г., Кузьменок А.Н., Томшин М.Д., Гладков А.С., Васильева А.Е. 63

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕКОГНОСЦИРОВОЧНЫХ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГОРНЫХ ПОРОД УДЖИНСКОГО ПОДНЯТИЯ (СЕВЕР СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)
Константинов К.М., Павлов В.Э., Петухова Е.П., Гладкочуб Д.П. 69

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БАЗИТОВ ИЗ ЗОН ВЛИЯНИЯ ВИЛЮЙСКОГО И КЮТЮНГДИНСКОГО ПАЛЕОРИФТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ПЕРВЫЙ ЭТАП)
Константинов К.М., Хузин М.З., Саврасов Д.И., Кузьменок А.Н., Томшин М.Д., Киселев А.И., Гладкочуб Д.П. 72

ПОВЕДЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ДРЕВНЕГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ
Куражковский А.Ю., Куражковская Н.А., Клайн Б.И. 76

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА И НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА ШКАЛЕ ТЫСЯЧЕЛЕТИЙ (ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ)
Малахов М.И., Горбаренко С.А., Малахова Г.Ю., Соляников Я.Л., Маслов И.Н., Василенко Ю.П., Босин А.А. 80

КОМПЬЮТЕРНАЯ МОДЕЛЬ ВЛИЯНИЯ КЛИМАТА И ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА НАМАГНИЧЕННОСТЬ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОХОТСКОГО МОРЯ – I. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ
Малахов М.И., Малахов Д.М., Соляников Я.Л. 86

КОМПЬЮТЕРНАЯ МОДЕЛЬ ВЛИЯНИЯ КЛИМАТА И ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА НАМАГНИЧЕННОСТЬ ДОННЫХ ОСАДКОВ ОХОТСКОГО МОРЯ – II. МОДЕЛИРОВАНИЕ
Малахов М.И., Малахов Д.М., Соляников Я.Л. 90

ВАРИАЦИИ НАПРЯЖЁННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В СИБИРИ С V ТЫСЯЧЕЛЕТИЯ ДО Н.Э. ПО I ТЫСЯЧЕЛЕТИЕ Н.Э.
Начасова И.Е., Бураков К.С. 94

НОВЫЙ ФЕРРОМАГНИТНЫЙ МИНЕРАЛ – САМОРОДНЫЙ КОБАЛЬТ (И ЕГО ИНТЕРМЕТАЛЛИДЫ)
Паверман В.И., Цельмович В.А., Некрасов А.Н. 98

СУПЕРХРОН НА ГРАНИЦЕ МЕЗО- И НЕОПРОТЕРОЗОЯ?
Павлов В.Э. 102

МАГНИТНЫЕ И ПАРАМАГНИТНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ОСАДКАХ НА ГРАНИЦЕ MZ/CZ
Печерский Д.М. 106

ИССЛЕДОВАНИЯ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ХРЕБТА КАРАДЖА (АЗЕРБАЙДЖАН) ПЕТРОМАГНИТНЫМИ И ПАЛЕОМАГНИТНЫМИ МЕТОДАМИ ВО ВРЕМЕННОМ ИНТЕРВАЛЕ 20-45 ТЫС. ЛЕТ.
Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Абрахамсен Н. 108

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА ЮГА РОССИИ И УКРАИНЫ
Пилипенко О.В., Шаронова З.В., Трубихин В.М., Абрахамсен Н. 111

ОБ ОБРАТНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ МАФИТОВ И УЛЬТРАМАФИТОВ
Писакин Б.Н., Федотова М.А. 116

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА В ОТРАЖЕНИИ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЕРИДОТИТОВ
Попов К.В., Базылев Б.А., Щербаков В.П. 118

МИНЕРАЛЫ-НОСИТЕЛИ НАМАГНИЧЕННОСТИ ПОРОД В РАЗРЕЗАХ ВЕРХНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ СТОЯНОК КОСТЁНКИ-1 И БОРЩЕВО-5
Поспелова Г.А., Аникович М.В., Водовозов В.Ю., Дудин А.В., Левковская Г.М., Лисицын С.Н. 123

ВОПРОСЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ГЕОДИНАМО
Решетняк М.Ю. 127

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ГРАНИТНЫМ ДАЙКАМ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)
Ржевский Ю.С. 132

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОБРАЗОВАНИЙ КАМЕННОУГОЛЬНОГО ВОЗРАСТА ВОСТОЧНОГО УРАЛА (НОВЫЕ ДАННЫЕ)
Свяжина И.А., Попова Е.Г. 133

КОНВЕКТИТИВНАЯ И МАГНИТНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ГЛУБИННЫХ НЕДР ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ
Старченко С.В. 137

МАГНИТОМЕТРИЧЕСКАЯ АППАРАТУРА: СЕГОДНЯ И ЗАВТРА
Степанов И.В., Цирель В.С. 141

СВЯЗЬ ГЕОМАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ С ОЧАГАМИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКА МАГСАТ
Харитонов А.Л., Харитонова Г.П., Труонг Куанг Хао, Во Тханх Сон 145

САМОРОДНЫЙ КОБАЛЬТ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ
Цельмович В.А. 150

МАГНИТНЫЕ МИКРО- И НАНОМИНЕРАЛЫ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ
Цельмович В.А. 155

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НЕКОТОРЫХ ПАЛЕОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ ЮГА СИБИРИ
Шацилло А.В., Паверман В.И. 159

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ДЕВОНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И НЕКОТОРЫЕ РАЗМЫШЛЕНИЯ
Шацилло А.В., Павлов В.Э. 165

КОАГУЛЯЦИЯ ЧАСТИЦ И ПРИНЦИП МАСШТАБНОЙ ИНВАРИАНТНОСТИ В ПРОЦЕССАХ ОСАЖДЕНИЯ И ПЕРЕОСАЖДЕНИЯ
Щербаков В.П., Сычёва Н.К. 174

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФЛОККУЛЯЦИОННОГО МЕХАНИЗМА ОБРАЗОВАНИЯ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
Щербаков В.П., Сычёва Н.К. 180

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЁННОСТИ НА ПОРОДАХ АРМЕНИИ МЕЛОВОГО И ЮРСКОГО ВОЗРАСТОВ (ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ)
Щербакова В.В., Щербаков В.П., Жидков Г.В., Павлов В.Э., Виноградов Ю.К. 186