

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ
И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ
ГЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
В ИНСТИТУТЕ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК



МОСКВА
2004

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Институт физики Земли
им. О.Ю. Шмидта

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ
И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ
ГЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ
В ИНСТИТУТЕ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

МОСКВА
2004

Краткая история и современное состояние геомагнитных исследований в Институте физики Земли Российской академии наук: сб. статей / под редакцией С.П. Бурлацкой, А.Н. Диденко, З.В. Шароновой. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – 188 с.

В предлагаемом издании, посвященном памяти выдающегося отечественного геофизика Галины Николаевны Петровой (1915–2001), собраны материалы, характеризующие историю и результаты многолетних геомагнитных исследований, проводившихся под ее руководством в Институте физики Земли РАН, а также фрагменты поэтического наследия Г.Н. Петровой и воспоминания ее друзей и коллег, расширяющие представление о незаурядной личности ученого.

Сборник может быть интересен широкому кругу специалистов в области наук о Земле, студентам и аспирантам, профилирующих вузов и всем, кто интересуется историей отечественного естествознания.

РЕДАКТОРЫ-СОСТАВИТЕЛИ:

доктор физико-математических наук	<i>С. П. Бурлацкая;</i>
доктор геолого-минералогических наук	<i>А. Н. Диденко;</i>
кандидат физико-математических наук	<i>З. В. Шаронова</i>

РЕЦЕНЗЕНТЫ:

заслуженный деятель науки и техники России,
профессор, доктор физико-математических наук
Ю. С. Геншафт (ИФЗ РАН);
кандидат физико-математических наук
В. Н. Вадковский (МГУ им. М. В. Ломоносова)

90-летию
со дня рождения
Галины Николаевны Петровой
ПОСВЯЩАЕТСЯ

ГЕОМАГНИТОЛОГИЯ КАК ФУНДАМЕНТАЛЬНАЯ НАУКА

В 1600 году Уильям Гильберт, президент Королевского колледжа медиков и личный врач королевы Елизаветы Тюдор, опубликовал свою фундаментальную работу о магнетизме и электричестве: «О магните, магнитных телах и о большом магните — Земле». Шеститомный труд был написан на латыни — языке науки тех лет; он появился до публикации трудов Иоганна Кеплера «*Astronomia Nova*» (1609 г.), Галилео Галилея «*Sidereus Nuncius*» (1610 г.) и Исаака Ньютона «*Principia*» (1687 г.).

«О магните...» — замечательное, прекрасно иллюстрированное издание, с деревянными крышками переплета и массой различных придумок, таких как цветные буквицы в начале каждой главы, звездочки на полях, отмечающие особо важные разделы. В книге «О магните...» описано более 600 проделанных Уильямом Гильбертом опытов и изложены выводы, к которым они приводят. Вот важнейшие из них: а) у магнита всегда имеются два неразделимых полюса: если магнит распилить на две части, то у каждой из половинок оказывается вновь по паре полюсов; б) существует явление магнитной индукции — брусок железа, расположенный возле магнита, сам приобретает магнитные свойства; в) от действия магнита можно частично загородиться железными перегородками, но погружение в воду не влияет заметным образом на притяжение к ним.

Уильям Гильберт не только экспериментировал с магнитами, он поставил перед собой задачу, для решения которой, как выяснилось, оказалось недостаточно даже и половины тысячелетия: почему вообще существует магнетизм Земли? Был изготовлен постоянный магнит, названный Гильбертом «терреллой» (т. е. маленькой моделью Земли), имевший форму шара, и Гильберт при помощи магнитной стрелки, помещавшейся над различными участками его поверхности, изучал создаваемое им магнитное поле. Оно оказалось весьма похожим на то, что имеется над Землей. На экваторе, то есть на равных расстояниях от полюсов, стрелки магнита располагались горизонтально, то есть параллельно поверхности шара, а чем ближе к полюсам, тем сильнее наклонялись стрелки, принимая вертикальное положение над полюсами.

Идея Гильберта, что Земля — большой постоянный магнит, не выдержала испытания временем. Значительно позже, в XIX веке, было установлено, что при температурах выше точки Кюри (а в недрах Земли температуры весьма высоки) постоянный магнит теряет магнитные свойства. Проблема магнетизма Земли, а также и других небесных тел — одна из старейших проблем классического естествознания — с новой остротой встала перед естествоиспытателями. Но значение и роль трудов Гильберта остаются непреходящими.

Настоящий сборник не претендует на полное освещение проблем геомагнетизма, в нем помещены статьи, затрагивающие, в основном, проблемы "ископаемого" магнетизма, то есть палеомагнетизма. Именно в этом направлении магнитологии роль школы магнитологов Института физики Земли РАН, которую долгие годы возглавляла Галина Николаевна Петрова, значима и известна отечественному и мировому научному сообществу.

Попробуем дать определение. Палеомагнитология — учение о геомагнитном поле прошлых геологических эпох, является самостоятельной научной дисциплиной со своей методологией и методикой исследований, объектами изучения и областью приложения результатов. Единственная геофизическая дисциплина, прямо и количественно изучающая эволюцию геофизического поля в течение значительной части истории Земли и ограниченная лишь наличием источника информации — датированной горной породы, содержащей магнитные минералы. Такая информация по единичным образцам известна на сегодня до 3.5 миллиардов лет тому назад.

Палеомагнитная запись позволяет изучать поведение геомагнитного поля от кратковременных изменений продолжительностью десятки и сотни лет (тонкая структура геомагнитного поля) до длительных, охватывающих многие миллионы лет. Палеомагнитные ис-

следования находят приложение в изучении строения и эволюции Земли, прежде всего, являясь количественной основой палеогеографических и палеогеодинамических реконструкций (магнитотектоника), базой для строгой глобальной оценки синхронности геологических событий, их возрастной корреляции и других задач геохронологии и стратиграфии (магнитостратиграфия).

Палеомагнитология явилась одной из ключевых наук в революционном скачке в развитии наук о Земле, в создании новой геодинамической парадигмы, соединении в ней геологии, геофизики, геохимии и др. В отличие от геологии — основной геоисторической науки, палеомагнитология вносит численные оценки пространственных и временных изменений в различных оболочках Земли. Предметом исследования геомагнитологии, и палеомагнетологии в частности, являются:

1. Вариации геомагнитного поля, обязанные своим происхождением взаимодействию главного магнитного поля Земли с плазмой магнитосферы и солнечного ветра, а также связанные с той их частью, которая индуцируется в электропроводящих структурах внешних оболочек Земли (кора и верхняя мантия).

2. Структура главного магнитного поля Земли и его вековые вариации, характеризующие процессы генерации поля в жидком ядре Земли.

3. Магнитные поля других планет Солнечной системы, характеризующие в рамках современной планетологии механизм генерации крупномасштабных магнитных полей в природе, а также внутреннее строение этих планет.

4. Закономерности распределения на земной поверхности аномальных магнитных полей, связанных с петромагнитными, структурными (геодинамическими) и термодинамическими свойствами литосферы.

5. Вариации аномальных магнитных полей, связанных с вариациями различных напряжений и термодинамических характеристик земной коры активных в тектоническом отношении регионов.

6. Намагниченность горных пород, отражающая величину и направление геомагнитного поля и возникающая в процессе генезиса этих пород, что позволяет изучать эволюцию геомагнитного поля и оболочек Земли, в которых происходит генерация этого поля (ядро) или его запись (литосфера) за последние 3.5 миллиарда лет.

7. Магнитные свойства минералов и горных пород, запоминание ими различных термодинамических условий и физико-химических процессов, существовавших во время их формирования и вторичных преобразований.

Следует подчеркнуть, что геомагнитология является единственной исторической геофизической дисциплиной, поскольку позволяет изучать магнитное поле, а следовательно, процессы в жидком ядре и на границе ядро–мантия в интервале 3–4 миллиарда лет. По той же причине вклад геомагнитологии в решение проблем генерации крупномасштабных магнитных полей в природе является определяющим, поскольку для других астрономических объектов — планет, звезд, галактик — нет возможности с такой полнотой изучать пространственные и временные характеристики генерируемых ими полей.

Все перечисленные проблемы имеют важное фундаментальное, прикладное и мировоззренческое значение.

Представляемый сборник состоит из двух частей. В первой — помещены работы, имеющие не только научно-историческое значение для магнитологии, но и определяющие некоторые направления ее развития в настоящее время. Во второй части настоящего сборника редакторы взяли на себя смелость поместить стихи, написанные Г.Н. Петровой, фотографии из ее жизни и воспоминания ее друзей, коллег и учеников.

Редакторы благодарят авторов, представивших свои работы в настоящий сборник, рецензентов, взявших на себя нелегкий труд его редактирования. Особую благодарность хотелось бы высказать нашим друзьям и коллегам, помогавшим в составлении, редактировании и форматировании настоящей книги — Е.А. Демановой, Е.Ю. и С.А. Диденко, Н.Р. Дыбовской.

С. П. Бурлацкая, А. Н. Диденко

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ЛАБОРАТОРИИ ГЛАВНОГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ПЕТРОМАГНЕТИЗМА ЛИТОСФЕРЫ*

Современная лаборатория главного геомагнитного поля и петромагнетизма литосферы ведет свое начало к отделу геомагнетизма, появившемуся в 1938 году в структуре организованного годом ранее по инициативе Отто Юльевича Шмидта Института теоретической геофизики (ИТГ) АН СССР. Первым руководителем отдела стал академик П.П. Лазарев, много сделавший для изучения Курской магнитной аномалии. В области геомагнетизма его интересы делились между разведывательной геофизикой и историей геомагнитного поля. Отдел геомагнетизма занимался исследованиями и интерпретацией аномальных магнитных полей (А.Г. Архангельский, В.В. Колюбакин) и изучением главного геомагнитного поля Земли (О.Н. Альтгаузен, которой принадлежит первое в России и одно из первых в мире определение палеонапряженности). Только что окончившая институт Г.Н. Петрова перед самым началом войны стала аспиранткой (последней!) П.П. Лазарева.

В начале войны умер П.П. Лазарев. В эвакуации в Казани работы по геомагнетизму возглавил А.Г. Калашников (первый ученый секретарь ИТГ АН СССР, министр образования Российской Федерации), который всегда на первое место ставил народнохозяйственные задачи, разведывательную геофизику и необходимое для этого приборостроение. В эвакуации собранная А.Г. Калашниковым группа — инженеры Г.В. Грошевой и Г.А. Иванов, специалисты по магнитным материалам Е.И. Кондорский и М.А. Грабовский — создала магнитометр для обнаружения подводных лодок, за что была удостоена Государственной премии.

В 1944 году институт вернулся в Москву. В отделе геомагнетизма, возглавляемом А.Г. Калашниковым, продолжалась начатая в годы эвакуации разработка аппаратуры для измерения магнитного поля и магнитных характеристик горных пород. Группа, в которую, кроме самого А.Г. Калашникова, входили В.В. Колюбакин и В.А. Успенский, потом М.И. Лапина, занималась интерпретацией магнитных аномалий. В этой группе в 1954 году начал свою работу в институте В.Н. Страхов.

Группа Е.И. Кондорского (он сам, М.А. Грабовский и две аспирантки Е.И. Кондорского — Г.Н. Петрова и Д.Л. Фингер) начала работы по направлению, получившему впоследствии название «магнетизм горных пород». Проводились исследования магнетита — трехосного ферримагнетика, одного из основных носителей остаточной намагниченности в горных породах. Впервые в мировой литературе, наряду с термоостаточной намагниченностью, изучалась идеальная остаточная намагниченность как опорная при лабораторных исследованиях естественной остаточной намагниченности пород.

В начале 50-х годов тематика отдела геомагнетизма существенно расширилась. Под руководством Г.Н. Петровой начались археомагнитные исследования (С.П. Бурлацкая, Т.Б. Нечаева), по которым отдел быстро занял заметное место в мировой науке, и которые успешно и результативно проводятся до сих пор (К.С. Бураков, И.Е. Начасова). К.С. Бураков является автором и создателем ряда приборов, на которых в течение тридцати с лишним лет проводятся археомагнитные и палеомагнитные исследования в отделе геомагнетизма.

В 1957–58 годах намечалось проведение Международного геофизического года (МГГ) спокойного солнца. В связи с подготовкой к этим работам в тематику отдела вошло и переменное электромагнитное поле, исследования по которому возглавила В.А. Троицкая. В.А. Троицкой и Г.Н. Петровой были организованы три станции для проведения работ во время МГГ: «Ловозеро» на Кольском п-ве (К.Ю. Зыбин), «Петропавловск-Камчатский» (Г.М. Солодовников) и «Борок». Магнитная станция «Борок» разрослась в научный

* Впервые опубликовано в газете "Наука и технология в России". 2003. №6–7 (64–65), в статье использованы рукописные материалы Г.Н. Петровой.

центр в составе Института физики Земли, где и по сей день существуют два направления исследований: вариации электромагнитного поля и палеомагнетизм и магнетизм горных пород.

Исследования по палеомагнетизму и магнетизму горных пород в Москве развивались под руководством Г.Н. Петровой, защитившей к этому времени докторскую диссертацию. В Борке это направление с конца 50-х годов возглавил А.С. Большаков.

В 1960 году директором Института физики Земли стал М.А. Садовский, который поставил вопрос о выводе магнитных и электромагнитных исследований в ИЗМИРАН СССР. Однако ученый совет института стоял на позициях комплексности геофизических исследований, и передача не состоялась.

В конце 1959 года скончался А.Г. Калашников. После его смерти отдел был ликвидирован. Вместо него была создана лаборатория электромагнитных полей под руководством В.А. Троицкой. Оставшуюся часть отдела, ставшую группой при дирекции, возглавила Г.Н. Петрова. В начале 60-х годов группа главного геомагнитного поля была восстановлена в правах лаборатории под руководством Г.Н. Петровой, а в 70-х была организована археомагнитная лаборатория под руководством С.П. Бурлацкой, и эти две лаборатории образовали отдел геомагнетизма. Под руководством А.С. Большакова активно велись исследования по палеомагнетизму и магнетизму горных пород в Борке.

С 1987 года заведующим отделом главного геомагнитного поля стал В.И. Багин. Археомагнитная лаборатория слилась с лабораторией главного геомагнитного поля. Группа Д.М. Печерского была реорганизована в лабораторию петромагнетизма литосферы, которой Д.М. Печерский руководил до 1994 года, когда на базе двух лабораторий была создана одна под руководством В.И. Багина. В 1997 году ее возглавил А.Н. Диденко.

В Институте физики Земли РАН Г.Н. Петрова защитила докторскую диссертацию, стала профессором, главным научным сотрудником и почетным академиком РАН. В то же время она в течение многих лет читала студентам МГУ курс земного магнетизма. Она была организатором и создателем Общественного семинара палеомагнитологов, объединяя и направляя работы, близких по направлению московских лабораторий. При ее участии, и впоследствии — руководстве, была создана и активно работала Комиссия по палеомагнетизму и постоянному полю, позже реорганизованная в Научный совет по геомагнетизму при Президиуме АН СССР.

Научная и организационная деятельность Г.Н. Петровой не ограничивалась пределами отечественной науки: в течение многих лет она активно участвовала в работе КАПГ, МАГА, МГГС; среди ее многочисленных учеников, наряду с учеными бывших республик Советского Союза, много представителей Польши, Болгарии, Румынии, Чехии, Словакии. Она и сотрудники отдела проводили совместные исследования с учеными Англии, Франции, Японии и других стран. Г.Н. Петрова была ученым мирового масштаба.

Успехи геомагнетизма в последние 40 лет в создании теории главного геомагнитного поля, изучении вековых вариаций, а главное, результаты, полученные новым направлением — палеомагнетизмом, вывели науку о постоянном магнитном поле Земли в ряд ведущих в системе наук о Земле. Кратко приведем описание основных направлений геомагнитологии, развиваемых в ИФЗ РАН.

Генерация магнитного поля Земли. Центром теории гидромагнитного динамо Земли (геодинамо), включающей теорию вековых вариаций геомагнитного поля, является исследование механизма геодинамо с учетом действующих сил и источников энергии. Кинематическая теория динамо указывает, что поля и движения в геодинамо существенно трехмерны и имеют сложный вид. Предложенная С.И. Брагинским общая картина механизма геодинамо содержит аксиально симметричную основную конвекцию, включающую быстрое неоднородное вращение и специфические волновые движения, названные МАК-волнами, которые не являются аксиально симметричными. В таком «динамо сильного поля» образуется полоидальное поле, наблюдаемое на поверхности Земли, и — гораздо большее — тороидальное поле, силовые линии которого замыкаются внутри земного ядра.

В последние годы М.Ю. Решетняк провел сравнительное изучение ряда моделей геодинамо, начиная с моделей Гильберта и Лармора. Несмотря на то, что базовые уравнения, описывающие генерацию магнитного поля, были известны еще в первой половине прошлого века, их точное решение для планетарных объектов и по сей день является чрезвычайно трудоемким. За последние годы наблюдается прогресс в описании ряда крупномасштабных черт магнитного поля. Модели динамо позволили предсказать ряд явлений, вы-

ходящих за рамки геомагнетизма. Одним из триумфов теории геодинамо в последние годы было предсказание супервращения твердого ядра Земли. Согласно модели Г. Глатцмайера и П. Робертса [Glatzmaier, Roberts, 1995] твердое ядро Земли вращается в восточном направлении относительно других оболочек с угловой скоростью $\sim 2^\circ/\text{год}$. Через год эта оценка была подтверждена сейсмологами Х. Сонгом и П. Ричардсом [Song, Richards, 1996]. Абсолютные значения скорости вращения внутреннего ядра относительно других оболочек еще дискутируются, но направление относительного вращения твердого ядра уже не вызывает разногласий.

Археоманитные исследования; вариации напряженности и аномальное поведение геомагнитного поля в голоцене. Археоманитные исследования в институте были поставлены Г.Н. Петровой в 1957 году, основным исполнителем была С.П. Бурлацкая.

Первые тестовые определения древнего геомагнитного поля осуществлялись на археологических образцах XVI века из сооружений в Московском Кремле, где в то время проводились археологические изыскания и реставрационные работы. Систематическое изучение поведения древнего геомагнитного поля было начато на объектах Грузии.

В последующие годы существенно расширился диапазон археоманитных исследований: отбор материала в Болгарии, Венгрии, на Кавказе, в Крыму, на Украине, в Средней Азии и Монголии. Активное участие в проведении исследований приняли Т.Б. Нечаева, И.Е. Начасова, К.С. Бураков, Ю.Ф. Пронин, И.Е. Черных и З.А. Челидзе. Собранные коллекции образцов из археологических объектов: образцы из раскопов, фрагменты памятников архитектуры и древних сооружений — легли в основу изучения древнего геомагнитного поля в диапазоне последних 10 тыс. лет. Наиболее полно представлены отрезки времени для нашей эры. С разработкой К.С. Бураковым новой и усовершенствованием используемой аппаратуры существенно выросла производительность и точность определений. Мировые определения параметров древнего геомагнитного поля были сведены в каталоги мировых археоманитных определений элементов геомагнитного поля. Были рассчитаны вариации наклонения, склонения и напряженности поля для ряда крупных регионов: Исландии, Англии, Центральной Европы, Украины, Кавказа, Средней Азии, Индии, Монголии, Китая, Японии, Центральной части Северной Америки [Бурлацкая, 1987а].

Результаты спектрального анализа этих данных [Бурлацкая, 1987б] показали, что наиболее характерными вариациями в спектре геомагнитного поля являются: 360 ± 40 лет; 600 ± 50 ; 900 ± 60 ; $1\,200 \pm 50$; $1\,800 \pm 70$ лет. Основное колебание — порядка 10^4 лет; для напряженности оно равно $\sim 8\,000$ лет.

Сделан вывод об устойчивости спектра вековых вариаций геомагнитного поля [Бурлацкая, 1991]. Этот вывод особенно существен в свете изучения ритмики геофизических процессов в целом. Сферический гармонический анализ [Брагинский, Бурлацкая, 1979] показал дипольное строение древнего геомагнитного поля и выявил его вариации.

Отделом геомагнетизма проведено большое исследование древнего геомагнитного поля археоманитным методом [Бураков, 2000; Начасова, 2000]. Имеется всего шесть районов на земной поверхности, для которых могут быть построены кривые изменения напряженности геомагнитного поля в течение последних нескольких (7–9) тысячелетий. Все они располагаются в северном полушарии, в долготном секторе от 27° Е до 136° Е (от Болгарии до Японии).

Основное 8 000-летнее колебание напряженности геомагнитного поля проявляется как плавное изменение напряженности поля в последние тысячелетия. Фаза этого колебания изменяется с долготой. Из анализа данных о напряженности геомагнитного поля получено представление о наблюдаемой на поверхности Земли картине изменения магнитного поля. При этом было установлено, что одни вариации дрейфуют на запад, а другие на восток.

Вариации геомагнитного поля составляют три разных класса, различающихся по своему происхождению. Основная часть вариаций, так называемые вековые вариации основного спектра, периоды которых находятся в пределах 300–10 000 лет, является неотъемлемой частью геомагнитного динамо, отражает его принципиальную неустойчивость и рассматриваются в теории генерации как МАК-волны. Вариации с характерными временами больше периода собственного колебания динамомеханизма, который по экспериментальным данным оценивается как 9 ± 1 тысяч лет, являются наведенными со стороны внешних по отношению к ядру оболочек и в основном отражают процессы, происходящие в нижней мантии. Третья группа вариаций — «крутильные колебания» — генерируется по современным представлениям в приповерхностных слоях ядра вблизи границы яд-

ро-мантия. К классу крутильных колебаний относятся вариации с периодами 20, 30, 60 и 120 лет. Вариации — их периоды, амплитуды, особенности распределения во времени — можно рассматривать как свидетельство об изменении состояния внутренних частей Земли, где эти вариации генерируются.

Геомагнитные экскурсы. Одним из важнейших элементов тонкой структуры геомагнитного поля являются геомагнитные экскурсы, составляющие особый класс колебаний геомагнитного поля. Открытие существования экскурсов и выявление их характерных черт позволяет выдвинуть предположение о более сложном строении жидкого ядра, чем представлялось ранее, и о новом типе процессов в ядре. Геомагнитные экскурсы представляют собой резкие колебания направления геомагнитного поля в виде импульсных выбросов, которые сменяются стационарным полем вековых вариаций [Фотиади, Поспелова, 1982].

На данном этапе исследований принято следующее определение геомагнитного экскурса — это кратковременное изменение направления геомагнитного поля, амплитуда которого не менее чем в три раза превышает уровень вековых вариаций, а если достигается обратная полярность, то она либо неустойчива, либо занимает меньшее время, чем два-три собственных периода геомагнитного динамо [Петрова и др., 1992].

Изучение геомагнитных экскурсов чрезвычайно важно для познания процессов во внешней части земного ядра и вообще для разработки теории происхождения земного магнетизма. Геомагнитные экскурсы хрона Брюнес могут также быть успешно использованы в качестве магнитохроностратиграфических реперов.

Экскурсы были обнаружены и изучались на территориях весьма удаленных друг от друга: Кавказ, Восточная и Западная Сибирь, Приуральская равнина, Средняя Азия, Молдавия, Закавказье, на колонках Охотского моря и др. Доказано, что геомагнитные экскурсы имеют глобальный характер [Фотиади, Поспелова, 1982]. По поведению геомагнитного поля в период экскурсов и по длительности экскурсы разделяются на два типа, которые, возможно, имеют и различную природу.

Первые — короткие, длительностью от сотен до первых тысяч лет. Характерной чертой экскурсов этого типа является неустойчивое обращение геомагнитного поля. Устойчивое обратное поле во время таких экскурсов отсутствует. Экскурсы второго типа — длительные, по продолжительности они близки к периоду основного динамо или превышают его. Геомагнитные экскурсы как временные реперы с большой разрешающей способностью находят широкое применение в различных областях наук о Земле: в стратиграфии и геохронологии, в седиментологии и тектонике (при изучении вертикальных движений земной коры), в палеонтологии и климатологии, а также в археологии [Поспелова и др., 1976; 1980; 1997; 1998].

Инверсии геомагнитного поля. Это направление палеомагнитологии занимало особое место в исследованиях Г.Н. Петровой. Уникальность инверсий заключается в их глобальности для Земли, именно эта характеристика позволяет нам изучать эволюцию процессов генерации геомагнитного поля. Г.Н. Петрова первой стала систематизировать наши знания об инверсиях, в итоге появился «Каталог инверсий геомагнитного поля» [Петрова, Рассанова, 1985].

Известно несколько сотен инверсий в истории Земли. Они начинаются с понижения магнитного момента и заканчиваются его восстановлением до величины, соответствующей среднему уровню при стационарном поле до и после инверсии. На фоне уже пониженного магнитного момента виртуальные геомагнитные полюсы (ВГП) оказываются в средних и низких широтах, где последовательные изменения их положений имеют как закономерный, так и хаотический характер, после чего переходят в высокие широты другого полушария. Магнитный момент увеличивается до своего стационарного значения.

Во время инверсий магнитный момент главного диполя, связанного с основной системой конвективных движений в ядре, падает до нуля и затем увеличивается до нормального значения либо в противоположном направлении — инверсия, либо в прежнем направлении — незавершенная инверсия, экскурс.

По мере уменьшения магнитного момента главного диполя на поверхности Земли все большую роль начинает играть поле дополнительных диполей, в качестве источников которых могут выступать движения вещества, связанные с неоднородностями границы ядро-мантия, верхней части ядра и нижней мантии и т.д. Количество дополнительных диполей, их расположение и ориентировка определяют распределение элементов поля на поверхности Земли и изменчивость этих элементов от инверсии к инверсии.

Длиннопериодная цикличность геомагнитного поля. Сбором палеомагнитных данных и их анализом занимались многие исследователи, однако, при анализе, как правило, они ограничивались последними 160–250 млн. лет истории Земли. Д.М. Печерским впервые построена сводная шкала геомагнитной полярности и проанализирована совокупность всех основных характеристик геомагнитного поля за ~1 700 млн. лет — это частота инверсий, асимметрия полярности, суммарная амплитуда палеовариаций направления и палеонапряженности геомагнитного поля. Они сопоставлены с процессами на поверхности Земли.

Анализ данных позволил показать действие двух типов механизмов: внешний механизм вызывает активность процессов в слое D'' , которые в свою очередь стимулируют тепло-массоперенос в мантии, то есть действие внутреннего механизма. Перемещение масс в мантии (конвекция, плюмы, субдукция), с которыми связан дрейф литосферных плит, ведут к изменению момента инерции планеты, т.е. к действию «внешнего» синхронного механизма. В пользу такой взаимосвязи говорят очень близкие пределы изменений средних скоростей движения плит в случае действия обоих типов механизмов, соответственно 10–60 и 20–55 км/млн. лет.

Петромагнетизм земной коры. Основателем этого направления в отделе геомагнетизма является академик П.П. Лазарев, после его смерти такие исследования почти прекратились. Вновь исследования по петромагнетизму земной коры в лаборатории возобновились с конца 60-х–середины 70-х годов прошедшего века.

Проблемами петромагнетизма земной коры, как континентальной, так и океанической, занимался ряд сотрудников: Д.М. Печерский, В.И. Багин, С.Ю. Бродская, К.С. Бураков, А.Н. Диденко, А.В. Лыков, Е.А. Назарова, Л.В. Тихонов, З.В. Шаронова. Научным руководителем и идейным вдохновителем этих работ был Д.М. Печерский. За эти годы сотрудники лаборатории участвовали более чем в 10-ти морских экспедициях, в том числе и по программе глубоководного бурения на судне «Joides Resolution», в общей сложности опубликовано более сотни статей, разделы в нескольких монографиях. Начиная с 90-х годов прошедшего столетия, по объективным обстоятельствам активность исследований по изучению петромагнетизма океанической литосферы в лаборатории резко упала.

Одна из главных прикладных задач петромагнитологии — изучение происхождения, последующих преобразований и закономерностей распределения магнитных минералов в земной коре. Распределение магнитных масс в литосфере имеет большую неоднородность как по латерали, так и по вертикали. Морфология аномалий определяется двумя типами — линейным и изометричным и несет, прежде всего, тектоническую нагрузку. Приведем два примера работ, выполненных в лаборатории за последние годы: один касается континентальной коры, а второй океанической.

1. Корреляция интенсивности локальных магнитных аномалий с тектонической приуроченностью магматических тел на территории Северной Евразии [*Петромагнитная модель земной коры*, 1994].

2. Связь линейных магнитных аномалий океанов с базальтовым магматизмом, процессом спрединга и инверсиями геомагнитного поля. На базе знаменитой гипотезы Вайна и Мэтьюза [Vine, Matthews, 1963], обобщения петромагнитных данных о породах, образующих литосферу под современными и исчезнувшими океанами, построена петромагнитная модель океанической коры [Печерский, Диденко, 1995].

Магнито-тектонические исследования. Планомерное развитие магнито-тектонических исследований в лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма литосферы началось с приходом в нее Д.М. Печерского. В 1980 г. по настоятельному приглашению Л.П. Зоненшайна сотрудники лаборатории приступили к палеомагнитному изучению Шульдакского офиолитового комплекса (Южный Урал) и нашли прямое подтверждение линейной структуры аномального магнитного поля в палеоокеанической коре девонского возраста [Диденко, Печерский, 1986]. Это согласуется с революционной гипотезой Вайна и Мэтьюза. Помимо этого, были определены абсолютное и относительное по отношению к палеоконтинентам положения палеоокеанической коры Уральского палеоокеана в девоне. Это и явилось началом планомерного изучения внутренних структур, в основном офиолитовых и палеоостроводужных объектов Палеоазиатского океана, Урало-Монгольского складчатого пояса.

Из анализа петрогеохимических и петромагнитных данных следует, что в пределах Палеоазиатского океана преобладали офиолиты субдукционного (островодужного) типа. Прежде всего, следует отметить систему зон субдукции, функционировавших с перерывами от позднего венда до карбона. В «океанической» истории развития Урало-Монгольс-

кого покровно-складчатого пояса четко выделяются два этапа: первый связан с зарождением и закрытием к середине палеозоя собственно Палеоазиатского океана. Второй этап связан с перманентным раскрытием океанов тетического типа — Уральского, Туркестанского, Южно-Монгольского.

Вышеуказанные магнито-тектонические исследования были сосредоточены на изучении подвижных поясов и, в первую очередь, на восстановлении истории развития Урало-Монгольского пояса, образовавшегося при закрытии Палеоазиатского океана. Однако постепенно становилось ясно, что качество и количество уже имевшихся по древним кратонам данных не соответствует текущему уровню научных исследований. Все это стимулировало постановку палеомагнитных исследований древних кратонов в лаборатории. В настоящее время палеомагнетизмом пород континентальных блоков — древних кратонов — занимается группа исследователей (В.Э. Павлов, А.Н. Диденко и др.). Цель работ: восстановление конфигурации древних суперконтинентов и определение в них места древних континентальных блоков, слагающих основную территорию Северной Евразии.

Идея квазициклического формирования и распада суперконтинентов в настоящее время широко используется в науках о Земле и является базовой для ряда важных теоретических построений. Получение качественных данных по древним кратонам, особенно для тех интервалов геологической истории, во время которых предполагается существование того или иного суперконтинента, является на сегодня одним из важнейших направлений палеомагнитных исследований.

Аппаратура. Традиционно в лаборатории главного геомагнитного поля в течение последних 50-ти лет создавались прецезионные измерительные приборы для определения магнитных характеристик пород и археомагнитных объектов. Простое перечисление наименований приборов и установок, созданных К.С. Бураковым [Бураков, 1999], показывает широкий диапазон сконструированной аппаратуры: магнитометры различного вида — полевой, цифровой, термо- и вибромагнитометры, приборы для измерения магнитной восприимчивости и магнитной анизотропии.

Высокая чувствительность и точность приборов и установок в сочетании с высокой производительностью способствует решению широкого круга задач при исследовании древнего геомагнитного поля.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

НАУЧНО-ИСТОРИЧЕСКАЯ

Г. Н. Петрова

ТЕОРИЯ ГЕОДИНАМО С. И. БРАГИНСКОГО

Теория гидромагнитного динамо Земли (геодинамо), включающая теорию вековых вариаций геомагнитного поля, необходима для понимания явлений геомагнетизма и их связи с другими областями геофизики. Центром этой теории является исследование механизма геодинамо с учетом действующих сил и источников энергии. Кинематическая теория динамо, то есть теория генерации поля при заданных скоростях жидкости, указывает, что поля и движения в геодинамо существенно трехмерны и имеют сложный вид. Предложенная С.И. Брагинским общая картина механизма геодинамо содержит аксиально симметричную основную конвекцию, включающую быстрое неоднородное вращение, и специфические волновые движения, названные МАК-волнами, которые не являются аксиально симметричными. В таком «динамо сильного поля» образуется, кроме поля полоидального, наблюдаемого на поверхности Земли, также гораздо большее тороидальное поле, силовые линии которого замыкаются внутри земного ядра.

За время работы в ИФЗ РАН С.И. Брагинским была создана математическая модель геодинамо, в которой основная конвекция рассчитывается с учетом движущей архимедовой силы всплывания, силы Кориолиса и магнитной силы, при этом генерирующий эффект МАК-волн рассматривается как заданный. Эта модель обладает рядом характерных свойств — очень быстрое неоднородное вращение, вытянутость силовых линий полоидального поля в ядре вдоль оси вращения Земли, резкое изменение всех величин вблизи границы ядра и мантии, существенная зависимость модели от сравнительно слабого трения между ядром и мантией. В МАК-волнах определяющую роль играют магнитная, архимедова и кориолисова силы (отсюда название волн).

Создана линейная теория, позволяющая оценить периоды волн. МАК-волны ответственны и за генерацию поля, и за наличие вековых вариаций с периодом $\sim 10^3$ лет, которые наблюдаются архео- и палеомагнитными методами. Изучались теоретически также наблюдаемые вековые вариации с периодами в десятки (~ 60 , 30 и т.д.) лет. Частично они объясняются механизмом магнитогидродинамических крутильных колебаний в ядре, которые проявляются также в наблюдаемых вариациях длины суток с теми же периодами. Другая часть декадных вариаций, возможно, получит объяснение в развивающейся теории локальной неустойчивости поля у границы ядра и мантии. Они могут быть связаны с другими явлениями у границы. Например, слой толщиной 20 км, в котором плотность жидкости уменьшена на величину ~ 10 –4 г/см³, не может быть замечен сейсмическими методами, но условия движения жидкости в нем резко отличаются от условий в остальной части ядра и очень сходны с условиями в океане и атмосфере. Гипотеза о таком «океане легкой жидкости» у границы ядра выдвинута С.И. Брагинским. Она является естественным следствием его же гипотезы о том, что источник энергии геодинамо — это непрерывное выделение и всплывание легкой примеси, образующейся у границы твердого внутреннего ядра при его кристаллизации. Возможно, что движения в «океане» у границы ядра создают часть декадных вариаций, а также другие эффекты вековых вариаций, которые пока не имеют объяснений, например, экскурсы геомагнитного поля.

Для проверки правильности положений, заложенных в основу теории генерации, использовалось сравнение эмпирически выявленных изменений геомагнитного поля с оценками вариаций, вытекающих из теории. Так, С.И. Брагинским совместно с С.П. Бурлацкой по параметрам вековых вариаций, определенных в археомагнитных исследованиях, были оценены параметры бегущих и стоячих МАК-волн [Брагинский, Бурлацкая, 1972], а совместно с В.М. Фишманом показано, что колебания с периодами 20 лет проходят через мантию без искажений.

С.И. Брагинским была выполнена блестящая работа по сопоставлению вариаций с периодом 60 лет с изменениями суточного вращения Земли. Согласно его представлениям

у поверхности ядра находятся два особых слоя. Как следует из Z-модели динамо Брагинского, существует слой ~60 км, где должна быть большая плотность силовых линий магнитного поля меридианального направления. Первые 20 км занимает H-слой, в котором из-за гравитационной дифференциации плотность и, главным образом, градиент плотности отличаются от этих параметров в основной части жидкого ядра, и изменяющееся при этом магнитное число Рейнольдса обуславливает возможность магнитных процессов, невозможных в основной части жидкого ядра, где действует гидромагнитное динамо. По предположению, в этом слое генерируются вариации класса крутильных колебаний, а также экскурсы, которые по своим параметрам не вписываются в пределы изменений геомагнитного поля, следующих из теории динамо С.И. Брагинского.

Имеются указания на то, что мировые магнитные аномалии, отражающие неоднородности границы ядро–мантия — стабильные образования, по крайней мере, для позднего палеозоя. Положения ВГП во время квазистационарных режимов инверсий располагаются закономерно по отношению к современным очертаниям мировых магнитных аномалий [Петрова, 1989]. Абсолютная величина «остаточного» поля во время инверсии одинакова. С.И. Брагинский считает это проявлением недипольного поля, связанного с топографией границы ядро–мантия. Ее неоднородности — «бампы», скорее всего имеют тепловую природу и не могут оказать существенного влияния на основной динамомеханизм, отгороженный от границы приграничными слоями (Z- и H-слой).

За свои труды, выполненные во время работы в ИФЗ РАН, С.И.Брагинский в 1998 году получил премию Международного геофизического союза.

М. Ю. Решетняк

МОДЕЛИ ГЕОДИНАМО

Первая модель геомагнитного поля, предложенная Уильямом Гильбертом еще в 1600 году [Gilbert, 1990], представляла собой диполь, направление которого совпадает с осью вращения Земли. Созданный впоследствии математический аппарат описания магнитного поля, носящий и поныне имя Гаусса, позволил выделить тонкую структуру геомагнитного поля. Последующие наблюдения, как обсерваторные, так и связанные с развитием географии (записи судовых журналов, магнитные карты), заставили не раз пересмотреть модель Гильберта. Как оказалось, магнитное поле даже на протяжении последних четырех столетий могло дрейфовать, изменять свою величину, а, согласно данным палеомагнетизма, на более длительных интервалах времени — даже менять свое направление. Все эти проявления явно не укладывались в модель Гильберта, и требовались новые объяснения наблюдений. Помимо этого, модель Гильберта не давала объяснения происхождения геомагнитного поля.

К началу XX века уже было известно, что движущиеся проводники могут и сами индуцировать электромагнитное поле. Собственно, это и стимулировало появление на свет теории динамо. Идея, высказанная Ларморов в 1919 году [Larmor, 1919], о том, что солнечные пятна связаны с солнечным магнитным полем, которое поддерживается течениями проводящей жидкости, и стала первым толчком в появлении такой теории. На всем протяжении прошлого века гипотеза Лармора трансформировалась в стройную согласованную теорию, удачно объясняющую поведение магнитных полей во многих астрофизических объектах: Галактике, Солнце, звездах, планетах и их спутниках [Моффат, 1980; Паркер, 1982; Zeldovich, Ruzmaikin, Sokoloff, 1983; Рuzмайкин, Соколов, Шукуров, 1988]. Однако, несмотря на то, что базовые уравнения, описывающие генерацию магнитного поля, были известны еще в первой половине прошлого века (см., например, обзор в [Chandrasekhar, 1981]), их точное решение для планетарных объектов и по сей день является чрезвычайно трудоемким.

В отличие от многих астрофизических объектов, где роль магнитного поля в формировании конвекции невелика, планетарное динамо характеризуется магнитострофическим балансом, т.е. равенством сил Кориолиса и сил Лоренца. Поэтому, необходимо решение полной системы уравнений МГД, а не только уравнения генерации магнитного поля. Данная система включает в себя уравнения теплопереноса (и/или переноса легкой и тяжелой примеси) и уравнение движения и генерации магнитного поля. Для Солнца и Галактики энергия магнитного поля сравнима с кинетической энергией течений, и влияние магнитного поля на процесс конвекции невелико. Данное обстоятельство существенно затрудняет использование аналитических подходов, и одним из наиболее распространенных методов является численное моделирование, часто используемое для изучения процессов геодинамо.

Из наблюдений известно, что геомагнитное поле демонстрирует сложное и разнообразное поведение в широком диапазоне пространственно-временных масштабов. Поэтому для его изучения требуется использование моделей с разной степенью детализации. Так, одна из лучших на сегодняшний день трехмерных моделей геодинамо Глатцмайера и Робертса [Glatzmaier, Roberts, 1995] описывает поля с пространственным масштабом в несколько десятков километров. С другой стороны, времена, на которых возможно произвести такие вычисления, сравнимы с характерным временем процесса, т.е. очень малы. В абсолютных значениях — это всего лишь десятки тысяч лет, в то время как палеомагнитные записи оперируют с миллиардами лет. В то же время, маломодовые модели динамо, например, модель Рикитаки, не описывающая пространственное распределение, позволяет получить временные ряды с числом инверсий, намного превосходящим имеющиеся в палеомагнитных записях. Для анализа поведения системы на больших временах необходимо

пожертвовать пространственным разрешением, трехмерностью и т.д. И наоборот, для изучения пространственного распределения необходимо сократить временной интервал моделирования. Конечно же, по мере усовершенствования компьютерной техники появится возможность повышения детализации используемых моделей, и в этом случае, накопленный опыт при использовании простейших моделей вряд ли можно будет переоценить.

Длинновременные характеристики геомагнитного поля и модели динамо. В настоящее время появляется все больше и больше новых палеомагнитных данных, включающих вариации напряженности и угловых элементов магнитного поля [Печерский, 1997]. Наиболее длительные палеомагнитные записи соответствуют информации о полярности геомагнитного диполя. Согласно палеомагнитным наблюдениям, геомагнитное поле существовало на протяжении более двух миллиардов лет. Данная оценка не является, вообще говоря, предельной и связана со спецификой методов палеомагнетизма, а именно с трудностью извлечения информации о магнитном поле из древних пород. Для различных интервалов времени с той или иной степенью детализации построены зависимости полярности геомагнитного поля от времени — шкалы геомагнитной полярности, насчитывающие несколько сот переполусовок геомагнитного поля — так называемых инверсий поля.

Несмотря на то, что для точного статистического анализа количество инверсий явно недостаточно, есть основания считать, что хотя бы на отдельных интервалах времени процесс инверсий, длительность которых существенно превышает τ и в тоже время меньше характерных геологических процессов (носящих, как правило, циклический характер), подчиняется случайному распределению [Сох, 1968]. Характерной чертой шкалы является существование интервалов постоянной полярности поля с различной длительностью, отличающейся более чем на 2 порядка. Шкала полярности обладает свойствами самоподобия и является фракталом с размерностью Хаусдорфа 0.5–0.9 (в зависимости от длины рассматриваемого интервала времени) [Печерский, Решетняк, Соколов, 1997]. Возникает вопрос: можно ли подобрать такую модель геодинамо, которая способна воспроизвести статистические свойства шкалы инверсий? Ответ на этот вопрос будет зависеть, от постоянства входящих в нее «внешних» параметров. Так, для модели Рикитаци входящие в нее коэффициенты могут зависеть от внешних по отношению к ней условий системы, например, интенсивности тепловых источников. Изменение этих параметров, вообще говоря, может привести к изменению длительности интервалов с постоянной полярностью.

Аналогичная ситуация наблюдается и для более совершенных моделей вида $\alpha\omega$ -динамо [Решетняк, Павлов, 2000]. Характерным для этих моделей является существование бифуркаций, когда небольшое изменение параметра (в данном случае динамо-числа D , характеризующего степень интенсивности конвекции) может привести к появлению нового решения. Подобная ситуация продемонстрирована на рис. 1, где изображена эволюция во времени коэффициентов при первых собственных функциях в разложении на полоидальную (a_1) и тороидальную (b_1) компоненты магнитного поля. Переход из одного состояния в другое, хорошо наблюдаемый на рисунке 1, I, соответствует увеличению $|D|$ в 1.8 раза. Если при небольших значениях D a_1 меняла знак, что соответствовало режиму с инверсиями, то при увеличении D инверсии прекратились. При этом поведение тороидального магнитного поля не претерпело существенных изменений (рис. 1, II).

Согласно вышесказанному, при небольшом изменении теплового потока на границе ядро–мантия, можно получить режимы как с инверсиями, так и без таковых (см. подробнее о связи со слоем D'' в работе [Решетняк, Павлов, 2000]). Подобный механизм может также быть ответственным за нарушение симметрии геомагнитного поля и появление преобладания той или иной полярности. Это не связано с нарушением свойств симметрии самих уравнений динамо, а выражает лишь недостаточную длительность наблюдений.

В случае постоянства коэффициентов (параметров) большинство моделей динамо не в состоянии воспроизвести фрактальные свойства шкалы. Известна лишь одна модель [Hollerbach, Barenghi, Jones, 1992], в которой удастся воспроизвести последовательность инверсий с фрактальной размерностью близкой к шкале за последние 170 млн. лет [Anufriev, Sokoloff, 1994]. Однако до последнего времени эти результаты не были подтверждены в рамках других моделей.

Поведение решения в моделях динамо-средних полей и в моделях $\alpha\omega$ -динамо в частности зависит не только от амплитуды источников конвекции D , но и от их пространственного распределения. Это хорошо продемонстрировано на примере моделей $\alpha\omega$ -динамо. Так, для Z -модели Брагинского, в которой α -эффект сконцентрирован у границы ядро–мантия, решение дипольно и не меняет полярность [Braginsky, Roberts, 1987]. Для бо-

лее общепринятой в динамо средних полей форме α -эффекта вида $\alpha \approx \cos(\theta)$, где θ — угол в сферической системе координат (r, θ, φ) , решение больше напоминает динамо-волны и ближе к солнечному динамо. В этом случае знак динамо-числа ответственен за направление распространения волн: от полюса к экватору в случае Солнца или наоборот. Есть основания считать, что на фоне преобладающего дипольного поля на Земле реализуется именно второй вариант [Решетняк, 1996]. Неопределенность в описании эффектов турбулентности (α -эффекта) может существенно изменить вид крупномасштабного решения. До последнего времени не существует согласованной теории, позволяющей описать турбулентные характеристики для реалистичных условий. Это одна из основных проблем, заставившая отказаться от дальнейшей разработки этого класса моделей. С появлением более совершенных компьютеров появилась возможность исследования крупномасштабных неосесимметричных моделей, в которых нет необходимости введения α -эффекта. Это трехмерные модели динамо, основанные на механизмах тепловой или концентральной конвекции.

Трехмерные модели динамо. Стремительный рост вычислительных возможностей компьютеров в 90-е годы позволил проводить прямое численное моделирование процессов динамо в жидком ядре Земли в неосесимметричном случае. Поскольку даже небольшие отклонения от осевой симметрии позволяют обойти ограничение теоремы Каулинга, то появилась возможность отказаться от введения предписанных α - и ω -эффектов и решить задачу, ограничившись крупномасштабной частью решения. Обычно, в данных моделях в качестве заданных величин фигурируют тепловые источники, являющиеся источником конвекции. Если возникшая конвекция достаточно интенсивная и обладает требуемой топологией, то становится возможной генерация магнитного поля. В свою очередь, по мере роста, магнитное поле посредством сил Лоренца начинает оказывать обратное влияние на течение. Данные модели предусматривают учет поведения внутреннего ядра. Ядро может вращаться под действием магнитных и вязких сил относительно мантии. Обычно считают, что ось вращения ядра совпадает с осью вращения Земли. Задача тепловой конвекции решается в жидком ядре, а уравнение для магнитного поля — как в жидком, так и в твердом ядре.

За последние годы достигнут большой

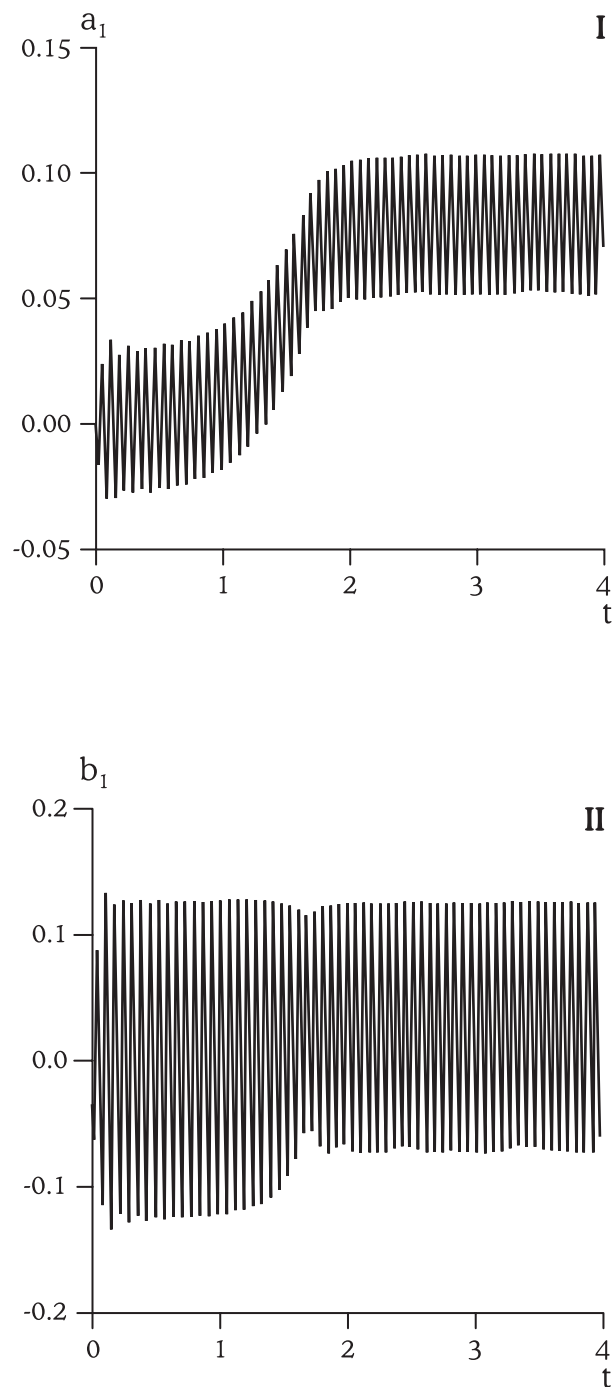


Рис. 1

Эволюция во времени коэффициентов при первых собственных функциях в разложении на полоидальную a_1 (I) и тороидальную b_1 (II) компоненты модели $\alpha\omega$ -динамо. Бифуркация в решении для a_1 связана с изменением величины динамо-числа D от $-8\,100$ до $-14\,400$

прогресс в описании ряда крупномасштабных черт магнитного поля. Модели динамо позволили предсказать ряд явлений, выходящих за рамки геомагнетизма. Остановимся лишь на некоторых из результатов.

Согласно представлениям о магнитострофическом балансе, в жидком ядре существует баланс сил Кориолиса и Лоренца. Следствием является превышение магнитной энергии над кинетической в системе отсчета, связанной с мантией. Способность воспроизвести такие режимы является одним из критериев при разработке моделей динамо. Данное обстоятельство вызывает большое число технических трудностей. В отличие от сил Кориолиса и Архимеда сила Лоренца квадратична по магнитному полю и содержит его производную. Это существенно осложняет численную реализацию и предъявляет дополнительные требования к устойчивости используемых численных алгоритмов.

На рис. 2 представлена эволюция кинетической и магнитных энергий для интервала времени порядка 1 млн. лет для двух режимов, отличающихся скоростью вращения Земли [Hejda, Reshetnyak, 2002]. При увеличении скорости вращения (уменьшении безразмерных чисел Экмана и Россби) преобладание магнитной энергии увеличивается. Данное явление связано с существованием огромного источника энергии, связанного с суточным вращением Земли как целого. Несмотря на то, что хоть сами силы Кориолиса и не совершают работы, они оказывают существенное влияние на формирование гидродинамики жидкого ядра.

Одним из триумфов теории геодинамо в последние годы было предсказание супервращения твердого ядра Земли. Согласно модели Глатцмайера и Робертса [Glatzmaier, Roberts, 1995], твердое ядро Земли вращается в восточном направлении относительно мантии с угловой скоростью $\approx 2^\circ/\text{год}$. Через год эта оценка была подтверждена Сонгом и Ричардсом [Song, Richards, 1996]. Несмотря на то, что абсолютные значения этих оценок еще дискутируются [Vidale, Dodge, Earle, 2000], направление относительного вращения твердого ядра уже не вызывает разногласий.

На рисунке 3 изображено временное поведение скорости вращения твердого ядра. Характерной особенностью является существование ненулевого среднего по времени значения, которое соответствует восточному направлению вращения твердого ядра Земли. С увеличением эффектов вращения среднее значение увеличивается, и колебания уже происходят без смены знака.

С повышением пространственной детализации увеличиваются затраты времени на вычисления. Так, для расчета интервала времени, соответствующего 40 тыс. лет, в работе [Glatzmaier, Roberts, 1995] потребовалось 2 000 часов работы компьютера CRAY C-90. Сократив пространственное разрешение по каждой из координат в 4 раза, удалось рассмотреть более длительные временные ряды [Hejda, Reshetnyak, 2002], потратив лишь порядка 10 часов на Pentium-III (1 000 МГц). В ходе моделирования удалось получить уже около 15 инверсий геомагнитного поля. Модель не содержит каких-либо переменных во времени параметров, и инверсии являются решением уравнений в частных производных с постоянными коэффициентами. Интервалы постоянной полярности между инверсиями имеют приблизительно одинаковую продолжительность. В силу неопределенности в параметрах модели длительность интервала может достигать 10^4 – 10^5 лет, что не противоречит палеомагнитным наблюдениям. Модель также позволяет воспроизвести пространственный спектр геомагнитного поля близкий к наблюдаемому.

Рассмотренные выше модели основаны на механизмах тепловой конвекции. В рамках данных моделей предполагалось существование радиоактивных источников. Данный механизм не является единственным возможным. Согласно [Braginsky, Roberts, 1995], наряду с чисто тепловыми эффектами, необходимо рассматривать процессы концентрационной конвекции, вызванные дифференциацией легкой и тяжелой примесей в ядре Земли. Этот подход был рассмотрен в [Glatzmaier, Roberts, 1996], где авторы получили самосогласованное решение уравнений динамо, включающих уравнения термодинамического состояния и уравнения для легкой примеси. Однако поведение магнитного поля на поверхности Земли не претерпело сильных изменений в сравнении с моделью Буссинеска. Поскольку модель концентрационной конвекции существенно сложнее — содержит малоизученные термодинамические параметры, то эта модель пока не получила должного распространения, и работы в этом направлении только начинаются. В силу того, что с математической точки зрения как уравнения теплопереноса, так и уравнения, описывающие перенос примеси, близки, переход к модели концентрационной конвекции не должен вызвать принципиальных затруднений.

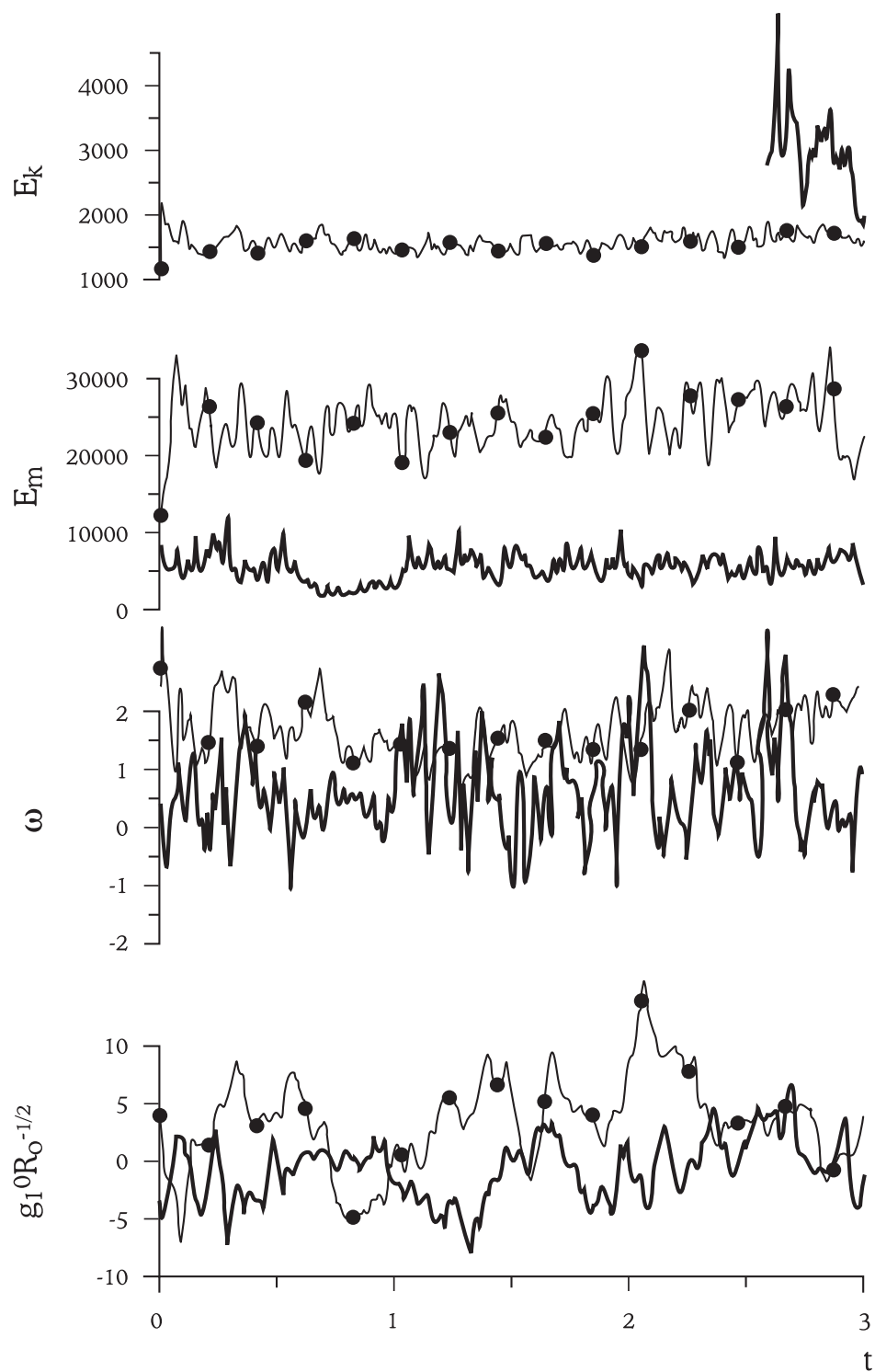


Рис. 2

Эволюция кинетической (E_k) и магнитной (E_m) энергий, угловой скорости вращения (ω) твердого ядра и магнитного диполя (g_1^0) для двух режимов. Режим I (жирная линия) соответствует безразмерным числам Экмана и Россби $E=R_O=10^{-1}$, Рэлея $R_a=3 \times 10^3$ и Робертса $q=3$; режим II (кружки): $E=10^{-2}$, $R_O=10^{-3}$, $R_a=500$ и $q=1$

Эффект турбулентности. Одной из трудностей, встречающихся на пути моделирования процессов в жидком ядре Земли, является турбулентность, требующая исследования в широком диапазоне пространственно-временных масштабов. Трудность вызвана малой величиной молекулярных коэффициентов диффузии в уравнениях динамо. Наиболее критично ситуация обстоит с гидродинамикой. Для жидкого ядра с радиусом $L=3\,500$ км оценка числа Рейнольдса $Re^M = LV_{wd} / \nu^M$ по скорости западного дрейфа геомагнитного поля $V_{wd} \approx 0.2^\circ/\text{год}$ дает $Re^M \approx 10^9$, где коэффициент кинематической вязкости $\nu^M = 10^{-6} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ [Gubbins, Roberts, 1987]. (Здесь и ниже индекс M соответствует молекулярным значениям коэффициентов.) Столь большое значение числа Рейнольдса эквивалентно состоянию развитой турбулентности. Простые оценки числа степеней свободы для колмогоровской турбулентности [Frisch, 1995] для трехмерной задачи дают $N = Re^9/4 \approx 10^{20}$, т.е. для дискретного описания задачи необходимо 10^{20} сеточных точек. Наиболее детальные современные модели геодинамо [Glatzmaier, Roberts, 1995; Kuang, Bloxham, 1997] дают среднее разрешение по пространству порядка $10^{-2}L$, что еще очень далеко от требуемых $Re^{3/4}L$. Аналогичная оценка числа Пекле $Pe^M = LV_{wd} / \kappa^M \approx 10^8$, где молекулярный коэффициент температуропроводности $\kappa^M = 10^{-5} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ также свидетельствует о необходимости разрешения большого числа масштабов. Наконец, оценка магнитного числа Рейнольдса $Rm^M = LV_{wd} / \eta^M \approx 10^3$, хоть и является самой низкой из всех приведенных выше, но и она требует использования самых современных компьютеров. Приведенные выше оценки безразмерных параметров Re^M , Pe^M и Rm^M подтверждают, что конвекция в жидком ядре Земли турбулентна, и ее описание требует специальных подходов.

Существует достаточно обширный класс полуэмпирических моделей турбулентности [Kollman, 1980], позволяющих оценить диссипацию энергии на малых масштабах. Использование таких моделей формально сводится к вычислению эффективных коэффициентов вязкости и их использованию в крупномасштабных моделях. Модели этого типа широко применяются в технике, но до последнего времени не адаптированы на случай сильных магнитных полей. Как уже упоминалось выше, магнитная энергия, сосредоточенная в ядре Земли, превосходит кинетическую энергию (в системе отсчета, связанной с мантией) на несколько порядков. Также, полуэмпирические модели, опираясь на интегральные характеристики мелкомасштабных полей, не позволяют следить за эволюцией спектральных свойств. На помощь приходят каскадные модели турбулентности.

Каскадные модели были предложены в семидесятые годы [Гледзер, 1973; Ohkitani, Yamada, 1989] для имитации поведения уравнения Навье-Стокса с помощью динамических систем с ограниченным числом степеней свобод. Модели сформулированы для переменных, которые соответствуют флуктуациям полей с волновым вектором k в диапазоне (оболочке) между $k_n = k_0 \lambda^n$ и $k_{n+1} = k_0 \lambda^{n+1}$. Параметр λ характеризует отношение двух соседних масштабов. Обычно $\lambda=2$. Несмотря на то, что каскадные модели дают лишь упрощенное описание турбулентности, они адекватно воспроизводят многие ее свойства. Основываясь на отдельных разработках каскадных моделей для тепловой конвекции в приближении Буссинеска [Lozhkin, Frick, 1998] и МГД турбулентности [Frick, Sokoloff, 1998], в работе [Решетняк, Соколов, Фрик, 2002] был предложен аналог полных уравнений динамо. В отличие от исходных трехмерных уравнений в частных производных система уравнений каскадных моделей легко решается даже на однопроцессорной вычислительной технике.

На рис. 3 представлены спектры трех полей: поля скорости, температуры и магнитного поля, полученные при решении уравнений каскадной модели. В качестве исходной информации были использованы оценки крупномасштабных полей скорости (V_{wd}) и средней по ядру крупномасштабной величины магнитного поля (1 Тл). Эти значения соответствуют минимальным волновым числам, изображенным на рис. 3. Значения молекулярных коэффициентов вязкости соответствовали современным представлениям (см. выше). Благодаря нелинейным членам, энергия распространяется от малых волновых чисел в область высоких волновых чисел. В каждом из спектров наблюдается инерционный интервал близкий к колмогоровскому. Наиболее протяженным оказывается спектр поля скорости, простирающийся до миллиметров. Это связано с тем, что молекулярный коэффициент гидродинамической вязкости ν^M меньше, чем два других коэффициента κ^M и η^M . Все три спектра рассчитаны до колмогоровских масштабов, соответствующих резким изломам в области высоких волновых чисел. Начиная с этих масштабов, диффузионные члены становятся сравнимыми по порядку величины с нелинейными. Полученная информация о поведении полей в области малых масштабов может быть использована для оцен-

ки турбулентных коэффициентов диффузии: $\nu^T = \kappa^T = 10^2$, $\eta^M \approx 10$. Именно эти значения турбулентных коэффициентов должны использоваться в крупномасштабных моделях динамо. Использование повышенных значений диффузионных коэффициентов позволяет обойти ряд трудностей, возникающих в процессе моделирования: пограничные слои, колонки Бюссе.

Поскольку конечной целью является описание процессов как на больших масштабах, так и на малых, рассмотрим сопряжение крупномасштабной модели с каскадной моделью на примере тепловой конвекции в жидком ядре Земли.

В качестве крупномасштабной модели была использована конечно-разностная модель тепловой конвекции в приближении Буссинеска на основе метода контрольного объема [Frick, Reshetnyak, Sokoloff, 2002; Reshetnyak, Frick, Sokoloff, 2002]. В зависимости от числа точек сетки, эта модель может разрешить течения с тем или иным пространственно-временным масштабом. Информация о процессах с меньшими масштабами теряется и должна быть описана с помощью специальных «подсеточных» методов. Для этой цели были использованы каскадные модели турбулентности, основанные на модели GOY для тепловой конвекции. В некотором масштабе, определяемом возможностями сетки в крупномасштабной модели, стыкуются две модели. Условие сопряжения соответствует непрерывности физических полей для крупномасштабной модели и каскадной модели. Крупномасштабная модель является источником энергии для каскадной модели. В силу большей простоты каскадная модель позволяет сократить объем вычислений и разрешить большее число пространственных масштабов с характерными временами, намного меньшими тех, которые фигурируют в крупномасштабной модели. Информация, полученная при решении каскадных уравнений, используется для определения скорости энергии диссипации, а следовательно — для оценки подсеточной вязкости. Определенная таким образом подсеточная, турбулентная вязкость используется при решении крупномасштабных уравнений. Аналогичная процедура осуществляется и в отношении α -эффекта.

Результаты совместного решения крупномасштабной и каскадной модели представлены на рис. 4, на котором изображены спектры обеих моделей. Сопряжение произведено на $n=4$, что соответствует 16 ($k_4=2^4$) сеточным точкам в одном направ-

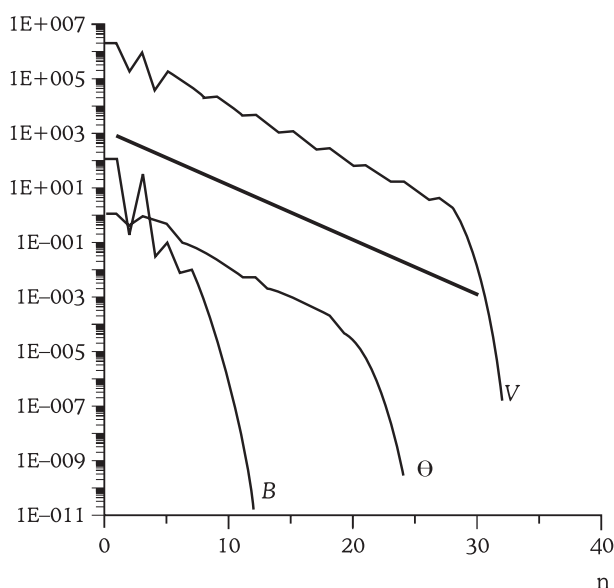


Рис. 3

Спектры температуры (θ) скорости (V) и магнитного поля (B) в жидком ядре Земли. Прямая линия соответствует спектру Колмогорова «-5/3»

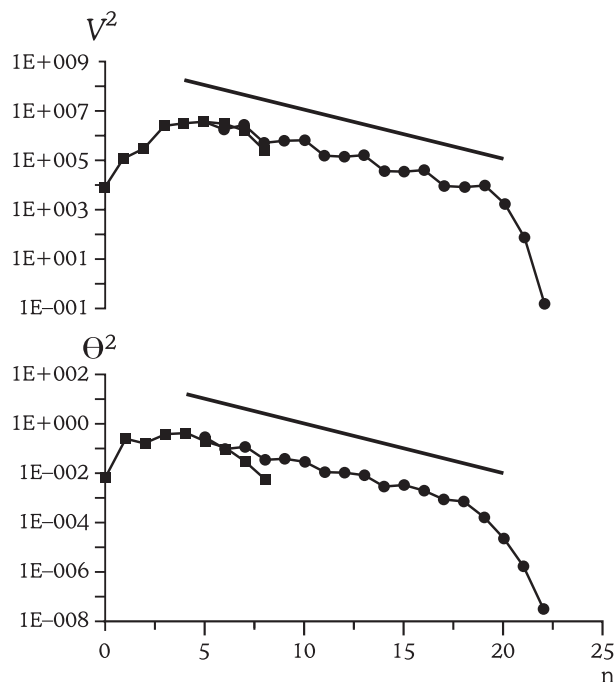


Рис. 4

Спектры крупномасштабной (квадратики) и каскадной (кружки) моделей для поля скорости и температуры в комбинированной модели. Прямые линии соответствуют спектру Колмогорова

лении в крупномасштабной модели. Такой подход позволил достичь течений с $Re=10^9$.

Предложенный метод выходит далеко за рамки описания лишь эффектов турбулентной диффузии, что характерно для многих задач прикладной гидромеханики и тепломассобмена. В этих задачах турбулентность способна приводить лишь к повышенной диссипации энергии в области высоких волновых чисел k . С появлением магнитного поля ситуация существенно усложняется и появляется возможность обратного каскада энергии от больших k к малым k . На языке динамики средних полей это соответствует генерации крупномасштабного магнитного поля турбулентностью и описывается в терминах α -эффекта. Как упоминалось выше, величина и пространственное распределение α -эффекта брались предписанными без какого-либо серьезного обоснования. Каскадная модель устраняет данную трудность и позволяет динамический расчет α -эффекта. Таким образом, метод каскадных моделей может стать промежуточным звеном между моделями средних полей и трехмерными крупномасштабными моделями динамо.

Одним из важных моментов является разработка программ для систем параллельного исчисления. За основу был взят язык Фортран-90, обеспечивающий быстрые и компактные с точки зрения программирования операции с массивами. Для использования многопроцессорной техники был использован MPI (Message Passing Interface) — это библиотека, получившая в последние годы признание в мировой практике и обеспечивающая обмен данными между процессорами и компьютерами с различной архитектурой. Последнее позволяет использование программ на различных компьютерах. Расчеты проводились на кластерах из персональных компьютеров (НИВЦ МГУ, ВЦ РАН, Москва), а также на суперкомпьютере CRAY-3TE 1 200 МГц, (Юлих, Германия).

Комбинированная модель, включающая расчет крупномасштабной тепловой конвекции и турбулентности посредством каскадных моделей, поддается весьма эффективному распараллеливанию. На каждом шаге по времени после расчета крупномасштабной модели, проводимом на отдельном процессоре, информация о крупномасштабных процессах передается на другие процессоры, отвечающие за расчет турбулентности. Каждый из этих процессоров производит расчет мелкомасштабных полей для нескольких пространственных точек. После чего, на главный процессор возвращаются вычисленные в каскадных моделях значения турбулентных коэффициентов для каждой из точек. Проведя необходимую оптимизацию и подбор параметров задачи, можно добиться того, чтобы основное время тратилось на вычисление турбулентных моделей. Поскольку в этот момент процессоры не взаимодействуют друг с другом, то степень параллелизации оказывается очень высокой. В ряде случаев удавалось достичь ускорения вычисления существенно более высокого, чем число используемых процессоров. Данный эффект «superacceleration», известный в теории параллельных процессов, связан с возможностью разместить данные в кэше компьютера, имеющем большую скорость обработки, чем остальная оперативная память компьютера.

С. П. Бурлацкая

ИЗУЧЕНИЕ ДРЕВНЕГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ДЛЯ ПОСЛЕДНИХ 10 ТЫС. ЛЕТ ПО МИРОВЫМ АРХЕОМАГНИТНЫМ ОПРЕДЕЛЕНИЯМ

Археомагнитные исследования начались с появления цикла работ Е. и О. Телье (Франция, Париж) по исследованию древнего геомагнитного поля в историческом и доисторическом прошлом Земли. Ими был детально разработан метод двойных последовательных нагревов [Е.Телье, О.Телье, 1959,] позволивший с большой точностью восстанавливать первоначальное значение (оценивать изменения под воздействием ряда внешних факторов) естественной остаточной намагниченности объектов исследования, и, как следствие, величины древнего геомагнитного поля. Вскоре работы по определению параметров элементов древнего поля появились в Англии, Японии и Чехословакии.

В Институте физики Земли АН СССР впервые исследование геомагнитного поля по археомагнитным объектам было поставлено профессором Г.Н. Петровой в 1957 году. Исполнителем была С.П. Бурлацкая, помощником при отборе коллекций образцов и в проведении эксперимента — лаборант И.Т. Лазаренко. В механических мастерских Института с помощью Н.М. Аносова была создана необходимая аппаратура — нагревательная печь в кольцах Гельмгольца, разработана система измерений на астатическом магнитометре [Бурлацкая, 1957].

Первые тестовые определения древнего геомагнитного поля осуществлялись на археологических образцах XVI века из сооружений в Московском Кремле, где в то время проводились археологические изыскания и реставрационные работы. На этих образцах и образцах, искусственно намагниченных в заданном поле, была отработана методика и оценена достоверность определения элементов древнего геомагнитного поля.

Систематическое изучение поведения древнего геомагнитного поля было начато на объектах в Грузии, в частности г. Тбилиси. Обилие точно датированного археологического (керамического) материала и заметные, поддающиеся количественной оценке вариации определяемого геомагнитного поля дали основание выбрать этот регион в качестве опорного. Результаты работы легли в основу кандидатской диссертации С.П. Бурлацкой и монографии [Бурлацкая, 1965].

Постепенно расширялся фронт работ. Были выполнены и защищены кандидатские диссертации Т.Б. Нечаевой на тему «Основные черты вековых вариаций геомагнитного поля на Украине за последние 2 000 лет» [Нечаева, 1970] и И.Е. Начасовой — «Вековые вариации геомагнитного поля с периодом меньше 200 лет» [Начасова, 1970], на основе изучения древнего геомагнитного поля на территории средней полосы — Москвы и Подмосковья.

Параллельно с изучением древнего геомагнитного поля в ИФЗ АН СССР, такие исследования проводились Е.Н. Тарховым в ЛО ИЗМИРАН в Ленинграде. Он исследовал поле в Ленинграде; на западе Советского Союза, его исследования относились к области Каспийского центра вековых вариаций; им изучались вековые вариации геомагнитного наклона в Центральной России; предметом изучения было геомагнитное наклонение в Сибири и на Урале [Тархов, 1963; 1965; 1970; 1972]. Е.Н. Тарховым вместе с Н.В. Ивановым исследовались вековые вариации наклона геомагнитного поля на территории Литовской ССР [Тархов, Иванов, 1965].

Р.Г. Мирзахановым изучалось древнее магнитное поле Азербайджана. З.А. Челидзе исследовал геомагнитное поле в прошлом на территории Грузии [Челидзе, 1969]. Впоследствии с З.А. Челидзе выполнен ряд совместных работ [Бурлацкая, Челидзе, 1987; 1990; 1997]. Геомагнитное поле Азербайджана изучено для последних 2 200 лет в работе [Бурлацкая, Черных, 1989]. К этому времени относится участие Ю.Ф. Пронина и, позднее, И.Е. Черных в археомагнитных исследованиях ИФЗ АН СССР [Бурлацкая, Лыков, Черных, 1995; Бурлацкая, Выдрин, Черных, 1991].

Обстоятельные исследования были проведены О.М. Русаковым и Г.Ф. Загнием [Загний, 1981] на Украине и в Молдавии для последних 5.5 тыс. лет.

В Институте физики Земли расширился диапазон археомагнитных исследований: отбор материала в Болгарии, Венгрии, повторные экспедиции на Кавказ, в Крым, на Украину, в Среднюю Азию, в Монголию и т.д. Собранные коллекции образцов из археологических объектов: образцы из раскопов, фрагменты памятников архитектуры и древних сооружений — легли в основу изучения древнего геомагнитного поля в диапазоне последних 10 тыс. лет. Наиболее полно представлены отрезки времени для нашей эры. Основными участниками экспедиционных и лабораторных работ были: Бурлацкая С.П., Нечаева Т.Б., Начасова И.Е., Бураков К.С., Пронин Ю.Ф., Черных И.Е. С разработкой К.С. Бураковым новой и усовершенствованием используемой аппаратуры существенно выросла производительность и точность определений.

Последовательное накопление археомагнитных определений параметров древнего геомагнитного поля дало возможность построить кривые временной зависимости элементов древнего поля для территорий Кавказа, Крыма, Украины и Средней Азии.

Совместный отбор образцов с коллегами из других стран и последующие археомагнитные исследования проводились для территорий: Грузии (З. Челидзе), Чехословакия (В. Буха), Болгарии (М. Ковачева), Польши (Я. Кручек), Монголии (Ауюшжав), Венгрии (Е. и П. Мартон).

На основе большого объема мировых археомагнитных определений было выполнено сравнение данных, полученных разными авторами: 1) для одной и той же территории; 2) для разных территорий и 3) для разных временных интервалов. Результаты позволили выявить общие черты и особенности вековых вариаций для разных территорий и разных временных промежутков. [Бурлацкая, 1978]. Степень совпадения одновозрастных определений разных авторов для одной и той же территории определяла достоверность полученных данных.

Мировые определения параметров древнего геомагнитного поля были сведены в каталоги [Бурлацкая, Начасова, 1977; Начасова и др., 1986]. Составителями каталога 1977 года были С.П. Бурлацкая и И.Е. Начасова, редактором Г.Н. Петрова. Редактором каталога 1986 года была С.П. Бурлацкая, а составителями — И.Е. Начасова, Е.Ю. Диденко, С.А. Долинская и Н.К. Шелестун. По данным из каталогов были рассчитаны вариации наклонения, склонения и напряженности поля по сумме мировых определений для последних 6–10 тыс. лет, и вариации параметров поля для ряда крупных регионов: Исландии, Англии, Центр. Европы, Украины, Кавказа, Средней Азии, Индии, Монголии, Китая, Японии, Центральной части Северной Америки — для последних 1–2 тыс. лет [Бурлацкая, 1987а]. Кривые были представлены среднестолетними значениями.

Результаты спектрального анализа археомагнитных данных оценивались как средние значения наиболее выраженных периодов среди близких значений в пределах порядка ста лет [Бурлацкая, 1987б]. Полученные значения можно считать наиболее характерными вариациями в спектре геомагнитного поля: 360 ± 40 ; 600 ± 50 ; 900 ± 60 ; $1\,200 \pm 50$; $1\,800 \pm 70$ лет. Основное колебание — порядка 10^4 лет; для напряженности оно равно $\sim 8\,000$ лет. [Бурлацкая, 1987а]. Колебание с периодом 3 600-летней продолжительности изучено в работе [Бурлацкая, 1989а; б].

Колебания разной продолжительности оценивались по величине размаха колебаний (двойная амплитуда), при этом вводился коэффициент за счет уменьшения, сглаживания амплитуды колебаний при усреднении данных. Существенно, что оценки параметров вековых вариаций для отдельных конкретных территорий, для суммированных мировых определений и для разных временных интервалов совпадают по величине периодов. Эта устойчивость временных археомагнитных характеристик указывает на стабильность спектра вековых вариаций. Оценки совпадают по независимым данным.

Сравнение величин периодов по архео- и палеомагнитным результатам дает представление о спектре вековых вариаций как о стабильном спектре, не меняющемся в течение времени, соизмеримого с геологической эпохой. Временные характеристики, полученные на весьма разнородном материале и разными методами, близки. В частности, результаты анализа данных по склонению и наклонению, полученные по озерным осадкам Шотландии, Северной Англии и Северного Уэльса (работы Маккереч, Томпсон, Тернер), совпадают в пределах обычной погрешности датирования объектов с вышеприведенными оценками и подтверждают вывод об устойчивости спектра вековых вариаций геомагнитного поля.

Сравнение периодов вековых вариаций на базе исследования озерных осадков девяти озер шести континентов показывает в первом приближении совпадение результатов с

оценками спектра вариаций по археомагнитным данным [Бурлацкая, 1991а]. Этот вывод особенно существенен в свете изучения ритмики геофизических процессов в целом [Бурлацкая, 1989б].

При изучении природы геомагнитного поля весьма существенным является сопоставление спектра вековых вариаций геомагнитного поля с другими земными ритмами. В результате спектрального анализа археомагнитных определений отчетливо выделяется 1 800-летний компонент. Этот период характерен и для других геофизических процессов [Бурлацкая 1989б]. Наиболее полно и глубоко 1 800–1 900-летние изменения изучены в ряде работ А.В. Шнитникова. Ритмические изменения 1 800–1 900-летней продолжительности А.В. Шнитников связывает с 1 850-летним циклом изменчивости констелляций — расположения и взаимного влияния космических тел: Луны, Земли и Солнца. При сизигийных констелляциях, когда планеты выстраиваются в одну линию, приливообразующая сила возрастает во много раз. А.В. Шнитников подчеркивает, что через 1 850 лет сизигии не идентичны: развитие идет не по кругу, а по спирали (возможно влияние Сатурна). А.В. Шнитников исследует изменчивость приливообразующей силы и ее воздействие на различные компоненты ландшафтной оболочки Земли, такие как изменчивость горного оледенения, ритмика общей увлажненности, эпохи трансгрессий, смена климата и т.д. В целом есть основание говорить о возможной причинно-следственной связи между глобальными изменениями различных компонент ландшафтной оболочки Земли, климатическими ритмами и 1 800-летними вариациями геомагнитного поля. Существенно влияние этих процессов на биосферу, в частности на жизнедеятельность человека.

Сферический гармонический анализ [Брагинский, Бурлацкая, 1979], несмотря на несовершенство рядов археомагнитных данных (относительно небольшой их объем по сравнению с прямыми наблюдениями; неравномерность распределения исходного материала по временной шкале и т.д.), в целом, показал дипольное строение древнего геомагнитного поля и выявил 1 200- и 600-летние вариации на фоне ~8 000-летнего колебания.

Сопоставление рассчитанных (модельных) и археовековых вариаций показало удовлетворительное их совпадение [Бенькова и др., 1979; Брагинский, Бурлацкая, 1972].

На базе суммированных мировых археомагнитных данных была рассчитана траектория виртуального геомагнитного полюса для последних 8 400 лет [Бурлацкая, 1984]. Анализ этой траектории позволил выделить движение виртуального геомагнитного полюса по спирали вокруг географического (восточный дрейф) с медленным приближением одного к другому. В долготном смещении полюса выделено 1 200-летнее колебание, а также быстрые колебания примерно 200–600-летней продолжительности. В целом, полюс движется по спирали, при этом один оборот геомагнитной оси около географической длится ~1 200 лет. Средняя скорость вращения ~0.3°/год, направление восточное [Бурлацкая 1983; 1984; 1985; 1987а].

В работе [Бурлацкая, 1989б] показано, что характерное 1 800-летнее колебание коррелирует с другими земными и внеземными ритмами. Эта вариация совпадает по величине с глобальной компонентой западного смещения — вращением геомагнитной оси около географической по часовой стрелке со средней скоростью ~0.2°/год, источником которого может быть проскальзывание мантии относительно жидкого ядра. Следует обратить внимание на то, что частоты двух медленных (1 800- и 1 200-летнего) колебаний находятся в соотношении 1.5 к 1 в соответствии с теорией С.И. Брагинского. Суперпозиция 1 800- и 1 200-летнего колебаний в результате дает колебание 3 600-летней продолжительности. Соотношение 1 к 1.5 справедливо и для быстрых колебаний (600 и 400 лет). В работах С.И. Брагинского [1970, 1974] изучены различные виды колебаний. Отмечено, что сам механизм поддержания поля таков, что он не может быть стационарным, а колеблется около некоторого значения, не равного нулю, даже при неизменных внешних условиях. Основное колебание с периодом 8 000 лет связано с механизмом самоподдержания поля и с основной крупномасштабной конвекцией. Оно наиболее ярко выражено в изменениях напряженности геомагнитного поля [Бурлацкая, 1985; 1987а; б].

В целом, геомагнитное поле представляется как результат суперпозиции колебаний разной продолжительности.

Группа колебаний продолжительностью 10^3 лет рассматривается в теории как МАК-волны, происхождение которых связано с воздействием магнитных, архимедовых и кориолисовых сил. Взаимодействие основного поля с МАК-волнами весьма сложно, и возможно, что здесь наиболее существенно не изменение амплитуд МАК-волны, а изменение фазовых соотношений [Брагинский, 1970; 1974].

Установленная двойная связь наблюдаемых процессов с жидким ядром и твердой мантией может существовать только для процессов, локализующихся на границе ядро–мантия [Петрова, 1976, 1977; Петрова, Бурлацкая, 1979].

Постепенное накопление археомагнитных данных расширило диапазон определений элементов древнего геомагнитного поля и повысило в целом их достоверность.

В изменении недипольной части геомагнитного поля наиболее существенными чертами являются региональный ход быстрых вековых вариаций и их связь с характерными особенностями в конфигурации изолиний материковых магнитных аномалий. Изменение знака дрейфа недипольной части быстрых вековых вариаций (300 и 600 лет) происходит относительно центра мировых аномалий. Такая картина согласуется с предположением Г.Н. Петровой [Петрова, Бурлацкая, 1979] о том, что упомянутые вариации возникают при взаимодействии основных конвективных потоков с «бампами» — неоднородностями границы ядро–мантия [Петрова, 1976; 1977].

Выделены глобальные и региональные вариации для конкретных регионов на Кавказе, в Средней Азии [Бурлацкая, 1987б; 1997; 1999а; 1999б]. В целом, по мировым определениям [Бурлацкая, 1987б; 1991а] выявлены как общие черты, так и особенности геомагнитного поля в прошлом, в частности — экскурс Этруссия [Бурлацкая, 2002]. Сделана первая попытка разделения бегущих и стоячих волн в соответствии с теорией С.И. Брагинского [Бурлацкая, Ермушев, 1994]. Сочетание палео- и археомагнитных определений параметров геомагнитного поля дало возможность выявить и оценить длиннопериодные геомагнитные колебания и дать схему инверсий геомагнитного поля [Бурлацкая, 1991б]. Монография [Бурлацкая, 1987а] отражает суть докторской диссертации С.П. Бурлацкой на тему «Археомагнетизм. Изучение древнего геомагнитного поля».

К настоящему времени объем археомагнитных данных об изменении напряженности геомагнитного поля для отдельных крупных регионов для последних тысячелетий существенно вырос; это позволило провести большое плодотворное исследование древнего геомагнитного поля сотрудниками ИФЗ РАН И.Е. Начасовой и К.С. Бураковым [Бураков, 2000; Начасова, 1998].

И. Е. Начасова, К. С. Бураков

ВАРИАЦИИ НАПРЯЖЕННОСТИ И АНОМАЛЬНОЕ ПОВЕДЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ГОЛОЦЕНЕ

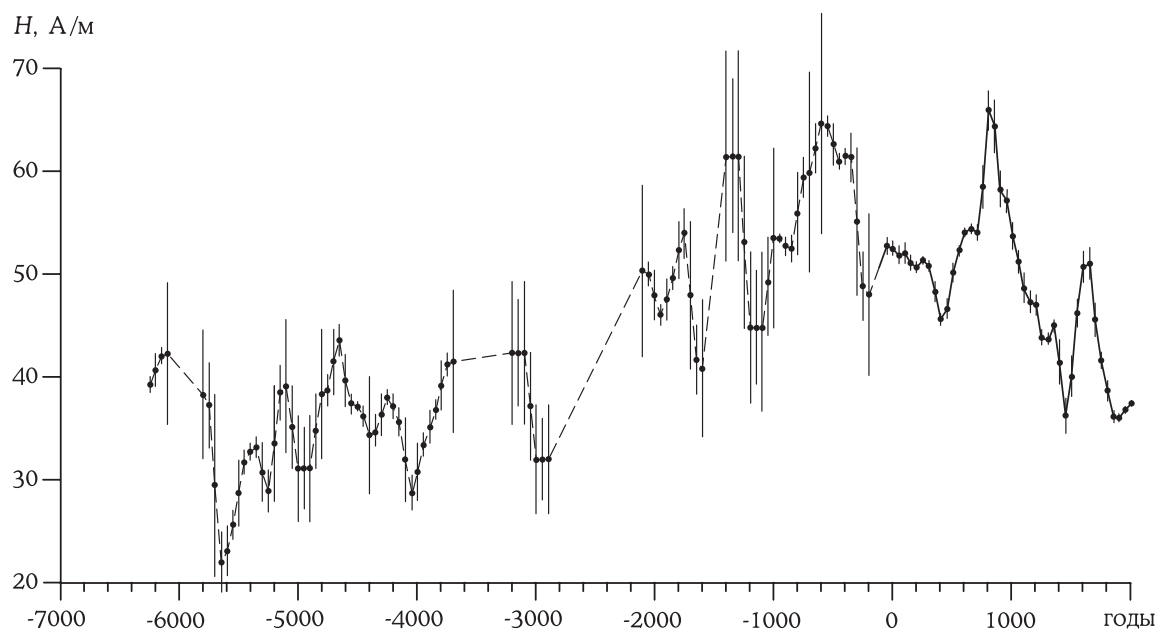
В настоящее время имеется всего шесть районов на земной поверхности, для которых могут быть построены кривые изменения напряженности геомагнитного поля в течение последних нескольких (7–9) тысячелетий. Все они располагаются в северном полушарии, в долготном секторе от 27°E до 136°E (от Болгарии до Японии). Исследование вариаций напряженности поля было проведено по совокупности определений, полученных М. Ковачевой для района Болгарии, И.Е. Начасовой и К.С. Бураковым — для Грузии, Средней Азии и Прибайкалья, К. Вэй с соавторами — для Китая, Х. Сакаи и К. Хироока — для Японии. Данные, полученные в результате археомагнитных исследований, были дополнены результатами прямых наблюдений. Временные зависимости напряженности геомагнитного поля отнесены к координатам, представляющим из себя средние значения λ и φ для каждого района отбора материала, — Болгария: $\lambda=27^{\circ}\text{E}$, $\varphi=42^{\circ}\text{N}$; Грузия: $\lambda=44^{\circ}\text{E}$, $\varphi=42^{\circ}\text{N}$; Средняя Азия: $\lambda=65^{\circ}\text{E}$, $\varphi=40^{\circ}\text{N}$; Прибайкалье: $\lambda=110^{\circ}\text{E}$, $\varphi=54^{\circ}\text{N}$; Китай: $\lambda=113^{\circ}\text{E}$, $\varphi=34^{\circ}\text{N}$; Япония: $\lambda=136^{\circ}\text{E}$, $\varphi=34^{\circ}\text{N}$ [Начасова, 1998; Начасова, Бураков, 1995б; 1997; 1997а].

«ОСНОВНОЕ» КОЛЕБАНИЕ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

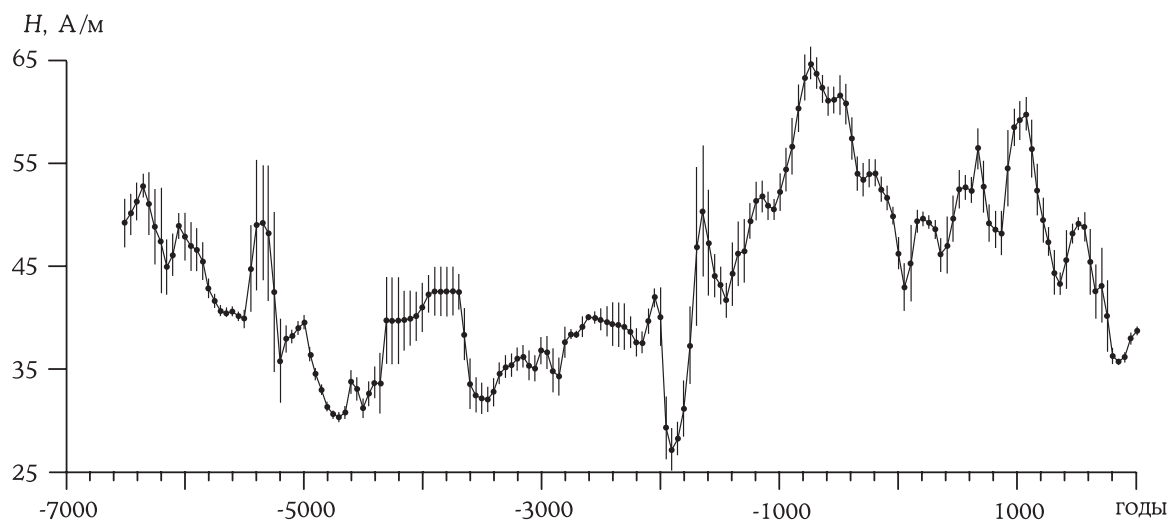
Для получения характеристик так называемого «основного» колебания напряженности геомагнитного поля, проявляющегося как плавное изменение напряженности поля в последние тысячелетия, был проведен анализ временных рядов, построенных авторами по собственным и литературным данным (рис. 1–6). Для того, чтобы выявить, какое колебание общее для всех кривых, имеет наименьшее отклонение от наблюдаемого хода напряженности поля, использован метод наименьших квадратов. Выполнена аппроксимация кривых изменения напряженности поля синусоидами с периодами от 7 до 10 тысяч лет. Точность определения периода колебания в связи с относительно небольшой длиной ряда невелика. Было проведено сравнение невязок синусоид разных периодов с полученными кривыми. По сумме результатов проведенных анализов, было сделано заключение, что синусоида с периодом 8 000 лет наилучшим образом представляет плавное изменение напряженности поля в последние тысячелетия. Анализ кривой изменения напряженности поля, построенной по объединенным данным для Грузии [Начасова, Бураков, 1986; 1987; 1988; Начасова и др., 1986], Месопотамии и Турции для последних девяти тысячелетий (рис. 2) (данные о напряженности в VII–V тысячелетиях до н.э. из каталога [Начасова и др., 1986]), показал, что период рассматриваемого колебания близок к величине 8 000 лет. Амплитуды 8 000-летнего колебания для всех территорий, кроме Китая, лежат в пределах от 12 ± 2 А/м (для Грузии) до 9 ± 1 А/м (для Японии). Амплитуда этого колебания в Китае 6 А/м [Бураков, Начасова, 1998]. Возможно, такое отклонение связано с Восточно-Азиатской аномалией векового хода геомагнитного поля, расположенной в этом районе.

Дальнейшие исследования, проведенные в Прибайкалье [Бураков и др., 2000], дали возможность проследить изменение напряженности геомагнитного поля на протяжении последних тринадцати тысячелетий. Анализ данных об изменении напряженности геомагнитного поля в Прибайкалье показал, что длиннопериодное изменение напряженности поля может быть аппроксимировано колебанием с периодом 8 000 лет и амплитудой 10 ± 1 А/м, что хорошо согласуется с характеристиками этого колебания, полученными ранее.

Можно считать, что период рассматриваемого колебания близок к 8 000 годам, а амплитуда ~ 10 А/м. Фаза этого колебания изменяется с долготой. В Болгарии максимум этого колебания приходится на более ранний период, чем в Грузии. В Японии максимум этого колебания проявляется еще позже, то есть имеет место восточный дрейф восьмистысячелетнего колебания. Долготная зависимость фазы 8 000-летнего колебания приближается к прямой линии. Прямая проведена с помощью метода наименьших квадратов (рис. 7). Таким образом, в результате проведенных исследований был обнаружен неизвестный

**Рис. 1**

Кривая изменения напряженности геомагнитного поля в Болгарии

**Рис. 2**

Кривая изменения напряженности геомагнитного поля в Грузии, Месопотамии и Турции

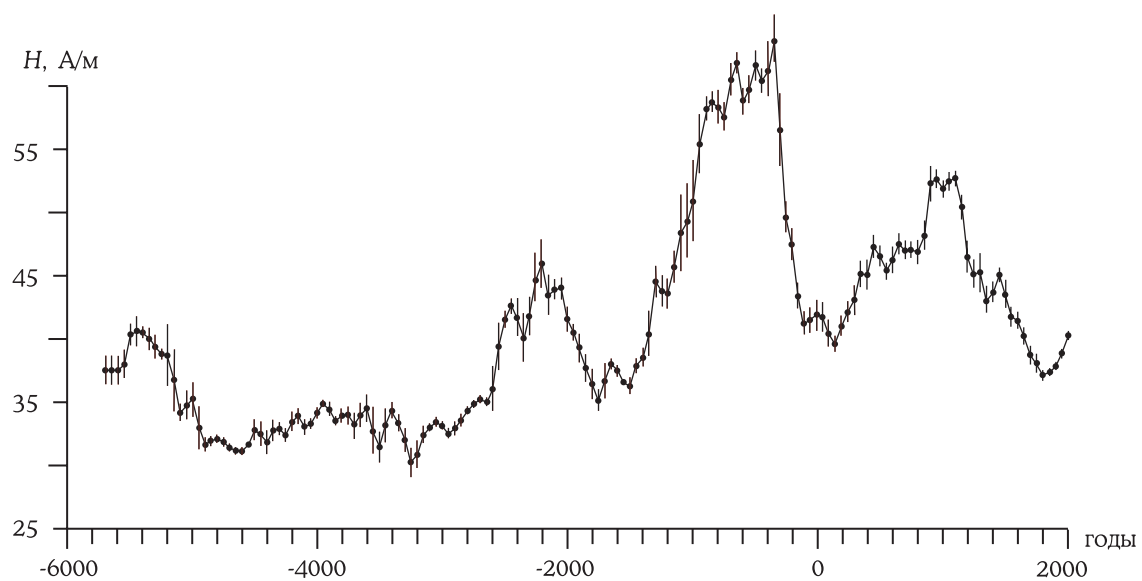


Рис. 3

Кривая изменения напряженности геомагнитного поля в Средней Азии

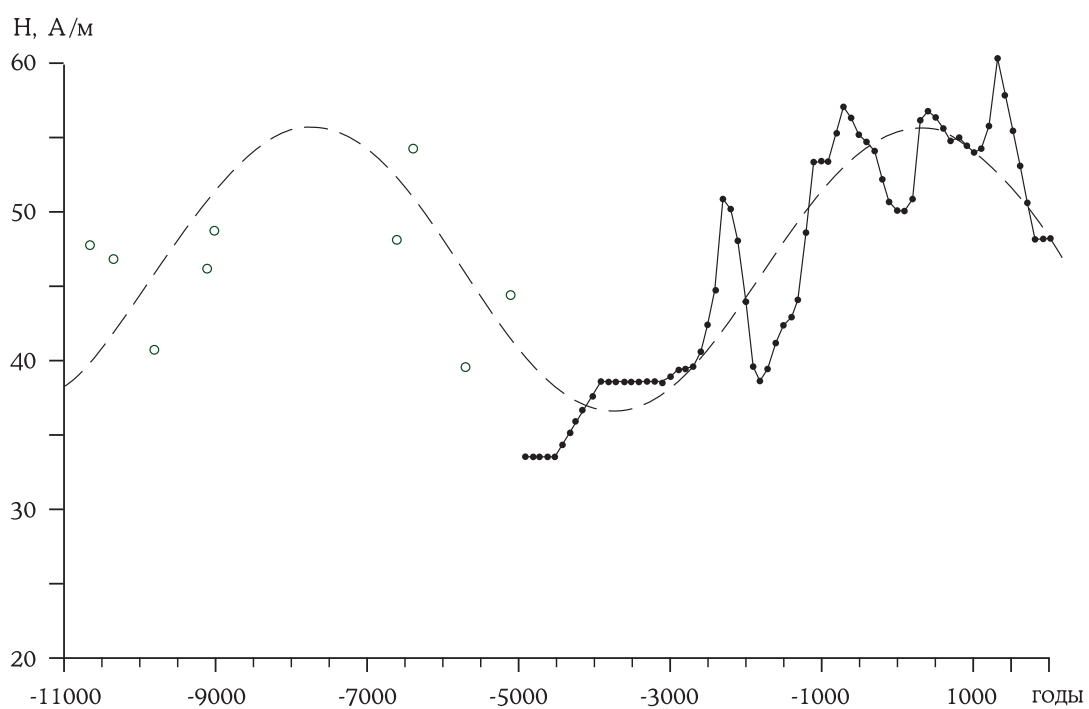


Рис. 4

Кривая изменения напряженности геомагнитного поля в Прибайкалье

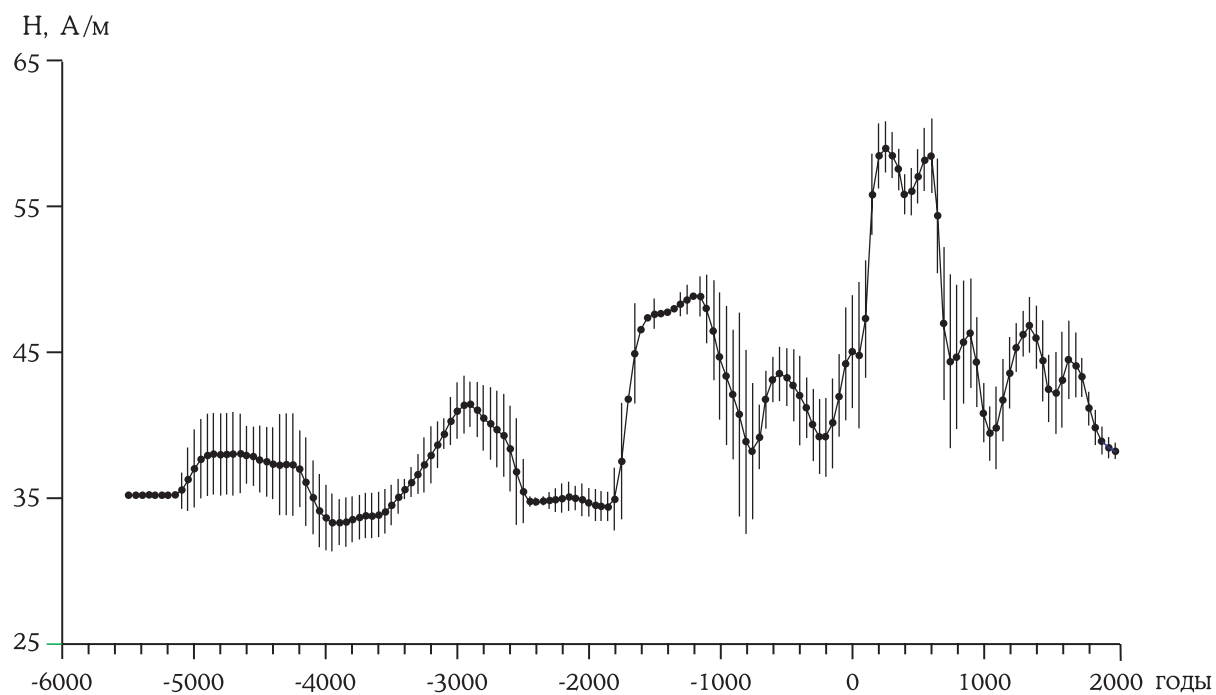


Рис. 5

Кривая изменения напряженности геомагнитного поля в Китае

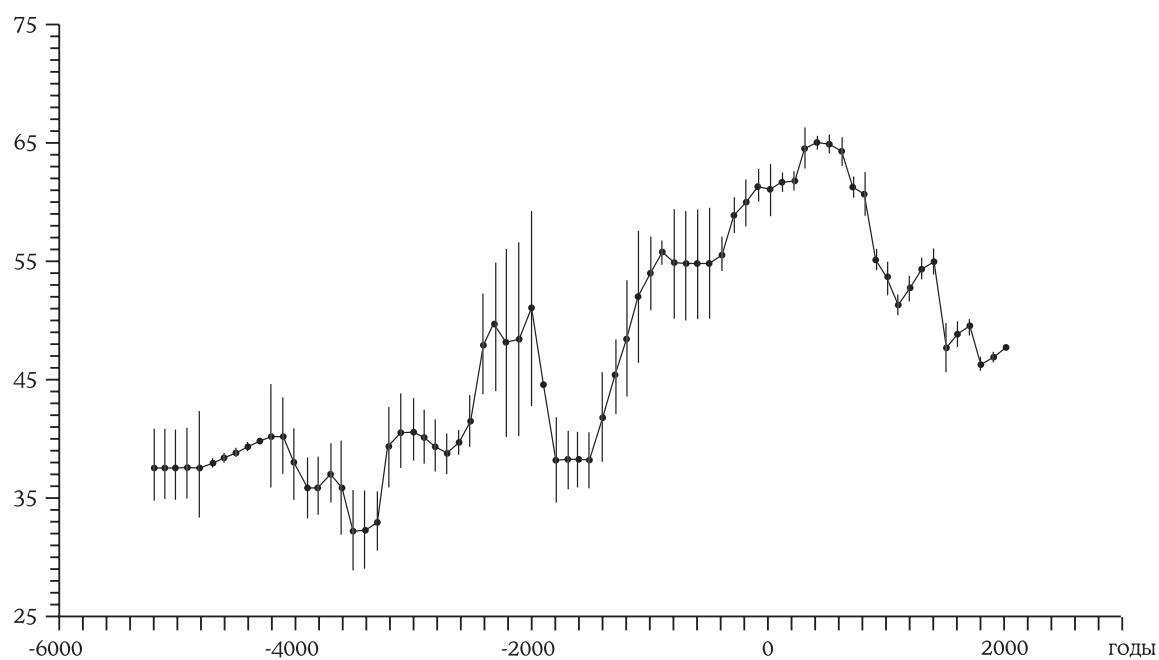


Рис. 6

Кривая изменения напряженности геомагнитного поля в Японии

ранее феномен — восточный дрейф 8 000-летнего колебания напряженности геомагнитного поля. Данные об изменении напряженности геомагнитного поля на территории Испании в VI–II тыс. до н.э., полученные в последнее время, позволили подтвердить вывод о восточном дрейфе 8 000-летнего колебания геомагнитного поля [Начасова и др., 2002a].

О существовании вариаций геомагнитного поля разной продолжительности известно много десятилетий, однако определить их фазово-амплитудные характеристики не удавалось в связи с недостаточным объемом информации.

С.И. Брагинский предложил представить вариации геомагнитного поля суперпозицией полей, связанных с магнитными волнами, распространяющимися в земном ядре. Бегущие волны распространяются как на восток, так и на запад. Объем полученных к 90-м годам данных о напряженности геомагнитного поля позволил провести их анализ и получить представление наблюдаемой на поверхности картины изменения магнитного поля Земли [Бураков и др., 1998; Бураков, Начасова, 2002; Начасова, Бураков, 1995б; 1997; 1997а, в]. Был получен спектр вариаций в различных точках земного шара и фазово-амплитудные характеристики колебаний, суперпозицией которых может быть представлено изменение напряженности геомагнитного поля на поверхности Земли. При этом было установлено, что одни колебания дрейфуют на запад, а другие на восток.

ВАРИАЦИИ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ С ПЕРИОДАМИ ОТ 700 ДО 2 000 ЛЕТ

Количество определений напряженности геомагнитного поля возрастает от древности к современности. Объем данных, приходящихся на последние три тысячелетия, позволяет получить характеристики вариаций с периодами в несколько сотен лет. Объем данных об изменении напряженности геомагнитного поля, полученных для разных районов и временных интервалов, различается весьма существенно. Наиболее подробными и равномерно распределенными по шкале времени являются ряды данных, построенные для Средней Азии [Бураков, Начасова, 1978; 1994; 1995б; 1997а, в] и Грузии.

Гармонический анализ кривых изменения напряженности геомагнитного поля был проведен с помощью методики анализа временных рядов, разработанной Н.М. Ротановой и С.В. Филипповым.

При помощи метода градиентного спуска были получены характеристики колебаний, сумма которых наилучшим образом представляла ряды данных для различных территорий.

Анализировались разностные ряды (исходный ряд минус длиннопериодное колебание с периодом 8 000 лет). Для каждого ряда с помощью метода градиентного спуска были определены параметры колебаний, суммой которых аппроксимировался ряд. Наиболее четко выделяются колебания с периодами, средние по всем кривым значения которых можно принять как 3 500, 1 600, 1 000 и 700 лет.

С помощью метода наименьших квадратов разностные кривые для каждого региона были представлены набором синусоид с вышеуказанными периодами, и получены амплитуды и фазы этих колебаний. Характеристики вариаций меньших периодов целесообразнее получить по данным для двух последних тысячелетий, точность и представительность которых существенно выше, чем на отрезке времени до нашей эры. Все четыре колебания дрейфуют: два из них (1 600- и 1 000-летнее) на запад, а два других — на восток. Скорость дрейфа можно оценить в 0.2° /год. Характеристики для 3 500- и 700-летнего колебаний получены менее уверенно, чем для двух других в связи с тем, что амплитуда этих колебаний по данным для Японии невелика.

Основной вклад в западный дрейф вносит вариация с периодом 1 600 лет. Величина периода этой вариации достаточно условна, так как она меняется в зависимости от района: от 1 500 лет в Болгарии до 1 800 лет в Грузии. Амплитуда этого колебания настолько велика, что определить его характеристики можно прямо из картины изменения напряженности поля.

Кроме евроазиатских данных, к рассмотрению были привлечены определения для территории Северной Америки для последних двух тысячелетий ($\lambda = 109^\circ$ W, $\varphi = 35^\circ$ N).

На рис. 8 нанесены временные отрезки, к которым можно отнести моменты максимумов 1 600-летнего колебания напряженности поля во всех районах исследования этого колебания. Западный дрейф прослеживается четко. Через середины этих отрезков по данным Болгарии, Грузии, Средней Азии и Японии можно провести прямую для случая первого максимума, относящегося, в основном, к интервалу до нашей эры.

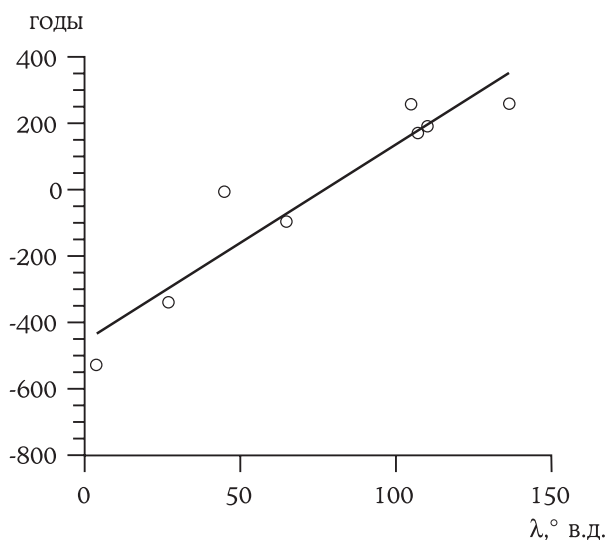


Рис. 7

Долготная зависимость фазы 8 000-летнего колебания напряженности геомагнитного поля

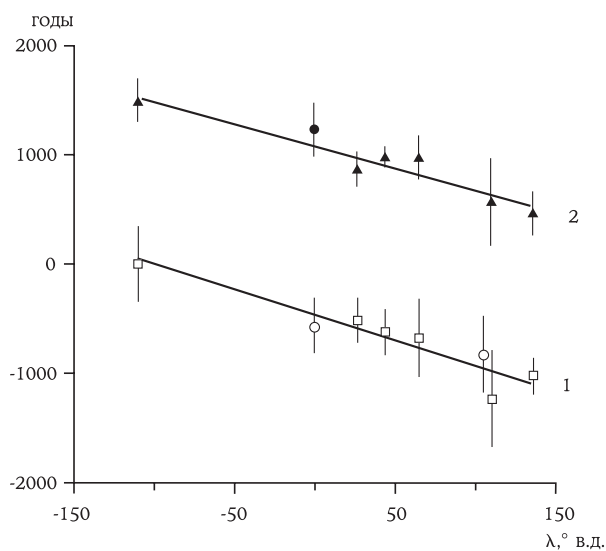


Рис. 8

Долготная зависимость фазы 1 600-летнего колебания напряженности геомагнитного поля

Данные по Китаю и Америке обнаруживают отклонение, которое может быть связано с погрешностями определения, но может и отражать влияние какого-либо геофизического процесса. В пользу этого предположения свидетельствует картина, полученная для второго максимума, где отклонения от прямой для наиболее представительных данных по Болгарии, Грузии и Средней Азии, по-видимому, можно связать с влиянием 700-летних вариаций имеющих восточный дрейф. Скорость дрейфа по полученным данным $0.23^\circ/\text{год}$. Период, определенный по расстоянию между прямыми, $\sim 1\,550$ лет.

Данные о напряженности геомагнитного поля, полученные в результате изучения естественной остаточной намагниченности керамического материала археологических памятников Испании [Начасова и др., 2002б], позволили определить характеристики 1 600-летней вариации напряженности поля на временном отрезке VI–II тыс. до н.э. Это дало возможность впервые определить скорость дрейфа 1 600-летнего колебания для столь древнего времени, используя результаты, полученные по материалу Средней Азии. Полученное значение $0.24^\circ/\text{год}$, свидетельствует о том, что скорость дрейфа этой вариации напряженности поля на протяжении последних 8 тысячелетий была постоянна.

ВАРИАЦИИ НАПРЯЖЕННОСТИ ПОЛЯ С ПЕРИОДАМИ В НЕСКОЛЬКО СТОЛЕТИЙ

Наиболее подробные данные об изменении геомагнитного поля относятся к временному интервалу двух последних тысячелетий. Исследование вариаций напряженности поля с периодами в несколько столетий было проведено на временных рядах, построенных для Болгарии, Грузии, Средней Азии и Японии. В результате анализа рядов данных об изменении напряженности поля методом Фурье и методом градиентного спуска выяснилось, что каждая кривая может быть описана набором из 4–6 колебаний. Каждая кривая с помощью метода наименьших квадратов была аппроксимирована наборами из четырех синусоид, так как кривая вариаций напряженности поля в Японии почти полностью описывается четырьмя гармониками. Эти четыре колебания можно обозначить как 2 000-, 700–800-, 500- и 200-летнее. Названные средние величины весьма приблизительны и введены для простоты обозначения колебаний, о которых идет речь. Что касается 2 000-летнего колебания, то погрешность его выделения

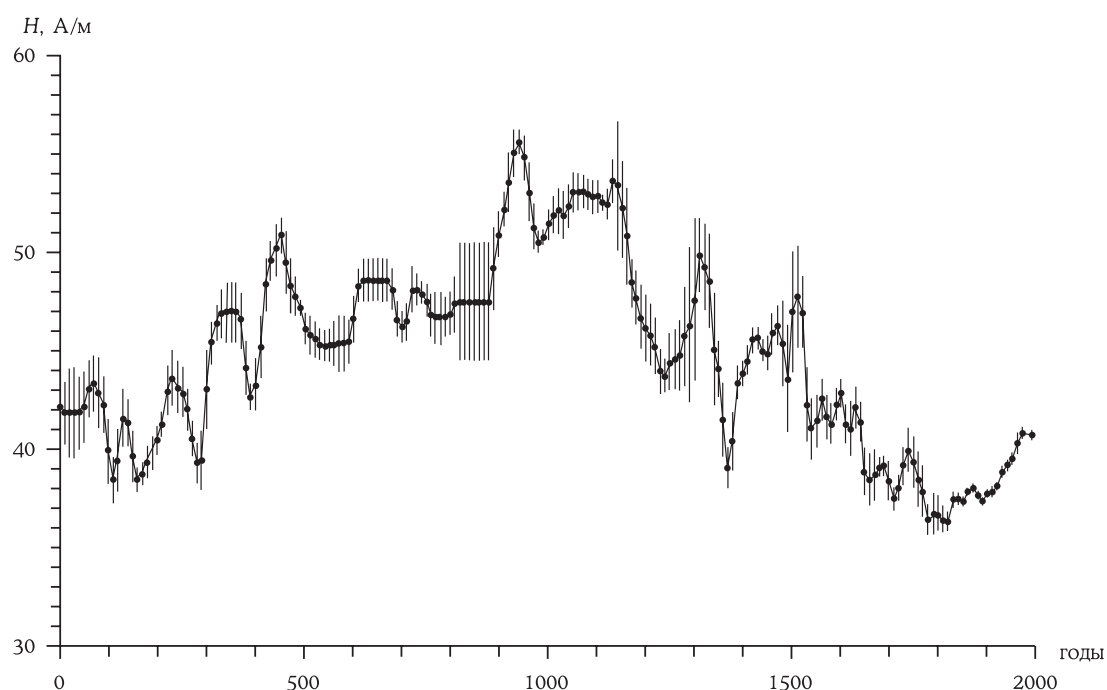


Рис. 9

Кривая изменения напряженности геомагнитного поля в Средней Азии за последние 2 000 лет

много больше, чем для других колебаний в связи с недостаточной длиной исходных рядов. Оно выделено для исключения длиннопериодной составляющей с характерным временем 2–3 тысячи лет. Для проверки устойчивости получаемых характеристик колебаний напряженности каждая кривая была проанализирована с подстановкой наборов величин периодов, полученных при анализе других кривых. С наименьшей погрешностью были получены характеристики 500- и 700-летнего колебаний. Было установлено, что 500-летнее колебание дрейфует на запад, а 700-летнее — на восток.

Амплитуды колебаний в большинстве случаев уменьшаются с уменьшением периода. Исключением является пятисотлетнее колебание в Грузии и Средней Азии. Амплитуда вариаций для Болгарии и Грузии существенно больше, чем для Азии и Японии. Амплитуда вариаций является характеристикой долготного сектора, к которому относятся эти территории.

Скорость дрейфа, определенная для различных колебаний, варьирует в пределах $0.17\text{--}0.23^\circ/\text{год}$, независимо от периода колебаний. В связи с этим можно принять скорость дрейфа одинаковой для всех колебаний и равной $0.2^\circ/\text{год}$.

«КОРОТКОПЕРИОДНЫЕ» ВАРИАЦИИ НАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Уникальная подробность полученных для Москвы (для XV–XIX веков) [Начасова, 1972] и Средней Азии (для последних двух тысячелетий) [Начасова, Бураков, 1995б] рядов данных о напряженности геомагнитного поля (рис. 9) позволила установить вид спектра вариаций напряженности поля в диапазоне вариаций с периодами 30–150 лет. Спектр состоит из трех гармоник с периодами 30, 65 и 115 лет. Точность определения периодов колебаний — 10%, уровень вероятности выделения — 95%. Спектр такого же вида был получен и по материалам из многослойных археологических памятников Месопотамии (для VI–V тысячелетий до н.э.) [Начасова, Бураков, 1995а; 1998]. 30-летние и 60-летние вариации прослеживаются и по данным прямых наблюдений, 115-летняя вариация была выявлена впервые при исследовании изменения напряженности геомагнитного поля в районе Москвы. Так как существование этих вариаций было установлено для разных временных интервалов от VI тыс. до н.э. до последних столетий, был сделан вывод о том, что вариации такой продолжительности устойчивы во времени.

Пульсации возмущенности напряженности геомагнитного поля

При исследовании вариаций напряженности геомагнитного поля для последних 8 тысячелетий было отмечено, что амплитуда вариаций меняется не только в пространстве, но и во времени. Изменение во времени возмущенности геомагнитного поля (за меру возмущенности принят суммарный размах колебаний напряженности геомагнитного поля в части, содержащей вариации с периодами менее 600 лет) исследовано в работах [Начасова, 1998; Начасова, Бураков, 1997в]. Использованы ряды данных для Грузии, Средней Азии и Болгарии. Рассматривались разностные ряды — исходный ряд (среднепятидесятилетний) минус ряд, полученный при помощи пятисотлетнего осреднения. Рассмотрение выделенной таким образом части вариаций напряженности геомагнитного поля обнаружило существенные изменения возмущенности поля в течение последних семи тысяч лет. Так, размах колебаний напряженности поля для района Грузии менялся на разных временных интервалах в четыре раза от 8.8 до 31.5 А/м. Изменения имеют вид пульсаций.

Оценка моментов экстремумов длиннопериодных колебаний напряженности поля и его возмущенности показала, что временным отрезкам минимального размаха колебаний напряженности поля соответствуют минимумы 1 600-летних колебаний, следующие за максимумами 3 500-летних колебаний.

Таким образом, исследование характера изменения «возмущенности» напряженности геомагнитного поля для семи последних тысячелетий позволило обнаружить пульсации суммарного размаха вариаций напряженности поля с периодами менее 600 лет и наличие корреляции моментов максимумов и минимумов возмущенности поля с соотношением фаз колебаний, суперпозицией которых и аппроксимируется наблюдаемая картина изменения напряженности геомагнитного поля.

Выводы

Результаты цикла работ, описанных выше, посвященных исследованию вариаций напряженности древнего геомагнитного поля, свидетельствуют о правомерности представления вариаций геомагнитного поля в виде суперпозиции волн. Анализ совокупности мировых данных о напряженности поля для последних восьми тысячелетий привел к выводу о том, что изменение напряженности геомагнитного поля может быть в основном представлено суперпозицией ряда колебаний, имеющих периоды от 500 до 8 000 лет, характерной чертой которых является дрейф.

500-, 1 000- и 1 600-летнее колебания имеют западный дрейф, 700- и 8 000-летнее — восточный.

Скорость дрейфа для всех колебаний можно принять одинаковой и равной 0.2°/год. Характеристики 8 000-летнего колебания (восточный дрейф и некоторое изменение амплитуды с долготой места наблюдения) свидетельствуют о его принадлежности к единой общности вариаций.

Установлено, что реально существует тесная связь вариаций напряженности поля с разными характерными временами, которая необходима, согласно взглядам С.И. Брагинского, для генерации геомагнитного поля.

Для создания теории генерации магнитного поля Земли необходимо знать вид спектра вариаций, характеристики колебаний, суперпозицией которых можно представить изменение геомагнитного поля, их связь между собой. Они являются критериями при выборе модели генерации геомагнитного поля.

Аномальное поведение геомагнитного поля

Впервые аномальное поведение геомагнитного поля в первой половине I-го тысячелетия до н.э. было обнаружено Фольгерайтером в конце XIX века при исследовании намагниченности керамических изделий из Италии, датированных VIII–VI веками до н.э. Им было установлено резкое изменение наклона геомагнитного поля, вплоть до обратного современному, в VIII–VII вв. до н.э.

По мнению Е. и О. Телье, уточнить полученные результаты можно, исследуя намагниченность старинных печей: «...Такие исследования дают сведения не только о направлении поля, но и о его интенсивности; в этом случае мы почти уверены, что отсутствовали дальнейшие термические воздействия на них, и, кроме того, точно известно место обжига, тогда как глиняная посуда может быть перевезена в другое место» [Е. и О.Телье, 1959]. Такое исследование геомагнитного поля было выполнено на обожженном матери-

але из культового холма Намчедури в Грузии [Burakov, Nachasova, 1990]. Культурные отложения холма состоят из 7 горизонтов, мощность изученных отложений 5 метров. Обожженные площадки имеются во всех слоях, но только намагниченность площадок из верхней части третьего культурного горизонта, датируемого IX–VI веками до нашей эры, имеет аномальное направление. Образцы были отобраны из 20 площадок из частей, в которых глина хорошо спечена и имеет вид красного кирпича. Мощность этой части культурных отложений 0.5 метра, время накопления можно оценить примерно в 100 лет и, учитывая соотношение мощности всего культурного горизонта и его части, из которой были отобраны образцы, направление намагниченности которых оказалось аномальным, отнести время накопления этих слоев к VII–VI вв. до н.э.

Показано, что для направлений векторов естественной остаточной намагниченности J_n характерны преимущественно западные склонения, а максимальная напряженность поля характерна для образцов с наклоном, близким к нулю.

Была рассмотрена возможность намагничивания образцов от молний. Для обследования намагниченности глин в этом районе использовался Z-градиентометр. От молний должны были бы намагнититься не только обожженные площадки, но и необожженные глины, однако никакого намагничивания глин молнией обнаружено не было. Были проведены также лабораторные опыты с терморазмагничиванием равных по величине идеальной остаточной намагниченности (ARM), естественной остаточной намагниченности (NRM) и лабораторной термонамагниченности (TRM) материала площадок, которые показали, что кривая NRM близка к кривой TRM, что свидетельствует о терромагнитном происхождении NRM.

Характерной особенностью является то, что напряженность древнего поля, определенная методом Телье, аномально высока. Примером может служить образец, отобранный из хорошо обожженной части очага, с надежной ориентацией. В результате лабораторного исследования намагниченности этого образца установлено, что при небольших изменениях магнитной восприимчивости χ с нагревом, практически прямолинейной зависимости NRM(TRM), постоянстве направления NRM, т.е. при выполнении всех условий получения достоверных данных о параметрах древнего геомагнитного поля времени обжига глин, напряженность древнего поля получается равной 289 ± 9 А/м. Это самое высокое значение напряженности, полученное в результате исследования естественной остаточной намагниченности материала археологических памятников. Однако есть и другие определения, согласно которым напряженность древнего геомагнитного поля в I тыс. до н.э. принимала аномально высокие значения (выше 100 А/м).

Таким образом, обнаружено проявление кратковременного обращения геомагнитного поля во временном интервале VII–VI веков до н.э.

Так как обычно экскурсы геомагнитного поля обнаруживаются в результате исследования намагниченности осадочных пород, то напряженность древнего поля этого времени практически можно оценить только в относительных величинах. Разработанные методы оценки напряженности древнего поля (метод переосаждения и другие) дают результаты, которые могут содержать существенные погрешности. Однако относительные изменения напряженности в ряде случаев оцениваются достаточно уверенно.

Оценки напряженности древнего геомагнитного поля во временные интервалы, на которые приходится экскурсы, показали, что они проходят на фоне пониженной напряженности геомагнитного поля [Петрова и др., 1992]. Экскурс, обнаруженный в результате исследования намагниченности материала холма Намчедури, названный авторами экскурсом Намчедури по месту расположения археологического памятника, где было собрано основное количество материала для исследования этого феномена, проходит на фоне максимального для всех 25 последних тысячелетий уровня напряженности геомагнитного поля [Начасова, Бураков, 1997б]. По совокупности всех данных можно заключить, что скорее всего временной отрезок аномального поведения геомагнитного поля относится к VII–VI векам до н.э. Для этого времени характерны одни из самых высоких значений напряженности геомагнитного поля в Грузии.

На материалах археологических памятников Западной Грузии, имеющих терромагнитную природу, получены значения напряженности древнего геомагнитного поля для временного интервала аномального поведения геомагнитного поля. Это единственный случай, когда определения напряженности аномального поля сделаны по термонамагниченности обожженных глин, т.е. значения напряженности поля получены с высокой достоверностью.

Экскурс геомагнитного поля, который может быть отнесен к I тысячелетию до нашей эры, обнаружил В.В. Кочегура при исследовании донных осадков шельфов Белого, Баренцева и Балтийского морей. Исследование колонок, отобранных в Финском заливе, дало наиболее полную запись изменения угловых элементов геомагнитного поля. Было обнаружено два четко выраженных колебания. Возможно, это отражение быстрых изменений геомагнитного поля в течение VIII–V веков до н.э., которые были зафиксированы в изменениях напряженности геомагнитного поля в Грузии на рубеже VII–V вв. и в V в. до н.э. [Начасова и др., 1986а]. Такое предположение согласуется с оценкой продолжительности интервала времени, когда направление геомагнитного поля было резко аномальным, в ~100 лет.

Так как впервые аномальное поведение геомагнитного поля было обнаружено Фольгерайтером при исследовании намагниченности этрусских ваз, экскурс геомагнитного поля, происшедший в первой половине I тысячелетия до н.э., сейчас принято называть «Этруссия».

Таким образом, исследование намагниченности материала археологических памятников Грузии VII–VI вв. до н.э. привело к обнаружению экскурса геомагнитного поля. То, что экскурс был выявлен в результате исследования термонамагниченности материала, позволило с высокой достоверностью получить определения напряженности поля во время экскурса. Было установлено, что этот экскурс (в отличие от ранее изученных) протекает на фоне аномально высоких значений напряженности поля. Это свидетельствует о существовании ранее неизвестного вида экскурсов.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ДРЕВНЕГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Методика определения параметров древнего геомагнитного поля по термонамагниченности. Рассмотрению точности определения напряженности геомагнитного поля при работе методом Телье, оценке возможных искажений и путей их преодоления посвящен целый ряд работ зарубежных и отечественных исследователей.

Установлено, что существуют разные возмущающие факторы, такие как вязкая остаточная намагниченность, которая может вносить искажения на низких температурах, химические изменения, происходящие в процессе нагревов, магнитная анизотропия образца, обусловленная анизотропией магнитной восприимчивости, и другие факторы, вызывающие отклонения зависимости NRM/PTRM (естественной остаточной намагниченности и парциальной термонамагниченности) от прямой линии.

Свою лепту в погрешность определения напряженности древнего геомагнитного поля также вносят и погрешности проведения лабораторных исследований — расхождения в температурах первого и второго нагревов, изменение параметров намагничивающего поля в процессе проведения лабораторных исследований и ошибки измерений намагниченности образца.

Положение облегчается тем, что наличие возмущающих факторов обнаруживают сами результаты исследования по методике Телье. О степени приближения полученных значений напряженности геомагнитного поля к истинному значению можно судить по разбросу единичных определений, полученных по одновозрастному материалу.

Пути повышения точности — это увеличение точности лабораторных исследований и учет действия возмущающих факторов (внесение поправок).

Изучение напряженности древнего геомагнитного поля на современном уровне потребовало повышения точности определений. Повышение точности лабораторных исследований было достигнуто с помощью комплекса измерительной аппаратуры и лабораторных установок, разработанных К.С. Бураковым. Для учета действия возмущающих факторов при получении значений параметров древнего геомагнитного поля К.С. Бураковым [Бураков, 1981; 1997; Бураков, Начасова, 1978; 1985] был разработан метод коррекции на магнитную анизотропию и химические изменения, происходящие в ходе лабораторных нагревов при работе методом Телье.

Коррекция на магнитную анизотропию. Магнитная анизотропия может проявляться в двух видах: анизотропия, связанная с формой тела, из которого взят образец, и анизотропия, связанная с преимущественной ориентацией ферромагнитных частиц неправильной формы в самом образце. Первая может оказывать заметное влияние при больших значениях магнитной восприимчивости χ . Вторая не связана с величиной магнитной восприимчивости, а обусловлена тем, что ферромагнитные частицы неправильной формы ориентируются длинными осями перпендикулярно к направлению сжатия или вдоль

направления вытягивания, что и вызывает появление магнитной анизотропии восприимчивости вдоль соответствующих направлений. Исследования показали, что ошибка в определении величины древнего геомагнитного поля, связанная с влиянием магнитной восприимчивости и различием формы тела и образца не будет превышать 2%. Поэтому интерес представляет лишь наведенная анизотропия, вызванная преимущественной ориентацией анизотропных по форме ферромагнитных частиц, которая в отдельных случаях достигает 50%.

Метод Телье основывается на сравнении остаточной термонамагниченности J_n образца с термонамагниченностью J_{rt} , которую он приобретает в лабораторном магнитном поле $F_{\text{лаб}}$.

Представим тензор восприимчивости образца в виде эллипсоида вращения. Через величины A_x, A_y, A_z обозначим отклонение восприимчивости вдоль осей x, y, z от сферичности, считая анизотропию малой. Тогда восприимчивость вдоль i -ой оси ($i=x, y, z$) будет:

$$\chi_i = \chi_0(1 + A_i). \quad (1)$$

Предположим, что анизотропия магнитной восприимчивости приводит к появлению анизотропии остаточной намагниченности, которую также представим в виде эллипсоида вращения, имеющего ту же ориентацию, что и магнитная восприимчивость:

$$J_{ni} = J_{noi}(1 + B_i), \quad (2)$$

$$J_{rti} = J_{rtoi}(1 + C_i), \quad (3)$$

где J_{noi} и J_{rtoi} — намагниченности, которые имел бы по i -й оси изотропный образец. Учитывая предыдущее предположение, можно найти:

$$C_i = \alpha A_i \quad (4)$$

$$B_i = \beta A_i \quad (5)$$

Тогда величины J_n и J_{rt} для каждой температуры, полученные на анизотропном образце, можно привести к случаю, когда образец изотропен в магнитном отношении:

$$J_{rtoi} = J_{rti} / (1 + \alpha A_i) \quad (6)$$

$$J_{noi} = J_{ni} / (1 + \beta A_i), \quad (7)$$

где $A_i = \chi_i / \chi_0 - 1$.

Таким образом, задача сводится к определению коэффициентов α и β . Для их определения используется совокупность образцов из одного объекта [Бураков, 1981].

Как показал опыт, применение коррекции приводит к уменьшению ошибки определения среднего для объекта значения напряженности поля примерно в два раза (в некоторых случаях в 3–4 раза) и изменению самого среднего значения на величину, сравнимую с ошибкой его определения, что существенно при выявлении вариаций напряженности поля. Направление вектора древнего геомагнитного поля также определяется более точно.

Коррекция на химические изменения. Измерение магнитной восприимчивости после каждой пары нагревов показывает, что практически нет образцов, в которых во время лабораторных нагревов не происходили бы химические изменения в ферромагнитной фракции. В связи с этим был разработан метод внесения коррекции на эти химические изменения [Бураков, Начасова, 1985].

Согласно закону аддитивности, если в образце создать полную термонамагниченность J_a в лабораторном магнитном поле, и в этом же поле при той же ориентации образца проводить его повторные нагревы, то в случае отсутствия изменений в образце в каждом температурном интервале от T_{i-1} до T_i :

$$J_{ai-1} - J_{ai} = J_{rti} - J_{rti-1}. \quad (8)$$

В действительности при наличии химических изменений в образце, которые можно обнаружить по изменению магнитной восприимчивости в данном температурном интервале на величину $\Delta\chi_i$, левая и правая части (8) различаются на величину dJ_{rti} . Сопоставление dJ_{rti} и $\Delta\chi_i$, полученным для определенного температурного интервала по всем исследованным образцам, показало, что связь между ними можно описать линейной функцией:

$$dJ_{rti} = \gamma F_{\text{лаб}} \Delta\chi_i. \quad (9)$$

Коэффициент γ имеет смысл и размерность фактора Кенигсбергера для изменяющейся части ферромагнитной фракции образца.

Температурная зависимость коэффициента γ довольно сложна. В диапазоне температур от 150 до 400 °C значения γ существенно ниже, чем для более высоких температур. Исследование температурного хода коэффициента γ при создании J_a в разных средах (окислительной или восстановительной) показало, что величина и температурная зависимость коэффициента γ не зависят от условий, в которых была создана J_a . Это обстоя-

тельство открывает возможность внесения коррекции в $J_{\text{гт}}$:

$$J_{\text{гт}}^{\text{кор}} = J_{\text{гт}} - F_{\text{лаб}} \sum_{m=1}^{m=i} \gamma_m (\chi_m - \chi_{m-1}) \quad (10)$$

Для введения такой коррекции необходимо предварительно определить температурную зависимость γ для района исследований. Одним из достоинств метода коррекции является то, что он позволяет оценить, насколько велики изменения в образце, и более уверенно выбирать температурный интервал для определения K — отношения $J_n/J_{\text{гт}}$, по которому и вычисляется напряженность древнего геомагнитного поля. На основании рассмотрения большого объема материала был сделан вывод о том, что использование в качестве критерия правильности выбора температурного интервала для получения K при условии, что все точки зависимости $J_n(J_{\text{гт}})$ для соответствующего интервала должны лежать на прямой, может привести к получению определений с существенными ошибками. Этот критерий до сих пор широко используется, несмотря на то, что многие исследователи столкнулись с феноменом больших (по сравнению с ошибкой единичного определения) разбросов определений, полученных по одновозрастному материалу. Для получения правильного значения модуля древнего поля нужно провести коррекцию $J_{\text{гт}}$, используя коэффициент γ , полученный из эксперимента с искусственной намагниченностью.

Поправки и на анизотропию и на химические изменения вводятся не в конечный результат, как это предлагается делать другими исследователями, а в данные, получаемые после каждой ступени двойных нагревов. Это позволяет контролировать эффект поправки путем проверки уменьшения разброса экспериментальных точек зависимости $J_n(J_{\text{гт}})$.

Метод термокривых. К.С. Бураковым [Бураков, Начасова, 1978] для определения напряженности древнего геомагнитного поля был разработан метод термокривых. Это метод определения напряженности древнего геомагнитного поля по кривым терморазмагничивания естественной и лабораторной намагниченности при непрерывном измерении намагниченности образцов в процессе нагревов.

Метод термокривых, при использовании которого существенно больший вес имеет высокотемпературная часть зависимости $J_n(J_{\text{гт}})$, позволяет в случаях потери намагниченности в низкотемпературном интервале (до 300 °С) получить определение напряженности поля с меньшим отклонением от истинного значения. Точность возрастает в несколько раз.

Г. Н. Петрова

ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ЗАПИСАННЫЕ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

ВАРИАЦИИ ОСНОВНОГО СПЕКТРА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Вариации геомагнитного поля (SV), различающиеся по своему происхождению, составляют три разных класса. Вековые вариации основного спектра, периоды которых находятся в пределах 300–10 000 лет, являются неотъемлемой частью геомагнитного динамо, отражают его неустойчивость и рассматриваются в теории генерации как МАК-волны [Брагинский, 1987]. Вариации с характерными временами больше периода собственного колебания динамо-механизма, который по экспериментальным данным оценивается как 9 ± 1 тысяч лет, являются наведенными со стороны внешних по отношению к ядру оболочек и в основном отражают процессы, происходящие в нижней мантии. Третья группа вариаций — «крутильные колебания» — генерируется по современным представлениям в приповерхностных слоях ядра вблизи границы ядро–мантия. К классу крутильных колебаний относятся вариации с периодами 20, 30, 60 и 120 лет [Брагинский, 1974]. Вариации — их периоды, амплитуды, особенности распределения во времени — можно рассматривать как свидетельство об изменении состояния внутренних частей Земли, где эти вариации генерируются.

Колебания основной части спектра SV изучались на разрезах осадочных пород Ширакской котловины (Армения) [Нечаева и др., 1996]. Осадки этого района оказались очень благоприятными для палеомагнитных исследований: 1) в них сохранился титаномагнетит с $T_c = 250\text{--}300^\circ\text{C}$, направление намагниченности которого было таким же, как у второго ферромагнетика — магнетита; 2) скорость осадконакопления определялась как по привязке к хазарской свите Каспийского бассейна, датированного методом неравновесного урана, так и по непосредственным датировкам трех из шести изученных разрезов термoluminesцентным (ТЛ) методом; 3) по геологическим данным скорость осадконакопления сохранялась постоянной, и возможность не выявленных перерывов в осадконакоплении минимальна.

Периоды SV, выявленные в результате этих исследований, и их сравнение с периодами по археомагнитным данным и по другим разрезам приведены в таблице 1.

Осадконакопление в разрезе Дззнагет происходило в течение последних 3-х тысяч лет. В этом интервале времени для этого района имеются многочисленные археомагнитные данные, что дало возможность сопоставить периоды SV, выделенные тем или иным методом. Расхождения периодов по разрезу Дззнагет с археомагнитными данными лежат в пределах ошибки определений [Петрова и др., 1995a].

Этот результат подтверждает действительность записи вариаций в других разрезах Ширакской котловины, поскольку условия осадконакопления и состав ферромагнитной фракции во всех изученных разрезах одинаковы.

Как можно судить по данным таблицы 1, основной спектр вариаций не менялся в течение последних 350 тысяч лет и не зависел от величины магнитного момента Земли. Этот результат имеет большое значение для теории генерации геомагнитного поля, поскольку магнитный момент и основной спектр вариаций (МАК-волны) являются двумя характерными параметрами, описывающими процесс генерации.

ВАРИАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ КЛАССА КРУТИЛЬНЫХ 16–9 ТЫС. ЛЕТ ТОМУ НАЗАД.

Палеомагнитными исследованиями ленточных глин Карелии выявлено, что 169 тысяч лет тому назад существовала вариация 94 ± 1 года, не известная по обсерваторным данным [Петрова и др., 1993; 1995b; 1997; 1998a; б].

Таблица 1

Основной спектр вариаций геомагнитного поля
при разной величине магнитного момента Земли

Источники	Возраст, тыс. лет	M/M ₀	Периоды вековых вариаций, лет								
Археомангнитные данные [Бурлацкая, 1978; 1987]	до 10	0.8–1.2	360	600	900	1200	1800	2700	3600	5400	8000
Такыры (Туркменистан) [Нечаева, Трубин, устное сообщение]	до 4	~1.0		600		1200	1800				
Дзгнагет (Армения), [Петрова и др., 1995]	до 3	~1.0	370	660	900	1400					
Норашен (Армения), [Петрова и др., 1992]	до 5	~1.0	360	600	840						
Исаакян, Люсахпюр (Армения) [Петрова и др., 1992]	340–300	0.8–0.9	380	675 600	850 900	1200 1100	1700 1800	2600	3100		
Арапи (Армения) [Нечаева и др., 1996]	240–180	0.5–0.6		750		1200	1800	2700	3600		10500
Янгиюль (Узбекистан) [Поспелова, Шаронова, 1999]	53.2–22	0.3–0.4		700		1260	1860	2590	3450	5200	9800
Костенки (р. Дон) [Петрова и др., 2000]	29–18	0.3–0.4		580	820	1230		2600			
Инверсия Гаусс–Матюяма [Петрова и др., 1992]	2430	<0.2		600		1200	1800	2800	3600	5400	9000
Инверсия Матюяма–Харамильо [Гурарий и др., 1980]	850	<0.2				1200 1200		2800 3000			8500 9000
Инверсия Матюяма–Брюнес [Петрова и др., 1992]	700	<0.2		600	800	1300	1800	2600	3600	5200	

Датировка изучаемых объектов при палеомагнитных исследованиях всегда связана с большими трудностями. Эти трудности возрастают, когда приходится определять не возраст, а интервал времени, как это требуется при изучении вариаций и определении их периодов. В этом плане ленточные глины представляют собой исключительно благоприятный материал, так как время накопления глин в изучаемом участке разреза может быть определено подсчетом годовых слоев. Естественно, что и в этом случае возможны ошибки: очень тонкие слои (сухие годы) могут остаться неопознанными при подсчете, а при резких изменениях погоды в слоях возникают изменения, которые могут быть приняты за сезонные. Однако возникающие при этом ошибки определения периодов достигают в худшем случае 10–20%, тогда как в случае осадков, для которых периоды выделенных вариаций оцениваются по скорости осадконакопления (даже при использовании абсолютных датировок) ошибки могут быть много больше.

В Карелии были изучены разрезы ленточных глин из четырех разных районов. Разрезы около Ладожского озера (Хелюля: $\varphi=62^\circ \text{ N}$, $\lambda=31^\circ \text{ E}$) [Петрова и др., 1993], около Онежского озера (Киндасово: $\varphi=61.5^\circ \text{ N}$, $\lambda=33.5^\circ \text{ E}$) [Петрова и др., 1998a] и два разреза на берегу Белого моря (Усть-Пялка: $\varphi=66.3^\circ \text{ N}$, $\lambda=39.5^\circ \text{ E}$) [Петрова и др., 1995b] имеют возраст в пределах 129 тысяч лет. Четвертый разрез (Пудож: $\varphi=61.6^\circ \text{ N}$, $\lambda=36.5^\circ \text{ E}$) охватывает интервал времени 16–13 тысяч лет [Петрова и др., 1998a].

В разрезе Хелюля и двух разрезах Усть-Пялка обнаружено чередование детритной (DRM) и химической (CRM) намагниченностей. Это было неожиданно, так как по литературным данным ленточные глины всегда обладают только DRM, и на первых порах существенно затруднило исследования, но в конечном итоге оказалось благоприятным обстоятельством: выделение одних и тех же вариаций на участках разрезов с DRM и CRM свидетельствует о том, что выявленные вариации реально отражают изменения геомагнитного поля.

Ферромагнитная фракция всех изученных разрезов включала гидроокислы, магнетит и гематит. Каждый из разрезов имел свою специфику, но надежные результаты удалось получить по всем разрезам. По глинам из разрезов, где была диагностирована DRM, методом лабораторного переосаждения получено значение палеонапряженности 0.4–0.6 от современного. В пределах ошибки определений, данные по ленточным глинам согласуются с археомагнитными данными.

Глины разреза Хелюля обладали большой анизотропией магнитной восприимчивости, особенно для участков с DRM, причем коэффициент корреляции между наклоном и анизотропией достигал 0.7. Естественно, при такой зависимости наклона I от анизотропии результаты гармонического анализа ряда I остаются под сомнением. Для участков с DRM в ряду I выделяются периоды 73 года и 95 лет, но и тот, и другой ниже уровня значимости 50%. В горизонтальной плоскости анизотропии магнитных свойств не наблюдается, на участке с CRM по ряду склонения D на уровне значимости выше 80% выделяется колебание с периодом 94 ± 1 год. Эти колебания имеют большую амплитуду, они видны визуально. С климатическими изменениями их связать нельзя: в изменении магнитной восприимчивости χ такого периода не выделяется. На участках с DRM периоды 95 и 60 лет для ряда D выделяются еще хуже, чем для ряда I .

Два разреза Усть-Пялка находятся на расстоянии 30 км один от другого. Формирование разрезов происходило одновременно за ~600 лет; корреляция разрезов проведена В.Г. Бахмутовым по изменению склонения. Разрезы формировались в разных условиях. Различие в условиях осадконакопления сказалось на чередовании DRM и CRM: на уровнях, где в разрезе Усть-Пялка глины обладают DRM, в разрезе Пудож оказывается CRM, и наоборот. Это дало возможность убедиться, что запись изменения геомагнитного поля одинакова при DRM и CRM, то есть соответствует его действительным изменениям. Постседиментационное образование гематита в частях разреза с CRM подтверждается особенностями окраски глин. Гармонический анализ рядов как I , так и D выделяет колебания 70 ± 10 и 135 ± 15 лет, а для рядов I , кроме того, колебание с периодом 100 ± 10 лет с амплитудой большей, чем у предыдущих.

Состав ферромагнитной фракции глин вдоль разреза Киндасово — в отличие от первых трех разрезов — резко меняется. Это связано с тем, что водоем, в котором формировались глины этого разреза, при отступлении ледника питался четырьмя различными потоками (источники сноса были разные), интенсивность которых менялась во времени. Определить вид намагниченности для отдельных частей этого разреза можно только предположительно.

Для того чтобы исключить ошибки, которые могли быть связаны с неоднородностью состава, определение направления древнего геомагнитного поля проводилось только по мелкозернистому гематиту, единственному ферромагнетику, присутствующему во всех частях разреза. При анализе полученных данных выделились колебания с периодами 60 лет и 120 лет, известные по обсерваторным и археомагнитным данным, и 84 года. Ошибку определения периодов в данном случае можно оценить как ± 10 лет.

Итак, во всех изученных разрезах ленточных глин оказалось записанным колебание с периодом примерно 90 лет.

Факт существования этого колебания можно считать доказанным, и это является принципиально важным результатом, так как дает основание считать, что процессы, протекающие в приповерхностных слоях жидкого ядра, 16–9 тысяч лет тому назад имели некоторое отличие от современных. К сказанному выше надо добавить, что в трех случаях (данные разреза Хелюля и двух разрезов Усть-Пялка) обнаруженное колебание имело большую амплитуду, чем 60-летние и 120-летние колебания, то есть процесс его генерации был более интенсивным.

Что касается расхождений в оценках периодов обнаруженных колебаний (таблица 2), то они не выходят за пределы обычных ошибок определений периодов при архео- и палеомагнитных исследованиях. Можно только заметить, что наиболее надежно определение периода по материалу разреза Хелюля. Глины разреза Хелюля имели очень четкую слоистость, что позволило оценить ошибку как ± 1 год.

Таблица 2

Спектр крутильных колебаний геомагнитного поля
при разной величине магнитного момента Земли

Источники	Возраст	М/М _{совр.}	Периоды колебаний, лет		
Обсерваторные и археомагнитные данные	Последние 200 лет	1.0	60		120
Многослойный археологический разрез в Месопотамии	6–7 тыс. лет	0.7	65		115
Ленточные глины Карелии, Разрез Хелюля	12–9 тыс. лет	0.3–0.4	60	94	
Разрез Усть-Пялка-1	12–9 тыс. лет	0.3–0.4	60	100	135
Разрез Усть-Пялка-2	12–9 тыс. лет	0.3–0.4	63	95	125
Разрез Киндасово	12–9 тыс. лет	0.3–0.4	61	84	123
Разрез Пудож	16–13 тыс. лет	0.3–0.4	70	90	118
Средние значения периодов			67	93	125

В разрезах Усть-Пялка годовые слои выражены достаточно четко, но рассчитанная по ним скорость осадконакопления — время накопления одного уровня 10 ± 1 год — является средней скоростью. Если принять время накопления одного уровня (образца) 9 лет, то вариации, выделенные в разрезах Усть-Пялка, будут уже не 72, 102 и 140 лет (взяты средние значения), а 65, 92, и 126 лет, что ближе к обсерваторным и археомагнитным данным, с одной стороны, и результатам по разрезу Хелюля, с другой.

Перед исследователями встал вопрос: с чем связано появление в спектре крутильных колебаний еще одного колебания? Напрашивалось предположение о связи этого колебания с экскурсом Гётенбург, который, кстати сказать, не был обнаружен ни в одном из четырех изученных разрезов. Новое колебание могло быть последствием, экскурса Гётенбург — такое явление отмечают и другие исследователи. Можно предположить также, что в этом регионе сам экскурс Гётенбург проявляется в виде дополнительного колебания, хотя такое предположение вызывает серьезные возражения. Экскурс Гётенбург был впервые обнаружен Н.-А. Мёрнером в том же самом регионе, где расположены упомяну-

тые выше разрезы, и находится от изученных нами разрезов примерно на таком же расстоянии, как Хелюля от Усть-Пялки. Ну и, наконец, возможно, что обнаруженное колебание и экскурс Гётенбург — явления независимые, либо случайно совпавшие по времени, либо являющиеся разными следствиями одной и той же причины. Для выявления этого вопроса в первую очередь необходимо было изучить спектр вариаций во время, предшествующее экскурсу Гётенбург. Подходящим для этой цели оказался разрез Пудож [Петрова и др., 1998б], накопление которого происходило 16–13 тыс. лет назад.

Фурье анализ новых рядов с последующим применением метода градиентного спуска выявил вариации I . Метод градиентного спуска для I дал набор колебаний с периодами 140, 128, 118 и 96 лет, амплитуды которых равны 1.05° , 1.00° , 0.89° и 0.81° .

Итак, колебание 94 ± 5 лет, обнаруженное в предыдущих исследованиях после экскурса Гётенбург, существовало и до этого экскурса. Таким образом, оно не может быть следствием протекания экскурса. Вряд ли его можно рассматривать как локальное проявление экскурса Гётенбург. Во-первых, как уже было сказано, в том же районе экскурс — именно экскурс Гётенбург — был обнаружен впервые. Во-вторых, экскурс Гётенбург относится к коротким экскурсам: его продолжительность по имеющимся к настоящему времени данным можно оценить как 500 ± 200 лет (именно из-за этого он часто не обнаруживается в палеомагнитных записях). В то же время колебание, о котором идет речь, существует на протяжении по меньшей мере 5 тысяч лет. Остается предположить, что и экскурс, и колебание 94 ± 5 лет связаны с пониженным значением магнитного момента Земли, которое в то время было 0.4–0.5 от современного (табл. 2).

Принимая во внимание все вышесказанное, колебание, обнаруженное на ленточных глинах возраста 169 тысяч лет, следует оценить как 94 ± 1 год. Насколько известно, это первое и пока единственное в мировой литературе свидетельство об изменении спектра вариаций. В спектре крутильных колебаний 67 тыс. лет назад этого дополнительного колебания уже нет [Начасова, Бураков, 1995а; б].

Построение кривой палеонапряженности для последних 340 тысяч лет позволило установить, что в течение, по меньшей мере, последних 200 тысяч лет магнитный момент Земли был в среднем 0.5 от современного, около 180 тысяч лет тому назад имеет место узкий глубокий минимум магнитного момента, около 55 тысяч лет назад — максимум и затем в интервале от 45 до 25 тысяч лет назад — минимум магнитного момента [Петрова, 1996]. Эти особенности картины изменения напряженности геомагнитного поля могут быть использованы как глобальные временные реперы для корреляции отложений [Петрова и др., 2002].

Г. А. Поспелова

ГЕОМАГНИТНЫЕ ЭКСКУРСЫ

ВВЕДЕНИЕ

Спектр колебаний главного геомагнитного поля имеет весьма сложную структуру. Давно известно о существовании вековых вариаций напряженности поля и его угловых элементов, которые представляют низкоамплитудные, высокочастотные характеристики поля. В середине прошлого столетия было доказано существование смены полярности геомагнитного поля (инверсий) в разные интервалы времени, составляющие высокоамплитудные, низкочастотные характеристики направления поля. Периоды тех и других колебаний поля носят дискретный характер. Дальнейшие исследования поведения главного геомагнитного поля показали, что, кроме перечисленных колебаний, геомагнитное поле содержит особый класс колебаний с промежуточными амплитудами и промежуточными частотами, которыми являются геомагнитные экскурсы [Поспелова, 1971; 1973; 1982]. Таким образом, спектр колебаний поля пополнился новыми колебаниями и стал более «непрерывным». Все колебания, включая и процесс инверсий поля, составляют тонкую структуру геомагнитного поля. Открытие существования экскурсов и выявление их характерных черт позволило выдвинуть предположение о более сложном строении жидкого ядра, чем представлялось ранее, и о новом типе процессов в ядре. Геомагнитные экскурсы представляют собой резкие колебания направления геомагнитного поля в виде импульсных выбросов, которые сменяются стационарным полем вековых вариаций [Фотиади, Поспелова, 1982]. Амплитуда изменений направления геомагнитного поля во время экскурсов либо превышает уровень вековых вариаций не менее чем в три раза, либо достигается обратная полярность, которая занимает меньшее время, чем два-три собственных периода колебаний геомагнитного динамо, т.е. неустойчива [Петрова и др., 1992]. По продолжительности колебания направления, представленные геомагнитными экскурсами, кратковременны и сильно различаются (порядка на 10^2 – 10^4 лет). При выделении в разрезе палеомагнитной аномалии (ПМА), которая рассматривается как предполагаемая запись геомагнитного экскурса, за уровень вековых вариаций принимается стандартное отклонение.

С геологической точки зрения экскурсы очень коротки, что затрудняет выявление их записи и изучения. В реальных геологических разрезах явления такой продолжительности могут быть записаны неполно, аномальные и обратные направления представлены единичными точками либо вообще не записаны. Палеомагнитные записи истинных экскурсов могут быть частично или полностью стерты или затушеваны за счет магнитной вязкости пород, химических изменений во время выветривания пород, в процессе последующих промачиваний пород и т.д. Неудивительно, что разрезов, где записаны экскурсы, значительно меньше, чем разрезов, в которых эти записи отсутствуют. Кроме того, существует опасность ложных экскурсов, которые в разрезах могут возникнуть по многим причинам: при седиментации осадка в условиях турбулентных потоков, при оседании частиц на наклонную под большим углом плоскость, за счет постседиментационных деформаций, оползней, а в скважинах, особенно в донных, за счет механических смятий и деформаций керна пород. Мерзлотные процессы в зоне криолитогенеза могут изменить направление и величину первичной остаточной намагниченности. В каждом конкретном случае необходимо доказать, что аномальное направление первичной остаточной намагниченности в разрезе имеет геомагнитную природу, т.е. является записью геомагнитного экскурса.

Изучение геомагнитных экскурсов чрезвычайно важно для познания процессов во внешней части земного ядра и вообще для разработки теории происхождения земного магнетизма. Геомагнитные экскурсы хронов Брюнес и Матуяма могут также быть успешно использованы в качестве магнитохроностратиграфических реперов.

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОМАГНИТНЫХ ЭКСКУРСОВ

При изучении геомагнитных экскурсов в качестве объектов исследований были использованы осадочные породы разного генезиса: континентальные, морские, донные осадки, пещерные осадки и археологические объекты. Экскурсы выявлены на породах из естественных обнажений, в шурфах и дудке, а также на керне скважин. При исследованиях было применено три подхода. Для оценки количества экскурсов за длительные временные интервалы изучены наиболее полные и мощные разрезы, охватывающие сотни тысяч лет, в частности, часть хрона Матуяма и весь хрон Брюнес. При детальном отборе образцов в разрезах, мощность которых составляла иногда более 100–200 метров, установлена запись серии экскурсов в разрезах Приобского плато, которые четко прослежены на серии разрезов обнажений и скважин [Поспелова, 1971а; б, 1973, 1989; Адаменко и др., 1989]. Однако в некоторых единичных мощных разрезах повторяемость записи экскурсов на параллельных разрезах иногда отсутствует.

Второй подход, который является наиболее распространенным у нас в стране, позволяет выделить истинные экскурсы в определенном регионе — это выбор стратиграфически одновозрастных толщ пород, хорошо прослеживаемых на больших расстояниях и площадях. Плановые региональные палеомагнитные работы такого типа играют решающую роль в достоверном выделении экскурсов [Поспелова, Гнибиденко, 1982].

Третий подход — палеомагнитные исследования пород единичных позднеплейстоценовых отложений, датированных радиоуглеродным методом, желательно не менее чем в двух различных по времени точках. Этот подход позволяет более точно определить возраст экскурса и его продолжительность [Куликова, Поспелова, 1979; Поспелова и др., 1986 и др.]. Особое место в исследованиях занимает изучение экскурсов археомагнитным методом [Burakov, Nachasova, 1990].

ПРИМЕРЫ ГЕОМАГНИТНЫХ ЭКСКУРСОВ

1. Намчедури (Кавказ, Западная и Восточная Грузия). Экскурс, изученный К.С. Бураковым и И.Е. Начасовой. Возраст его по археологическим данным лежит во временном интервале VIII–VI вв. до н.э. Продолжительность экскурса не более 100 лет. По времени проявления он сопоставлен с экскурсом Этрессия [Burakov, Nachasova, 1990; Петрова и др., 1992].

2. Большой Якорь (Восточная Сибирь, р. Витим). Запись экскурса приурочена к слою, залегающему над 11-м культурным горизонтом, т.е. его возраст 12–13 тысяч лет. Он идентифицируется с экскурсом Гётенбург [Бураков, Начасова, 1992].

3. Большая Речка (Предалтайская равнина, р. Большая Речка). Запись экскурса обнаружена в 3-х расчистках обнажения. Возраст его на основании 16-ти радиоуглеродных дат по древесине определен в 29–27.5 тысяч лет. Длительность экскурса 1–1.5 тысячи лет. Несмотря на различное время появления экскурса, он был сопоставлен с экскурсом Моно (24 тысячи лет), возраст которого в настоящее время пересмотрен и удвоен до 28 тысяч лет [Поспелова и др., 1986; Петрова и др., 1992].

4. Два экскурса в 4-х донных колонках Охотского моря. Возраст экскурсов оценен по корреляции с колонками, имеющими абсолютные даты, как ~26.2 тысячи лет и ~13.2 тысячи лет. По времени проявления они сопоставлены с экскурсами Гётенбург и Моно [Pospelova, 1981; Поспелова и др., 1977].

5. Хонако (южный Таджикистан, верхняя часть лёссово-почвенного разреза Хонако-3). Экскурс обнаружен в лёссовых отложениях на глубине ~8–9 м разреза. Определение возраста радиоуглеродным методом отсутствует. Виртуальный геомагнитный полюс (ВГП) во время экскурса проходит большой путь вокруг географического полюса по часовой и против часовой стрелки. Положение ВГП доходит до 25° с.ш., что напоминает ход ВГП во время экскурса Моно. Экскурс Хонако происходил во время низкой напряженности геомагнитного поля, которая по корреляции с напряженностью поля в разрезе Янгиль (Узбекистан) наблюдалась 29–27.5 тыс. лет назад [Лаухин и др., 2001; Laukhin et al., 2002].

6. Каргаполово (Западная Сибирь, р. Обь). Экскурс Каргаполово установлен впервые в мировой литературе. Он получил название по месту его обнаружения и исторического приоритета. Запись его прослежена в 3-х расчистках обнажения ниже 4-х радиоуглеродных дат. Начало экскурса сначала было оценено в 42 тысячи лет, позднее в 45 тысяч лет т.н., продолжительность в 4–6 тысяч лет [Куликова, Поспелова, 1979, Петрова и др., 1992]. После пересмотра возраста экскурса Лашамп, возраст которого оценивался в ~8 тысяч

лет, затем в 20 тысяч лет, позднее между 20 и 30 тысячами лет, а последние годы в 40–47 тысяч лет, он может быть сопоставлен с экскурсом Каргаполово, если процесс изменения возраста Лашамп будет установлен.

7. Янгиюль-I, Янгиюль-II (Узбекистан, Приташкентский район, р. Чирчик). Экскурсы записаны в лессовом разрезе обнажения и скважины-дудки. По местоположению и движению ВГП, по относительной палеонапряженности поля во время экскурса, по продолжительности и времени появления экскурс Янгиюль-I сопоставлен с экскурсом Моно, а экскурс Янгиюль-II с экскурсом Каргаполово [Поспелова и др., 1992; 1998].

8. Хаджимус (Молдова, с. Хаджимус). В покровных суглинках, синхронных по времени образования аллювию II или III террас Днестра, обнаружена запись экскурса. Возраст его древнее 30 тысяч лет, но моложе 100 тысяч лет. По-видимому, это новый экскурс, названный нами по месту, в котором он обнаружен — Хаджимус [Поспелова, Гнибиденко, 1973; Гнибиденко, Поспелова, 1973]. По возрасту Хаджимус можно сопоставить с Норвежско-Гренландским экскурсом (60–80 тыс. лет).

9. Матузка (Северный Кавказ, пещера Матузка). В пещерных отложениях установлена запись экскурса Матузка, идентифицируемого по климатическим, возрастным, палеонтологическим и геомагнитным данным (полное обращение поля) с экскурсом Блейк [Pospelova et al., 1996].

10. Улалинка (Алтай, в черте г. Горно-Алтайска, разрез отложений Улалинского местонахождения галечных орудий древнего человека). В верхней части отложений глин красnodубровской свиты, залегающих на глубине 2.1 м на валунно-галечниковом слое, являющемся вторым культурным слоем в разрезе, прослежена ПМА. На основании остатков мелких млекопитающих в основании глин по определению Р.С. Адаменко возраст этих отложений среднеплейстоценовый. ПМА может быть записью одного из экскурсов среднего плейстоцена, вероятно, экскурса Бива-I [Поспелова и др., 1980].

11. Арапи (Армения, Ширакская котловина, р. Арапи). На основании палеонтологических и палинологических данных отложения, в которых установлена запись экскурса, по возрасту соответствуют хазару Каспийского бассейна, границы которого определены методом неравновесного урана как ~90 тысяч лет и ~300 тысяч лет. Экскурс Арапи поведению и местонахождению ВГП может быть сопоставлен с экскурсом Бива-I [Петрова и др., 1992].

12. Три экскурса (Западное Забайкалье, Итанцинская впадина, д. Ключево, обнажение Итанцы, где найдена челюсть мамонта, по определению Э.А. Вангенгейм, принадлежащая мамонту хазарского типа, обнажение Засухино, Иволгинская впадина, обнажение у горы Тологой). В лессовидном суглинке и супеси с фауной хазарского комплекса млекопитающих зафиксированы три маломощные ПМА, которые по времени проявления могут быть сопоставлены с экскурсами Блейк, Днепр и Бива-III [Гнибиденко и др., 1976].

13. Два экскурса (Предалтайская равнина, с. Раздолье). В нижнеплейстоценовых лессовидных суглинках с фауной тираспольского комплекса млекопитающих зафиксированы две маломощные палеомагнитные аномалии (ПМА) с обратным направлением первичной остаточной намагниченности [Поспелова и др., 1976]. Названия выделенным экскурсам даны не были. Они сопоставлены с экскурсами Елунино-VII и с последним экскурсом в раннем плейстоцене Н. Коропец.

14. Дёмшинск-I, -II, -III. В скважине Дёмшинск (Липецкая обл.), где вскрыта толща мучкапских отложений (верхняя часть отложений раннего неоплейстоцена), изучена совместно с В.В. Семеновым запись трех геомагнитных экскурсов. Экскурс Дёмшинск-III, видимо, может быть идентифицирован с экскурсом Н. Коропец, который происходил в период оптимума межледникового (11 изотопно-кислородная стадия). Экскурс Дёмшинск-II сопоставляется с экскурсом Бива-III, экскурс Дёмшинск-I, возможно, является новым экскурсом, либо экскурсом Бива-II. Относительная напряженность геомагнитного поля по фактору Q_{n400} во время экскурсов пониженная. Палинологическими исследованиями пород в разрезе скважины, выполненными В.В. Писаревой, выделено три оптимума. Положения экскурсов приурочены близко к оптимумам.

15. Три экскурса (Западное Забайкалье, Итанцинская впадина, д. Ключево, обнажение Итанцы, Иволгинская впадина, обнажение у горы Тологой). Три маломощные ПМА прослежены в отложениях супеси и суглинка с тологойской фауной, выделенной в отдельный фаунистический комплекс, аналогом которого в Восточной Европе является тираспольский комплекс млекопитающих. Возраст комплекса, содержащих его отложений, определяется как ранний плейстоцен. На основании этого, ПМА сопоставлены с экскурсами

Елунино-V, Елунино-VI и Елунино-VII (?) [Гнибиденко и др., 1976; Поспелова и др., 1982].

16. Лог Красный (бассейн Верхнего Дона, с. Урыв). В раннеплейстоценовой лессово-почвенной толще под донской мореной обнаружена запись экскурсии, который всесторонне изучен в 3-х расчистках [Поспелова и др., 1997, 1998]. В основании почвы, в которой записана вторая часть экскурсии, собрана коллекция остатков мелких млекопитающих, относимых, по мнению А.К. Агаджаняна, к среднетираспольскому возрасту. Геомагнитное поле в течение экскурсии Лог Красный было обратным, этот экскурс по направлению поля подобен субхрону. Начало экскурсии оценивается в 600–625 тысяч лет т.н. по средней скорости осадкообразования между границей Матуяма–Брюнес и донской мореной, возраст которой определен А.И. Шлюковым термолюминесцентным методом по его новой методике и по сопоставлению климатических условий формирования пород (синхронно с палеомагнитными получены палинологические данные) с изотопно-кислородными стадиями. Продолжительность экскурсии порядка 20–30 тысяч лет. Он коррелирует с экскурсом Елунино-VII.

17. Кударо-III (Южная Осетия, Грузия). В отложениях пещеры Кударо-III в девятом стерильном слое зафиксирована запись геомагнитного экскурса Кударо-III. По поведению геомагнитного поля он подобен субхрону (направление геомагнитного поля во время экскурса было обратным). По палеоклиматической обстановке формирования слоя и по РТЛ-датированию (560 ± 112 тыс. лет) вышележащего слоя 8, он может быть сопоставлен с экскурсом Елунино-VII [Поспелова и др., 2001].

Все перечисленные результаты были получены в обнажениях или колонках, где прослежен один, реже два-три экскурса. Наиболее ценными следует считать данные серий экскурсов, выявленных на мощных разрезах в нескольких обнажениях и скважинах, расположенных на больших территориях.

1. Моно, Каргаполово, Блейк, Днепр, Бива-II, Бива-III, Елунино-V, Елунино-VI, Елунино-VII и, возможно, Елунино-VIII (?) (юг Западной Сибири, р. Обь). Запись этих экскурсов установлена нами в плейстоценовых отложениях на площади более 100 км² в разрезах обнажений у сел Гоньба, Елунино, Шелаболиха, Вяткино-Белово, у г. Барнаула, а также в скважинах у сел Елунино и Хорьково. В хроне Брюнес в разрезах прослежено от 4 до 9 экскурсов [Поспелова, 1971, 1973, Поспелова и др., 1976]. В раннеплейстоценовых отложениях с тираспольской фауной млекопитающих были записаны экскурсии: Елунино-V, Елунино-VI, Елунино-VII и, возможно, Елунино-VIII. Ранее полагали, что после инверсии Матуяма–Брюнес длительное время, порядка 250–300 тысяч лет, геомагнитное поле было стационарным. В результате проведенных палеомагнитных исследований автором отмечено наличие трёх-четырёх геомагнитных экскурсов.

2. Девять экскурсов (Северное Приобское плато, Восточная Бараба). В отложениях, сложенных супесями, суглинками и погребенными почвами, в 3-х скважинах установлено девять ПМА с обратной и аномальной по наклонению полярностью (три ПМА, обладающие обратным наклонением, в раннем плейстоцене, четыре — в среднем плейстоцене, две из которых с отрицательным наклонением, и две — в позднем плейстоцене). Отсутствие датировок и находок фауны млекопитающих не позволяет надежно сопоставить выделенные ПМА с известными экскурсами. Можно предположить, что три ПМА в отложениях нижнего плейстоцена являются экскурсами Елунино-V, Елунино-VI и Елунино-VII, четыре ПМА в среднем плейстоцене — Блейк, Бива-I, Бива-II и Бива-III, а два в верхнем плейстоцене — возможно, Хаджимус и Гётенбург [Мартынов и др., 1987].

3. Гётенбург, Моно, Каргаполово, Блейк, Бива-I, Днепр, Бива-III, Н. Коропец, Елунино-V, Елунино-VI, Елунино-VII (Закарпатье, села Королево, Берегово, Нижний Коропец). В 4-х обнажениях выделено и изучено от двух до семи ПМА, Составлен сводный палеомагнитный разрез (СПМР) для изученного региона. Наличие в уникальном разрезе Королево вплоть до переходной зоны Матуяма–Брюнес 8 культурно-хронологических комплексов, 10 термолюминесцентных дат, 2 радиоуглеродные датировки и детальное палинологическое изучение пород позволили четко прокоррелировать ПМА по 6-ти разрезам и сопоставить их с известными геомагнитными экскурсами [Адаменко и др., 1981, 1989].

Таким образом, в результате изучения отложений 35 разрезов, расположенных в различных регионах России и бывшего СССР, установлено и изучено 17 геомагнитных экскурсов. Экскурсы Каргаполово, Хаджимус, Н. Коропец, Елунино-V, Елунино-VI, Елунино-VII, Елунино-VIII (?) обнаружены и изучены нами впервые.

ГЛОБАЛЬНЫЙ ХАРАКТЕР ГЕОМАГНИТНЫХ ЭКСКУРСОВ

Автором впервые было доказано, что геомагнитные экскурсы имеют не локальный, как считали иностранные ученые, а глобальный характер [Поспелова, 1982; Фотиади, Поспелова, 1982]. К этому мнению пришли позднее и иностранные исследователи [Harland et al., 1990]. Большой фактический материал по геомагнитным экскурсам хрона Брюнес, полученный по территории бывшего Советского Союза, систематизирован и обобщен, в результате чего было построено 12 региональных сводных палеомагнитных разрезов (СПМР) хрона Брюнес [Поспелова, 1989; Petrova, Pospelova, 1990; Петрова и др., 1992]. Большая часть записи экскурсов подтверждена от Карпат и Причерноморья до Охотского моря, от Белого моря до Кавказа и Средней Азии. Весомый вклад в этот анализ внесли А.Н. Третьяк, Ф.И. Сулейманова, В.А. Зубаков, В.В. Кочегура и С.А. Писаревский.

Высказанные положения о глобальности геомагнитных экскурсов основаны на собственных палеомагнитных исследованиях в юго-восточной Европе, Русской равнине, Кавказе, Средней Азии, Западной и Восточной Сибири, в Охотском море, анализе построенных СПМР, данных иностранных коллег, а также теоретических и модельных представлениях о геомагнитном поле [Braginsky, 1984].

Для временного интервала хрона Брюнес, построена гистограмма зависимости числа экскурсов от возраста [Фотиади, Поспелова, 1982; Поспелова, 1982; Петрова и др., 1992]. Поскольку надежность выявленных экскурсов различна, при анализе каждого экскурса ему был придан определенный вес, зависящий от точности определения возраста, числа образцов пород, числа разрезов-колонок, в которых эти экскурсы записаны, от надежности выделения первичного направления остаточной намагниченности и других причин. На гистограмме четко выделяются 11 узких максимумов, т.е. статистически подтверждено, что имели место, по крайней мере, 11 геомагнитных экскурсов. Нижний, одиннадцатый, максимум сильно размыт по времени из-за очень грубой оценки возраста пород, в которых записаны ПМА, и содержит два самостоятельных повышения. Пока этот сдвоенный максимум принимается за один. Характерной особенностью седьмого экскурса является наличие внутри него одного, реже двух возвратов к прямой полярности, составляющие 1/9–1/5 полной записи поля по мощности. Возможно, их следует рассматривать как два самостоятельных экскурса. Установлено, что площадь на поверхности земного шара, на которой проявляются эти экскурсы, кроме экскурсов Этруссия и Соловки, которые выявлены только в некоторых регионах, охватывает не менее 50% поверхности Земли. Время проявления того или иного экскурса не зависит от места его обнаружения на поверхности Земли в пределах точности установления их возраста.

Для раннего плейстоцена во временном интервале от 780 до 400 тысяч лет на гистограмме максимумы выявлены менее четко из-за отсутствия точных оценок возраста экскурсов и сравнительно небольшого фактического материала. Для выяснения числа экскурсов в этот временной интервал и оценки их возраста было проведено сопоставление наиболее полных разрезов-колонок с несколькими ПМА. Проведенный анализ показал, что за интервал времени в 380 тысяч лет было 4–5 экскурсов, часть из которых прослежена в различных регионах земного шара. Экскурсы обнаружены на различных долготах земного шара как восточной, так и западной полусферы, преимущественно в северном полушарии, есть данные и по южному полушарию. Все это подтверждает высказанное мнение о глобальной природе геомагнитных экскурсов.

МАКЕТ МАГНИТОХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ХРОНА БРЮНЕС

Магнитохронологическая шкала, построенная А. Коксом для последних 4.5 млн. лет, не содержала экскурсов геомагнитного поля. Геомагнитный хрон Брюнес представлял собой временной интервал, в течение которого геомагнитное поле имело только прямую полярность. Доказательство глобального характера геомагнитных экскурсов дало основание для построения макета магнитохроностратиграфической шкалы хрона Брюнес. Автором впервые была построена шкала геомагнитных экскурсов хрона Брюнес [Фотиади, Поспелова, 1982; Поспелова, 1982], которая в дальнейшем дополнена и откорректирована [Петрова и др., 1992; Поспелова, Салтыков, 2002]. Шкала содержит 17 геомагнитных экскурсов, их названия и приблизительный возраст приведены на рисунке 1. Если построить гистограмму распределения экскурсов по времени, то максимум числа экскурсов приходится на интервал времени 100 тыс. лет–современность (рис.1). Со 100 тыс. лет до границы Матуяма–Брюнес наблюдается постепенное уменьшение числа экскурсов. Некото-

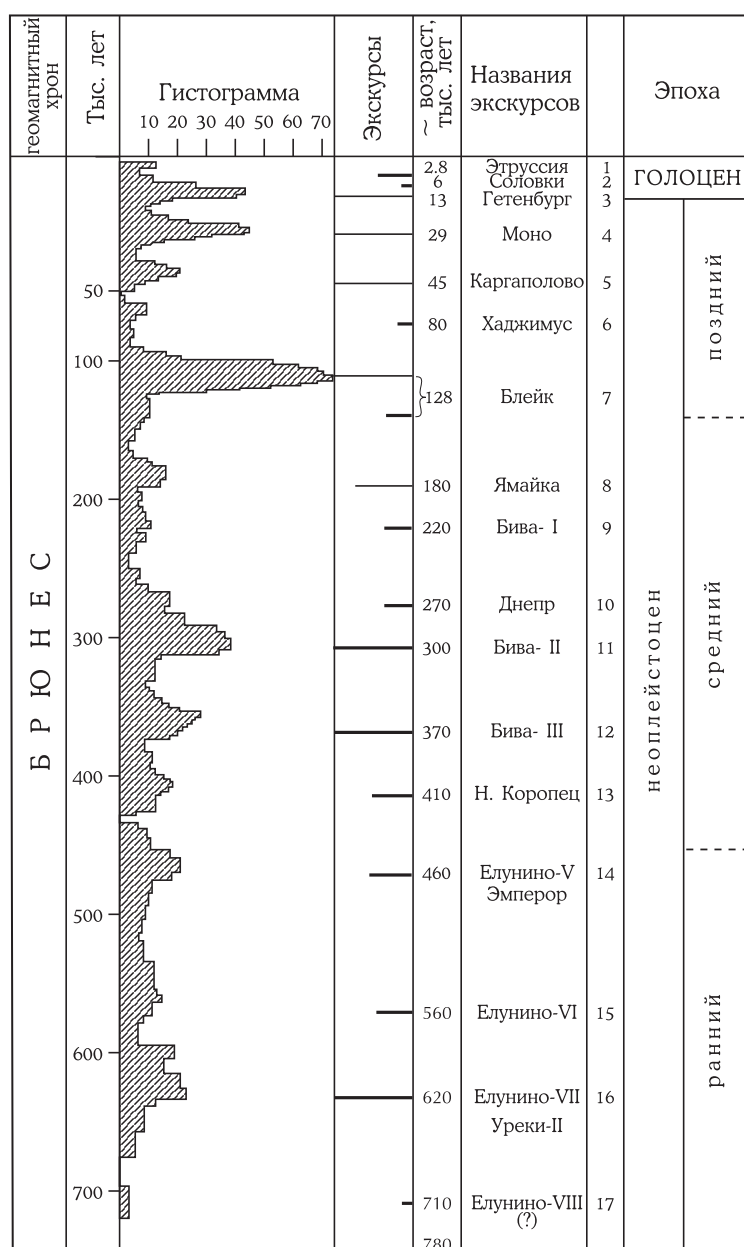


Рис. 1

Магнитохроностратиграфическая шкала геомагнитных экскурсов хрона Брюнес

рые исследователи принимают это за действительность. По нашему мнению такая закономерность обусловлена более детальным изучением пород позднего неоплейстоцена и голоцена. Можно предположить, что кратковременные экскурсы не все открыты в хроне Брюнес. Достоверность выделенных экскурсов различна: подтвержденные большим фактическим материалом экскурсы отмечены полной прямой, по мере уменьшения его надежности прямая на рисунке уменьшена. Некоторые из экскурсов ранее рассматривались в шкале как сдвоенные [Петрова и др., 1992; Фотиади, Поспелова, 1982; и др.]. Как показали последние исследования, они являются самостоятельными [Поспелова, Салтыков, 2002]. Работа над шкалой постоянно продолжается. Новые собственные материалы и литературные данные по изучению геомагнитных экскурсов, записанные в континентальных и океанических породах, позволили провести пересмотр составленной шкалы. Для уточнения возраста экскурсов проведена корреляция шкалы экскурсов с минимумами кривой

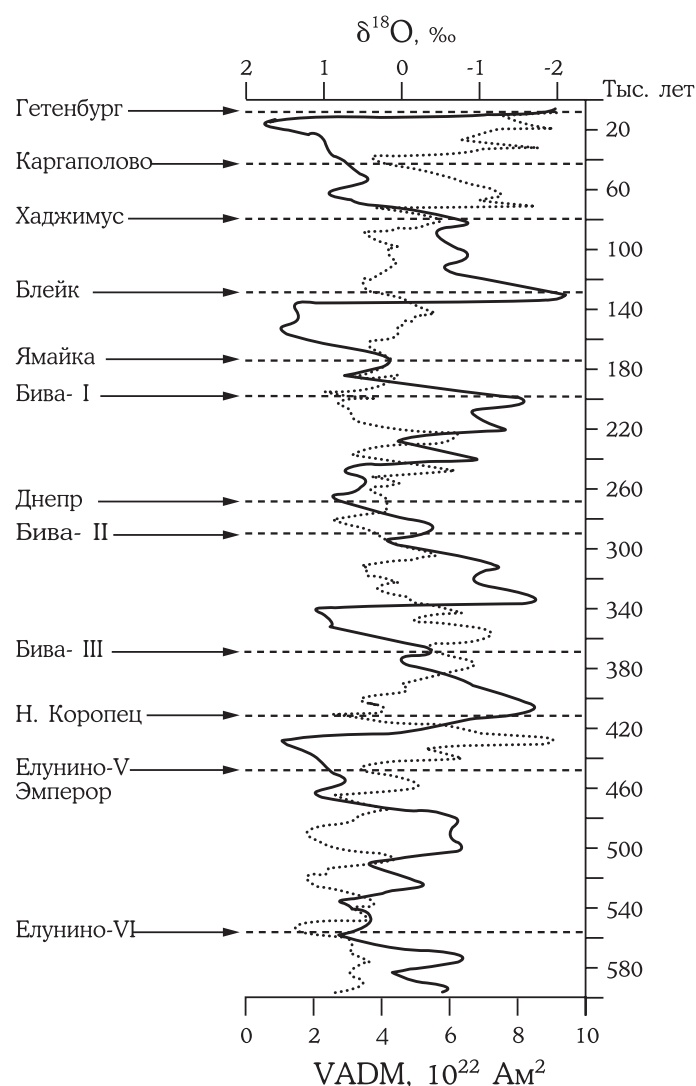


Рис. 2

Кривая напряженности геомагнитного поля (пунктирная), записанная в донной колонке экваториальной части Тихого океана по данным Дж. Вале и Л. Мэйнада [Valet et al., 1993], и изотопно-кислородная кривая Н. Шеклтона (сплошная). Стрелками и штриховыми линиями показано положение геомагнитных экскурсов по шкале Г.А. Пospelовой

VADM, с максимумами кривой солнечной радиации и с изотопно-кислородными стадиями (рис. 2). В результате выполненных исследований построена сводная палеомагнитная шкала экскурсов хрона Брюнес, уверенно включающая 17 геомагнитных экскурсов и 3 экскурса, требующих дополнительного подтверждения [Пospelова, Салтыков, 2002]. Стоит отметить, что в двух колонках, пробуренных в отложениях озера Байкал, по наклонению NRM образцов керна выделена 21 палеомагнитная аномалия, которые, видимо, являются записью геомагнитных экскурсов [Кравчинский и др., 1998].

ТИПЫ ГЕОМАГНИТНЫХ ЭКСКУРСОВ

По поведению геомагнитного поля в период экскурсов и по длительности экскурсов можно разделить на три типа, которые, возможно, имеют и различную природу [Фотиади, Пospelова, 1982; Петрова и др., 1992]. Первый тип экскурсов — короткие, длительностью от сотен до первых тысяч лет. Характерной чертой экскурсов этого типа является неполное обращение геомагнитного поля. Ход виртуального геомагнитного полюса

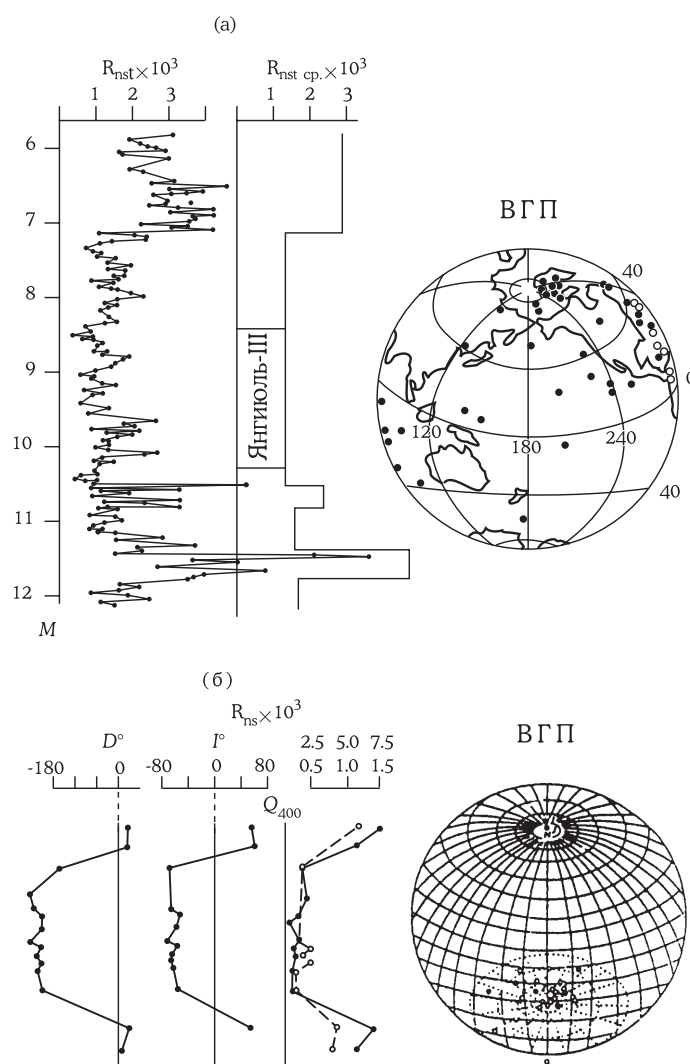


Рис. 3

Типы геомагнитных экскурсов: а) экскурс первого типа (Янгиль-І), во время которого устойчивое обратное геомагнитное поле отсутствует; б) экскурс второго типа (Лог Красный), подобный по поведению геомагнитного поля субхрону.

Приведены также колебания напряженности геомагнитного поля до экскурса Янгиль-ІІ, в течение экскурса и после его завершения. Залитый кружок — ВГП, находящиеся на видимой полусфере, пустой кружок — ВГП, находящиеся на противоположной полусфере.

На рис. 3,б полый кружок — значения R_{ns} , залитый — значения Q_n

подобен движению бумеранга: наблюдается крупный выброс ВГП, иногда почти до полного обращения, с возвратом в исходное стационарное состояние, причем таких выбросов может быть несколько. Устойчивое обратное поле во время таких экскурсов отсутствует (рис. 3,а). Для двух экскурсов этого типа, Моно и Каргаполово, записанных на средних широтах, нами было установлено, что ВГП имеет общие черты по местоположению и по движению [Фотиади, Поспелова, 1982; Поспелова, 1989; Petrova, Pospelova, 1990]. Этот факт свидетельствует в пользу преобладающей роли дипольного поля в происхождении экскурсов, а не недипольных компонентов, как предполагают некоторые исследователи.

Эккурсы второго типа — длительные, по продолжительности они близки к периоду основного динамо или превышают его. Часть длительных экскурсов, таких как Блейк, Эм-

перор, Лог Красный и, видимо, Елунино-V и Елунино-VI, подобны по поведению поля субхронам, т.е. характеризуются полным обращением направления геомагнитного поля (рис. 3,б). Однако по напряженности геомагнитного поля принципиально отличаются от субхронов: экскурсы развиваются на пониженном поле, которое в 3–4 раза ниже стационарного поля до экскурса, во время экскурса и после него, в то время как во время субхронов палеонапряженность поля понижена, но не существенно.

Третий, особый тип экскурсов — очень кратковременные, длительностью всего сотни лет. Примером такого экскурса является экскурс Намчедури-Этрессия. Виртуальный геомагнитный полюс во время этого экскурса ведет себя очень сложно, быстро меняя свое местоположение преимущественно в северном полушарии Земли. По данным И.Е. Начасовой и К.С. Буракова экскурс происходил во время повышенной напряженности геомагнитного поля, превышающей напряженность современного поля почти вдвое. По двум точкам палеополе имело аномально высокие значения — 760 мкТл и 363 мкТл [Burakova, Nachasova, 1990], что принципиально отличает этот геомагнитный экскурс от экскурсов первого и второго типов. Однако следует отметить, что по палеомагнитным данным осадочных пород Баренцева, Белого и Балтийского морей относительная напряженность геомагнитного поля во время экскурса Этрессия была меньше современной напряженности поля на 30–40% [Распопов и др., 2002].

Задача разделения экскурсов с аномальным и обратным направлением геомагнитного поля пока окончательно не решена. На данном этапе исследований автор не дает разных названий первому, второму и третьему типам изменения направления геомагнитного поля, а объединяет их под одним названием — экскурсы.

МАКЕТ МАГНИТОХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ХРОНА МАТУЯМА

Выше рассмотрены геомагнитные экскурсы хрона Брюнес. На самом деле экскурсы существовали и в другие интервалы времени. В результате палеомагнитного изучения отложений в обнажениях и в скважинах севера и юга Приобского плато, Предалтайской и Восточно-Барабинской равнин в десяти разрезах в хроне Матуяма установлено не менее 10 геомагнитных экскурсов [Поспелова и др., 1976; Мартынов и др., 1987]. В Приднестровье в обратно намагниченном аллювии VIII кичканской террасы обнаружена палеомагнитная аномалия прямой полярности. Сводные палеомагнитные разрезы в отдельных регионах были составлены некоторыми авторами, наиболее детальный и надежный из которых построен В.А. Зубаковым [Зубаков, Борзенкова, 1983]. При составлении макета магнитостратиграфической шкалы хрона Матуяма перечисленные данные учтены [Салтыков, Поспелова, 2002]. Математический анализ базы всех палеомагнитных данных хрона Матуяма не проводился.

Продолжительность хрона Матуяма (1.82 млн. лет) более чем в два раза превышает хрон Брюнес. По последним оценкам возраста благодаря использованию астрономической хронологии хрон Матуяма начинается 2.6 млн. лет назад, завершается 0.78 млн. лет назад. В хроне Матуяма давно известны субхроны Харамильо, Олдувей, Реюньон и некоторые экскурсы, такие как Гилза, Камикатсура и другие, которым ранее не были даны названия. В результате детальных палеомагнитных исследований некоторых отложений с таманской фауной млекопитающих в Приднестровье, отложений красnodубровской и кочковской свит Приобского плато в разрезах Гоньба, Елунино и Шелаболиха, кернa скважин на территории Западной Сибири [Методы..., 1973; Поспелова и Гнибиденко, 1982 и др.] и вулканогенных пород в хроне Матуяма открыты новые геомагнитные экскурсы. Итальянские геологи Г.Пасини и М.Колалонго внесли на рассмотрение в Международную стратиграфическую комиссию проект относительно границы квартера и яруса галазия, который выделен в новый ярус в нижней части хрона Матуяма, с учетом палеомагнитных данных. В магнитостратиграфической шкале фанерозоя РФ частично эти изменения учтены. Однако ряд экскурсов хрона Матуяма в шкале отсутствует.

В результате обобщения имеющегося фактического литературного материала в основном по вулканогенным породам и некоторого авторского материала, представленного преимущественно палеомагнитными исследованиями пород юга Западной Сибири, отображенных в естественных обнажениях и в скважинах, построен макет магнитохроностратиграфической шкалы хрона Матуяма. Субхроны прямой полярности и экскурсы расположены в соответствии с современной временной шкалой. Для надежной оценки возраста субхронов и экскурсов магнитохроностратиграфическая шкала сопоставлена с кривой изменения напряженности геомагнитного поля [Valet, Maynadier, 1993], а также с изотоп-

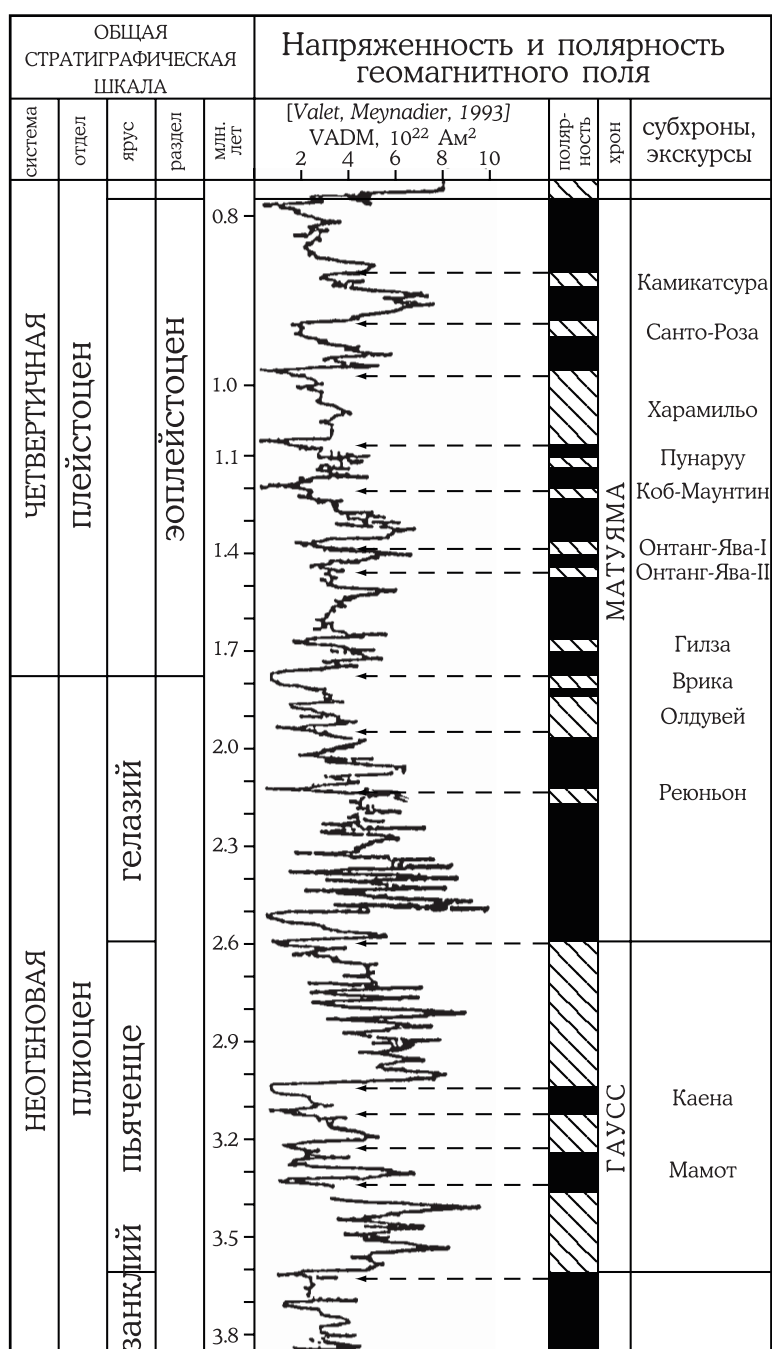


Рис. 4

Макет магнитохроностратиграфической шкалы хрона Матуяма. Временной масштаб шкалы различен: верхняя часть шкалы до 1.1 млн. лет растянута. В колонке «полярность» зачерненные участки — обратная полярность, заштрихованные участки — прямая полярность

но-кислородными стадиями. Макет шкалы хрона Матуяма содержит 3 субхрона прямой полярности — Харамильо, Олдувей, Реюньон и 8 экскурсов Камикатсура, Санто-Роза, Пунаруу, Коб-Маунтин, Онтанг-Ява-I, Онтанг-Ява-II, Гилза, Врика. Начало субхрона Харамильо приурочено к 1070 тыс. лет назад, завершение оценено в 990 тыс. лет назад. Начало субхрона Олдувей датируется 1950 тыс. лет, а окончание — 1770 тыс. лет назад. Экскурс Коб-Маунтин происходил 1190 тыс. лет назад. Несмотря на то, что хрон Матуяма

охватывает интервал времени 1.82 млн. лет количество экскурсов и субхронов в шкале пока только 11. На субхроны приходится 17%, а на экскурсы около 13% продолжительности хрона Матуяма. Оценка длительности субхронов и экскурсов взята из литературных данных, возможно, она завышена. На кривой изменения напряженности геомагнитного поля от экскурса Реюньон до границы Матуяма–Брюнес вакантных минимумов, в период которых не обнаружены субхроны и экскурсы, всего 5. Частое изменение напряженности поля фиксируется в начальной стадии хрона Матуяма, где запись субхронов и экскурсов отсутствует.

В результате выполненных исследований построен макет магнитохроностратиграфической шкалы хрона Матуяма и установлено, что частота смен полярности в хроне Матуяма, особенно в нижней части хрона, гораздо реже, чем в хроне Брюнес. Можно предполагать, что это обусловлено другим режимом динамо в течение хрона Матуяма, но более вероятно, различие связано с недостаточно детальной палеомагнитной изученностью пород, формировавшихся в хроне Матуяма от границы Гаусс–Матуяма до экскурса Реюньон (рис. 4).

НАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ТЕЧЕНИЕ ЭКСКУРСОВ

Первые палеомагнитные работы, выполненные на больших по мощности разрезах, где была обнаружена запись нескольких (4–8) экскурсов, показали, что экскурсы развиваются на фоне пониженной напряженности геомагнитного поля [Поспелова, 1971, 1973; Петрова и др., 1972]. Были случаи, когда необнаруженные записи экскурсов при последующих детальных исследованиях были установлены. При этом оценка палеонапряженности поля была выполнена по величине естественной остаточной намагниченности NRM пород и фактору Кенигсбергера Q_n . В дальнейшем этот вывод был подтвержден, при использовании более надежных и совершенных методов исследований [Поспелова, Шаронова, 1999]. Как правило, пониженная напряженность геомагнитного поля установлена во время экскурсов первого и второго типа. Анализ изменения магнитного момента Земли за последние 340 тысяч лет также свидетельствует об этом [Петрова и др., 1992; Петрова, 1998]/.

ПРАКТИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ ГЕОМАГНИТНЫХ ЭКСКУРСОВ

Существование геомагнитных экскурсов чрезвычайно важно для познания процессов, происходящих в жидкой части земного ядра и на границе ядро–мантия, и вообще для разработки теории происхождения земного магнетизма. Геомагнитные экскурсы в качестве магнитохроностратиграфических реперов с большой разрешающей способностью находят широкое применение в различных областях наук о Земле: в стратиграфии и геохронологии, в седиментологии и тектонике (при изучении вертикальных движений земной коры), в палеонтологии и климатологии, а также — в археологии [Поспелова и др., 1976, 1980, 1989, 1997, 1998; Гнибиденко, Поспелова, Фотиади, 1985; Мартынов и др., 1987; Адаменко и др., 1989].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования доказали, что в хронах Брюнес и Матуяма, а также, видимо, в любые временные интервалы, существовали геомагнитные экскурсы. Они являются неотъемлемой частью геомагнитного динамо. На данном этапе исследований можно считать, что в хроне Брюнес, длительность которого 780 тыс. лет, на экскурсы приходится ~15% интервала времени, т.е. порядка ~120 тыс. лет. Такая оценка является очень приближенной, так как продолжительность экскурсов, даже молодых, определена с большой ошибкой в основном по мощностям в разрезах, гораздо реже по определениям абсолютного возраста. В хроне Матуяма на экскурсы приходится около 13% продолжительности хрона.

Последние годы идет дискуссия по поводу достоверности оценки напряженности геомагнитного поля во время геомагнитных экскурсов. Некоторые авторы считают, что пониженная напряженность геомагнитного поля, на фоне которой происходят экскурсы, является кажущейся и обусловлена сложением ориентационной (DRM) и посториентационной (PDRM) намагниченностей разного знака во время экскурсов и одинакового знака в период стационарного поля. Это действительно может оказывать в некоторых случаях существенное влияние на относительную оценку величины напряженности геомагнитного поля во время экскурсов. В связи с этим необходимо в каждом конкретном случае приводить дополнительные доказательства. Как правило, PDRM менее устойчива, чем DRM.

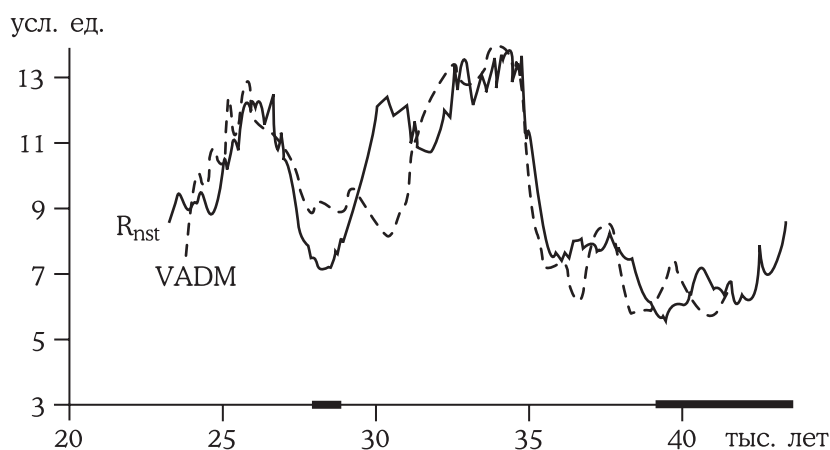


Рис. 5

Пример сопоставления кривой напряженности геомагнитного поля, полученной по R_{nst} осадочных пород разреза дудки Янгиюль от возраста, и сглаженной (по трем точкам) кривой VADM по гавайским лавам [Ganier et al., 1996]. Жирный участок линии на оси абсцисс соответствует времени экскурсов Янгиюль-I и -II

Лабораторными методами PDRM снимается в породах, в которых записан экскурс или стационарное поле. В противном случае надо использовать другие, особые, методы разделения PDRM и DRM. Следует отметить, что в глубоких скважинах запись экскурсов с отрицательным наклоном часто устанавливается без использования магнитных чисток, но на фоне пониженных значений напряженности поля. Существенно, что понижение напряженности геомагнитного поля начинается раньше, чем происходит изменение направления поля и начинается экскурс, когда поле ещё имело прямую полярность, либо приобрело вновь прямую полярность (см. рис. 3,а). Закономерность изменения напряженности поля такая же, как и в процессе инверсии [Гурарий, 1988]. Наиболее надежным подтверждением понижения напряженности поля в течение экскурсов является подобное поведение напряженности поля, полученное по осадочным породам и по лавам, обладающим первичной термонамагниченностью и вторичной вязкой намагниченностью, снимаемой, как правило, при $T=200-250\text{ }^{\circ}\text{C}$, в те же интервалы времени (рис. 5). Думаю, что полученные результаты по напряженности геомагнитного поля в течение экскурсов в целом можно считать достоверными.

Г. З. Гурарий, Г. Н. Петрова

ИНВЕРСИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Процесс протекания инверсий начал привлекать внимание исследователей, как только был открыт сам феномен инверсий, изучение которых было начато в конце 50-х–начале 60-х годов XX века [Mortose, 1958; Van Zijl et al., 1962; Петрова, Рыбак, 1963; Nomura, 1963]. Характеристики поля во время инверсий, переходного режима от одной полярности к другой, представляли интерес с двух точек зрения. Во-первых и главным, феноменология процессов разрушения и восстановления стационарного магнитного момента, отражающая характеристики процессов нарушения механизма генерации и его восстановления, могли дать сведения о работе динамомеханизма и помочь понять его физическую сущность. Во-вторых, если бы оказалось, что индивидуальные инверсии имеют отличительные черты, по которым их можно было бы распознавать в палеомагнитных разрезах, ценность магнито-стратиграфической шкалы существенно повысилась. Второе направление не принесло желаемых результатов — инверсии оказались неразличимыми по картине протекания в той мере, которая необходима для их широкого использования при стратиграфических работах, но именно исследования по этому направлению позволили собрать данные, интересные для развития теории генерации и проверки ее исходных позиций.

Накопление материала по переходным режимам шло медленно: детальная запись процесса переполюсовки встречается сравнительно редко, для правильной интерпретации полученных результатов необходимо было с одинаковой детальностью изучать и переходный интервал, и, по крайней мере, примыкающие к нему значительные интервалы стационарного режима. Это последнее обстоятельство не сразу было осознано исследователями. Кроме того, что крайне существенно, проведение исследований по этой схеме требовало значительного увеличения объема работ. Особенно явно это выражается при изучении переходных зон в осадочных породах, характеризующихся большой скоростью осадконакопления, данные по которым позволяют охарактеризовать поле переходного состояния с необходимой детальностью. Несомненно, в записях характеристик поля во время инверсий в осадочных породах присутствует целый ряд неточностей. Наиболее существенной из них является сглаживание, искажение записи из-за разновозрастности седиментационного и постседиментационного компонентов ориентационной намагниченности при одном и том же носителе этих частей — естественной остаточной намагниченности. Детально эта проблема обсуждается в работах [Храмов, 1986; Rochette, 1990; Langeries et al., 1992; Tauxe, 1993; Quidelleur, Valet, 1994; Большаков, 1995; Kok, Tauxe, 1996a,b]. В работе [Rochette, 1990] даже указывается минимальная скорость осадконакопления пород, пригодных для изучения переходных режимов — 5 см за 1 000 лет. При дальнейшем описании авторы будут исходить из предположения о реальности (или близких к реальности) анализируемых данных.

По мере накопления сведений о переходных режимах неоднократно предпринимались попытки их обобщения и интерпретации. Основные отмечаемые при этом черты переходного режима, естественно, не менялись от обобщения к обобщению, но приобретали более детальный характер, и достоверность выводов увеличивалась.

Интерпретация замеченных закономерностей со временем претерпела существенные изменения. Исходя из этого, феноменологическое описание переходного периода нами дается на уровне современных данных без критического разбора прежних обобщений, а различные варианты интерпретации будут так или иначе упомянуты.

Инверсии начинаются с понижения магнитного момента M и заканчиваются восстановлением магнитного момента до величины, соответствующей среднему уровню M при стационарном поле до и после инверсии. На фоне уже пониженного магнитного момента виртуальные геомагнитные полюсы (ВГП) оказываются в средних и низких широтах, где последовательные изменения их положений имеют как «закономерный», так и хаотичес-

кий характер, после чего переходят в высокие широты противоположного полушария. Магнитный момент увеличивается до своего стационарного значения.

Эта краткая схема в основном бесспорна, но все входящие в нее положения подлежат более детальному описанию и обсуждению.

Перед тем как перейти к такому описанию и обсуждению, не вдаваясь в детали, кратко остановимся на истории изучения инверсий геомагнитного поля в Институте физики Земли и тесно связанном с ним в проведении этих исследований Геологическом институте РАН. Следует подчеркнуть, что эти исследования были начаты при большой поддержке академиков В.В. Меннера и П.Н. Кропоткина.

Работы в этих институтах по данной проблеме были начаты, как уже отмечалось выше, в 1963 г. Г.Н. Петровой и Р.С. Рыбак [Петрова, Рыбак, 1963] с изучения одновозрастной переходной зоны в плиоценовых осадочных породах Азербайджана и Туркмении, выявленных при магнитостратиграфических исследованиях А.Н. Храмовым [Храмов, 1958], и продолжены в 1965 г. на позднекембрийских осадочных породах Сибирской платформы. Полученные данные по характеристикам поля во время четырех последовательных инверсий в позднем кембрии позволили предложить следующую последовательность его изменения:

1 этап. Уменьшение напряженности поля при постоянном положении геомагнитного полюса (сохраняется дипольный характер поля).

2 этап. Напряженность поля пониженная. Дипольное поле скорее всего отсутствует. В изменении вектора изучаемой намагниченности горных пород зафиксировано изменение гармоник поля высшего порядка.

3 этап. Восстанавливается дипольный характер геомагнитного поля. Напряженность поля постепенно возрастает до нормального значения. [Гурарий, 1968; 1969].

Первое обобщение имеющихся материалов на этой стадии исследований было сделано в работе [Петрова и др., 1972].

В результате этих работ стало ясно, что для получения надежных результатов, анализ которых позволил бы однозначно ответить на интересующие науку вопросы, исследования следует проводить в первую очередь на молодых объектах, позволяющих однозначно сопоставлять выявленные особенности поведения инверсирующего поля как в региональном, так и в глобальном плане. Проведение этих исследований на миоцен-плейстоценовых осадочных породах в Каспийском регионе было начато в 1968 г. с магнитостратиграфических работ. В результате была построена магнитостратиграфическая шкала Прикаспия для этого времени, установлена ориентационная природа естественной остаточной намагниченности изучаемых горных пород и точно привязаны к геологическим и магнитохронологическим данным выделенные при этих работах границы палеомагнитных подразделений [Гурарий, Трубихин, 1973; Гурарий и др., 1977; Трубихин, 1977].

Это позволило впервые изучить на ряде объектов, различающихся в литологическом и магнитоминералогическом плане, одновозрастные переходные зоны Гаусс–Матуяма и Матуяма–Харамильо, показать, что при их изучении действительно определяются общие характеристики геомагнитного поля во время инверсий и установить границы этой достоверности [Гурарий, 1976; 1981; 1988].

В результате многолетних исследований в Средней Азии и Закавказье было изучено поведение геомагнитного поля во время 14 разновозрастных инверсий и 3-х экскурсов во временном диапазоне средний миоцен–поздний эоплейстоцен с уникальной детальностью (поведение поля для ряда инверсий было изучено более чем для 100 временных уровней) [Гурарий, 1972, 1973, 1976, 1977, 1981; Гурарий, Кудашева, 1985а,б; Гурарий, Пеньков, 1985]. В это же время Г.А. Поспеловой в покровных отложениях Западной Сибири в трех разрезах были получены характеристики намагниченности переходной зоны Матуяма–Брюнес [Поспелова, 1976].

Для того, чтобы увязать полученные данные с возможными процессами в земном ядре и его строением, было проведено математическое моделирование изменений поля на поверхности Земли при инверсии двух- и трехдипольной системы, с большой точностью аппроксимирующей современное геомагнитное поле, по математической модели, построенной П.К. Рябушкиным [Гурарий, Рябушкин, 1976; Гурарий, 1988]. Оказалось, что инверсии даже в двухдипольной системе в основных чертах воспроизводят наблюдаемые в природе характеристики инверсирующего поля. В результате обработки данных по наиболее детально изученным инверсиям по методике, разработанной В.Н. Вадковским и М.Р. Мамиконьян, оказалось возможным сделать вывод о существовании во время инверсий ус-

тойчивых состояний поля продолжительностью $(5-50) \times 10^2$ лет и разделяющих их состояний, в течение которых определенное направление поля скорее всего отсутствовало. Направления поля устойчивых состояний являются характерной чертой определенной инверсии [Вадковский и др., 1980].

Был сделан вывод о том, что места концентрации ВГП во время стабильных состояний во время инверсий приурочены к мировым магнитным аномалиям. Такое их расположение в течение 15 млн. лет является убедительным подтверждением мультиполярности (квадрупольности) инверсирующего поля и связи мировых магнитных аномалий с неоднородностями границы ядро–мантия [Петрова, 1987]. Систематизированные данные, характеризующие поведение поля во время инверсий, были сведены в каталог [Петрова, Рассанова, 1985]. Был проведен анализ мировых данных по поведению поля во время инверсий в фанерозое, что позволило сделать следующие принципиально важные выводы [Гуарий, 1988]:

1. Геомагнитное поле во время инверсий Гаусс–Матуяма, Матуяма–Харамильо, Харамильо–Матуяма и Матуяма–Брюнес имело мультиполярный характер.

2. Сравнение характеристик поля во время этих инверсий и остальных изученных инверсий позднего кайнозоя свидетельствует о том, что во время всех инверсий этого времени поле, скорее всего, было мультиполярным.

3. Мультиполярность геомагнитного поля во время инверсий имела крупномасштабный характер. Близкие характеристики поля распространяются на участки поверхности Земли с линейными размерами $\sim 3\,000-4\,000$ км.

4. Напряженность поля во время инверсий уменьшается в 3–20 раз при средних значениях этого уменьшения 5–10.

5. Имеющиеся данные о продолжительности инверсий в позднем кайнозое различаются довольно значительно, средние значения составляют 1.6×10^4 лет для времени существования пониженной напряженности поля и 8×10^3 лет для изменения направления поля.

6. Представляется возможным выделить на поверхности Земли участки, в пределах которых последовательные инверсии в течение длительного времени (более 10 млн. лет) характеризуются близкими направлениями поля, и участки, на которых направления поля меняются от инверсии к инверсии.

7. Наблюдаемая в течение ряда инверсий приуроченность промежуточных полюсов к определенным долготным поясам на поверхности Земли свидетельствует в пользу предположения о том, что дополнительные источники связаны, скорее всего, с влиянием на поле во время инверсий нижней мантии, а не верхней части ядра.

Полученные данные позволили предложить следующую модель инверсий [Гуарий, 1988]:

Во время инверсий магнитный момент главного диполя, связанного с основной системой конвективных движений в ядре, падает до нуля и затем увеличивается до нормального значения либо в противоположном направлении — инверсия, либо в прежнем направлении — незавершенная инверсия, экскурс.

По мере уменьшения магнитного момента главного диполя на поверхности Земли все большую роль начинает играть поле дополнительных диполей, в качестве источников которых могут выступать движения вещества, связанные с неоднородностями границы ядро–мантия, верхней части ядра и нижней мантии и т.д. Количество дополнительных диполей, их расположение и ориентировка определяют распределение элементов поля на поверхности Земли и изменчивость этих элементов от инверсии к инверсии.

Предложенная модель хорошо объясняет различия в характеристиках поля во время экскурсов, изученных в разных точках земной поверхности — от понижения напряженности поля, не сопровождаемого изменениями его направления, до полной кратковременной инверсии. В рамках этой модели находит объяснение различное соотношение времени существования пониженного магнитного поля и времени изменения направления поля при изучении одной и той же инверсии в разных местах и для разновозрастных инверсий, резкое (в ряде случаев) изменение характеристик одной и той же инверсии, изученной в точках, незначительно удаленных друг от друга (первые сотни километров) и т.д.

В свою очередь, изменения поля во время разновозрастных инверсий, изученных в пределах региона, изменения продолжительности инверсий за длительные периоды времени, изменения характеристик инверсирующего поля от региона к региону, характер, масштаб этих изменений и т.д. являются показателями состояния и строения границы верхнего ядра Земли и ее нижней мантии.

На этом будет логично завершить исторический обзор наших более чем 20-летних исследований в данной области, т.к. к середине 80-х годов стало совершенно ясно, как уже отмечалось выше, что проведение работ в прежнем ключе, отрывая изучение поля во время инверсий от столь же тщательного и детального изучения стационарного поля, — простое накопление данных — не приведет к выявлению принципиально новых закономерностей. К таким исследованиям мы приступили в начале 90-х годов, однако их основные результаты будут отмечены ниже, при описании современных представлений о геомагнитном поле во время инверсий, которое, исходя из этих представлений, будет в основном основываться на данных, полученных при изучении осадочных пород.

ПОНИЖЕНИЕ И ВОССТАНОВЛЕНИЕ МАГНИТНОГО МОМЕНТА

Разные авторы по своим палеомагнитным данным оценивают понижение напряженности поля $H_{др}$ (магнитного момента — M) во время инверсии от 3 до 10 (и более) раз. Это расхождение в конкретных оценках связано, во многом, с отсутствием четкого уровня, от которого приходится оценивать это понижение. При этом также следует иметь в виду, что данные об абсолютном понижении напряженности поля исследователи получают только при изучении изверженных пород, при работах с осадочными породами речь может идти только об изменении параметров, связанных с палеонапряженностью. Можно лишь отметить в целом общую согласованность разным способом получаемых данных при изучении различных пород.

На палеомагнитных записях видно, что как до, так и после инверсии имели место вариации $H_{др}$ и судить о среднем уровне M при стационарном поле можно только после осреднения записанных вариаций. Более того, как отмечают некоторые авторы [Valet, Meynadier, 1993; Meynadier et al., 1994, 1998; Thibault et al., 1995], изменение $H_{др}$ между инверсиями имеет асимметричный пилообразный характер — «asymmetrical saw-tooth pattern»: $H_{др}$ резко возрастает после окончания инверсии, а затем, с вариациями большой амплитуды, постепенно снижается до начала следующей инверсии. Общее понижение при этом в 1.5–2 раза, амплитуда вариаций до $\sim 0.5 H$ среднего, а их характерные времена — от первых сотен до первых тысяч лет. В то же время, ряд авторов считает, что подобное изменение параметров, характеризующих поведение палеонапряженности стационарного поля, может быть связано со стабильной вязкой намагниченностью [Laj et al., 1996; Hartl, Tauxe, 1996].

Во время протекания инверсии вариации $H_{др}$ возрастают. Рассмотрение картины вариаций во время и около инверсий привело к средней оценке понижения M во время позднекайнозойских инверсий в 7 раз [Гурарий, 1988]. Оценка получена для инверсий последних 15 млн. лет и сделана на уровне публикаций до 1986 года. С появлением новых данных, в том числе и касающихся детального описания околоинверсионных изменений геомагнитного поля, эта оценка существенно не изменилась [Hartl, Tauxe, 1996; Гурарий и др., 2000а; 2002].

В то же время ранее был получен еще один интересный результат, который нуждается в проверке на современном уровне накопления данных. Создается впечатление, что коэффициент понижения магнитного момента во время инверсии зависит от величины M стационарного поля перед инверсией: чем выше был стационарный магнитный момент, тем больше его понижение при инверсии [Петрова, Сперантова, 1986; 1989]. С.И. Брагинский высказал предположение (во время устной дискуссии), что различные части стационарного магнитного поля (дипольное и недипольное) по разному реагируют на инверсию. Прединверсионное дипольное поле различной величины постепенно уменьшается в этот период практически до нуля, после чего возникает в противоположном направлении, недипольное поле меняется в гораздо меньшей степени. Другими словами, для значительной части времени переполюсовки говорить о существовании дипольного поля не представляется возможным. Это предположение представляет существенный интерес для вопроса о физической природе дипольного и недипольного поля (об этом ниже).

По оценкам большинства авторов, временной интервал существования пониженного M заметно больше времени изменения направления поля на противоположное. Модальное значение для позднекайнозойских инверсий на уровне данных до 1985 года позволило оценить длительность переполюсовки в 8–10 тысяч лет, а временной интервал понижения магнитного момента оказался в 1.5–2.5 раза продолжительнее, т.е. охватывал период до 25 тысяч лет [Гурарий, 1988]. С одной стороны, это как будто позволяет оценить среднее время отсутствия дипольного поля при инверсии в 8–10 тысяч лет, с другой — рас-

положение ВГП при пониженном поле, на начальной и конечной стадиях инверсии вблизи географического полюса противоречит предположению о незначительном изменении в этот период недипольной части поля.

ВГП во время инверсий

На фоне беспорядочных, резких изменений положений ВГП во время инверсий можно видеть более или менее регулярное изменение их положений, которое разные авторы не только интерпретируют, но и описывают по-разному. Первое — принципиальное — различие описания ВГП во время инверсий отражается в терминах «расположение» и «перемещение». Термин «перемещение», если не явно означает, то подразумевает некое систематическое движение, например, поворот оси дипольного поля. Термин «расположение» предполагает, что систематического перемещения нет, а происходит распад дипольного поля и восстановление его при другом направлении его оси. Различное положение ВГП в этом случае отражает различное направление мгновенного поля, осредненное за время образования определенного уровня изучаемых пород и пересчитанное в координаты ВГП по формулам центрального диполя. Как бы на словесном или математическом уровне ни описывались эти два варианта, по сути дела, речь идет о положениях, грубо сформулированных выше.

В связи с этим, перед тем, как перейти к анализу положений ВГП во время инверсий, следует подчеркнуть следующее. Положение виртуального геомагнитного полюса определяется по формулам центрального диполя и только в случае такого поля имеет реальный смысл. Исследователи, занимающиеся изучением инверсий, полностью отдают себе в этом отчет. В то же время, представление данных в виде ВГП позволяет при сопоставлении результатов, полученных по разновозрастным инверсиям, изученным в разных местах, судить о степени дипольности поля в эти периоды, продолжительности отсутствия дипольного поля, о различии разновозрастных инверсий, изученных в едином регионе, и т.д.

На первом этапе изучения инверсий авторы писали о пути перемещения ВГП, причем, сплошь да рядом, определяли этот путь, соединяя линией 2–3 промежуточные точки. Позднее, когда появились новые данные, в том числе и по детально описанным переходным зонам (т.е. содержащим большое количество ВГП между 60° N и 60° S), стали говорить о долготном секторе перемещения ВГП, упоминая, что эти перемещения имеют петлеобразный характер с петлями как меридиональной, так и широтной направленности.

Долготные секторы разные авторы тоже выделяли разные и по-разному. Одна группа авторов говорила о наличии или явном преобладании двух секторов: в области 120–180° E и — приблизительно — в противоположном секторе 300–360° E [Clement, 1991; Langereis et al., 1992]. Другая группа авторов выделяла «ближний» и «дальний» секторы. Ближний сектор включал координаты места отбора коллекции, дальний был противоположен точке отбора [Hoffman, 1977; Fuller, Williams, Hoffman, 1979]. И те, и другие приводили убедительные иллюстрации своей правоты, что говорило не только об ошибочности одного (или обоих) представлений, но и о трудности вопроса и отсутствии единой четкой концепции при интерпретации данных. Если в первом случае исследователи приходили к выводу о значительной роли дипольного поля во время инверсий, то при втором подходе дипольность поля заведомо отрицалась. Проведенная в [Гуарий, 1988] проверка соответствия распределения траекторий ВГП в приэкваториальной области равномерному по критерию Куипера [Kuiper, 1960; Stephens, 1965] для 32 инверсий свидетельствовала о значительной вероятности именно равномерного распределения, т.е. противоречила наличию секторов «преобладания». Математическая обработка экспериментальных данных, в основе которой лежало объединение при исследовании определенной инверсии в одну группу ВГП (направлений поля), расположенных на статистически незначимом расстоянии друг от друга (типа кластерного анализа), позволила выявить следующую закономерность, кратко отмеченную выше: во время инверсий существуют два режима, сменяющих друг друга — хаотический и квазистационарный. Во время хаотического режима характерное время изменений направления <100 лет. При квазистационарных режимах, характерные времена которых имеют порядок вариаций основного спектра, ВГП остаются в одной ограниченной области ~ (20°×20°) (направление поля в точке исследования меняется незначительно); координаты таких квазистационарных областей после хаотических режимов меняются как в пределах одного полушария, так и между полушариями [Вадковский и др., 1980]. Это полностью совпадает с результатами, полученными при исследовании большинства переходных зон в изверженных горных породах. При изучении инверсии, записанной в ла-

вах Стин-Маунтин, США [Coe, Prevot, 1989], было обнаружено крайне быстрое изменение направления поля между двумя квазистационарными положениями без хаотического режима поля между ними. Подобный результат был обнаружен и при изучении инверсии Твера–Гильберт в осадочных породах Восточной Грузии [Гурарий, Кудашева, 1995a].

Размещение квазистационарных областей обнаруживает некую упорядоченность. Эти области располагаются, в основном, в тех долготных секторах, которые ранее приписывались траекториям ВГП. Можно заметить и иную закономерность: квазистационарные области окружают мировые магнитные аномалии, располагаясь по их склонам. Наибольшее количество квазистационарных областей находится в области проекции на земную поверхность магнитного центра, который, в свою очередь, располагается недалеко от пересечения с поверхностью Земли третьего (экваториального) радиуса геоида. Это можно было бы связать с асимметрией ядра — сдвигом твердого ядра, о котором давно говорили геомагнитологи и гравиметристы, а теперь признается и сейсмологами. В то же время, учитывая условность положений ВГП в инверсионном состоянии поля, которая была отмечена выше, к этому предположению следует относиться крайне осторожно.

К выводу о концентрации основной части ВГП во время инверсий в пределах ограниченного числа мест на территории Земного шара («patches») пришел и К. Хоффман [Hoffman, 1993]. Однако по К. Хоффману эти сгущения никак не увязываются с мировыми аномалиями. С другой стороны, Б. Клемент, сопоставляя данные о положении ВГП во время инверсии Матуяма–Брюнес, изученной в нескольких различных местах мирового океана, отмечает их хорошую согласованность, приуроченность к единой долготной полосе, что, по его мнению, свидетельствует о значительной роли во время этой инверсии дипольного поля [Clement, 1991]. Приуроченность основного количества ВГП к определенному долготному сектору во время определенной (ряда последовательных) инверсии рядом авторов [Constable, 1992; Gubbins, 1994] связывается с возможным наличием не меняющейся в течение длительного времени неосесимметричной части геомагнитного поля. Наличие в стационарном поле вблизи инверсий экваториального диполя отмечается и при конкретных исследованиях [Родионов и др., 1998; Гурарий и др., 2000a]. Если допустить, что поле такого диполя сохраняется во время инверсии, переходные ВГП будут располагаться в одном долготном секторе, если оно инверсирует — в двух секторах, различающихся примерно на 180° [Гурарий и др., 2000a].

В работе [Гурарий и др., 2002] было показано, что наличие такого неосевого диполя подтверждается данными, полученными при изучении пород и в непосредственной близости к переходной зоне, и отмечено, что практически все особенности поля во время инверсии Ранняя Харамильо (Западная Туркмения) могут быть объяснены изменениями величины и полярности этих диполей.

Подобная интерпретация положений ВГП во время инверсий ранее была предложена в работе [Creer, Ispir, 1970].

Таким образом, этот вопрос в настоящее время все еще далек от окончательного решения, однако результаты исследований последних лет при новом подходе к проведению работ позволяют надеяться на получение в ближайшее время новых важных данных.

ВЕКОВЫЕ ВАРИАЦИИ НАПРАВЛЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ВО ВРЕМЯ ИНВЕРСИИ

С первых работ по изучению переходных режимов исследователями отмечалась возрастающая возмущенность геомагнитного поля во время инверсий. Под возмущенностью подразумевалось увеличение амплитуды вариаций и многочисленные выбросы и петли с большой амплитудой, достигающей нередко 180° по дуге большого круга. Дальнейшие исследования показали, что эти два явления — регулярные вариации и выбросы — надо рассматривать отдельно.

Возможно, что изменение амплитуды регулярных вариаций направления поля — явление кажущееся. Угловые элементы вектора геомагнитного поля, D и I , рассчитываются по составляющим X , Y , Z . Одно и то же приращение компонент при низкой величине среднего уровня напряженности поля приведет к большему изменению угловых элементов, чем при высоком уровне напряженности, что очевидно.

Основной спектр вариаций является принципиально важной характеристикой работы динамомеханизма. Периоды вариаций, входящих в основной спектр (археомагнитные данные), соответствуют периодам МАК-волн по их теоретическим оценкам [Брагинский, 1974]. В то же время МАК-волны — неотъемлемая часть механизма генерации, проявление его принципиальной неустойчивости. Именно изменения спектра МАК-волн, т.е. пе-

риодов вековых вариаций может свидетельствовать об изменениях динамо-процесса. Магнитный момент — интегральная характеристика. Его изменения в несколько раз наблюдаются и при стационарном режиме и, хотя его изменения, безусловно, отражают особенности протекания процесса генерации, само по себе резкое уменьшение M не означает «сбой» этого процесса.

Отождествление вариаций основного спектра с МАК-волнами опирается не только на близость оценочных и экспериментально определенных периодов, но и на некоторые особенности вариаций основного спектра, следующие из археомагнитных исследований. Во-первых, вариации основного спектра имеют бегущую и стоячую компоненты, как должны иметь МАК-волны. Во-вторых, некоторые вариации — так, например, хорошо изученная вариация с периодом 1 200 лет — имеют четко выраженные глобальные черты [Бурлацкая, 1999].

Вековые вариации во время смены полярности были изучены на примере инверсий Гаусс–Матуяма, Матуяма–Харамильо и Матуяма–Брюнес [Петрова и др., 1980; 1992]. Авторы пришли к выводу, что спектр вековых вариаций не меняется в течение всего процесса инверсии, а сопоставление этих данных с результатами из [Гуарий и др., 1994] позволило сделать вывод и о неизменности спектра вариаций геомагнитного поля при разных его состояниях в течение последних 5.5 млн. лет. Таким образом, на уровне современных результатов как будто бы можно было сделать вывод о том, что основной спектр вариаций не претерпевает изменений во время инверсий, т.е. динамомеханизм работает бесперебойно. Однако данные, полученные в последние годы не только при использовании современной методики лабораторных исследований, но и новых методов анализа временных рядов, в частности вейвлет-анализа, заставляют относиться к этому выводу, по крайней мере, с большой осторожностью. Так, в работе [Гуарий и др., 2000б] при изучении характеристик стационарного поля временного интервала 0.99–1.17 млн. лет было показано, что спектральные характеристики стационарных полей до и после инверсии Матуяма–Харамильо существенно различаются. Более того, при анализе вейвлет-диаграмм выявилось и непостоянство спектра внутри каждого из этих интервалов стационарного поля. Эти результаты были подтверждены при изучении стационарных полей до и после инверсий Гаусс–Матуяма.

Таким образом, единственный наиболее обоснованный вывод, который сейчас представляется возможным сделать, заключается в необходимости продолжения исследований. Исследований целенаправленных, проводимых по единой методике при изучении характеристик поля, находящегося в разных состояниях, с применением как современных методов получения данных, так и их анализа.

ИЗМЕНЕНИЯ НАПРАВЛЕНИЯ ПОЛЯ С ХАРАКТЕРНЫМИ ВРЕМЕНАМИ ПОРЯДКА 100 ЛЕТ

По мере того, как понижается магнитный момент, начинают появляться выбросы и число их возрастает, достигая максимальной величины в центральной части инверсии, когда ВГП находятся в средних и низких широтах. После выхода ВГП из полосы средних и низких широт число выбросов, по мере увеличения магнитного момента, сокращается. Характерное время выбросов около 40–200 лет, т.е. практически совпадает со временем накопления одного-четырех уровней отбора быстро накапливающихся пород. В центральной части инверсии иногда выбросы следуют один за другим и перемещения ВГП настолько беспорядочны, что высказывалось предположение об их независимости от реальных изменений поля. При низком магнитном моменте (0.1 и менее от современного M) формирование намагниченности, по мнению авторов этого взгляда, имеет случайный характер и ее направление не определяется магнитным полем, которое, возможно, в это время меняет свое направление крайне быстро и неупорядоченно или вообще отсутствует [Вадковский и др., 1980].

Последнее предположение — о полном отсутствии поля — противоречит мнению С.И. Брагинского, который предположил, что приповерхностный слой ядра (~20–30 км) стратифицирован и обладает особыми характеристиками: дифференциация вещества жидкого ядра приводит к тому, что плотность этого слоя несколько — хотя бы на доли процента — ниже, чем у основной массы жидкого ядра. При этом возникает градиент плотности, который, по теоретическим оценкам, достаточен для того, чтобы значимо изменить магнитное число Рейнольдса и, значит, создать условия генерации, отличные от тех, что существуют в основном объеме жидкого ядра. В таком приповерхностном слое, по мнению Брагинского, могут генерироваться единичные колебания с характерными вре-

менами крутильных колебаний и амплитудами, свойственными колебаниям основного спектра. Периодические понижения M до уровня, близкого к нулю, в принципе вполне вероятны, но связь беспорядочных перемещений ВГП с низким M можно трактовать и по-иному.

Генерация колебаний с характерными временами порядка 100 лет и меньше происходит (по С.И. Брагинскому) в приповерхностном слое жидкого ядра. Поскольку магнитное поле подавляет движения проводящего вещества, интенсивность процессов в приповерхностном слое возрастает при понижении магнитного момента. Возрастание числа выбросов при понижении M происходит не начиная с какого-то низкого уровня M , а постепенно, что более согласуется со второй трактовкой наблюдаемой картины. Возможно, впрочем, сочетание обеих причин — возрастающей активности процессов в приповерхностном слое и пониженного вклада магнитного поля в формирование намагниченности.

Как бы то ни было, именно беспорядочные, временами непрерывные, выбросы (если они реальны, а не являются результатом фиксации намагниченности при слабом магнитном поле и особенностях приобретения и закрепления ЕОН в осадочных породах) отличают режим инверсий от других состояний геомагнитного поля.

ИНВЕРСИИ В ДРЕВНИЕ ЭПОХИ

Для изучения эволюции ядра Земли данные о протекании инверсий в докембрии и палеозое имеют первостепенное значение. Именно изменение характерных времен и амплитуд элементов тонкой структуры геомагнитного поля может свидетельствовать об изменении условий в жидком ядре за длительное время. Наиболее важный в этом отношении параметр — спектр МАК-волн, — во всяком случае на данном этапе развития палеомагнитного метода, находится за пределами его разрешающей способности. Даже при изучении позднекайнозойских вариаций определение их периодов (характерных времен колебаний) проводится в основном с точностью, недостаточной для ответа на вопрос: изменился ли спектр основных колебаний за пределами обычной ошибки определения. Остаются только характерные времена и численные характеристики изменений геомагнитного поля во время протекания инверсий.

Первые результаты по палеозойским инверсиям были получены на самых ранних стадиях изучения переходных периодов [Родионов, 1969; Родионов, Осипова, 1985; Храмов и др., 1974; Khramov, Rodionov, 1980; Khramov, 1987; Кравчинский, 1968; Гурарий, 1968, 1969]. Однако только в последнее время повторное изучение ряда ранее исследованных инверсий и привлечение данных по новым разрезам дало результаты, по которым можно сопоставлять процессы инверсий, имевших место примерно 0.6–0.5 миллиарда лет назад, с протеканием инверсий в позднем кайнозое.

Исследование инверсий среднего ордовика (юг Сибирской платформы), позднего кембрия (там же) и позднего рифея (Южный Урал) [Родионов и др., 1998; Комиссарова и др., 1997] позволило представить стационарное поле тех эпох как сумму полей основного и экваториального диполей с соотношением $M_z/M_o=0.2$. Во время инверсий осевое поле уменьшается и проходит через нуль, а экваториальный диполь остается практически неизменным. Близкая схема предложена и при описании инверсии Ранняя Харамильо, а возможное существование осевого и экваториального диполей, M которого составляет около 10% момента осевого, подтверждается изучением стационарного поля как на удалении, так и вблизи инверсии Матуяма–Харамильо [Гурарий и др., 2000а; 2002]. Уменьшение магнитного момента во время перечисленных древних инверсий по отношению Кенигсбергера оценивается в ~ 5 , 3–5 и 2.5–5 раз. Продолжительность позднерифейской инверсии около 20 тысяч лет, продолжительность позднекембрийской инверсии — менее 30 тысяч лет. Численные оценки, таким образом, тоже значимо не отличаются от тех, которые даются для инверсий в кайнозое.

Особый интерес представляет оценка характеристик протекания инверсий при режиме частых инверсий (нижний ордовик). Изучение четырех последовательных инверсий этого времени на юге Сибири дало несколько отличные от предыдущих оценки. При продолжительности субхронов, разделяющих инверсии, 13–32 тысячи лет, длительность переходного периода всего 3–4 тысячи лет, но магнитный момент понижается в 5–10 раз [Суркис и др., 1999].

Таким образом, принципиальных отличий в характеристиках поля во время древних и позднекайнозойских инверсий на данном этапе исследований не выявлено.

ПРЕДВЕСТНИКИ ИНВЕРСИИ

Теоретическое обоснование возможных проявлений в стационарном поле предвестников инверсий (работы спускового механизма инверсий) было предложено в работах [Olson, 1983; McFadden, Merrill, 1986]. Рядом авторов на основании реальных палеомагнитных записей отмечалось появление резкого максимума ЕОН перед началом инверсии, которое ими предположительно рассматривалось в качестве такого предвестника [Буров, 1979; Иосифиди, Металлова, 1988]. Однако анализ этих данных показал, что отмечаемое повышение намагниченности сопровождалось значительным увеличением магнитной восприимчивости, т.ч. правомочность простой нормировки (как и использование метода ступенчатого перемагничивания) для вывода о повышении напряженности поля в этих случаях не бесспорна [Гуарий, Кудашева, 1995б]. Анализ вариаций направления и $H_{др}$ геомагнитного поля во время инверсий и в прилегающие к инверсиям отрезки времени показал, что в около инверсионное время вариации этих характеристик поля интенсивны и четкие предвестники среди них не выделяются [Петрова, Сперантова, 1986]. Более того, для уверенного выделения предвестников необходим подробный анализ стационарного поля и на удалении от инверсий, данных для которого, кроме единичных примеров [Гуарий и др. 2000а], до настоящего времени практически нет.

Нам представляется, что в качестве примеров возможных отражений работы спускового механизма инверсий в настоящее время можно рассматривать из известных нам лишь данные, приведенные в работах [Hartl, Tauxe, 1996] и [Гуарий и др., 2002].

В первой работе в качестве такого предвестника условно рассматривается значительное понижение (подчеркиваем — понижение) напряженности поля перед инверсией Матуяма–Брюнес, отмечаемое при изучении намагниченности 12 колонок, отобранных в разных местах Мирового океана. Во всех случаях это понижение напряженности поля предвещает инверсию на 15 тыс. лет, т.ч. в его реальности сомневаться не приходится. Смущает лишь отсутствие анализа данных по более продолжительной части хрона Матуяма.

Во второй работе отмечено аномальное поведение характеристик поля (пониженная напряженность и направление, отличное от направления поля осевого диполя) перед инверсией Ранняя Харамильо, изученной в очень быстро накапливавшихся (40–50 см за 1 тыс. лет) осадочных породах Западной Туркмении. Подобное поведение поля отмечается непосредственно перед инверсией в течение около 20 тыс. лет и не было зафиксировано в других частях стационарного поля хронов Матуяма и Харамильо [Гуарий и др. 2000а].

Проявляются ли в этих случаях предвестники инверсий, является ли отмеченное в первой работе понижение величины поля одним из характерных понижений для этой части хрона Матуяма, не является ли необычное поведение поля (вторая работа) частью непосредственно инверсии (продолжительность которой в этом случае будет больше 25 тыс. лет) — должны ответить будущие исследования.

ДИПОЛЬНОЕ И НЕДИПОЛЬНОЕ ПОЛЯ

Распределение и перемещение ВГП во время инверсий, описанные в предыдущих разделах, свидетельствуют о том, что в это время существует магнитное поле, которое по своим характеристикам — направлению, величине, морфологии — отлично от магнитного поля стационарных режимов. При обсуждении модели инверсий многие авторы прибегают к представлению о дипольном и недипольном полях, взаимодействие которых — в разных моделях разное — и обуславливает осуществление инверсии. В связи с этим стоит кратко остановиться на вопросе о дипольном и недипольном полях.

Математически подразделить реально существующее магнитное поле Земли на дипольную и недипольную компоненты очень просто. Можно кроме дипольной и квадрупольной компонент выделить компоненты более высоких рангов и разместить соответствующие им источники (диполи) в земном ядре таким образом, чтобы их суммарное поле с любой заранее заданной точностью описывало реальное поле Земли. В свое время этому вопросу были посвящены многочисленные исследования и серьезные публикации. В России это были работы группы Ю.Д. Калинина, за рубежом — группы Fanselau, Kautzleben и др. Такой подход к описанию геомагнитного поля сыграл большую роль в понимании феномена «магнитное поле Земли и планет», но, естественно, не ответил на вопрос о происхождении поля и о физических причинах существования как дипольной, так и недипольной его компонент.

Когда говорят о морфологии современного поля, то недипольной составляющей считают отличие реального поля от поля диполя, центру которого соответствует центр Земли, а ось направлена по оси вращения Земли. Выделенные при этом отступления — мировые магнитные аномалии — могут отражать неоднородности, геометрические или тепловые (в данном случае все равно), границы ядро–мантия. Такая концепция не требует предположения о независимой генерации недипольного поля: недипольное поле — это аномалия в простейшем ее толковании, т.е. искажение дипольного поля внешними по отношению к его генерации причинами. При обсуждении происхождения инверсий в термин «недипольное поле» вкладывается другой смысл. Недипольное поле имеет самостоятельное происхождение и его изменения складываются с изменениями дипольного поля, как два независимых процесса.

В некоторых работах такая независимость приписывалась полю мировых магнитных аномалий. Если так, то надо допустить, что либо в основном объеме жидкого ядра существуют два механизма генерации (что нелепо), либо что с приповерхностным слоем связана не только причина формально недипольного поля, но и процесс его генерации. Этот процесс, независимый от результата основного процесса генерации величины магнитного момента, зависит только от активности процессов в приповерхностном слое. Генерируемые в этом слое колебания (крутильные колебания) имеют те же характерные времена, что и выбросы, закономерно меняющиеся по частоте на всех стадиях переходного режима. Сам переход ВГП в другое полушарие часто осуществляется во время непрерывных, интенсивных выбросов. Однако, частотол выбросов — не единственная характерная черта инверсий. Имеются еще квазистационарные области, описание которых дано ранее, с продолжительностью существования порядка периодов основного спектра. Однако именно поле вариаций большинство авторов считают (вернее, называют) недипольным полем, не уточняя характерные времена (периоды) этих вариаций. Если вариации основного спектра действительно являются частью механизма генерации, т.е. не могут рассматриваться как независимые, то в качестве источников недипольного поля могут выступать отмечаемые при палеомагнитных исследованиях колебания, характерные времена которых больше собственного периода динамомеханизма. Возможно, они не связаны с процессами в приповерхностном слое ядра, а являются продуктом модуляции процесса генерации внешними по отношению к ядру причинами, т.е. независимы от процесса генерации. Многие исследователи приписывают этим вариациям астрономическое происхождение [Wollin et al., 1978; Channel et al., 1998]. Это вполне возможно, но требует, конечно, не умозаключительных построений, а детальных палеомагнитных исследований и теоретических оценок. Судя по данным об изменениях палеонапряженности, рассмотренные подлежат вариации с характерными временами >20 тыс. лет.

В последнее время два независимых магнитных поля приписываются жидкому и проводящему твердому ядру.

МОДЕЛИ ИНВЕРСИЙ

Первый вопрос, который встал при разработке модели инверсий, это вопрос о том, детерминированы ли инверсии или случайны. Если на первых порах были сомнения по этому поводу, то по мере накопления данных анализ все более четко свидетельствовал в пользу случайного процесса. В настоящее время можно с уверенностью говорить, что инверсии являются результатом стохастического процесса, но фрактальность этого процесса при режимах частых и редких инверсий различна. Тогда на первую линию исследований вышел второй вопрос: при пересечении каких независимых рядов осуществляется это случайное явление?

Последовательно предлагались следующие варианты:

1. На регулярные вариации дипольного поля накладываются вариации недипольного поля, амплитуда которых достаточно резко (но незакономерно) меняется. Если на минимум вариации магнитного момента приходится глубокий минимум недипольной вариации, магнитный момент может получить отрицательное значение [Сох, 1969]. В этой модели недипольными вариациями считалось все, что не укладывалось в рамки гармонического колебания магнитного момента. РикитакИ осуществил математическое моделирование этого процесса и показал, что возникновение инверсий по такой схеме возможно.

2. Отклонение магнитной оси диполя обусловлено самим процессом генерации, но инверсия осуществляется, когда одновременно происходит отклонение осей обоих диполей, осевого и экваториального (если таковой существует).

3. Величина дипольного магнитного момента в процессе генерации резко варьирует. При низких M превалирует поле экваториального диполя (опять таки при его существовании) и резко возрастает интенсивность процессов в приповерхностных слоях ядра. В приповерхностных процессах происходит перекачка энергии от поля экваториального диполя к стохастическим короткопериодным вариациям. Инверсия происходит при максимальной интенсивности случайных короткопериодных вариаций.

4. Инверсия осуществляется в том случае, когда флуктуация геомагнитной оси поддерживается изменением поля твердого проводящего ядра.

По сути дела ни один из перечисленных вариантов не объясняет происхождение инверсий. Это всего навсего умозрительные построения, опирающиеся на экспериментальные данные, накопившиеся к моменту формулировки модели. Нет сомнения, что математическое моделирование любого из этих предположений показало бы возможность инверсии, но к каждому из предложений может быть поставлен вопрос «почему?»

Почему в первом предположении изменения недипольного поля нерегулированы? Почему во втором предположении происходят столь резкие флуктуации магнитных моментов обоих диполей, и в третьем — столь резкие изменения величины магнитного момента? И почему, если и то и другое присуще самому процессу генерации, эти изменения не закономерны? Почему, наконец, инверсирует поле твердого ядра?

Единственное предположение, в котором делается попытка найти физическую причину инверсий — предположение вполне правдоподобное — звучит так: на границе ядромантия возникает какая-то неоднородность, на которую реагируют процессы в приповерхностных слоях жидкого ядра и даже конвективные движения в основном объеме ядра. Например, возникает тепловой поток из ядра в мантию (в слой D''), вызывающий искажение конвективных движений под соответствующим участком границы. Магнитное поле под этим участком искажается тоже. Взаимодействие искаженного поля и искаженных конвективных движений усиливает эффект искажения. Область аномального поля над неоднородностью, т.е. на поверхности Земли расширяется и может распространиться на всю Землю. Это предположение находит подтверждение в независимых гипотезах о связи частоты инверсий с плюмообразованием, которые опираются на экспериментальные геомагнитные и геофизические данные. Но создание теории инверсий — дело будущего.

Д. М. Печерский

ИЗУЧЕНИЕ ДЛИННОПЕРИОДНОЙ ЦИКЛИЧНОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Сбором палеомагнитных данных и их анализом занимались многие исследователи, однако, как правило, они ограничивались последними 160–250 млн. лет истории Земли, обычно анализировалась только частота инверсий. Автором впервые построена сводная шкала геомагнитной полярности и выполнен анализ совокупности всех основных характеристик геомагнитного поля за ~1 700 млн. лет, таких как частота инверсий, асимметрия полярности, суммарная амплитуда палеовариаций направления и палеонапряженности геомагнитного поля. Эти характеристики были сопоставлены с процессами на поверхности Земли. Все результаты привязаны к единой международной геохронологической шкале 1990 года, в которую внесены некоторые изменения в положении границ в кембрии, венде и рифее по данным Семихатова, Раабена, Гротцингера и др.

ПОВЕДЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОЙ ПОЛЯРНОСТИ

Шкала геомагнитной полярности. Для исследования поведения геомагнитной полярности в течение неогена построена сводная шкала геомагнитной полярности [Печерский, 1997, 1998] на базе собственных исследований и обобщений [Молостовский и др., 1976; Пергамент и др., 1971; Печерский, 1969, 1970а,б; Pechersky, Khramov, 1973] и многих других магнитостратиграфических исследований; для последних 170 млн. лет использована шкала линейных магнитных аномалий.

Естественно, более древние участки шкалы менее надежны, чем более молодые. Магнитостратиграфические данные нередко не соответствуют современным стандартным требованиям палеомагнитной надежности, нередки случаи, когда приводятся только возрасты границ свит и других крупных подразделений, тогда возраст границ магнитозон оценивается примерно — пропорционально мощности разреза. В ряде региональных шкал есть пропуски, нерасчлененные интервалы частых смен полярности, из-за чего построенная шкала геомагнитной полярности неогена не пригодна для строгой возрастной корреляции и других подобных магнитостратиграфических задач; вполне возможна неполнота ее, особенно в докембрии. При всем при том, она вполне годится для выявления глобальных крупномасштабных закономерностей и особенностей в поведении геомагнитного поля. На основании шкалы геомагнитной полярности анализируются такие характеристики геомагнитного поля, как частота инверсий (рис. 1,а) и асимметрия полярности (рис. 1,в).

Частота инверсий поля оценена двумя способами: по шкале геомагнитной полярности и по соотношению числа индивидуальных палеомагнитных определений (коллекций), включающих обе полярности поля, к общему их числу в интервале времени 10 млн. лет (рис. 1,б). Такой метод требует большой статистики, и даже в этом случае полученный результат является относительным. Для этого метода была использована База палеомагнитных данных, составленная А.Н. Храмовым и М.В. Мак-Эллини [McElhinny, Lock 1990, 1996].

Поведение знака геомагнитного поля, полученного двумя практически независимыми методами, в фанерозое и венде качественно повторяет друг друга (совпадают экстремумы и их цикличность (рис. 1,а,б), что позволяет считать объективной полученную картину изменений (цикличности) геомагнитной полярности.

Асимметрия геомагнитной полярности. Из симметрии уравнений магнитной гидродинамики следует равноправность обеих полярностей геомагнитного поля. Однако реально (рис. 1,б,в) мы наблюдаем интервалы с различным предпочтением той или иной полярности. При этом асимметрия полярности, построенная по шкале геомагнитной полярности, совпадает со статистической оценкой асимметрии полярности, определенной по палеомагнитным направлениям каждой коллекции в Базе палеомагнитных данных, что подтверждает объективность картины асимметрии.

Наблюдаемое поведение асимметрии полярности не находит объяснения в существующих моделях геодинамо. Очевидно, его следует искать вне земного ядра — в мантии, в ее взаимодействии с ядром, во внешних источниках, меняющих режим генерации геомагнитного поля.

Продолжительность магнитозон одной полярности. На гистограммах продолжительности магнитозон, построенных для нескольких интервалов времени, видно, во-первых, общее сходство распределения основной массы магнитозон по продолжительности. Все они одномодальные, распределение их близко к логарифмически нормальному закону, что говорит о репрезентативности шкал фанерозоя и докембрия. Во-вторых, моды продолжительности магнитозон плавно растут с возрастом, смещаясь от 0.1–0.2 млн. лет в антропогене–миоцене до 0.5–1 млн. лет в раннем мезозое–позднем палеозое и далее до низов рифея (рис. 1,ж). В-третьих, известно существование очень коротких эпизодов разной полярности и экскурсов [Петрова и др., 1992], которые не вошли в шкалы, использованные для построения сводной шкалы неогей. Например, только в субхроне Брюнес таких экскурсов не менее пятнадцати. Соответственно, ожидаемое число магнитозон продолжительностью менее 0.01 млн. лет составит многие десятки и должно образовать отдельную совокупность на гистограмме, т.е. они имеют иную природу. В-четвертых, в течение неогей фиксируются интервалы явно преобладающей и возможно одной полярности, охватывающие десятки миллионов лет (суперхроны и гиперхроны по магнитостратиграфической классификации) [Молостовский и др., 1976; Храмов и др., 1982; Печерский, 1985]. Их «центры» располагаются во времени довольно равномерно (рис. 1,а,б): ~1 680, 1 520, 1 360, 1 150, 1 100, 900, 700, 630, 470, 290 и 100 млн. лет назад, с интервалом 160–200 млн. лет, за исключением двух аномалий между 1 150 и 1 100 и между 700 и 630 млн. лет назад. Таким образом, учитывая данные об экскурсах и коротких эпизодах, следует говорить, по крайней мере, о трех режимах генерации поля.

В пользу объективности отмеченной картины говорят данные фрактального анализа шкалы [Печерский и др., 1997]. В интервале 0–170 млн. лет выделяются два прямолинейных участка с фрактальными размерностями $d_1 \sim 0.5$ и $d_2 \sim 0.87$. С удлинением интервала до 250 млн. лет (кайнозой+мезозой), до 560 млн. лет (весь фанерозой) и до 1 700 млн. лет (неогей), фрактальные характеристики остаются приблизительно теми же. Бифрактальность можно объяснить двумя причинами: а) меньшей изученностью докембрийской части шкалы, б) существованием физических процессов с разными фрактальными размерностями. Для проверки первого предположения были отсеяны все магнитозоны продолжительностью менее 1 млн. лет. И в этом случае (осталось около 20 % инверсий) наблюдается та же бифрактальность ($d_1 \sim 0.52$ и $d_2 \sim 0.88$). Поскольку очень маловероятно, что в докембрийской части шкалы неогей пропуски составляют более 80%, то они не могут быть причиной бифрактальности. Для проверки второго предположения отобраны сравнительно однородные участки шкалы, где инверсии максимально редки (интервалы 73–125, 170–370 и 445–1 600 млн. лет) и участки преимущественно частых инверсий. Проведен фрактальный анализ отдельно первого и второго множества. В первом и втором случаях размерности множеств очень близки: 1) $d_1 \sim 0.56$ и $d_2 \sim 0.86$ и 2) $d_1 \sim 0.56$ и $d_2 \sim 0.9$.

СУММАРНАЯ АМПЛИТУДА ПАЛЕОВАРИАЦИЙ НАПРАВЛЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Детально изучить вариации величины и направления поля удастся только для очень коротких временных интервалов, во-первых, из-за очень большого объема работ (что делается при исследовании тонкой структуры поля по разрезам осадков) и, во-вторых, большой редкости разрезов с непрерывным накоплением материала за геологически значительные отрезки времени. Возможен другой путь — получить информацию о суммарной амплитуде всех палеовариаций в данном отрезке времени по угловому стандартному отклонению $S = 81/K^{1/2}$, где K — кучность направлений индивидуальных векторов в статистике на сфере. Для этого не нужны длинные разрезы, а достаточно по возможности большой информации о кучности палеомагнитных направлений, для чего можно воспользоваться Базой палеомагнитных данных. Правда, мы лишаемся непрерывной записи во времени поведения направления геомагнитного поля, соответственно, прямого изучения разного вида и происхождения палеовариаций.

Подобный анализ суммарной амплитуды палеовариаций направления поля выполнен для фанерозоя [Печерский, Нечаева, 1988] и всего неогей [Печерский, 1996; 1997; 1998]. При отборе данных, во-первых, каждому палеомагнитному определению присваивался индекс палеомагнитной надежности (ИПН) от 0 до 1 в зависимости от числа образцов в данном

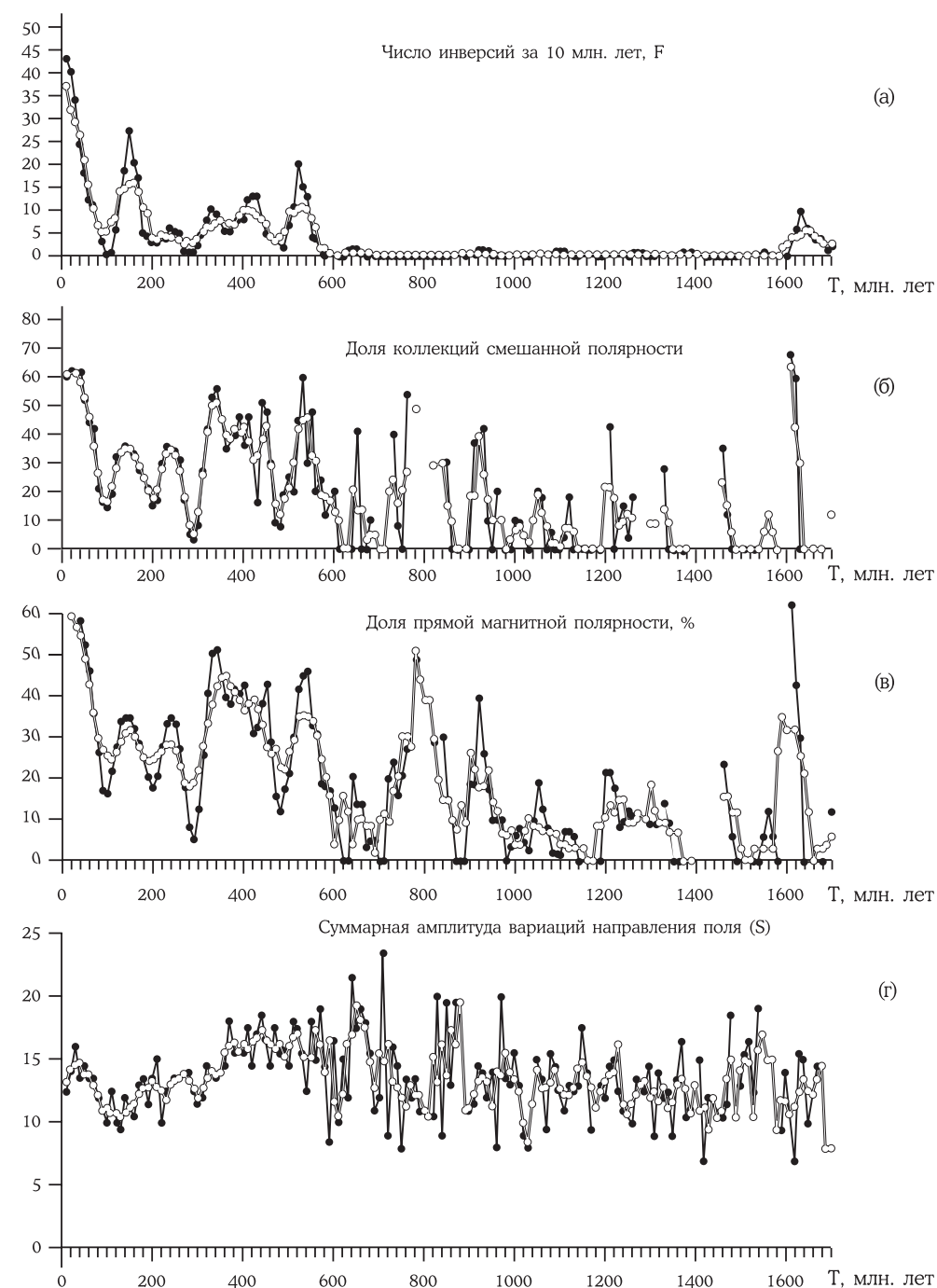


Рис. 1

Поведение основных характеристик геомагнитного поля в неогее:

а — частота инверсий, определенная по шкале геомагнитной полярности; *б* — относительные изменения знака поля, определенные по соотношению числа индивидуальных определений геомагнитного направления, включающих обе полярности, к общему числу определений в данном интервале времени; *в* — асимметрия полярности геомагнитного поля (доля обратной полярности, %), определена по шкале геомагнитной полярности; *г* — суммарная амплитуда вариаций направления *S*;

Данные приведены в двух вариантах: 1) интервал группирования данных — 10 млн. лет (черный кружок); 2) интервал осреднения 30 млн. лет — шаг 10 млн. лет (белый кружок)

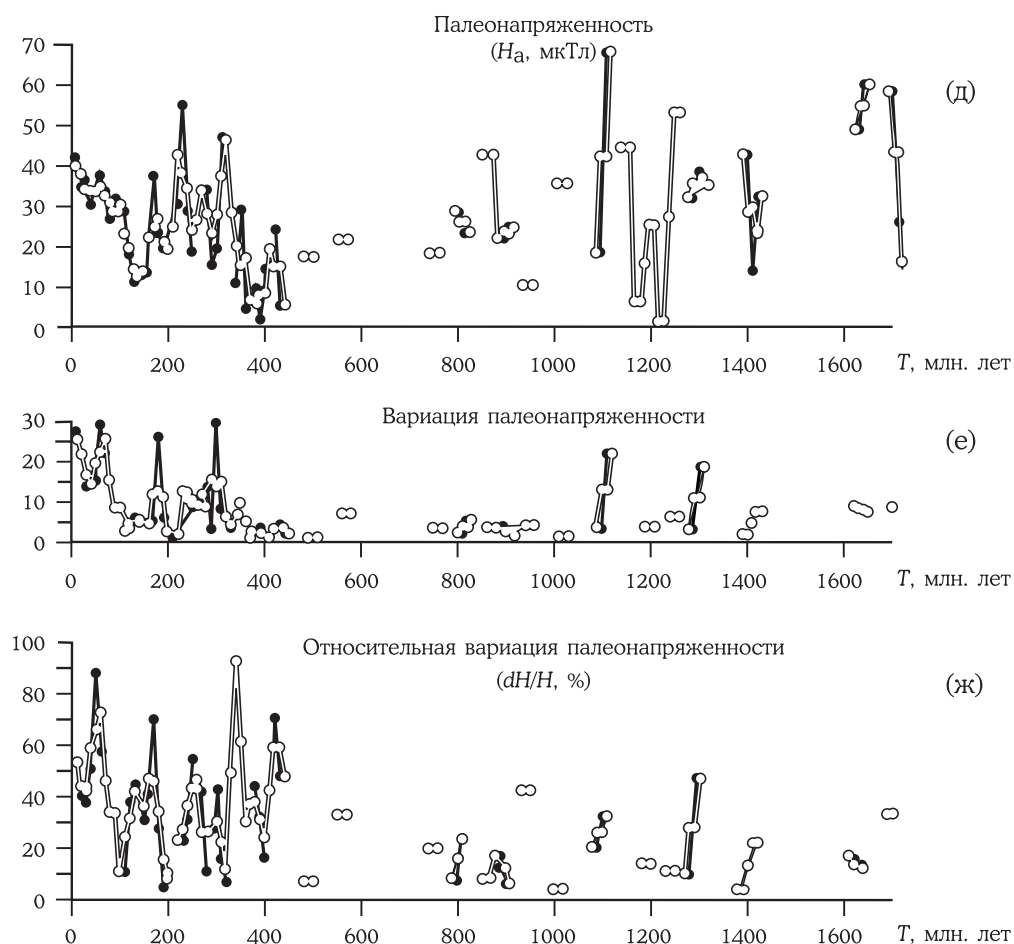


Рис. 1, продолжение

Поведение основных характеристик геомагнитного поля в неогее:

δ — модуль палеонапряженности H_a ; e — абсолютная амплитуда вариации палеонапряженности (dH); $ж$ — относительная амплитуда вариации палеонапряженности (dH_a/H).

Данные приведены в двух вариантах: 1) интервал группирования данных — 10 млн. лет (черный кружок); 2) интервал осреднения 30 млн. лет — шаг 10 млн. лет (белый кружок)

определении, параметров кучности палеомагнитного направления, наличия или отсутствия T - и H -чисток, тестов палеомагнитной надежности (обжиг, гальки, складки, обработки), оценки качества лабораторных палеомагнитных измерений и их обработки. Величина ИПН существенно зависит от оценки возраста пород и стабильной компоненты естественной остаточной намагниченности. Как оказалось, оценка возраста, наиболее существенно влияет на величину ИПН, особенно у докембрийских пород, и значительно увеличивает разброс значений S , близких по среднему возрасту. При вычислении среднего значения S для каждого десятиmillionнолетнего интервала весом служила величина ИПН [Печерский, 1996; 1997]. Все горные породы разбиты на четыре группы по происхождению их естественной остаточной намагниченности: а) вулканиты, б) интрузивные породы, в) осадочные породы и г) «метаморфические» породы, к которым отнесены породы, подвергшиеся различным изменениям, включая приобретшие вторичную кристаллизационную или химическую, часто послескладчатую, остаточную намагниченность. У молодых вулканических, интрузивных и осадочных пород средневзвешенные S значимо не различаются, относительные изменения S , осредненные по десятиmillionнолетним интервалам возраста, в фанерозое и докембрии также сходны [Печерский, 1997]. Учитывая это сходство, данные по всем типам пород объединены с учетом их веса (ИПН) (рис. 1,г). Для учета возможного влияния переходных зон (смен знака поля) на результаты, проана-

лизированы отдельно коллекции с одной магнитной полярностью (S_o) и коллекции, куда входят образцы обеих полярностей (S_m). Величина S у коллекций смешанной полярности одновозрастных пород одной группы в среднем заметно выше, чем у коллекций одной полярности. Учет этого факта (отношение средних S_m/S_o для одной группы пород данного возраста) уменьшил разброс, но общий вид поведения S при этом практически не изменялся [Печерский, 1997].

ПОВЕДЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ (МОДУЛЯ НАПРЯЖЕННОСТИ ПОЛЯ)

Определения палеонапряженности H_a и значения вычисленного по ней дипольного магнитного момента ДМ собраны Танакой и Коно в Базу данных. Она была дополнена рядом определений по палеозою и докембрию [Печерский, 1998]. Значения палеонапряженности и, соответственно, дипольного магнитного момента широко варьируют (рис. 1,д): от <5 до >100 мкТл (в подавляющем большинстве определения $H_a > 100$ мкТл получены методом Шоу). Разброс близких по возрасту определений H_a и ДМ (стандартное отклонение), использован как характеристика амплитуды вариаций палеонапряженности dH_a (рис. 1,е,ж). Как и в случае оценки амплитуды палеовариаций направления, определениям палеонапряженности присвоены индексы надежности определения палеонапряженности (ИНП) от 0 до 1, с учетом метода определения, наличия (отсутствия) данных о палеомагнитном направлении, точности определения возраста намагниченности и др. При вычислении средних значений палеонапряженности ИНП служил весом. У фанерозойских определений ИНП = $0.5 \div 1.0$; у рифейских — $0.4 \div 0.5$ [Печерский, 1998]. Известно существенное понижение палеонапряженности во время геомагнитных инверсий и экскурсов, поэтому из Базы данных изъяты все определения, относящиеся к зонам геомагнитных инверсий.

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ В ПОВЕДЕНИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В НЕОГЕЕ

1. Строение шкалы геомагнитной полярности сильно различается в фанерозое и докембрии. В рифее–палеозое явно преобладала обратная полярность геомагнитного поля, а начиная с раннего палеозоя до настоящего времени, идет на фоне заметных колебаний нарастание доли прямой полярности поля. Неустойчивость поля выражается в заметном нарастании частоты инверсий и уменьшении продолжительности магнитозон одной полярности. В докембрии наблюдается в среднем менее 1 инверсии за 10 млн. лет (преобладает продолжительность магнитозон 1–100 млн. лет), в палеозое — около 6 инверсий за 10 млн. лет (преобладающая продолжительность магнитозон 0,5–5 млн. лет), в мезозое — более 8 инверсий за 10 млн. лет (преобладающая продолжительность 0,2–2,5 млн. лет) и в кайнозое около 30 инверсий за 10 млн. лет (преобладающая продолжительность магнитозон 0,05–1 млн. лет), причем это число растет от 12 в начале кайнозоя до 43 — в последние 10 млн. лет. Отмеченная асимметрия поля, закономерное распределение частоты его инверсий и продолжительности интервалов постоянной полярности говорят о существовании в течение 1700 млн. лет, по крайней мере, двух режимов генерации геомагнитного поля: первый — преобладание длиннопериодного устойчивого состояния поля, второй — режим частых смен полярности. Действие обоих режимов перекрывается во времени. При этом интервалы длительной устойчивой геомагнитной полярности распределены в течение неогей достаточно равномерно, через 160–200 млн. лет, за исключением двух аномалий между 1 150 и 1 100 млн. лет назад и между 700 и 630 млн. лет назад. Последовательность инверсий геомагнитного поля является бифрактальной, с размерностью $d \sim 0.5$ – 0.6 и 0.9 , т. е. обладает самоподобием в крупномасштабных процессах, что соответствует наблюдаемому распределению инверсий: чередованию областей скопления частых смен полярности геомагнитного поля с весьма продолжительными интервалами редких инверсий. Внутри интервалов частых инверсий их распределение близко к хаотическому ($d < 0.6$).

2. Суммарная амплитуда палеовариаций направления поля в течение рифея колеблется между 10° и 14° (всплески до 20°), общий уровень слабо растет, тогда как в фанерозое картина обратная — на фоне слабых колебаний S плавно спадает от 18° в венде до 11° в мелу.

Из анализа широтной зависимости S следуют два заключения [Печерский, 1996; 1997; 1998]:

а) Для режима устойчивого состояния поля характерна обратная зависимость S от широты, близкая модели вековых вариаций дипольного поля, амплитуде наблюдаемых веко-

вых вариаций современного поля в северном полушарии, отмеченной многими исследователями, а так же амплитуде палеовариаций в перми и карбоне [Храмов и др., 1982]. Наличие зависимости S от широты говорит о том, что осредненная величина S действительно отражает поведение суммарной амплитуды палеовариаций направления геомагнитного поля, близкого центральному осевому диполю.

б) Во время режима частых смен полярности суммарная амплитуда палеовариаций направления поля в среднем не зависит от палеошироты. При этом средние амплитуды неустойчивого и устойчивого режимов поля практически одинаковы. Сказанное отражает главенствующую роль в амплитуде вековых вариаций направления поля недипольной составляющей, которая в эпохи неустойчивого состояния геомагнитного поля сильно варьирует на поверхности Земли, в эпохи же устойчивого режима поля вариации недипольного поля ведут себя закономерно симметрично, в результате чего четко видна их зависимость от широты.

3. В поведении палеонапряженности в течение неогее видны три тенденции:

а) Разброс H_a и ДМ в относительно узких пределах времени, выразившийся в стандартном отклонении dH_a , который отражает амплитуду палеовариаций напряженности; намечается корреляция dH_a/H_a с преобладанием обратной полярности (особенно заметная в рифее) и с частотой инверсий.

б) Относительно плавные длиннопериодные циклические изменения H_a и ДМ (от первых десятков до сотен миллионов лет); видна корреляция пониженной относительной вариации палеонапряженности dH_a/H_a с интервалами существенно низкой частоты или отсутствия инверсий во всем неогее (рис.1).

в) Средний уровень палеонапряженности в докембрии выше ($ДМ=6.5 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$), чем в фанерозое ($ДМ=4.8 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$), при этом, рифей характеризуется общим спадом палеонапряженности, а фанерозой — подъемом; фанерозойский общий подъем палеонапряженности коррелирует с подъемом суммарной амплитуды палеовариаций направления поля, с подъемом частоты инверсий и подъемом относительной доли прямой полярности поля; в общем, более высокая палеонапряженность и ее плавный спад в течение рифея коррелирует с явным преобладанием обратной полярности и очень низкой частотой инверсий в рифее.

Зависимость палеонапряженности от широты соответствует полю центрального осевого диполя, независимо от режима инверсий, тогда как у вариаций H_a совершенно разная зависимость от широты — в случае режима частых инверсий амплитуда вариаций палеонапряженности растет с ростом широты, а в случае спокойного поля — падает.

4. Смена двух трендов рифейского и фанерозойского всех характеристик геомагнитного поля приходится примерно на 600 млн. лет назад.

5. По данным вейвлет-анализа (выполнен Д.К. Галягиным и М.Ю. Решетняком), частоты инверсий, знака поля, палеонапряженности, вариаций направления и величины поля и их эволюции в неогее отмечены следующие факты:

а) Заметно различие общей структуры вейвлет-спектров всех рассмотренных геомагнитных параметров.

б) Из выделенных «периодов» подавляющее большинство (более 90%) представляет собой краткие «всплески», по продолжительности охватывающие одно-два полных колебания; только в четырех случаях отмечено от трех до пяти колебаний данного периода.

в) Колебания различных характеристик с близкими периодами обычно не синхронны; можно говорить о предпочтительных «периодах» независимо от времени их проявления: 40–45, 60–70, 80–100, 130–140, 160–180, 250–260, 300–320, 500–600 млн. лет; среднее соотношение соседних «периодов» — 1.45, что близко отношениям короткопериодных характеристик поля («соседние» вековые вариации, экскурсы), которые в среднем равны 1.5 ± 0.2 [Петрова, 1989; Петрова и др., 1992].

г) Нередко периоды колебаний плавно меняются во времени. Большей частью со временем «период» уменьшается, отражая общее ускорение процесса. Реже «период» растет, отражая замедление процесса.

д) Во всех временных рядах видна граница фанерозоя и рифея (рис. 1).

СОПОСТАВЛЕНИЕ ПРОЦЕССОВ У ЯДРА И У ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Неоднократно отмечались связи тектонических, магматических, климатических, палеогеографических, биостратиграфических событий и их ритмичности с поведением геомагнитного поля, в частности, с геомагнитными инверсиями за последние 160 млн. лет, ре-

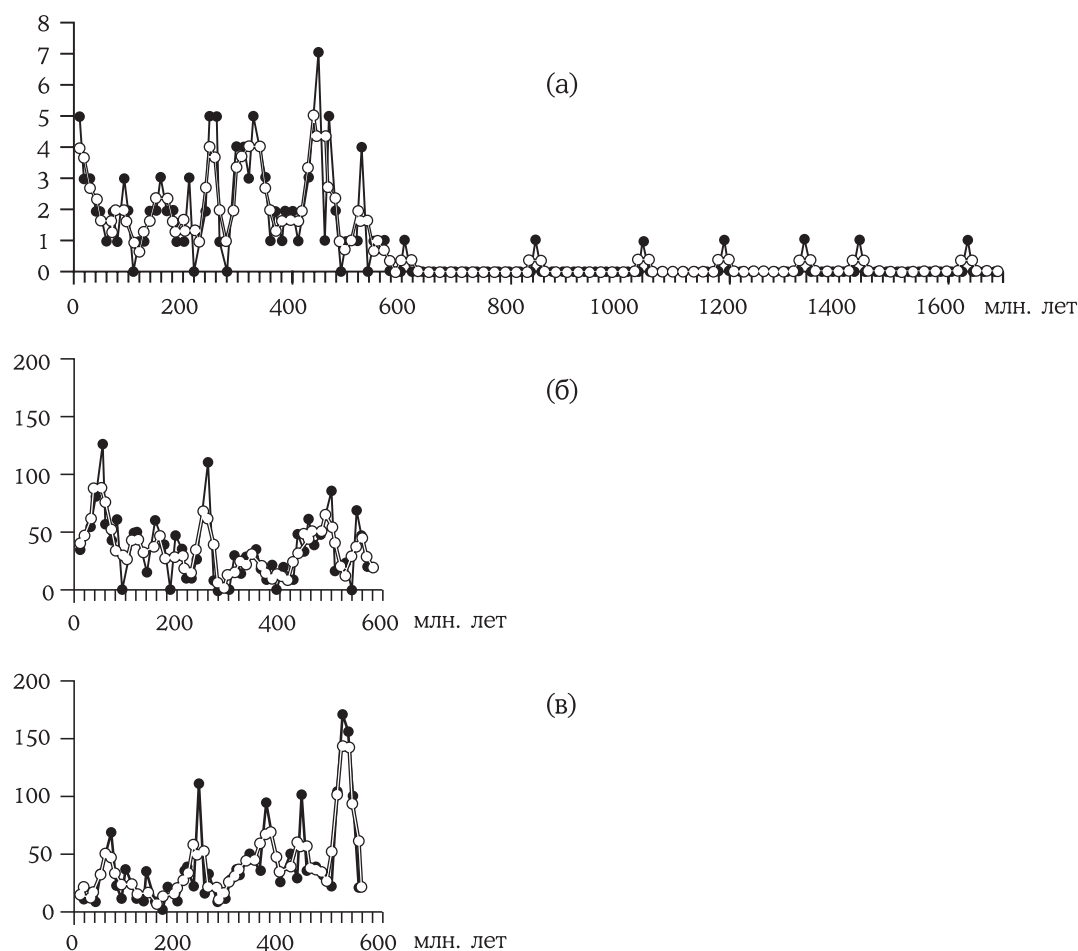


Рис. 2

Изменения в органическом мире:

а — изменения числа ярусов в хроностратиграфической шкале, *б* — изменения разнообразия семейств морских организмов; *в* — вымирание морских организмов за каждые 10 млн. лет. (по [Benton, 1995]) — черный кружок, осреднения 30 млн. лет (шаг 10 млн. лет) — белый кружок

же в течение фанерозоя. Эти сопоставления подтверждают известную концепцию о глубинном заложении источников тектонических движений и о единстве всего эндогенного процесса Земли. Одним из пионеров этой концепции был Ю.М. Шейнманн. В своих исследованиях мы остановились на информации, вбирающей в себя максимум геологических событий, наиболее доступной и имеющей меру: это развитие органического мира и движение континентальных плит.

Изменения в органическом мире и частота инверсий геомагнитного поля. Для сравнения поведения геомагнитного поля с изменениями органического мира используем: 1) изменения числа ярусов в хроностратиграфической шкале (рис. 2,а), 2) изменения разнообразия семейств морских организмов (рис. 2,б) и 3) вымирания семейств морских организмов (рис. 2,в) за каждые 10 млн. лет. Для пункта 1 использована международная хроностратиграфическая шкала 1990 года с некоторыми изменениями в положении границ в кембрии, венде и рифее; данные для пунктов 2 и 3 взяты из сводки [Benton, 1995] для фанерозоя (такой детальной информации для рифея нет), при этом использованы данные о морских организмах, как более полно охватывающие весь фанерозой.

Можно говорить о закономерностях по крайней мере трех порядков.

1) Закономерность первого порядка (весь неогей) — резкое различие в степени расчлененности хроностратиграфической и магнитостратиграфической шкал в рифее и венде-фанерозое (рис. 1 и 2), отражающее мощный подъем в развитии разнообразных форм жизни, начиная с венда-кембрия.

2) Закономерность второго порядка (геологические эры) — отставание начала геологических эр от минимумов частоты инверсий [Молостовский и др., 1976; Печерский, Диденко, 1995; Храмов и др., 1982], которое составляет 20–60 млн. лет и в среднем равно 3 510 млн. лет, что соответствует скорости передачи энергии от границы ядра и мантии к поверхности Земли 4–10 см/год; такая скорость согласуется с оценками средних скоростей дрейфа основных континентальных плит.

3) Закономерность третьего порядка (сравнима с геологическими периодами) — почти полное совпадение минимумов и максимумов, т.е. синхронность темпов изменения органического мира с частотой изменений полярности и вариаций палеонапряженности геомагнитного поля в фанерозое (рис. 1 и 2). Так, разница между максимумами (минимумами) частоты инверсий поля и ближайшими к ним максимумами (минимумами) числа ярусов, разнообразия и вымирания организмов соответственно равна 3.1 ± 9.6 ; 3.5 ± 6.3 и 1.4 ± 9.5 млн. лет. Кроме того, многие границы геологических периодов приходятся на узкие минимумы продолжительностью менее 10 млн. лет и небольшие перегибы частоты смен полярности и/или вариаций палеонапряженности. Некоторые различия картины в темпах изменения органического мира и частоты инверсий, вероятнее всего, связаны с неполнотой магнитостратиграфической информации и с неточностями датировок. Значит, ускорение или замедление процессов на границе ядра и мантии и изменения органического мира синхронны.

Однако корреляция между синхронными величинами каждой из характеристик изменений органического мира и геомагнитного поля отсутствует ($r < 0.1$), то есть непосредственного влияния длиннопериодных изменений геомагнитного поля на изменения органического мира нет или оно несущественно, лишь совпадают их цикличности.

Таким образом, на примере сопоставления темпов изменения органического мира и геомагнитного поля показано, что большинство процессов масштаба геологических периодов, происходящих как близ ядра, так и близ поверхности Земли, практически синхронны, но при этом их непосредственная связь отсутствует или, осторожнее говоря, явно второстепенна и не является причинно-следственной, а скорее является результатом действия общего для этих процессов механизма.

Скорость горизонтальных движений континентальных плит. Обычно скорость движения блока для разных интервалов времени определяется по палеотектоническим реконструкциям движения этого блока. И все же палеорекострукции относительного и тем более абсолютного положения блоков достаточно неоднозначны, в особенности для докембрия. Поэтому для упрощения задачи рассмотрены отдельно широтная (по палеомагнитному наклонению) и вращательная (по палеомагнитному склонению) компоненты скорости движения блока относительно некоторой точки, расположенной примерно в центре блока; это делается по траектории кажущегося движения полюса этого блока. Данные подобраны по Австралии (0–1700 млн. лет), Африке (0–550 млн. лет, 720 млн. лет), Европе (0–1700 млн. лет), Индии (0–600 млн. лет, 750–820 млн. лет, 1000 млн. лет), Северной Америке+Гренландии (0–1120 млн. лет, 1140–1300 млн. лет), Северному Китаю (0–580 млн. лет), Южному Китаю (0–450 млн. лет, 550–600 млн. лет), Сибири (0–640 млн. лет, 730 млн. лет, 840–1100 млн. лет). Для каждого десятиmillionнолетнего интервала определены палеоширота и палеосклонение центральных точек каждой плиты, для которых, в свою очередь, вычислены широтная компонента скорости движения плиты и угловая скорость изменения палеосклонения, т.е. вращения относительно выбранной точки плиты. Для устранения возможных погрешностей результаты осреднены, окно сглаживания 30 млн. лет. По этим данным подсчитаны глобальные средние скорости широтного движения плит $V_{\text{пш}}$ и вращения плит VD , стандартные отклонения этих средних $dV_{\text{пш}}$, dVD .

Поведение средних скоростей широтного движения плит $V_{\text{пш}}$ практически совпадает с поведением полной средней скорости, вычисленной по результатам реконструкций положений континентов в фанерозое, выполненных Юрди, Скоттизем и др., хотя число и набор континентов различны. Значит можно полагать, что $V_{\text{пш}}$ отражает достаточно полно поведение модуля скорости движения континентов как в фанерозое, так и в докембрии. Обнаружено, что происходит регулярная смена средних скоростей от минимальных 10–20 до максимальных 40–80 км/млн. лет. На этом фоне в венде-самых верхах рифея (650–530 млн. лет назад) выделяется интервал «нарушения цикличности $V_{\text{пш}}$ » и высокой $dV_{\text{пш}}$. По данным непосредственного измерения расстояний между соседними максимумами (минимумами) и результатам вейвлет-анализа (Д.К. Галягин и П.Г. Фрик) в циклич-

ности $V_{\text{пш}}$, $dV_{\text{пш}}$, VD и dVD выделяются «периоды»: 20–30, 40–50, 70–80, ~100 и ~130 млн. лет.

Сравнение скорости движения континентальных плит с частотой инверсий геомагнитного поля в неогее. Из сопоставления изломов на траекториях движения полюса плит с экстремумами частоты инверсий поля F получается, что 14 изломов траекторий движения палеомагнитных полюсов совпадают с минимумами F , 6 — с максимумами и 4 — отстают от $F_{\text{мин}}$ на 20–40 млн. лет, т.е. преобладает ситуация, когда резкие изменения в положении палеомагнитного полюса синхронны экстремумам частоты инверсий, как и в случае изменений в биоте, но есть примеры отставания, т.е. ситуация сложнее.

Такая двойственность видна и при сопоставлении максимумов (минимумов) $V_{\text{пш}}$, $dV_{\text{пш}}$, VD и dVD с ближайшими максимумами (минимумами) частоты инверсий поля F_m : разности $V_m - F_m$ и $dV_m - F_m$ образуют два уровня: либо близки к нулю (0 ± 20 млн. лет), либо отрицательные (преимущественно в интервале между -30 и -60 млн. лет), т.е. экстремумы скоростей и их разброс либо синхронны, либо отстают от экстремумов частоты инверсий на время, подобное отставанию начала геологических эр от минимумов частоты инверсий.

ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные данные можно трактовать так: действуют два рода механизмов — внешний, синхронный у ядра и на поверхности Земли, с которым связана близкая к нулю $V_m - F_m$, и внутренний, с которым связана $V_m - F_m = -40 \pm 20$ млн. лет. Отставание -40 ± 20 млн. лет соответствует скорости передачи энергии от ядра к поверхности Земли 5–10 см/год. Такая скорость не противоречит известным оценкам средних скоростей дрейфа основных плит.

Тип механизмов можно определить по корреляции между $V_{\text{пш}}$ и $V_m - F_m$. Корреляция между $V_{\text{пш}}$ и $V_m - F_m$ отсутствует ($r < 0.3$). Если отсутствие корреляции в интервале 0 ± 20 млн. лет подтверждает действие внешнего типа механизма, то отсутствие корреляции во втором интервале говорит о том, что взаимосвязь процессов в ядре и низах мантии (слой D'') и движений в литосфере идет не через конвекцию в мантии. Это можно объяснить тем, что процессы в слое D'' и конвекция в мантии независимы, о чем, например, говорит неподвижность горячих точек (выходов плюмов на земную поверхность) относительно движущихся плит. Нарушение корреляции можно объяснить существованием двухслойной конвекции, в нижней и верхней мантии, при которой тепло-массообмен между ними, по данным, например, К. Аллегре, составляет не более 10%.

Пределы изменений средних скоростей движения плит в случае обоих типов механизмов очень близки (соответственно 10–60 и 20–55 км/млн. лет) и заметно перекрывают возможную зависимость $V_{\text{пш}}$ от $V_m - F_m$. Следовательно, приведенные колебания средних $V_{\text{пш}}$ связаны с общими причинами, влияющими на действие и внешнего, и внутреннего типов механизмов. Скорость передачи энергии от ядра к поверхности Земли колеблется в сравнительно небольших пределах, что видно по диапазону времени отставания экстремумов скорости движения от экстремумов частоты инверсий поля на -40 ± 20 млн. лет и по перекрывающимся диапазонам изменений максимальных и минимальных значений средних скоростей широтных перемещений плит: соответственно 30–60 и 10–45 км/млн. лет для внешнего механизма, 40–55 и 20–40 км/млн. лет — для внутреннего механизма. Таким образом, независимо от механизмов генерации геомагнитного поля и движений литосферных плит, передача энергии от ядра к поверхности Земли и движение плит имеют близкие скорости, что очевидно определяется свойствами среды. Существуют интервалы времени, когда преобладает действие внешнего синхронного механизма ($V_m - F_m = 0 \pm 20$ млн. лет), и когда преобладает действие внутреннего механизма, для которого характерно время отставания -40 ± 20 млн. лет. В частности, упомянутый выше «аномальный» по $V_{\text{пш}}$ и $dV_{\text{пш}}$ вендский интервал попадает в наиболее длительный интервал преобладающего действия внешнего механизма.

Близость событий, происходящих у ядра и у поверхности Земли, может быть обеспечена, например, изменениями скорости и/или угла наклона оси вращения Земли, связанными, например, с такими процессами, как удары крупных астероидов, дрейф континентов, приливная эволюция системы Луна–Земля, эволюция Земли в составе Солнечной системы и в общей эволюции Галактики и т.п., что должно отразиться в истинном движении географического полюса. Такое движение по палеомагнитным данным, относящимся к разным периодам фанерозоя, достигало 30° и более как за счет смещения мантии от-

носителем ядра, так и поворота всей Земли, в частности, возможного и за счет дрейфа континентов. Режимы замедления — ускорения вращения Земли должны приводить к смене геомагнитной полярности, предпочтению одной из полярностей. В свою очередь, интервалы максимальных градиентов средних скоростей дрейфа континентов, экстремумы суммарной амплитуды палеовариаций направления и максимумы преобладания обратной полярности поля очень близки эпохам прохождения Солнечной системы через плоскость нашей Галактики. Главный период всех таких колебаний близок 30 млн. лет и с ним практически совпадает главный период вымирания фауны, понижений уровня океана, крупных извержений базальтов, горообразования, резких спадов скорости спрединга, эпизодов усиления восстановительных режимов; в то же время, это один из периодов колебаний основных параметров геомагнитного поля в неогее. Ю.И. Кац и А.И. Березняков в 70-х годах, анализируя био- и литостратиграфические материалы на границах смен геомагнитной полярности, пришли к выводу, что режимы замедления — ускорения вращения Земли должны приводить к смене геомагнитной полярности и предпочтению одной из полярностей. В более крупном масштабе неравномерное приливное замедление вращения Земли коррелирует с крупными интервалами одной геомагнитной полярности. Неоднократно отмечалась цикличность в поведении геомагнитного поля, близкая галактическому году, наиболее ярко выраженная в цикличности длительных интервалов устойчивой полярности геомагнитного поля и вариаций палеонапряженности.

С другой стороны, существует отставание ряда процессов на поверхности Земли (начала геологических эр, изменения средних скоростей движения континентальных плит и др.) от процессов на границе ядра и мантии, которое проще всего представить как результат передачи энергии от границы ядра и мантии (слой D'') к поверхности Земли (плюмы, конвекция в мантии и т.п.). Величина отставания соответствует скорости передачи энергии от ядра к поверхности Земли 5–10 см/год, что согласуется со скоростями дрейфа основных плит. Отсутствие количественной связи (или очень слабая корреляция) говорит о том, что взаимосвязь процессов в ядре и низах мантии (слой D'') и движений в литосфере идет не через конвекцию в мантии. Это можно объяснить существованием двухслойной конвекции, в нижней и верхней мантии при очень ограниченном тепло-массообмене между ними (не более 10 %) и/или тем, что процессы в слое D'' и мантии независимы.

Можно объединить действия двух типов механизмов следующим образом: внешний механизм вызывает процессы (активность, нестабильность и т.п. и, наоборот, стабильность, затухание процессов и т.п.) в слое D'' , которые в свою очередь стимулируют тепло-массообмен в мантии, т.е. действие внутреннего механизма. Перемещение масс в мантии (конвекция, плюмы, субдукция), с которыми связан дрейф литосферных плит, ведут к изменению момента инерции планеты, т.е. к действию «внешнего» синхронного механизма. И так далее. В пользу такой взаимосвязи говорят очень близкие пределы изменений средних скоростей движения плит в случае действия обоих типов механизмов, соответственно, 10–60 и 20–55 км/млн. лет.

Д. М. Печерский

ПЕТРОМАГНЕТИЗМ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Одна из главных прикладных задач петромагнитологии — изучение происхождения, последующих преобразований и закономерностей распределения магнитных минералов в земной коре. Решить эту проблему помогает сочетание магнитной съемки как метода оценки пространственного распределения магнитных масс в литосфере Земли и их эффективной намагниченности с магнитоминералогическим и магнитопетрологическим изучением горных пород, с экспериментами, воспроизводящими T - P - fO_2 условия образования горных пород и присутствующих в них магнитных минералов.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ — ИСТОЧНИК ИНФОРМАЦИИ О МАГНЕТИЗМЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Распределение магнитных масс в литосфере имеет большую неоднородность как по латерали, так и по вертикали. Морфология аномалий независимо от их принадлежности к локальным или региональным определяется двумя типами — линейным и изометричным и несет прежде всего тектоническую нагрузку [*Петромагнитная модель земной коры*, 1994]. Можно привести пару примеров.

1. Корреляция интенсивности локальных магнитных аномалий с тектонической приуроченностью магматических тел на территории Северной Евразии [*Петромагнитная модель земной коры*, 1994]. В зонах развития рифтового, островодужного и внутриплитного магматизма практически независимо от возраста пород явно преобладают вулканы и интрузивы с высокой эффективной намагниченностью, вычисленной по аномальному полю, даже у кислых пород свыше 60 % имеют намагниченность более 0.3 А/м. Среди же магматических пород, образование которых относится к зонам коллизии и складчатости значительна доля слабомагнитных и практически немагнитных пород даже основного состава (свыше 70 % имеют намагниченность менее 0.15 А/м).

2. Связь линейных магнитных аномалий океанов с базальтовым магматизмом, процессом спрединга и инверсиями геомагнитного поля. На базе знаменитой гипотезы Вайна и Мэтьюза [Vine, Matthews, 1963] и обобщения петромагнитных данных о породах, образующих литосферу под современными и исчезнувшими океанами, построена петромагнитная модель океанской литосферы [*Петромагнитная модель земной коры*, 1994; Печерский, Диденко, 1995]. В основе модели лежит первично-магматическое формирование океанской коры, состоящей из верхнего магнитного слоя базальтов (2А — лавы и 2В — система параллельных даек, являющихся подводными каналами лав) и габбро (3А), немагнитного слоя (3В) кумулятивных габбро и пироксенитов, немагнитной верхней мантии. «Добавляется» вторично-магнитный слой серпентинизированных перидотитов верхов мантии, показано, что распределение в них магнитной полярности скорее хаотично [Нгуен, Печерский, 1989].

Пояса региональных магнитных аномалий преимущественно располагаются в шовных зонах, в зонах тектономагматической активизации; обогащение магнитными минералами относится к этапам растяжения (фемические блоки), обеднение — к этапам сжатия (сиалические блоки). Региональные магнитные аномалии, в первую очередь, связываются с областями ранней консолидации, сложенными наиболее древними комплексами основных гранулитов, реже с другими метаморфическими породами, как метагаббро, серпентинизированные перидотиты. Благодаря равновесному состоянию многодоменных зерен магнетита, преобладающему в глубинных частях континентальной земной коры, намагниченность глубинных пород определяется, главным образом, индуктивной компонентой независимо от P - T -условий [Завойский, Марковский, 1978]. Возможен определенный вклад одно- и псевдооднодоменных магнитных зерен и, соответственно, связи части магнитных аномалий с остаточной намагниченностью. Однако невероятна однородность направле-

ний древней естественной остаточной намагниченности (в случае $Q_n > 1$) при мощности магнитоактивных тел 10–20 км и латерального размера порядка 100 км, медленного и неравномерного их остывания, сложного длительного метаморфизма, а соответственно, не-реален заметный вклад NRM в региональные магнитные аномалии даже в случае $Q_n > 1$. С другой стороны, условия в низах континентальной коры благоприятны для образования современной высокотемпературной вязкой остаточной намагниченности.

Ряд исследователей по данным аэромагнитной и спутниковой съемки, приняв достаточно простые модели, где учитывались вариации мощности слоя по сейсмическим данным (10–20 км) и вариации его намагниченности, определили среднюю намагниченность нижней коры. Все оценки находятся в пределах 2–5 А/м, что не противоречит данным непосредственных измерений намагниченности глубинных пород (см. ниже).

Всеми исследователями отмечается существенная роль гранитизации, ведущей чаще всего к уменьшению намагниченности пород.

Во всех регионах, и где есть региональные магнитные аномалии, и где они отсутствуют, породы, относящиеся к верхней мантии, практически немагнитные.

Таким образом, приведенные данные прямого сопоставления региональных магнитных аномалий с геологической ситуацией и намагниченностью глубинных пород позволяют утверждать, что их источники находятся в пределах земной коры. Можно согласиться с выводом о главном источнике региональных магнитных аномалий — метаморфических породах, в первую очередь гранулитах. Сказанное не объясняет причин скопления магнитных минералов в земной коре.

ОБОБЩЕНИЕ ДАННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Для образования магнитных минералов в среде кристаллизации необходимо в первую очередь железо, входящее в состав наиболее распространенных на Земле магнитных минералов — титаномагнетитов, а также гемоильменитов и пирротина. Из статистики следует, что для образования магнитных минералов необходимо присутствие в породе более 1 % железа [Печерский и др., 1975]. Это условие необходимое, но недостаточное. Известны многочисленные примеры, когда при близком содержании железа в породах, концентрация в них магнитных минералов колеблется от <0.01 % до >5 %.

Появление и свойства магнитных минералов определяются общим давлением P , температурой T , летучестью кислорода fO_2 , водородным показателем pH и др. По данным экспериментов с базальтовыми системами нормальной железистости [Лыков, Печерский, 1976; 1977], титаномагнетиты появляются при $T < 1100$ °C и $P < 13$ кбар, с ростом давления ($T < 1200$ °C и $P < 20$ кбар) кристаллизация титаномагнетита сменяется выделением слабомагнитной Mg-Al-Cr-феррошпинели, дальнейшее повышение давления ведет к исчезновению феррошпинелей и появлению граната. Повышение содержания щелочных элементов, железа и титана в составе базальтов ведет к более ранней кристаллизации рудных фаз, повышению содержания титана в титаномагнетитах и содержания магния и алюминия в Mg-Al-феррошпинелях [Петромагнитная модель земной коры, 1994; Печерский и др., 1975].

Внутри P - T - fO_2 области кристаллизации магнитных минералов их состав определяется, главным образом, температурой и окислительными условиями в среде. Выделяются четыре термодинамические зоны условий образования магнитных минералов [Печерский и др., 1975; Печерский, 1985; Печерский, Диденко, 1995]:

«гематитовая» — высоко окислительные условия на поверхности Земли, где образуются минералы, содержащие только Fe^{3+} (гематит, маггемит, гидроокислы железа, Fe^{3+} -силикаты);

«магнетитовая» — слабоокислительные условия, где образуются минералы, содержащие Fe^{2+} и Fe^{3+} (титаномагнетиты и другие феррошпинели, гемоильмениты);

«силикатная» — относительно восстановительные условия, где практически отсутствует Fe^{3+} , соответственно образуются ильменит, ульвошпинель и другие Fe^{2+} феррошпинели, пирротин, пирит, Fe^{2+} -силикаты;

«Fe-металлическая» — высоковосстановительные условия, помимо минералов «силикатной» зоны, появляется металлическое железо. В литосфере Земли — это экзотические случаи; «металлическая» зона находится в основании мантии и в ядре Земли, она типична для лунных пород и метеоритов. Границы между перечисленными зонами примерно соответствуют буферам гематит–магнетит (НМ), кварц–магнетит–фаялит (QMF), железо–фаялит (IF).

Формально схема появления и скопления магнитных минералов проста: из любого вещества, содержащего железо и титан, с ростом fO_2 и падением температуры должны образоваться магнитные титаномагнетиты, и, наоборот — с падением fO_2 и ростом температуры магнитные титаномагнетиты должны преобразоваться в немагнитные минералы, близкие ульвошпинели и ильмениту, и далее вплоть до выделения металлического железа. Эта простая схема усложняется с появлением кремния, когда значительную роль начинает играть прочность связей (более прочная ковалентная у силикатов по сравнению с ионной у Fe-Ti окислов) и зависящая от них растворимость. Огромное, если не первостепенное, значение приобретает перенос вещества на большие расстояния, в частности железа, что возможно только через флюид или расплав. Коэффициент разделения железа максимален при переходе из твердой фазы во флюид и из флюида в расплав и более чем в 10 раз меньше в обратном направлении [Кадик и др., 1990]. Следовательно, главное обогащение железом происходит в расплаве и главный перенос — перенос расплавом и, в меньшей мере, — флюидом. Образование феррошпинелей из флюида резко ограничено pH последнего. Железо легко переходит во флюид с низкой pH , который его и переносит. Только обогащенные железом флюиды являются потенциальными источниками повышенной кристаллизации магнитных минералов. Для этого достаточно попасть такому флюиду в условия с $pH > 7$ [Кадик и др., 1990 и др.].

Из опытов «немагматического» переноса железа [Гантимуров, 1982; Зарайский и др., 1986] можно сделать следующие выводы:

1) При высокой температуре как в «сухих» условиях, так и при участии водяного пара новообразование магнитных минералов из породообразующих силикатов не происходит. Магнитные минералы образуются при перекристаллизации *in situ* других Fe-Ti-рудных минералов в соответствии с новыми T - fO_2 условиями, либо при сильном привносе железа флюидом, либо, наконец, из расплава.

2) Разрушение магнетита и титаномагнетита происходит двумя путями: а) диффузионный вынос железа за пределы зерен; б) разъедание зерен флюидом. Ни в одном варианте опытов суммарная концентрация магнитных минералов в образце не возрастала.

3) Процесс разъедания и уничтожения титаномагнетита и магнетита в больших пределах не зависит от летучести кислорода.

4) При разрушении титаномагнетита и магнетита основная масса железа практически остается в пределах зерен, образуя мелкодисперсные немагнитные соединения. С другой стороны, связанное в силикатах исходных образцов железо малоподвижно и не поддается воздействию такого флюида, как водяной пар.

5) Высокое давление ускоряет процесс разрушения титаномагнетита и магнетита.

Приведенные выше опыты при высоких температурах и в «сухих» условиях в определенной мере моделируют условия гранулитового метаморфизма, следовательно, следует ожидать, что при гранулитовом метаморфизме не будет происходить существенного выделения железа из силикатов и новообразования магнитных минералов.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МАГНЕТИЗМА БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

В большинстве изученных разрезов архейских пород, относимых к низам континентальной коры, присутствуют бывшие осадочные породы, т.е. значительные части толщ, образующих ныне нижнюю континентальную кору, формировались, очевидно, на поверхности Земли. Более того, спрединговые структуры растяжения составляют основу образования базальтовой коры первичного океана [Зоненшайн и др. 1990]. По многочисленным данным, главной закономерностью в формировании океанской коры является процесс магматической дифференциации базальтовой магмы, образующейся и накапливающейся под центрами спрединга. В результате дифференциации магмы происходит главное деление пород на первично-немагнитные ранние кумуляты и первично-магнитные продукты кристаллизационной дифференциации остаточного расплава. Степень дифференцированности последнего определяет количество в нем железа и, соответственно, кристаллизующегося титаномагнетита — главного носителя магнетизма земной коры [Богатилов и др., 1971; Геншафт и др., 1985; Ермаков, Печерский, 1989; Золотарев и др., 1988; Кашинцев, Печерский, 1983; Лыков и др., 1992; Петромагнитная модель земной коры, 1994; Печерский, Диденко, 1995], что видно как по петрохимическим признакам, так и по величине намагниченности пород. Детальные исследования расслоенных интрузий показывают, что даже в относительно малоглубинных очагах базальтовая магма сохраняет низкие значения лету-

чести кислорода, на 1–2 порядка ниже буфера QMF [Кадик и др., 1990]. В этих условиях кристаллизация магмы приводит к образованию практически немагнитных кумулятов.. Процесс идет в условиях близкой к закрытой для кислорода системы, что приводит к увеличению железистости расплава и росту концентрации магнитных минералов в поздних кумулятах и особенно в остаточных расплавах.

Ведущая роль кристаллизационной дифференциации мантийных магм на разных уровнях глубинности формирования промежуточных магматических очагов характерна и для островодужных структур [Кадик и др., 1990].

Отмечается поразительное постоянство отношений $TiO_2/(FeO+Fe_2O_3)$ в породах и титаномагнетитах, образующих два уровня: 1) рифтовые базальты, как океанские, так и континентальные (в породе 0.2–0.1, в титаномагнетите 0.28–0.31), 2) магнитные габбро, как океанские, так и континентальные, рифтовые и островодужные (в породе 0.02–0.06, в титаномагнетите 0.06–0.12). Первый уровень соответствует узким пределам изменений окислительных условий в равновесной базальтовой магме рифтовых зон. Эти условия отвечают уровню термодинамического равновесия базальтовой магмы на глубине первичных очагов — 50–60 км; второй уровень соответствует условиям островодужного магматизма и высокотемпературной переработки пород земной коры в однообразных высокоокислительных условиях, на глубине 5–25 км [Печерский и др., 1975; Петромагнитная модель земной коры, 1994].

Связь дифференцированности расплава и летучести кислорода может приводить к появлению первично-немагнитных даек и лав. Так, в разрезе параллельных даек Шулдака [Печерский и др., 1983; Печерский, Диденко, 1995], развитые в миницентрах спрединга более ранние дайки оказываются чаще слабомагнитными и практически немагнитными, тогда как у наиболее поздних даек восприимчивость достигает 5×10^{-2} ед. СИ и более. В офиолитах Алайского хребта [Печерский, Тихонов, 1988а; б; Печерский, Диденко, 1995] четко выделяются два этапа: а) формирование первично-немагнитных даек параллельного комплекса и пиллоу-лав; б) формирование более позднего комплекса рассеянных высокомагнитных даек и пиллоу-лав. Встречаются мощные дайки, центральные части которых немагнитные, а края — магнитные, по петрохимической характеристике центральные части подобны дайкам первого этапа, краевые — дайкам второго этапа.

В архейских комплексах такая дифференциация должна быть сдвинута в сторону немагнитных пород в силу более восстановительных условий в магмах и, соответственно, кристаллизации в изверженных породах главным образом ильменита. Таким образом, содержание магнитных минералов контролируется, в основном, первично-магматическим трендом. Деление на магнитные и немагнитные магматические породы относится не только к основным, но и кислым разностям и в большой мере определяется тектоническим фактором: области растяжения характеризуются преобладанием магнитных пород, сжатия — немагнитных [Петромагнитная модель земной коры, 1994, 1994; Печерский, 2000].

Рассмотрим влияние вторичных изменений на магнетизм близповерхностных магматических образований.

Как известно, основные носители магнетизма магматических пород — титаномагнетиты — неустойчивы в условиях поверхности Земли и еще на стадии остывания изверженных пород титаномагнетиты в них распадаются. Первичный титаномагнетит сохраняется только в быстро остывающих лавах. Даже при относительно низких температурах поверхности Земли идет медленное гетерофазное окисление титаномагнетитов и примерно к возрасту 200 млн. лет первичный титаномагнетит практически полностью окисляется. На этой стадии сохраняется концентрационная закономерность — магнитные магматические породы остаются магнитными, немагнитные — немагнитными.

Оценка роли таких вторичных изменений горных пород как серпентинизация, амфиболизация, хлоритизация, подплавление и т.п., не столь однозначна. Так, по одним данным амфиболизация ведет к обогащению пород магнетитом, по другим — к обеднению. Наглядным примером последнего являются породы, вскрытые Кольской сверхглубокой скважиной [Кольская..., 1984; Бродская и др., 1992]: в интервале глубин 6–12 км архейские породы амфиболитовой фации метаморфизма немагнитные. На примере Исландии и Малого Кавказа [Геншафт и др., 1985; Лыков и др., 1992; Петромагнитная модель земной коры, 1994:] показано, что намагниченность пород практически не зависит от содержания в них амфибола и заметно падает с ростом содержания в породах хлорита.

Установлено, что масштабы развития подобных вторичных процессов среди пород магматического тренда дифференциации намного выше, чем среди кумулятов.

Зачастую в измененных породах магнитные минералы являются вторичными, образованными в результате твердофазных реакций. Так, в измененных породах рудные зерна корродированы, пропитаны силикатами; округлые, сглаженные, амебовидные формы свидетельствуют об образовании в ходе твердофазных реакций. Состав их не идентичен составу первично-магматического титаномagnetита [Геншафт и др., 1985; Ермаков, Печерский, 1989; Золотарев и др., 1988; Лыков и др., 1993]. Признаки вторичной переработки первичных титаномagnetитов зафиксированы во многих объектах, в частности, в габбро Исландии, Кавказа, Курильских островов, Южных Мугоджар, Алайского хребта [Ермаков, Печерский, 1989; Золотарев и др., 1988; Лыков и др., 1993; Печерский, Тихонов, 1988; Печерский, Диденко, 1995; Печерский и др., 1983]. Например, близ контакта с телом габбро (Южные Мугоджары) наблюдается метасоматическая переработка диабазов даек параллельного комплекса, выражающаяся в интенсивной амфиболизации последних, которая сопровождается разведением и разложением силикатами зерен высокотитанового титаномagnetита в диабазах и новообразованием зерен вторичного низкотитанового титаномagnetита ($X_{\text{ср}} < 0.3$) свежего облика [Печерский и др., 1987; Печерский, Диденко, 1995]. В габброидах ксенолитов из молодых лав Курильских островов обогащение вторичным низкотитановым титаномagnetитом сопровождает процесс амфиболизации и существенного обогащения пород железом [Ермаков, Печерский, 1989], при этом сохраняются первично-магматические закономерности в петрохимических характеристиках и величине намагниченности. Температуры, определенные по титаномagnetит-ильменитовым сросткам в амфиболизированных породах варьируют от 450 до 1 100 °С [Геншафт и др., 1985; Ермаков, Печерский, 1989; Лыков и др., 1993; Печерский, Тихонов, 1988; Печерский и др., 1983]. О твердофазной кристаллизации магнитных минералов в большинстве перечисленных примеров свидетельствует повышенная магнитная анизотропия пластового типа.

Таким образом, приходим к выводу, что кристаллизующиеся в результате вторичных процессов магнитные минералы, как правило, замещают уже существующие в породах рудные минералы. При этом первично-магнитные и первично-немагнитные породы остаются таковыми и после вторичных преобразований. Если процесс преобразования пород при их погружении не сопровождается новообразованием магнитных минералов за счет немагнитных, то можно утверждать, что обнаруженные закономерности сохраняются и в низах континентальной коры.

МАГНИТОПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О НИЖНЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЕ

Магнитопетрологическая информация о глубинных частях континентальной коры и верхней мантии основывается на двух объектах: 1) массивы докембрийских пород, подвергшихся гранулитовому метаморфизму по петрологическим и другим оценкам в условиях низов континентальной коры и впоследствии пластины которых «выжаты» на поверхность Земли; 2) ксенолиты глубинных пород, вынесенные на поверхность Земли базальтовыми магмами. Каждый из объектов имеет свои положительные и отрицательные стороны: в первом объекте есть возможность изучать разрез литосферы непосредственно, но эти породы подверглись существенным наложенным изменениям при подъеме. Породы второго объекта «избавлены» от вторичных изменений стадии подъема и дальнейшего существования пород, но это случайный набор материала, доставленный из приочаговой зоны со своими специфическими локальными процессами кристаллизации и перекристаллизации.

Информация о глубинных частях континентальной коры получена нами на породах ряда регионов и изложена в соответствующих работах: 1. Изучение архейско-протерозойских метаморфических толщ: а) Алданский щит [Баженова и др., 1998, 2000], б) Анабарский щит, в) Воронежский кристаллический массив [Геншафт и др., 1997].

2. Изучение ксенолитов: а) Монголия [Лыков и др., 1981; Лыков, Печерский, 1984], б) Малый Кавказ [Геншафт и др., 1985; Лыков, Печерский, 1984], в) Курильские острова [Ермаков, Печерский, 1989], г) Якутия [Геншафт и др., 1995; Петромагнитная модель земной коры, 1994].

МАГНИТОПЕТРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОБЩЕНИЕ

1. По многим данным, разрезы докембрийских массивов, относимые ныне к нижней части континентальной коры, представляли собой в архее и протерозое вулканические, вулканогенно-осадочные толщи и близповерхностные интрузивные образования, близкие к режиму формирования океанской коры. При формировании земной коры в архее преобладали относительно восстановительные условия, близкие «силикатной» зоне, когда из

магмы кристаллизовались преимущественно минералы, содержащие Fe^{2+} , из рудных резко преобладают ильмениты и реже встречаются высокотитановые титаномagnetиты. При погружении архейских толщ и их глубинном метаморфизме в условиях «силикатной» зоны первично-магматические ильмениты и титаномagnetиты сохранялись, по крайней мере, частично, в условиях же «магнетитовой» зоны они гетерофазно окислялись с выделением магнетита.

2. Главные закономерности в распределении магнитных минералов в архейской земной коре: 1) «Литологическая» — осадочные породы практически всегда немагнитны; магматические — и магнитные, и немагнитные в зависимости от тектонической обстановки и процессов дифференциации; породы мантии — немагнитные. 2) «Тектоническая» — магматические магнитные породы относятся к зонам растяжения (спрединг, островные дуги, горячие точки), а магматические немагнитные — к зонам сжатия (коллизийный, складчатый магматизм). 3) «Магматическая» — «внутри» зон растяжения идет процесс магматической кристаллизационной дифференциации, который приводит к образованию двух групп пород — первая — это практически немагнитные и слабomagнитные кумуляты, вторая — продукты дифференциации — магнитные. Магнитные породы — это, как правило, исходно магматические породы, главным образом, основного состава, реже среднего и кислого. Крайне редки скопления магнитных минералов иного происхождения.

3. По данным термомагнитного анализа, точки Кюри (T_c) глубинных пород обычно близки T_c магнетита, встречаются более низкие $T_c=325\text{--}350^\circ\text{C}$, связанные с вкрапленностью пирротина, гораздо реже — $T_c=100\text{--}150^\circ\text{C}$. Известен один пример ксенолитов гранулитов из кимберлитов Африки, содержащих до 0.1 % металлического железа, продукта восстановительного распада ильменита [Toft, Haggerty, 1988].

По всем данным в глубинных породах широко распространены следующие рудные минералы: 1) Ильмениты, наиболее распространенный рудный минерал в архейских комплексах; обособленные зерна, часто очень крупные; 2) Титаномagnetит, встречается повсеместно в ксенолитах, реже в архейских комплексах; крупные зерна, изредка встречаются гомогенные, но чаще распавшиеся (гетерофазное окисление); средний состав их широко варьирует, обычное содержание $\text{TiO}_2 \leq 10$ мас.%; MgO и Al_2O_3 — до 5 мас.% и более; продукты распада зерен титаномagnetита близки по составу магнетиту и ильмениту, о чем говорят и близкие магнетиту точки Кюри. Форма зерен, их взаимоотношения с соседними силикатами говорят, что, как правило, это продукты твердофазных реакций. Нередко высокотитановый титаномagnetит появляется в ксенолитах как продукт подплавления пород; 3) Крупнозернистый магнетит; обособленные зерна нередко крупные, часто находятся в сростках с ильменитом, нередко они развиваются по зернам силикатов, в свою очередь наблюдается разъедание зерен титаномagnetита и магнетита силикатами. Есть примеры как тот и другой процессы сопровождают амфиболизацию; 4) Мелкозернистый магнетит и ильменит встречается в виде оторочек и кайм вокруг силикатов — продуктов высокотемпературного изменения силикатов; в виде очень мелких включений магнетита в пироксенах и других силикатах, по трещинкам и т.п.; 5) Пирротин часто встречается в виде рассеянной вкрапленности мелких зерен в метаморфических породах. По разным данным пирротин образовался в условиях зеленокаменного метаморфизма, по магнитному термометру Шолпо–Лузяниной температура кристаллизации моноклинного пирротина не превышала 300°C ; 6) Mg-Al-Cr -феррошпинели типичны для мантийных гипербазитов и в меньшей мере — для пород низов коры. Концентрации их невелики, большинство их парамагнитные либо имеют низкие точки Кюри.

Из сказанного следует, что основной объем магнитных минералов (прежде всего магнетит) образован в результате переработки, перекристаллизации, гетерофазных изменений первично-магматических ильменитов и титаномagnetитов.

О немагматическом происхождении магнитных минералов свидетельствует высокая магнитная анизотропия глубинных пород, что возможно только при кристаллизации и/или перекристаллизации магнитных минералов в условиях направленного давления (стресса), т.е. не в жидкости, и типично для областей складчатости, высоких стрессов, зон коллизии и т.п.. Имеет место удивительное однообразие условий формирования и распределения магнитных и немагнитных пород от архея до позднего кайнозоя, что можно рассматривать как свидетельство однотипности магматических процессов на протяжении геологической истории Земли.

Все разнообразие условий образования горных пород, составляющих земную кору,

описывается сочетанием четырех петромагнитных типов [Петромагнитная модель земной коры, 1994]:

УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЙ ТИП представлен практически первично-немагнитными кумулятивными габбро, породами расслоенного комплекса, образованными в относительно восстановительных условиях (буфер QMF и ниже) «силикатной» зоны, система близка закрытой; характерен ильменит (гемоильменит) и редкие зерна высокотитанового титаномагнетита ($X=0.6-0.7$). Образует слой 3В океанской коры, кору «сухих» рифтов, осадочных бассейнов, зеленокаменные пояса.

ФЕМИЧЕСКИЙ ТИП представлен обычно первично-магнитными и высокомагнитными продуктами кристаллизации базальтовой магмы и ее дифференциатами, базальтами, габбро, феррогаббро, и т.п.; реже средние и кислые породы; результат магматизма структур растяжения, океанских и континентальных рифтов, горячих точек, относительно низкоокислительный режим, близкий буферу NNO «магнетитовой» зоны и типичный для базальтовой магмы, система близка закрытой; обычно присутствуют первичные высокотитановые титаномагнетиты ($X=0.6-0.7$), гемоильмениты, близкие по составу ильмениту.

СИАЛЬМАФИЧЕСКИЙ ТИП представлен первично-магнитными, реже слабомагнитными продуктами дифференциации магмы известково-щелочного типа, от основных до кислых — результат переплавления субдуцированной коры, ее подъема в условиях сменяющихся режимов сжатия и растяжения; окислительный режим широко варьирует от буфера NNO до МН «магнетитовой» зоны; система открытая; характерно присутствие титаномагнетитов разного состава (от $X>0.6$ до $X<0.15$), гемоильменитов.

СИАЛИЧЕСКИЙ ТИП представлен первично-немагнитными — слабомагнитными гранитоидами, реже другими породами — продуктами плавления коры в зонах коллизии, сжатия, складчатости, условия относительно восстановительные, типичные для «силикатной» зоны, близкие буферу QMF, система близка открытой, из первичных рудных встречается ильменит.

4. Основная масса пород сохраняет первичное деление на магнитные и немагнитные, несмотря на глубинный метаморфизм. Например, превращенные в гранулиты осадочные породы остаются в подавляющем большинстве практически немагнитными и слабомагнитными, хотя содержания железа в них вполне достаточно для образования заметных концентраций магнетита. Сохраняется в большинстве своем деление магматических пород на магнитные дифференциаты и немагнитные кумуляты, несмотря на то, что и те и другие превращены в гранулиты. Есть, наверное, определенный вклад метаморфизма в намагниченность пород, но он невелик по сравнению с первично-магматическим вкладом. При остывании нижней коры условия становятся более окислительными, в результате чего происходил распад и перекристаллизация Fe-Ti окислов с образованием близких магнетиту феррошпинелей и, следовательно, обогащение гранулитов магнетитом. Этим можно объяснить преобладание в гранулитах относительно низкотемпературного магнетита.

Многие исследователи пишут о росте намагниченности от амфиболитовой к гранулитовой фации в архейских породах, что неверно. В архейских комплексах чаще встречается процесс наложения регрессивного амфиболитового и более низкого зеленокаменного метаморфизма на гранулиты, что ведет, в общем, к спаду намагниченности от гранулитов к амфиболитам и еще более заметный — к зеленокаменному метаморфизму.

Гранулиты — процесс «сухой» и близкий к изохимическому, когда железо, находящееся в силикатах, малоподвижно и, следовательно, не происходит новообразование магнетита в заметных количествах, идет, главным образом, перекристаллизация первичных рудных Fe-Ti минералов. В пользу «изохимичности» свидетельствуют петрохимические данные о сохранении первично-магматических трендов. Таким образом, магнетизм гранулитов, в некотором роде, память о магнетизме первичных пород. Часть магнитных минералов гранулитов являются вторичными продуктами разрушения таких немагнитных рудных минералов как ильмениты. Как показывают данные опытов, наличие флюида — условие необходимое для образования обособленных зерен магнетита, но недостаточное — флюид должен быть обогащен железом. Во многих работах подчеркивается нарастание с глубиной количества восстановленных газов H, CO, CH и др. Соответственно, растет кислотность (падает pH) таких флюидов и они являются хорошими растворителями и переносчиками железа. Это один из наиболее возможных путей образования обогащенных железом флюидов. Такой флюид разрушает Fe-Ti окислы, как менее устойчивые, чем породообразующие железосодержащие силикаты, следовательно, действие такого флюида приведет в первую очередь к уничтожению магнитных и других рудных минералов. Это, оче-

видно, и отмечают исследователи, наблюдая падение намагниченности пород при переходе от гранулитов к амфиболитам. По мере подъема флюида он окисляется, благодаря повышению активности кислорода при снижении температуры и росту общего содержания свободного кислорода. Соответственно, растет pH флюида. В результате создаются условия, благоприятные для осаждения железа в форме магнетита и близких ему феррошпинелей.

Специфика ксенолитов — вынос их из приочаговых зон, где мантия была разогрета от 700 °С до 1 200 °С, где накапливается большое количество флюида, происходит подплавление пород с образованием высокотитановых титаномagnetитов. Переработка в приочаговой зоне видна на примере пироксенитов. Непереработанные пироксениты, как и мантийные перидотиты, не содержат магнитных минералов. Обогащение магнитными минералами глубинных пород в приочаговых зонах локально, о чем говорит, например, отсутствие региональных магнитных аномалий вдоль Курильских островов, в районах развития вулканизма Малого Кавказа и Монголии, где среди ксенолитов глубинных пород достаточно много магнитных.

Современные региональные магнитные аномалии отражают современное состояние континентальной коры — скопления магнетита в ее низах, в архее же кора была преимущественно немагнитной и относительно небольшой мощности, так что вероятнее всего в архее не было магнитных аномалий, и если в коре появлялись магнитные минералы, то возможны были только локальные аномалии небольших поперечных размеров.

А. Н. Диденко

СТРУКТУРА МАГНИТОАКТИВНОГО СЛОЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ И ЕЕ ИНВЕРСИОННО-СПРЕДИНГОВАЯ МОДЕЛЬ НА ПРИМЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АТЛАНТИКИ

В лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма литосферы изучение магматических пород современной океанической коры началось в середине 70-х годов прошедшего века. Проблемами петромагнетизма океанической коры занимался ряд сотрудников: В.И. Багин, К.С. Бураков, А.В. Лыков, Е.А. Назарова, Д.М. Печерский, Л.В. Тихонов, З.В. Шаронова и автор настоящей статьи. Научным руководителем и идейным вдохновителем этих работ был Д.М. Печерский. За годы работы сотрудники лаборатории участвовали более чем в 10-ти морских экспедициях, в том числе и по программе глубоководного бурения на судне "Joides Resolution", в общей сложности опубликованы более сотни статей, разделы в нескольких монографиях, десятки экспедиционных отчетов. Начиная с 90-х годов прошедшего столетия, по объективным обстоятельствам активность исследований по изучению петромагнетизма пород океанической литосферы в лаборатории резко упала.

Логическим итогом исследований петромагнетизма океанической коры стала работа Д.М. Печерского с соавторами [*Петромагнитная модель океанической литосферы*, 1994], где были систематизированы все имевшиеся в нашем распоряжении данные. В статье была предложена обобщенная петромагнитная модель океанической литосферы, рассмотрены первичные и вторичные процессы, влияющие на магнитные свойства ее пород.

Полный обзор опубликованных сотрудниками отдела статей по данной проблеме и их анализ требует большой самостоятельной работы. Предлагаемая статья не претендует на это, в ней на примере одной частной коллекции из Центральной Атлантики, собранной автором, и данных по ряду офиолитовых комплексов показаны основные факторы, влияющие на магнетизм пород океанической литосферы и формирующие структуру ее магнитоактивного слоя.

ВВЕДЕНИЕ

В основе хронологической шкалы геомагнитных инверсий с келловоя до миоцена (160–75 млн. лет) лежат данные по знаменитым полосовым магнитным аномалиям океанического дна, над которыми магнитное поле либо выше, либо ниже регионального всего лишь на первые проценты. Геохронологическая интерпретация океанических полосовых магнитных аномалий включает в себя построение модельных профилей и последующее их сопоставление с наблюдаемыми данными. При вычислении модельных профилей задают ряд геометрических и геомагнитных граничных условий, важнейшими из которых являются глубина кровли и подошвы, форма и величина намагниченности источника. Удовлетворяя требованиям приближенной эквивалентности наблюдаемому геомагнитному полю, модельные характеристики могут быть далеки от реальных, так как степень устойчивости для разных параметров различна. Наибольшие, возможно, непреодолимые трудности возникают при оценке аппликаты подошвы магнитоактивного слоя [*Страхов, Ланина*, 1976 а; б].

Модель магнитоактивного слоя океанической коры, предложенная Ф. Вайном и Д. Метьюзом, была достаточно простой — квазигоризонтальные с изменчивой латеральной намагниченностью (призмы шириной 20 км) пласты мощностью от 7 км в Атлантическом океане до 14 км в Тихом океане [*Vine, Matthews*, 1963]. Практически сразу же после этой эпохальной работы характеристики модельных профилей стали изменяться [*Talwani, Heirzler*, 1964], приобретая все более сложную и близкую к реальности структуру [*Гордин и др.*, 1986; *Печерский и др.*, 1993; *Природа магнитных аномалий...*, 1996]. Немаловажным фактором в развитии моделей магнитоактивного слоя послужили прямые эксперименталь-

ные петрологические и петромагнитные данные, полученные в результате драгирования и бурения современной океанической коры и прямого изучения офиолитов — реликтов древней океанической коры. Изучение последних показало, что их геологическая и, соответственно, петромагнитная структуры от объекта к объекту существенно меняются [Печерский, Диденко, 1995; Диденко, 1997; Куренков и др., 2002]. Это связано как с первичными эффектами (скорость спрединга, степень дифференциации магмы, тектоническая обстановка и т.д.), так и с вторичными процессами при движении пород от центра спрединга к периферийным частям океанов.

Из изложенного следует, что структура магнитоактивного слоя океанической литосферы в различных бассейнах Мирового океана может различаться как по мощности, так и по намагниченности отдельных слоев. Вышеотмеченный "океанический" интервал хронологической шкалы геомагнитных инверсий построен по линейным аномалиям различных участков Тихого, Индийского и Атлантического океанов. По линейным аномалиям, зафиксированным над акваторией последнего, построен миоцен-кампанский интервал, охватывающий почти 80 млн. лет [Ogg, 1995].

В настоящей работе на примере Центральной Атлантики показано влияние на структуру магнитоактивного слоя океанической литосферы отдельных ее слоев и возможный их вклад в линейные магнитные аномалии: от лав и даек слоя 2 до серпентинизированных ультрабазитов слоя 4. Фактический материал, легший в основу этой работы, был получен автором в 3-м и 6-м рейсах НИС "Академик Николай Страхов".

СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ ПО РАЗРЕЗУ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Многими авторами предлагается достаточно простая петромагнитная модель океанической литосферы: 1) магнитные экструзивные базальты, дайки параллельного комплекса, являющиеся подводными каналами излияний базальтовых лав, изотропные интрузивные габбро — слои 2А, 2В и 3А океанической коры соответственно. В этих породах концентрация однородного по составу ($X \sim 0.6-0.7$) высокотитанистого титаномагнетита может достигать 10%; 2) первично немагнитные кумулятивные габбро, расслоенный комплекс и перидотиты — слои 3В и 4 соответственно [Бураков и др., 1989; Беляев и др., 1993; Назарова, Городницкий, 1988; Петромагнитная модель литосферы, 1994; Печерский и др., 1993; Шрейдер, 1989; Banerjee, 1980; 1984; Dunlop, Prevot, 1982; Johnson, Hall, 1978; Kent et al., 1978]. Это самое первое приближение, оно определяется главной закономерностью процесса формирования океанической коры: магматической дифференциацией базальтовой магмы, образующейся и накапливающейся под срединно-океаническими хребтами. В результате выплавки и последующей дифференциации магмы происходит главное деление пород на первично-немагнитные реститы и ранние кумуляты, с одной стороны, и, с другой, первично-магнитные продукты кристаллизационной дифференциации остаточного расплава. Степень дифференциации последнего определяет количество кристаллизующегося титаномагнетита — главного носителя магнетизма океанической коры.

Состав магнитных минералов и точки Кюри магматических пород

Серпентинизированные ультрабазиты (слой 4). По данным терромагнитного анализа носителем намагниченности серпентинизированных ультрабазитов является практически чистый магнетит с T_c 570–600 °С, что подтверждается и данными микрозондового анализа этих пород (табл. 1; рис. 1, ж, з). Практически весь магнетит находится в прожилках. Они выполнены зернами магнетита как дендровидной, так и изометричной формы, что характерно для вторичного магнетита, образующегося при серпентинизации ультраосновных пород. Лишь в одном образце отмечены зерна с содержанием TiO_2 до 2 %, их размер около 2–3 мкм.

Габбро и кумуляты (слой 3). Образцы, отнесенные по результатам петрографического описания к 3-му геофизическому слою, как, впрочем, и долериты, и серпентинизированные ультрабазиты, были драгированы, в основном, в пределах трансформных разломов.

Основным носителем намагниченности пород 3-го слоя является магнетит или малотитанистый титаномагнетит, так как практически все исследованные образцы имеют основную магнитную фазу с температурами 520–600 °С (табл. 1). Наряду с вышеотмеченной фазой в ряде образцов фиксируется фаза с T_c от 300 до 450 °С, причем, в отдельных случаях, крайне редких, эта фаза составляет 100 %. В большинстве же образцов эта фаза составляет первые десятки процентов или вообще отсутствует.

Данные микрозондирования рудных минералов пород 3-го слоя подтверждают эти выводы. Так, около 72 % всех просмотренных зерен имеют $X \sim 0.15$, что соответствует $T_c \sim 490^\circ\text{C}$, остальная часть — имеет X от 0.2 до 0.5 с отчетливым максимумом 0.2 — 0.3 (рис. 1, д, е). В одном случае зафиксировано зерно титаномагнетита, претерпевшее гетерофазное окисление с выделением ильменита ($X=0.82$) и титаномагнетита ($X=0.4$). Температура и летучесть кислорода этой реакции, оцененные по геотермометру Линдсли [Spencer, Lindsley, 1981], около 950°C и 10^{-11} атм. соответственно. О высокотемпературных условиях окисления ($>600^\circ\text{C}$) свидетельствует и присутствие в ряде образцов псевдобрукита.

Долериты (слой 2В). В начале исследования не ставилась задача отдельно исследовать петромагнитные свойства пород слоя 2В, полагая, что подобное выделение их из общей совокупности драгированных пород базальтового облика будет условным. Но оказалось, что драгированные базальтоиды по ряду петромагнитных характеристик (наиболее четко по Q_n и J_{rs}/J_s , по магнито-жесткостным параметрам) разделились на две совокупности, одну из которых почти целиком составляют породы, петрографически классифицированные как долериты (табл. 1). Следует отметить, что все они были драгированы в пределах трансформного разлома.

Опираясь на данные терромагнитного анализа и микрозондирования, можно заключить, что ферромагнитная фракция долеритов состоит практически из чистого магнетита (большей частью) и малотитанистого титаномагнетита. Установлены температурные зависимости двух видов: а) однофазные с T_c , в районе магнетитовой; б) двухфазные с первой T_c от 160 до 360°C и второй — близкой магнетитовой. Не встретилось ни одного образца с одной низкотемпературной T_c .

Доля низкотемпературной фазы в двухфазных образцах невелика, всего 20–40%. Подобный набор магнитных минералов в исследуемых породах мог образоваться в результате высокотемпературного окисления титаномагнетитов на постмагматической стадии. Данные рудной микроскопии и микрозондирования подтверждают наличие высокотемпературного окисления. Так, в одном образце зафиксировано зерно 12×20 мкм, по которому развиты ламелли гемоильменита шириной 1.5 мкм, а ячейки имеют магнетитовый состав ($X=0.07$). Первичный состав этого зерна, измеренный

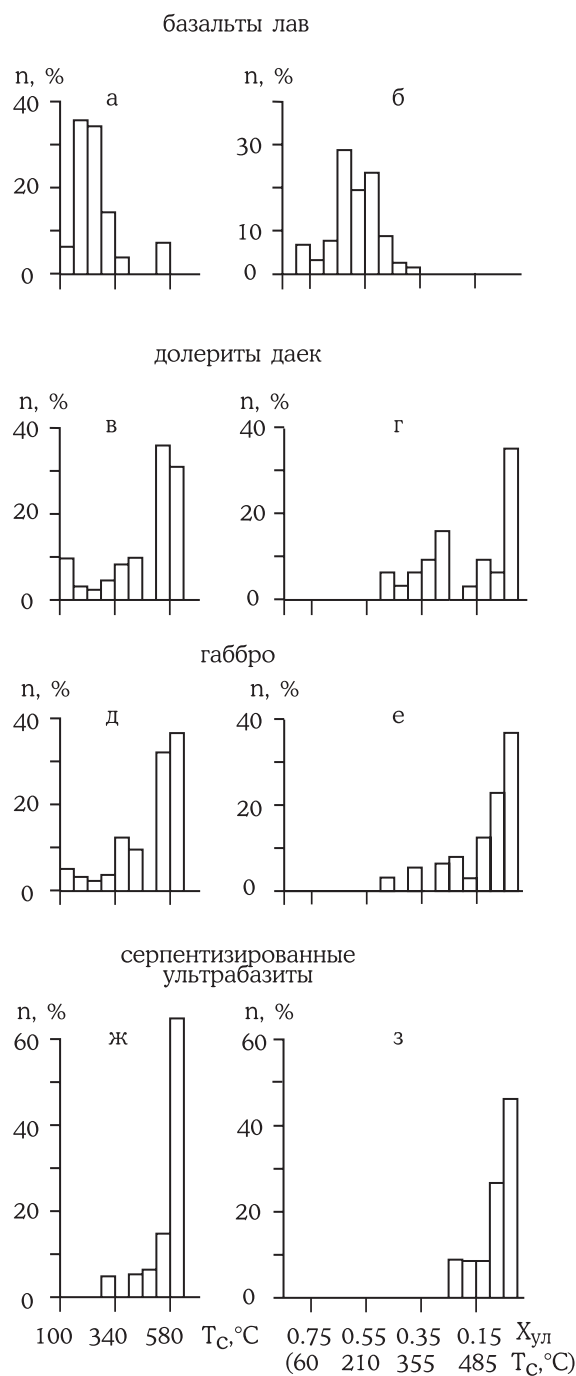


Рис. 1

Распределение температур Кюри пород (а, в, д, ж) и доли ульвошпинельного компонента в титаномагнетитах этих пород (б, г, е, з) по слоям океанической литосферы Центральной Атлантики

Таблица 1
Некоторые петромагнитные характеристики магматических пород Центральной Атлантики

	базальты (n=65), слой 2А			долериты (n=15), слой 2Б			габбро (n=49), слой 3А и 3Б			ультрабазиты (n=90), слой 4		
	среднее	размах	мода	среднее	размах	мода	среднее	размах	мода	среднее	размах	мода
NRM, А/м	16	42–0.2	14	1.4	14–0.003	0.15	1	1.32 0.52	17–0.001	0.01 0.35	1	6–0.004 0.4
$k \times 10^4$, ед. СИ	37	149–8	24	154	1305–4	26	180	228 114	2159–2	6 562	229	1584–4 159
Q_n	205	451–5	168	4.4	13–0.1	2.1	11	20.9 7.8	174–0.1	3 32	2	7–0.1 1.8
J_{rs} , Ам ² /кг	0.14	0.26–0.3	0.16	0.15	$0.92 \cdot 10^{-4}$	0.006	0.04	0.07 0.02	$0.9 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$ 0.01	0.29	$1.4 \cdot 3 \cdot 10^{-4}$ 0.02 0.56
J_s , Ам ² /кг	0.38	0.8–0.11	0.35	0.91	6.16–0.04	0.23	0.31	1.29 0.18	11.3–0.02	0.04 1.58	1.99	7.08–0.05 1.58
J_{rs}/J_s	0.4	0.51–0.1	0.45	0.08	$0.27 \cdot 10^{-3}$	0.03	0.06	0.07 0.06	0.2–0.003	0.01 0.17	0.15	0.35–0.004 0.16
H_{cr} , мТл	26.4	90.0–5	25	28.8	49.5–17.8	27.5	21.7	17 28	131.1–5.6	20	18.9	36.2–6.8 18.8
J_{st}/J_{so}	1.52	3.42–0.56	1.41	2.63	5.97–0.63	1.29	1.16	1.5 1.3	3.12–0.55	1.02 2.78	0.58	0.82–0.29 0.65
T_c , °С изм.	236	93–580	230	318	160–585	560	513	382 513	150–640	370 580	570	300–600 600
T_c , °С зонд	180	10–330 (156 з.)	45 160	470	250–578 (32 з.)	400 570	515		250–580 (82 з.)	400 575	530	400–580 (69 з.) 575

Примечание: n – количество изученных образцов; NRM – естественная остаточная намагниченность; k – начальная магнитная восприимчивость; Q_n – коэффициент Кенигсбергера; J_{rs} – остаточная намагниченность насыщения; J_s – намагниченность насыщения; H_{cr} – остаточная коэрцитивная сила; J_{st}/J_{so} – отношение намагниченности насыщения до (знаменатель) и после (числитель) лабораторного нагрева до 600 °С; T_c – точка Кюри, измеренная термомагнитными методами (изм.) и рассчитанная по данным микрозондирования рудных зерен (зонд). Для габбро рассчитаны средние характеристики как для мафитовых разностей слоя 3А (верхняя строка), так и для кумулятивных разностей слоя 3Б (нижняя строка)

большим зондом, соответствовал титаномагнетиту с $X=0.6$. В ряде образцов зафиксированы сростки ильменитов и малотитанистых титаномагнетитов.

Сопоставление значений T_c , полученных термомагнитным анализом и рассчитанных по данным микрозонда (рис. 1, в, г), показало, что высокотемпературные (570°C) и среднетемпературные ($250\text{--}420^\circ\text{C}$) T_c нашли отражение и в том, и в другом случаях, а низкотемпературные (160°C) T_c зафиксированы только термомагнитным анализом. Вероятно, на термомагнитных зависимостях $J_{rs}\text{--}T$ спад в районе $150\text{--}200^\circ\text{C}$ связан с маггемитом, который образовался за счет окисления магнетита. В пользу присутствия маггемита в этих породах говорит и отношение J_{st}/J_{so} , которое у половины исследованных образцов меньше 1. Средняя степень окисленности ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$) у долеритов трансформного разлома 0.55, почти такое же, как и у базальтов трансформного разлома. В одном образце зафиксирован псевдобрукит, присутствие которого говорит о высокоокислительных условиях, имевших место при остывании пород.

Базальты (слой 2А). Термомагнитные анализы базальтов из трансформного разлома и рифтовой долины представлены, в основном, двумя типами кривых, которые характерны для океанических базальтов [Johnson, 1979]. Первый тип представлен базальтами с термокривыми, близкими к обратимым, T_c до 200°C , второй — с необратимыми термокривыми, T_c , в основном, выше 200°C (табл. 1). Ко второму типу относятся, как правило, измененные базальты, содержащие продукт однофазного низкотемпературного окисления титаномагнетитов — титаномаггемиты, которые неустойчивы при лабораторных нагревах. Большинство образцов второго типа составляют базальты из трансформного разлома. Большая степень низкотемпературного (?) окисления базальтов из трансформного разлома, возможно, выражается и в больших величинах $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}^*$: средняя величина 0.54, а у базальтов из сегментов рифтовой долины 0.34–0.38.

При сопоставлении T_c базальтов, полученных термомагнитным методом и рассчитанных по данным микрозонда (табл. 1; рис. 1 а, б), видно их хорошее соответствие как для отдельных образцов, так и для всей совокупности в целом. Причем, характер распределения T_c , полученных термомагнитным методом, отражает особенности базальтов из различных зон: распределение T_c базальтов из рифтовой долины к югу от

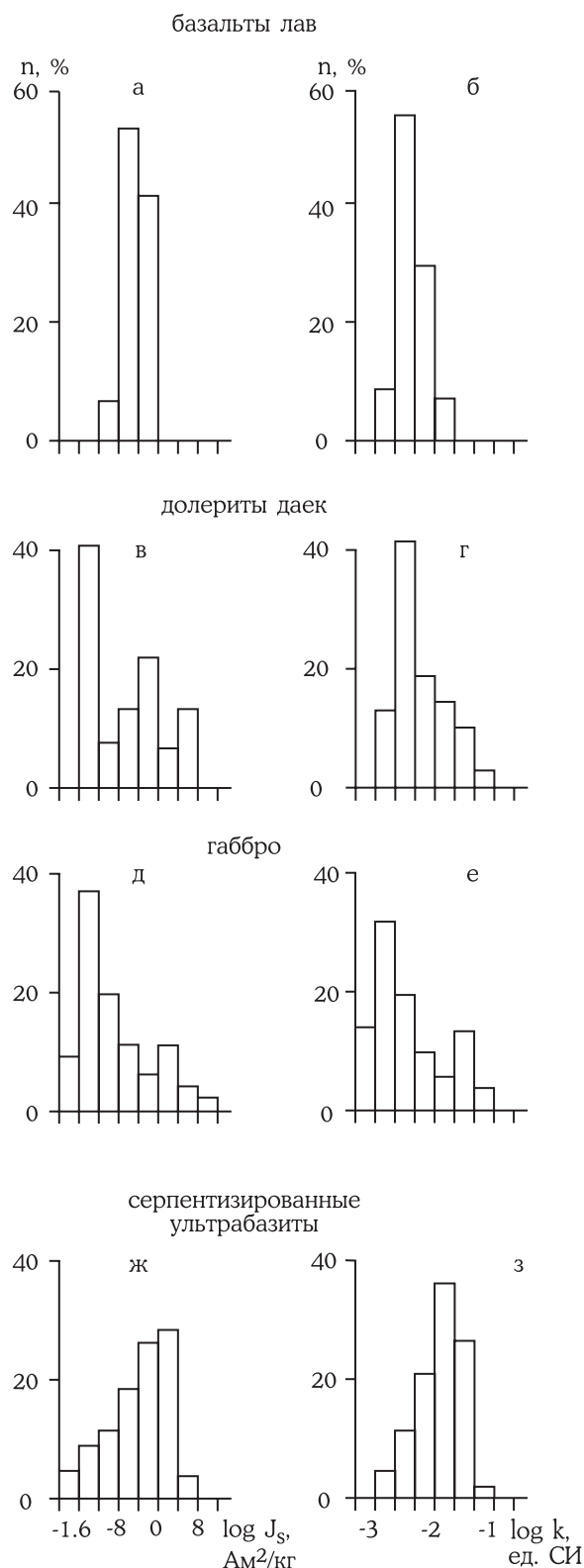


Рис. 2

Распределение намагниченности насыщения (а, в, д, ж) и начальной магнитной восприимчивости (б, г, е, з) пород по слоям океанической литосферы Центральной Атлантики

трансформного разлома имеет отчетливую правостороннюю асимметрию, что является отражением процесса низкотемпературного окисления (температура T_c повышается), а распределение T_c базальтов рифтовой долины к северу от трансформного разлома имеет форму, близкую к нормальной, а среднее арифметическое совпадает с модальным значением этой совокупности (рис. 1,а).

Сопоставление основных петромагнитных характеристик по разрезу

Из табл. 1 и рис. 2 видно, что только базальты образуют "тесную" совокупность значений намагниченности насыщения; размах выборки меньше порядка. У пород других слоев океанической литосферы он достигает 2–2.5 порядков. Обращает на себя внимание и тот факт, что породы 3-го слоя делятся на две совокупности (рис. 2, д, е) по величинам J_s и k ; впрочем, они делятся на две совокупности практически по всем петромагнитным параметрам (см. табл. 1). При анализе оказалось, что более магнитную совокупность образуют образцы, которые петрографически можно отнести к изотропному габбро (слою 3А); вторую же, немагнитную совокупность, составляют образцы оливиновых габбро и других кумулятов (слой 3В). Среднее значение J_s для магнитной и немагнитной групп равно 1.29 и 0.18 Ам²/кг соответственно (табл. 1).

Серпентинизированные ультрабазиты, представители 4-го слоя океанической литосферы, имеют также широкий размах величин J_s и k , около 2-х порядков (табл. 1; рис. 2 ж, з), но магнетизм этих пород обусловлен исключительно вторичным магнетитом, образующимся на различных стадиях вторичных изменений пород [Назарова, Городницкий, 1988; Нгуен, Печерский, 1989; Кашинцев, 1991].

Чрезвычайно важно следующее обстоятельство: ранняя массовая серпентинизация идет с образованием лизардита, как правило, без образования магнетита при температуре 80–130 °С [Кашинцев, 1991; Штейнберг, Чашухин, 1977; Bonatti et al., 1984; Wenner, Taylor, 1971]. И только наложенная серпентинизация с образованием хризотила и более высокотемпературного антигорита примерно при 250 °С [Штейнберг, Чашухин, 1977; Wenner, Taylor, 1971] сопровождается широким выделением магнетита. Часто такая серпентинизация идет в зонах повышенной тектонизации.

Вероятно, в зонах высокой проницаемости типа крупных разломов могут создаваться благоприятные условия для наложенной серпентинизации и образования высоких концентраций магнетита в ультраосновных породах верхней мантии. Проникновение больших масс морской воды по трещинам, очевидно, соответствует максимально возможной мощности магнитоактивного слоя океанической литосферы до ~10 км.

Если учесть, что первичных магнитных минералов в ультрабазитах практически нет, а присутствующий магнетит обязан вторичному процессу, получается, что первичные магнитные минералы сосредоточены в верхней части разреза. Петромагнитный разрез снизу вверх представляется следующим образом: первично немагнитные ультрабазиты с очень небольшой концентрацией рудного вещества; слой 3В с концентрацией ферромагнитного вещества (первичного?) порядка 0.05 %; слой 3А — 1.5%; слой 2Б — 0.23%; слой 2А — 1%.

Закономерное поведение по разрезу океанической литосферы отмечается и для J_n и Q_n океанической литосферы, связанное с природой намагниченности, концентрацией и структурными особенностями ферромагнитной фракции (табл. 1; рис. 3). Модальные значения J_n для пород слоя 2А, как минимум, на 1.5 порядка выше этих значений для пород других слоев. Свежесть изученных базальтов показывает, что процессы низкотемпературного окисления находятся на начальной стадии (рис. 3). Распределение J_n для пород 3-го слоя бимодальное. Среднее значение J_n пород слоя 3А в 3 раза выше среднего значения J_n пород слоя 3В (табл. 1, рис. 3 д). Следует отметить более "тесное" распределение J_n для базальтов — размах составляет немногим более двух порядков; для пород слоя 2Б — 3.5 порядка, для 3-го и 4-го слоев — 3 порядка.

Модальные значения отношения Кенигсбергера, определяющего преобладание остаточной или индуктивной намагниченности, для всех пород больше 1, что говорит об их относительной "свежести", в первую очередь, и о преобладающем вкладе в аномальное поле остаточной намагниченности.

По нашим данным можно уверенно судить о термической природе намагниченности базальтов и кристаллизационной у серпентинизированных ультрабазитов. Что же касается пород 3-го слоя и слоя 2В, то здесь определенности меньше. Породы 3-го слоя, вероятно в большей степени его верхняя часть, имеют термическую природу, так как темпе-

ратура, при которой идет распад первичного титаномагнетита, больше 600 °С. Это подтверждается оценкой вида намагниченности методом N_t [Шолпо, 1977], который показывает наличие полной термоостаточной намагниченности у габброидов верхней части слоя 3. Намагниченность пород нижней части слоя 3 и кумулятов, по мнению Д. Данлопа и М. Прево, имеет кристаллизационную природу в результате образования вторичного магнетита в виде симплектитовых прорастаний по силикатам [Dunlop, Prevot, 1982]. Вероятно, и в этом случае мы имеем дело с полной термоостаточной намагниченностью, так как процесс симплектитового распада оливинов проходит сразу на постмагматической стадии и его температура оценивается порядка 700 °С [Уэйджер, Браун, 1970].

Для оценок магнитной жесткости и доменного состояния изученных пород мы использовали величины J_{rs}/J_s и медианное разрушающее поле остаточной намагниченности насыщения (H_{ms} , табл. 1). Наиболее магнитожесткие породы, как и следовало ожидать, — базальты. Модальные величины J_{rs}/J_s и H_{ms} составляют 0.45 и 25 мТл соответственно. При просмотре базальтов под электронным микроскопом оказалось, что подавляющее количество зерен титаномагнетита имеют размер до 3–4 мкм.

Величины J_{rs}/J_s и H_{ms} у пород других слоев заметно меньше (табл. 1), что отражает условия кристаллизации и коррелируется с размерами зерен, наблюдавшихся на электронном микроскопе. Следует отметить и здесь бимодальный характер распределения J_{rs}/J_s для пород 3-го слоя. Но если J_s и магнитная восприимчивость кумулятов и изотропного габбро резко различаются (более высокие значения принадлежат породам слоя 3А), то средние значения J_{rs}/J_s для этих двух типов пород практически равны. Видимо, значительная часть J_s пород слоя 3В обязана парамагнитному компоненту; сравнение же величин H_{ms} для пород слоев 3А и 3В (влияние парамагнитного компонента на ее величину не сказывается) явно свидетельствует о большей магнитной жесткости пород слоя 3В и, соответственно, о меньших размерах рудных зерен (табл. 1).

СОХРАННОСТЬ ПЕРВИЧНОЙ ПЕТРОМАГНИТНОЙ ИНФОРМАЦИИ

Сохранение главной концентрационной закономерности в распределении магнитных минералов в океанической литосфере

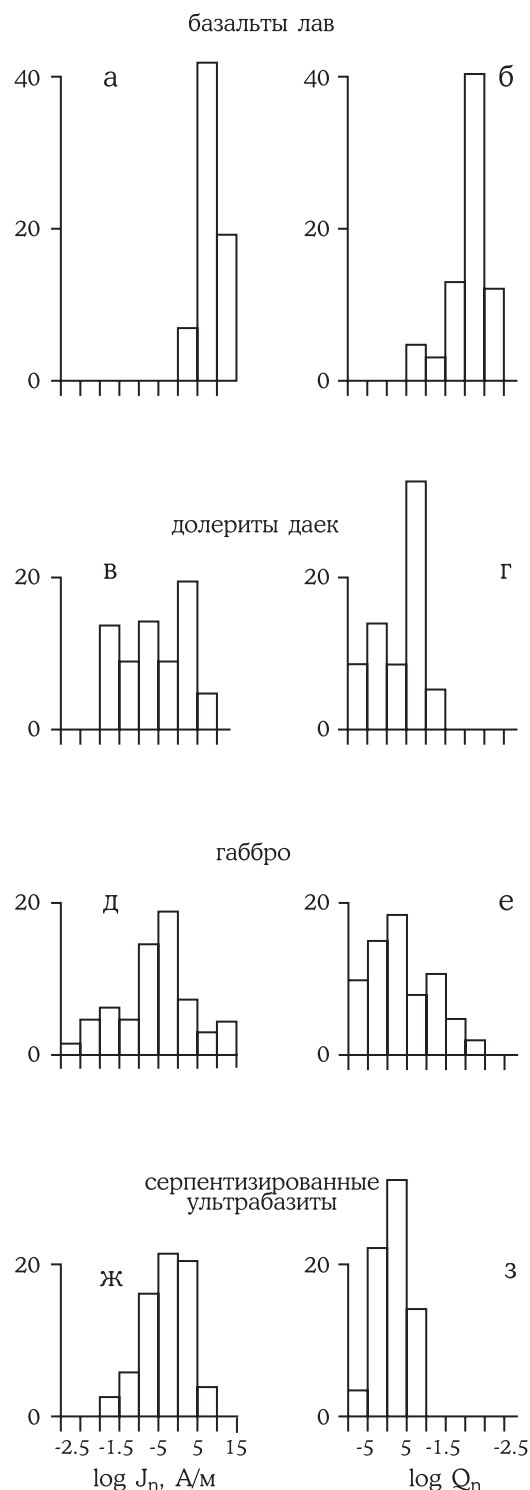


Рис. 3

Распределение естественной остаточной намагниченности J_n (а, в, д, ж) и коэффициента Кенигсбергера Q_n (б, г, е, з) пород по слоям океанической литосферы Центральной Атлантики

ярко прослеживается на примере габбро слоя 3. Как не измененные по петрографическим и петромагнитным признакам, так и измененные разности габбро со дна современного океана и из офиолитов образуют на петрохимических диаграммах единые совокупности. При этом первично-магнитные по петрохимическим данным габбро содержат рудные минералы, состав которых существенно отличается от первичных титаномagnetитов. Первичные зерна зачастую корродированны, внешний вид новообразованных зерен свидетельствует о твердофазном образовании: округлые, сглаженные, амёбовидные формы.

Признаки вторичной переработки первичных титаномagnetитов зафиксированы во многих объектах, в частности, в габбро Исландии, Кавказа, Курильских островов, Южных Мугоджар, Алайского хребта и др. [Диденко, Печерский, 1988; Ермаков, Печерский, 1989; Золотарев и др., 1988; Лыков и др., 1993; Печерский и др., 1983; 1987; 1993; Печерский, Тихонов, 1988а; б]. Так, в габбро Исландии и Южных Мугоджар, имеющих в первом случае кайнозойский, а во втором — среднепалеозойский возраст, сохранились распавшиеся зерна первичных титаномagnetитов, аналогичных по среднему составу титаномagnetитам вулканитов. Температуры распада, определенные по составам сосуществующих титаномagnetитов и гемоильменитов, следующие: амфиболизированные и биотитизированные габброиды Малого Кавказа: 760 °C [Геншафт и др., 1985], амфиболизированные габброиды Камчатки: 820 °C [Ермаков и др., 1989], амфиболизированные и хлоритизированные габброиды Исландии: 800 °C [Лыков и др., 1993], амфиболизированные диабазы даек Алая: 580–1 000 °C [Печерский, Тихонов, 1988а; б], амфиболизированные диабазы и габбро Южных Мугоджар: 450–760 °C [Печерский и др., 1983]. При зеленокаменном метаморфизме идет, в основном, уничтожение магнитных минералов; в таких породах обнаруживаются немагнитные продукты уничтожения первичных титаномagnetитов и реликты последних [Печерский и др., 1975, 1987; Печерский, Тихонов, 1988; Печерский, 1991; Banerjee et al., 1980; Levi et al., 1978; Stern et al., 1976; Swift, Johnson, 1984; Trench et al., 1988].

В тех габбро, которые не имеют признаков вторичных изменений, обнаружены редкие зерна титаномagnetитов, средний состав которых и их внешний облик соответствуют первично-магматическому. Оценки температур кристаллизации по сросткам титаномagnetита и гемоильменита отвечают области существования расплава: 1 100–1 400 °C [Геншафт, Печерский, 1986; Лыков и др., 1993; Печерский, 1991, Физико-химич. исследования..., 1982].

Можно заключить, что наличие магнитных минералов в породах определяется первично-магматическими процессами, а кристаллизующиеся в результате вторичных процессов магнитные минералы, главным образом, замещают в породах ранее существовавшие первичные минералы или продукты их распада. При этом первично-магнитные и первично-немагнитные породы остаются таковыми и после постмагматических преобразований, кроме случая зеленокаменного метаморфизма, когда магнитные породы становятся немагнитными. Однако, очень редки в первично-немагнитных породах примеры однозначно доказанных заметных количеств новообразованных магнитных минералов без явного привноса железа флюидами. Таким редким примером являются кумулятивные габбро-пироксениты Карашатского массива. Среди них есть магнитные и немагнитные разности, и в тех и других не обнаружены признаки каких-либо Fe-Ti-окислов, только чистый магнетит [Волохов и др., 1973; Печерский, Шелестун, 1987].

Хорошее качественное и отчасти количественное сходство распределений ряда петромагнитных характеристик по разрезу современной и палеоокеанической коры свидетельствует в пользу реальности сохранения первичной петромагнитной информации. Согласно данным по офиолитам, начиная, с ордовика до палеогена, почти для всех разрезов по J_n и Q_n отмечаются два относительных максимума (слои 2А и 3А) и два относительных минимума (слои 2В и 3В). Эту же закономерность мы видим в разрезах Центральной Атлантики и Мирового океана в целом.

Несмотря на вторичные изменения, в среднем, слои 2 и 3А первично-магнитны, а слой 3В первично-немагнитен. Со временем добавляются вторично-магнитные слои 3В (тонкоигольчатый магнетит — продукт распада пироксена и плагиоклаза в первично-немагнитных габбро и др. породах расслоенного комплекса) и 4 (магнетит — продукт серпентинизации перидотитов верхов мантии). Намагниченность серпентинитов сравнима с верхним магнитным слоем океанической литосферы, тогда как средняя намагниченность слоя 3В только 0.4 А/м и вклад последнего в общее аномальное магнитное поле на фоне слоев 2+3А и 4 второстепенен. Из-за относительно медленного остывания слоя 3В, с удалением от оси спрединга, где вклад слоя 2А заметно уменьшается, возможно искажение линейных аномалий — тем большее, чем больше скорость спрединга.

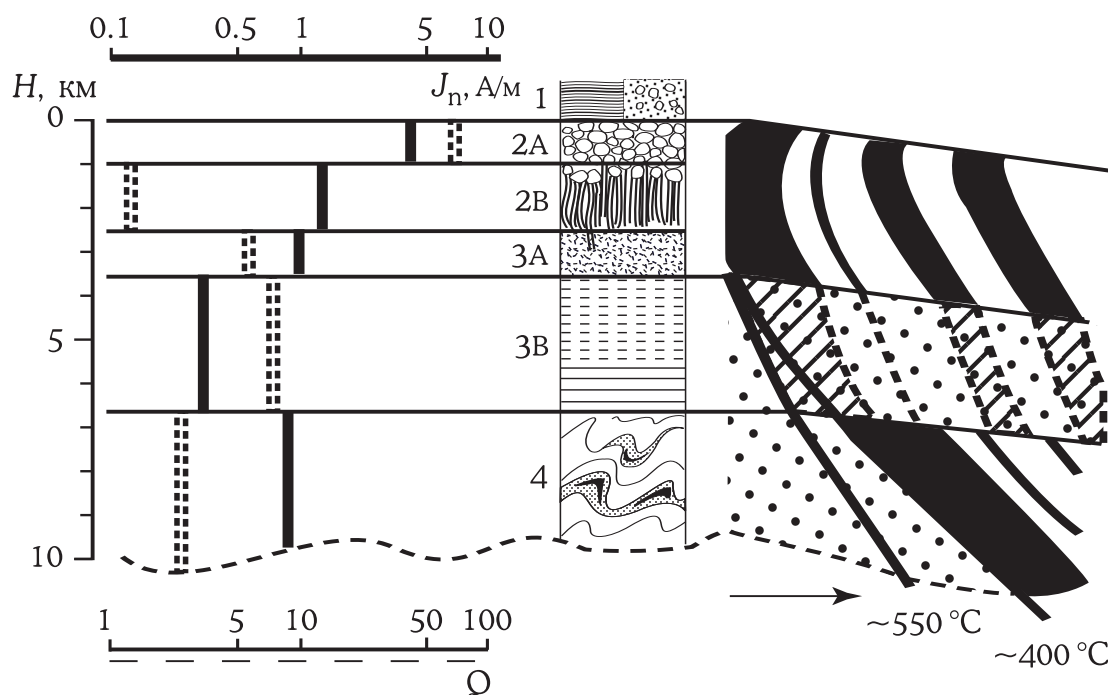


Рис. 4

Обобщенные разрезы геологического строения (А) и магнитоактивного слоя (Б) океанической литосферы, инверсионно-спрединговая модель океанической литосферы (В) по [Печерский и др., 1993] с изменениями.

Слои на А: 1 — осадки; 2А — базальты лав; 2В — долериты даек; 3А — габбро изотропное; 3В — породы расслоенного комплекса; 4 — перидотиты серпентинизированные

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В магнитном плане океаническая литосфера Центральной Атлантики и, вероятно, значительной части Мирового океана имеет четырехслойное строение (рис. 4): верхний немагнитный слой осадков, первично-магнитный, включающий слои 2А, 2В и 3А, первично-немагнитный слой 3В и нижний — вторично-магнитный, включающий верхи мантии и отчасти слой 3В.

Особо надо оговорить возможность вклада каждого из слоев океанической литосферы в линейные магнитные аномалии. Намагниченность пород слоев 2А, 2В и 3А имеет термоостаточную природу. В случае базальтов слоя 2А — это первичный по отношению к процессу образования коры титаномagnetит, а в случае долеритов слоя 2В и габбро слоя 3А — вторичные низкотемпературный титаномagnetит и magnetит, продукты высокотемпературного распада первичномагматического титаномagnetита. Величина естественной остаточной намагниченности и фактор Кенигсбергера всех этих пород позволяют говорить о них как о наиболее реальных массах, образующих линейные аномалии. Со временем доля их вклада меняется. Если магнитомягкий крупный magnetит формирующий, в основном, магнитные свойства долеритов и габбро слоев 2В и 3А может достаточно быстро потерять первоначальную намагниченность, то тонкие зерна титаномagnetита базальтов слоя 2А, даже после существенных низкотемпературных изменений, способны сохранять первоначальное направление, не теряя при этом магнитной жесткости ($Q_n > 1$).

Тонкий вторичный magnetит кумулятов слоя 3В обладает большой магнитной жесткостью и может длительное время сохранять первоначальное направление, но величина естественной остаточной намагниченности этих пород в среднем почти на три порядка меньше, чем у базальтов. На роль источника линейных магнитных аномалий породы этого слоя претендовать не могут.

С серпентинизированными породами низов коры и верхов мантии, формирующими

слой 4, дело обстоит сложнее. Вторичный магнетит в этих породах мог образоваться существенно позднее времени приобретения намагниченности породами вышележащих слоев, возможно, во время другого хрона магнитной полярности.

Чрезвычайно важно, что, несмотря на вторичные изменения, первичное петромагнитное строение океанической коры (распределение магнитных и немагнитных минералов в ее разрезе) сохраняется, так как при изменениях пород в первую очередь происходит преобразование или уничтожение первично-магматических магнитных минералов, а не образование их по силикатам. Меняется ситуация в верхах первично-немагнитной мантии, где в процессе серпентинизации образуются заметные количества вторичного магнетита. В результате, петромагнитный разрез океанической литосферы усложняется: к первично-магнитному слою 2+3А добавляется вторично-магнитный слой 4, их разделяет первично-немагнитный слой 3В.

Изучение офиолитов из разных регионов мира и разного возраста показывает, что основные петромагнитные закономерности в строении литосферы под современными океанами сохраняются и для литосферы под исчезнувшими океанами, по крайней мере, в течение фанерозоя.

А. Н. Диденко

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Планомерное развитие магнито-тектонических исследований в лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма литосферы началось с приходом в нее Д.М. Печерского в конце 60-х годов прошлого столетия. Несколько магнито-тектонических работ для объектов Малого и Большого Кавказа Д.М. Печерский выполнил со своими учениками Т. Нгуен и Б.З. Асанидзе.

В 1980 году по настоятельному приглашению Л.П. Зоненшайна Д.М. Печерский и автор настоящей статьи А.Н. Диденко приступили к палеомагнитному изучению Шулдакского офиолитового комплекса (Южный Урал). Лев Павлович полагал, что при изучении дайкового комплекса этого офиолитового комплекса можно найти прямое подтверждение линейной структуры аномального магнитного поля в палеоокеанической коре девонского возраста (~380 млн. лет назад) — революционной гипотезы Вайна-Метьюза [Vine, Matthews, 1963], что и было сделано [Диденко, Печерский, 1986; Печерский, Диденко, 1995; Didenko, Pechersky, 1989]. Помимо этого результата, были определены абсолютное и относительное по отношению к палеоконтинентам положения палеоокеанической коры Уральского палеоокеана в девоне. Это и явилось началом планомерного изучения внутренних структур, в основном офиолитовых и палеоостроводужных объектов, Урало-Монгольского складчатого пояса.

Более 20 лет авторский коллектив, постоянными членами которого являлись С.А. Куренков (ГИН РАН), В.А. Симонов (ИГ СО РАН) и автор настоящей статьи, целенаправленно исследовал офиолитовые ассоциации — Полярный Урал, Мугоджары, Центральный Казахстан, Южный Тянь-Шань, Южная и Западная Тува, Кузнецкий Алатау, Западные Саяны, Горный Алтай, Монгольский и Гобийский Алтай. За этот период исследований офиолитов Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса автором совместно с коллегами были опубликован ряд статей и три монографии [Печерский, Диденко, 1995; Диденко и др., 2001; Куренков и др., 2002], материалы которых использованы при написании настоящей статьи.

В разные годы в работах принимали участие и другие сотрудники лаборатории — Н.В. Лубнина, Л.В. Тихонов, А.Г. Фейн, З.В. Шаронова, В.Т. Чмерев, Г.С. Янова.

ВВЕДЕНИЕ

К настоящему времени разработано несколько моделей палеогеодинамических реконструкций Урало-Монгольского (Центрально-Азиатского) складчатого пояса. Их сравнительный анализ дан в работе В.С. Буртмана [1999]. Обозначим только крупные (идеологические) различия существующих реконструкций:

1) геодинамические построения несут в своей основе идею о существовании в пределах Палеоазиатского океана множества разнообразных микроконтинентов как гондванского, так и лавразийского происхождения, а также островных дуг, которые в результате аккреционных и коллизионных процессов сформировали к концу палеозоя Урало-Монгольский пояс. К числу таковых, в первую очередь, следует отнести реконструкции Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина, Л.М. Натапова [1990] и А.А. Моссаковского, С.В. Руженцева, С.Г. Самыгина, Т.Н. Херасковой [1993];

2) в работах Дж. Шенгера, Б.А. Натальина и В.С. Буртмана [Sengor et al., 1993; Sengor, Natal'in, 1996; Храмов и др., 1994] предлагается другая модель развития Урало-Монгольского пояса. По их мнению, в истории Палеоазиатского океана существовал единый пояс конвергенции литосферных плит, протягивающийся вдоль южной окраины Сибирского и восточной окраины Восточно-Европейского палеоконтинентов. Основную часть этой границы вплоть до середины силура занимала дуга Кипчак. Затем, дифференцированные вращения плит привели к полной деформации структуры дуги Кипчак, выразившейся в орок-

линных изгибах, крупных сдвигах и многочисленных повторениях фрагментов островных дуг и докембрийских микроконтинентов. Необходимо отметить, что имеющиеся палеомагнитные данные как по континентам, так и по структурам Урало-Монгольского пояса нельзя полностью объяснить существованием единой дуги в раннем и среднем палеозое, протягивающейся вдоль Уральской окраины Восточно-Европейского и Алтае-Саянской окраины Сибирского палеоконтинентов.

Ниже представлены реконструкции, охватывающие интервал времени от позднего венда до позднего палеозоя. В их основе лежит первая точка зрения — широкое развитие в пределах Палеоазиатского океана островных дуг различного генезиса и микроконтинентов как лавразийского, так и гондванского происхождения. Последние в процессе развития палеоокеана в результате рифтинга были отчленены от Восточной Гондваны и приращены к Сибирскому раннепалеозойскому континенту. Впервые идея «конвейерного» движения гондванских микроконтинентов была предложена в работе А.А. Моссаковского, С.В. Руженцева, С.Г. Самыгина, Т.Н. Херасковой [1993]. Затем в эти реконструкции был внесен ряд изменений с учетом палеомагнитных данных [Диденко и др., 1994]. Позднее реконструкции были несколько изменены и дополнены [Диденко, 1997; Диденко и др., 2001; Куренков и др., 2002].

КОНЕЦ ВЕНДА — ПЕРВАЯ ПОЛОВИНА РАННЕГО КЕМБРИЯ (рис. 1)

Согласно предположению ряда авторов, в конце рифея существовал суперконтинент Родиния (Rodinia) с субмеридиональной ориентировкой расположения континентов от 50–60° с. ш. до 60° ю. ш., где Балтия занимала экваториальное положение [Dalziel, 1991]. К началу венда этот суперконтинент распался, и Балтия испытала смещение до 60° ю. ш. [Torsvik et al., 1995]. Тому факту, что в венде Балтия находилась в высоких южных широтах, вероятно, рядом с Гондваной (рис. 1), не противоречат геологические данные. Так, по предположению А.А. Моссаковского с соавторами [Моссаковский и др., 1996] в позднем рифее–венде в результате отделения Балтии от Гондваны заложилась структура Протоураля.

В соответствии с нашей реконструкцией, Сибирь и Лаврентия располагались в основном в тропическом поясе Южного полушария, а Восточно-Европейский континент — существенно южнее, Уральская окраина — за 60° ю.ш. Возможно, в это же время между Лаврентией с одной стороны и Восточно-Европейским и Сибирским континентами с другой — начал развиваться океан Япетус [Pickering, Smith, 1995]. Группа гондванских континентов располагалась южнее (Южная Америка) и восточнее (Африка, блоки восточной Гондваны), занимая пространство от Южного полюса до 20–30° Северного полушария. Между Восточно-Европейским и Сибирским континентами существовали структуры Прототетиса, реликты которого мы фиксируем, вероятно, в протоуральском основании.

Реликты протоуральских вулканогенных комплексов в настоящее время известны только на Полярном Урале. На северо-востоке и севере Балтию окружали рифтовые структуры Прототетиса и Протояпетуса, с которыми Протоуральский бассейн соединялся. На востоке между Сибирью и Восточной Гондваной существовал Палеоазиатский океан, где формировались структуры и блоки (?) будущего каледонского Казахстанского континента.

Палеоокеанические структуры аккреционных Алтае-Саянской и Западно-Монгольской зон рассматриваются нами как реликты Палеоазиатского океана. На реконструкции показано, что этот океан располагался между Сибирским и Восточно-Гондванским континентами (рис. 1). Он достигал в поперечнике 3–4 тыс. км и открывался на север, смыкаясь с Палеопацификой (Панталассой). В юго-западной части океана, примыкавшей к Сибирскому континенту, в это время существовала серия краевых морей и островных дуг (Олоkitская, Енисейско-Саянская, Таймырская), сопряженных с Муйским, Гарганским и Карским микроконтинентами — осколками Сибирского континента. Совокупность этих структур может рассматриваться как прообраз активной континентальной окраины Западно-Тихоокеанского типа. В восточной пригондванской части океана формировался обширный окраинно-континентальный вулканический пояс (активная континентальная окраина андийского типа).

В результате вращения Восточной Европы по часовой стрелке относительно Северной Америки начал развиваться палеоокеан Япетус [Pickering, Smith, 1995]. В венде и начале раннего кембрия в результате рифтинга Восточной Гондваны происходила ее деструкция, сопровождавшаяся отделением системы континентальных блоков, сместившихся затем в центральную часть палеоокеана (рис. 1). Вероятно, некогда единый Палеоазиатский оке-

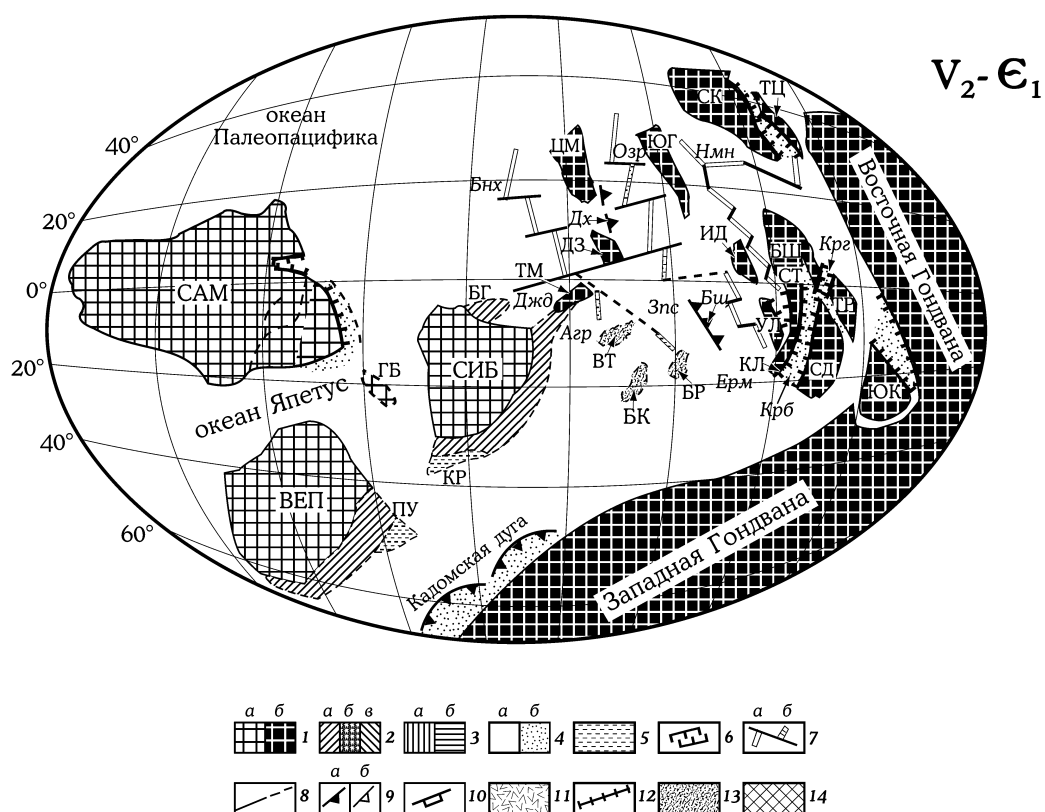


Рис. 1

Магнито-тектоническая реконструкция Палеоазиатского океана и основных континентальных блоков для конца венда–первой половины раннего кембрия.

1 – континенты, микроконтиненты и блоки Лавразийского (а) и Гондванского (б) рядов; 2 – аккреционные зоны, возникшие в конце рифея (а), на границе среднего–позднего кембрия (б) и среднего–позднего ордовика (в); 3 – континентальные массивы, сформировавшиеся в начале девона (а) и позднем палеозое (б); 4 – бассейны с океанической (а) и переходной (б) корой; 5 – остаточные и наложенные флишеидные прогибы; 6 – рифтогенные структуры; 7 – простирации осей спрединга (а) и роев диабазовых даек неясного генезиса (б); 8 – трансформные разломы и сдвиги; 9 – вулканические дуги, отмирающие (а) и активные (б) с направлением падения зон субдукции; 10 – окраинно-континентальные пологие зоны субдукции; 11 – наземные краевые вулканические пояса; 12 – офиолитовые швы (сутуры); 13 – блоки с неизвестным фундаментом; 14 – зоны складчатости, возникшие на рубеже девона и карбона.

Буквами обозначены: микроконтиненты, массивы и блоки: АВ – Авалонский, АМ – Актау-Моинтинский, БГ – Баргузинский, БК – Батеневский кряж, БР – Баратальский, БШ – Бейшаньский, ВТ – Восточно-Тувинский, ГВ – Гиперборейский, ГС – Гиссарский, ДЖ – Джунгарский, ДЗ – Дзабханский, ИД – Илийско-Джунгарский, ИЛ – Илийский, КК – Кара-Карумский, КЛ – Кулундинско-Кокчетавский, КР – Карский, КЧ – Кокчетавский, МА – Монгольского Алтая, МГ – Мугоджарский, МУ – Мугоджарский, ПУ – Полярноуральский, СД – Сырдарьинско-Каракумский, СК – Северо-Китайский, СП – Северо-Памирский, СТ – Северо-Тяньшаньский, ТБ – Тибетский, ТМ – Тувино-Монгольский, ТР – Таримский, ТЦ – Тибет-Цайдамский, УЛ – Улугтауский, ХБ – Хингано-Буреинский, ЦД – Цайдамский, ЦМ – Центральномонгольский, ЮГ – Южно-Гобийский, ЮК – Южно-Китайский.

Вулканические дуги: Ба – Байдулет-Акбастуская, Бц – Бошекульская, Вд – Витимо-Джидинская, Вт – Восточно-Еуvinская, Дх – Дариби-Хархирина, Зс – Западно-Саянская, Кл – Каледонская, Мг – Магнитогорская, Ск – Салаиро-Кузнецкая, Сл – Селетинская, Сп – Степнянская, Ср – Салаирская, Су – Саурская, Тв – Таванская, Тк – Таконская, Ут – Уралтауская (Губерлинская), Хх – Хаирханская, Чг – Чингизская, Шм – Шар-Муренская.

Бассейны (океанические котловины) и прогибы: Агр – Агардагский, Анч – Ануйско-Чуйский, Бнх – Баянхонгорский, Бшн – Бейшанский, Вкл – Восточно-Кунылуьский, Вмг – Внутренне-Монгольский, Джд – Джидинский, Джн – Джалаир-Найманский, Ерм – Ерементавский, Зас – Зайсанский, Зпс – Западно-Саянский, Крб – Каратау-Байконурский, Крг – Курутагский, Лмв – Лемвинский, Мох – Монголо-Охотский, Нмн – Ней-Монгольский, Озр – Озерной зоны, Скм – Сакмарский, Трк – Туркестанский, Ххт – Хангай-Хэнтэйский, Цнл – Циньлинский, Южм – Южно-Монгольский.

ан распался на серию обособленных океанических бассейнов — Озерный, Ней-Монгольский, Джидинский, Западно-Саянский, Ерементауский и др., разделенных микроконтинентами [Диденко и др., 1994; 1998]. Одновременно с конца рифея в западной части палеоокеана начался процесс аккреции островных дуг. Комплексы западной рифейской активной окраины обдугировали на сибирские микроконтиненты и вместе с ними соединялись с Сибирским континентом, образуя древние (байкальские) складчатые зоны по периферии последнего. В пределах собственно палеоокеана в это время начинают формироваться раннекембрийские островные дуги: Улан-Шандинская, Хан-Тайширская энсиматические и Бошекульская энсиалическая.

На западной периферии Палеоазиатского океана и севернее (примерно на 2 000 км) Сибирской плиты существовал Баян-Хонгорский бассейн (рис. 1). Спрединговый хребет этого бассейна мог являться частью (одной из ветвей) рифтовой системы Палеопацифики, так как характеристики вещественного состава базальтов и габбро Баян-Хонгорского офиолитового комплекса свидетельствуют о срединно-океаническом их генезисе [Изох и др., 1990; *Kepezhinskas et al.*, 1991]. Располагался Палеоазиатский океан между 20–30° с. ш. и 20° ю. ш. Долготные размеры палеоокеана, вероятно, были так же не менее 2 000–2 500 км (рис. 1).

Таким образом, процесс эволюции Палеоазиатского океана в венде – раннем кембрии был асимметричным и выражался в перемещении блоков земной коры с востока на запад [Моссаковский и др., 1993]. Процессы деструкции и растяжения на востоке компенсировались аккрецией и сжатием на западе вдоль края Сибирского континента.

КОНЕЦ РАННЕГО — СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ (РИС. 2)

Положение континентов лавразийской группы с венд-кембрийского рубежа почти не изменилось. Произошло небольшое (~10°) смещение на север Восточно-Европейской и Северо-Американской плит. Сибирь и Восточная Европа вращались против часовой стрелки, скорость этого вращения составляла не более 0.5° за миллион лет. За счет вращения Восточной Европы против часовой стрелки, а Северной Америки по часовой стрелке в юго-западном направлении продолжал открываться океан Япетус [Pickering, Smith, 1995].

Во второй половине раннего и в среднем кембрии отмеченная выше тенденция асимметричного развития Палеоазиатского океана в целом сохранилась (рис. 2). Океанические бассейны продолжали расширяться. Процесс раскрытия более интенсивно проявился на севере, где гондванский Дзавханский микроконтинент с нижнепротерозойским супракрустальным комплексом существенно приблизился к Сибирскому континенту [Моссаковский и др., 1993; Козаков и др., 1999]. Параллельно продолжалась тектоническая дифференциация палеоокеана в связи с формированием системы островодужных поднятий и задуговых бассейнов. По поводу природы Дзавханского микроконтинента существует и другая точка зрения, предполагающая «сибирское», а не «гондванское» происхождение блока [Гибшер и др., 2000].

В позднем кембрии в юго-западной части палеоокеана проявилась новая фаза аккреции, которая привела к формированию салаирид: Восточный Саян, северный край Западного Саяна, Тува, Кузнецкий Алатау, Прибайкалье, Озерная и Джидинская зоны, — нараставших Сибирский континент.

РАННИЙ ОРДОВИК (РИС. 3)

Положение континентов лавразийской группы к этому времени существенно изменилось. Северо-Американская и Восточно-Европейская плиты испытали развороты против часовой стрелки: первая на 10–15°, вторая на 40–50°. Сибирь с небольшим вращением против часовой стрелки, так же как и два других материка лавразийской группы, сместилась к северу на 15–20°. Материки гондванской группы испытали значительное смещение на восток более чем на 1 000 км [Зоненшайн и др., 1990; *Scotese et al.*, 1984], в результате чего между Восточно-Европейской и Сибирской плитами с одной стороны и Западной Гондваной — с другой, существенно расширился океанический бассейн — Палеотетис-I, имевший северо-восточное – юго-западное простираие.

Происходит перестройка структуры Палеоазиатского океана. Появляются новые, небольшие океанические бассейны (Зайсанский, Центрально-Казахстанский, Бейшаньский) с офиолитами ранне-среднеордовикского возраста. Параллельно возникают новые (Шар-Мурэнская) и активизируются древние (Бошекуль-Чингизская и Салаирская) островные ду-

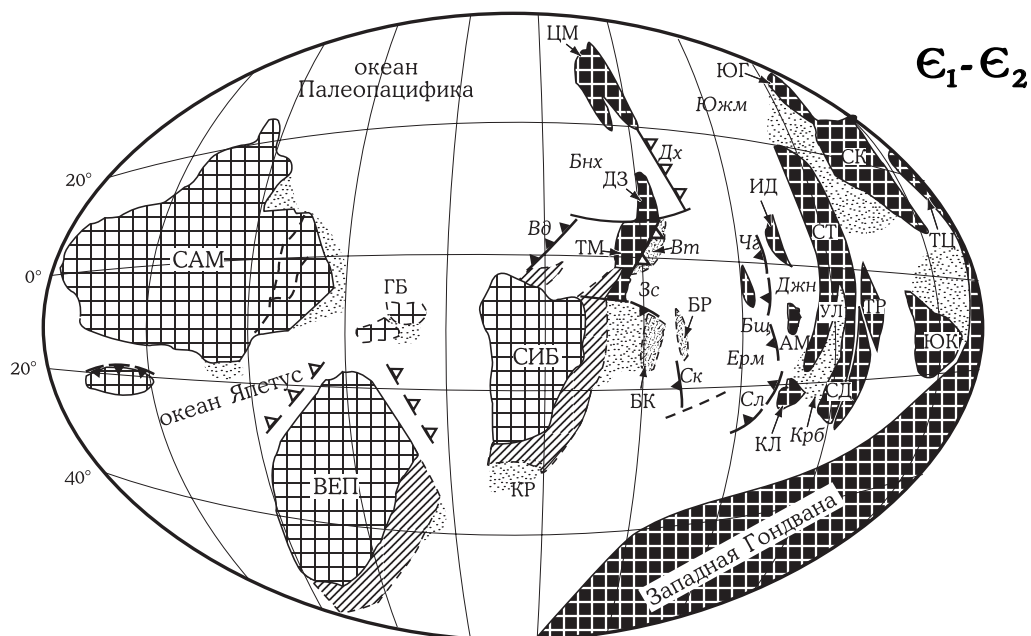


Рис. 2

Магнито-тектоническая реконструкция Палеоазиатского океана и основных континентальных блоков для раннего-среднего кембрия. Условные обозначения см. на рис. 1

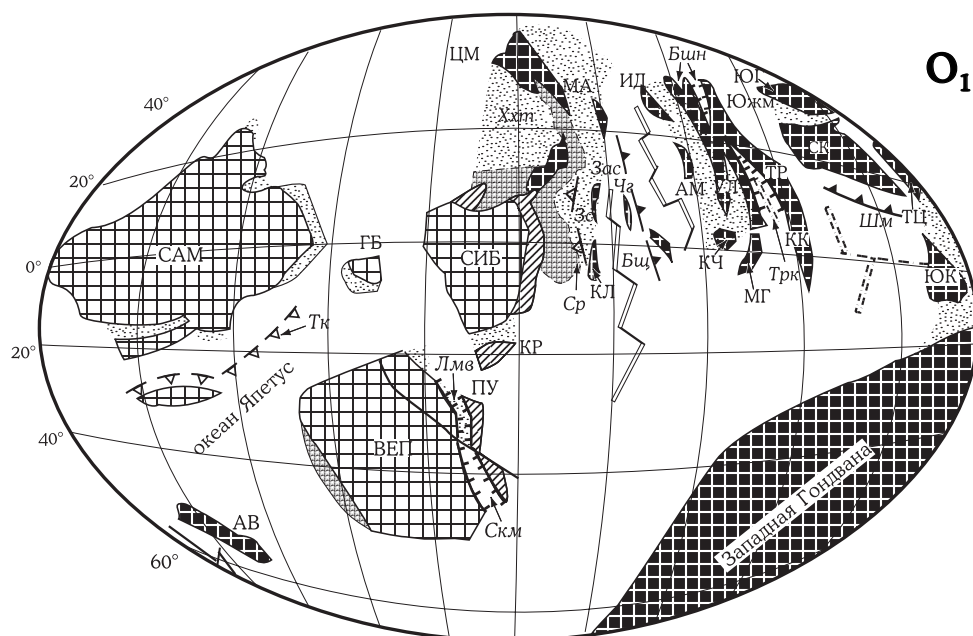


Рис. 3

Магнито-тектоническая реконструкция Палеоазиатского океана и основных континентальных блоков для раннего ордовика. Условные обозначения см. на рис. 1

ги. К западу и к востоку от этих структур располагались области мощной терригенной седиментации: Западный Саян, Алтай, Хангай-Хэнтэйский бассейн, Джалаир-Найманская зона. Перестройка бассейна произошла на фоне перемещения всего ансамбля структур с юга на север с одновременным поворотом против часовой стрелки. Особенно резко поворот проявился в северной части палеоокеана, которая отделялась от южной зоной трансформных разломов.

Палеомагнитные определения для этого времени принадлежат офиолитовым комплексам Чингизской вулканической дуги и океаническому бассейну восточнее этой дуги. Используются данные по Мугоджарскому и Кокчетавскому континентальным массивам [Свяжина, Коптева, 1991], расположенным на восточной окраине Палеоазиатского океана в экваториальной зоне (рис. 3). Объекты Центрального Казахстана имеют палеошироты от 19° с. ш. (офиолиты Архарсу) до $1-2^\circ$ ю. ш. (Агырекский аллохтонный комплекс). Это связано, вероятно, с субмеридиональным простирием как самой Чингизской вулканической палеодуги, так и бассейнов с океанической корой западнее и восточнее нее. Можно заключить, что субмеридиональные структуры Палеоазиатского океана как в момент его зарождения, так и в зрелую его пору были доминирующими (рис. 1–3).

Средний ордовик — ранний силур (рис. 4)

К этому времени расположение основных континентальных блоков и бассейнов между ними существенно не изменилось. Сибирь, Восточная Европа и связанные с ними досреднеордовикские аккреционные комплексы сместились на 10° к северу, Северо-Американская плита осталась практически в той же позиции. Однако в характере вращения Сибирской и Восточно-Европейской плит произошли существенные изменения.

Для первой из них, Сибири, изменился знак вращения — она стала вращаться по часовой стрелке. Этот поворот продолжался всю дальнейшую историю развития этой плиты не только в палеозое, но и в мезозойско-кайнозойское время [Храмов, 1991; Andrew, 1985].

Для второй, Восточно-Европейской, плиты максимальная скорость широтного смещения на юг отмечалась на рубеже 450–470 млн. лет и составляла более 5 см/год [Диденко и др., 2001; Печерский, Диденко, 1995]. Примерно в это же время на короткий период изменился знак вращения плиты — с против часовой по часовой стрелке. Скорость ее вращения в интервале 440–460 млн. лет достигла 1.5° за млн. лет. Вероятно, смена направления вращения плиты (470 млн. лет) фиксирует начало раскрытия Уральского палеоокеана в раннем-среднем ордовике, основные черты которого сформировались к концу ордовикского времени [Руженцев, 1976; Зоненшайн и др., 1990; Диденко и др., 1994; 2001; Пучков, 1996; 2000].

Палеоширота формирования магматических пород Войкаро-Сыньинского и Сыум-Кеуского офиолитовых массивов составляет $8-14^\circ$ с.ш., простираие зоны палеоспрединга — северо-северо-западное. Время приобретения интерпретируемой характеристической компоненты намагниченности можно отнести к средне-позднеордовикскому времени [Савельев, 1997; Симонов и др., 1998]. Палеомагнитное склонение и палеоширота значительно отличаются от рассчитанных направлений как с Восточно-Европейского, так и с Сибирского континентов на 460 млн. лет. Широтное «зияние» между местом образования офиолитов и прилегающим краем Восточной Европы могло составлять не менее 10° (рис. 4). Северо-восточнее палеоокеанического бассейна находился Сибирский континент, обращенный к нему современной арктической окраиной.

Меридиональная ориентация Восточно-Европейского и Сибирского континентов в этом временном интервале отличается более чем на 100° от современной. Этот факт и широтное зияние между континентами позволяют говорить об их существенно различной кинематике и принадлежности к различным литосферным плитам. Вероятно, эволюцию Уральского палеоокеана нельзя отождествлять с классическим циклом Уилсона [Wilson, 1966], когда одни и те же континентальные обрамления океанических бассейнов сохраняются от начала раскрытия до их закрытия.

Островодужные формации восточного склона Урала (Малоуральский пояс) формировались, вероятно, у Сибирско-Казахстанской окраины на $15-20^\circ$ ю. ш. И только в последующие эпохи, в результате относительного вращения по часовой стрелке композитного Сибирско-Казахстанского континента, эти формации были совмещены с собственно уральскими структурами.

Согласно нашей реконструкции, Восточно-Европейский континент (его уральский край) находится в тропических широтах Южного полушария (рис. 4). Это положение сог-

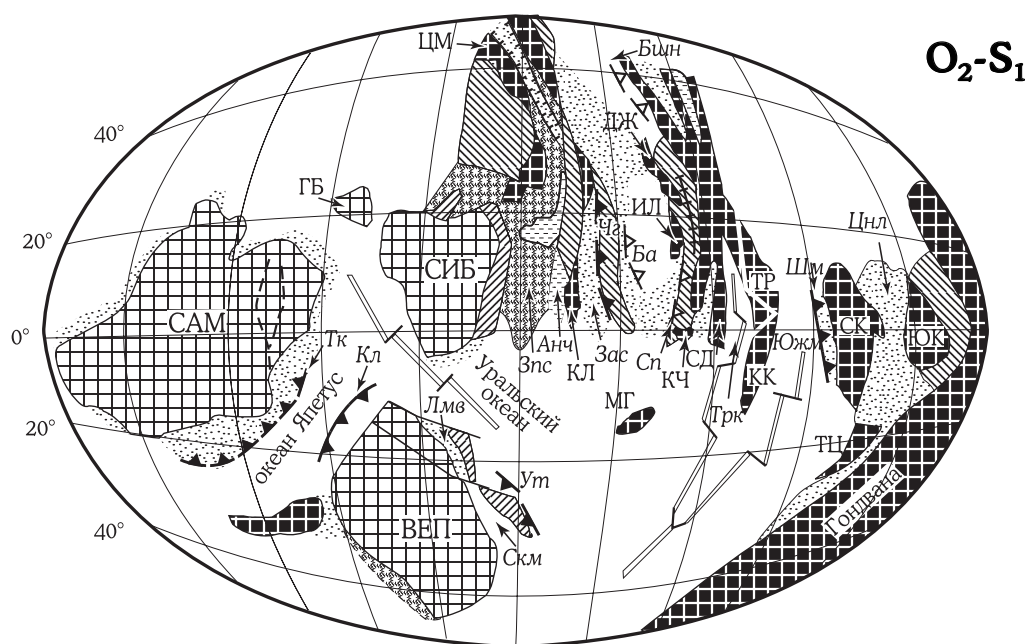


Рис. 4

Магнито-тектоническая реконструкция Уральского, Туркестанского, Южно-Монгольского палеоокеанов и основных континентальных блоков в среднем ордовике–раннем силуре. Условные обозначения см. на рис. 1

ласуется с наличием протяженного позднеордовикского барьерного рифа на севере Урала [Антошкина, 1999; Пучков, 1993]. Именно в это время формируются основные океанические бассейны Урала — Сакмарский, Магнитогорско-Войкарский и др. Палеомагнитные исследования Войкаро-Сыньинских и Хадатинских офиолитов Полярного Урала показывают, что собственно палеоокеаническая структура Урала в это время имела северо-северо-западное простирание и находилась в тропических широтах Северного и Южного полушарий. Северо-восточным ограничением Уральского океана могла быть на это время арктическая (современные координаты) окраина Сибирского континента. О поперечных размерах палеоокеана сказать что-то определенное трудно, так как он имел, исходя из наших данных, простирание от северо-западного до субмеридионального. Судя по наличию здесь полного формационного ряда, свойственного зрелым океанам, она могла превышать 2 тыс. км.

Общая тенденция сокращения площади Палеоазиатского океана наиболее полно проявилась в позднем ордовике (рис. 4), когда аккреционные процессы охватили Алтай, Хангай-Хэнтэйский район Монголии, Бейшань, Северный Тянь-Шань, Центральный Казахстан. В результате у восточной (юго-западной ныне) окраины Сибири возник обширный каледонский аккреционный Казахстано-Киргизский массив, включавший также Кокчетавский, Улутауский, Северо-Тянь-Шаньский микроконтиненты. Следует отметить, что в этот процесс вовлекаются центральные области палеоокеана, где располагалась зрелая Чингизская вулканическая дуга [Самыгин и др., 1987]. Иными словами, к концу ордовика практически завершилось постепенное закрытие Палеоазиатского океана. Лишь местами сохранились реликтовые бассейны с субокеанической корой, существовавшие до середины силура (Западно-Саянский), девона (Ануйско-Чуйский), раннего карбона (Прибалхашский).

Средний ордовик – ранний силур характеризуется не только закрытием Палеоазиатского океана, но и началом формирования океанических структур новой генерации, тектоническое развитие которых отличается от рассмотренных выше. Это деструктивные океанические бассейны, на месте которых образовались каледонские (Гоби-Алтайский, Бейшаньский, Киргизско-Терскойский), варисские (Палеоуральский, Туркестано-Алайский,

Джунгаро-Южно-Монгольско-Хинганский), поздневарисский (Южно-Гиссарский) и индо-синийский (Внутренне-Монгольский) коллизионные покровно-складчатые пояса.

Три палеомагнитных определения для этого времени приходится на вулканогенно-осадочные и терригенные комплексы Центрального Казахстана, которые на реконструкции показаны между Байдулет-Акбастауской на западе и Степнякской на востоке вулканическими палеодугами закрывающегося Палеоазиатского океана. Алайский микроконтинент, вероятно, входил в состав Каракарумско-Таримского континентального блока [Зоненшайн и др., 1990] и являлся восточным бортом открывшегося Туркестанского океана (рис. 4). Под последним мы понимаем относительно узкий океанический бассейн ордовикско-раннекаменноугольного возраста, остатки которого в виде офиолитов фиксируются на Южном Тянь-Шане между Алайским и Таримским на юге и каледонским Казахстанским на севере микроконтинентами [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Клишевич, Храмов, 1993; Диденко и др., 1994], а не обширный бассейн сквозного развития с венд-кембрийского по каменноугольное время [Sengor et al., 1993; Храмов и др., 1994].

Ранний — средний девон (Рис. 5)

К этому времени произошли значительные изменения в положении континентов лавразийской группы. Во-первых, Сибирская плита и окружающие ее каледонские аккреционные комплексы существенно (на 20°) сдвинулись на север с одновременным поворотом на $10\text{--}15^\circ$ по часовой стрелке. Во-вторых, к середине силура произошло полное закрытие Япетуса и был образован континент Евразия [Van der Voo, 1993; Pickering, Smith, 1995]. Восточно-Европейская плита из области тропических широт Южного полушария переместилась в область экваториальных широт с одновременным поворотом на $15\text{--}20^\circ$ против часовой стрелки. В дальнейшем более 100 млн. лет Евразия будет вращаться по часовой стрелке, так же, как и Сибирь, Тарим, каледониды Урало-Монгольского складчатого пояса. Это позволяет высказать предположение об образовании к середине палеозоя некой тектонической надсистемы (термин заимствован у А.Б. Дергунова [1989]), итогом развития которой стало формирование в позднем палеозое – мезозое последнего суперконтинента — Пангеи.

Первые признаки океанических бассейнов новой генерации появились в ордовике. Однако они имели локальный характер, и только в конце силура – начале девона развитие палеоокеанов этого типа стало доминирующим процессом. К этому времени полностью сформировались крупные океанические бассейны: Палеоуральский, Туркестанский и Южно-Монгольский. Общность стиля их структур и тектонического развития позволяют отнести их к единой системе океанических бассейнов Палеотетиса-I (рис. 4, 5).

Раскрытие Южно-Монгольского палеоокеана началось в конце силура [Руженцев и др., 1991]. Максимальной ширины он достиг в раннем девоне. В эмсе и среднем девоне вдоль его западной периферии формируется система островных дуг и задуговых прогибов, заполнявшихся мощными эпикластами. Континентальная коллизия (смыкание Сибирского континента и Катазии) происходит в раннем и среднем карбоне.

Туркестанский палеоокеан имел меридиональную ориентировку. Он располагался между Катазией (Таримский, Афгано-Таджикский и Кызылкумский массивы) и каледонским континентом Казахстана. В своей южной части Туркестанский океан смыкался с палеоокеаническими бассейнами Урала и Западной Европы (Палеотетис-I). Его раскрытие началось в раннем ордовике, и только в раннем девоне происходит дифференциация единого бассейна на систему прогибов и поднятий. Аккреционная тектоника здесь выражена слабо. Лишь вдоль западной окраины (Северный Тянь-Шань) в девоне появляется краевой вулканический пояс (активная окраина андийского типа). Континентальная коллизия (смыкание Казахстана и Катазии) происходит в среднем карбоне.

На Полярном Урале в силура – среднем девоне происходит формирование островодужной системы и, в конечном счете, аккреционного комплекса вдоль периферии Восточно-Европейского континента [Диденко и др., 2001; Руженцев, Диденко, 1998]. Полученное палеомагнитное определение этого временного интервала для пород Лемвинской зоны и пересчитанное с раннедевонского полюса Восточно-Европейского континента статистически не различаются, т.е. незначительные отклонения в первые градусы полученного нами направления от рассчитанного лежат в пределах ошибки метода. Следовательно, вышеуказанный разворот Лемвинской зоны относительно Восточно-Европейского континента на $53 \pm 15^\circ$ произошел до раннедевонского времени, и его логичнее объяснить развитием рифтогенных процессов на окраине этого континента в ордовикское время.

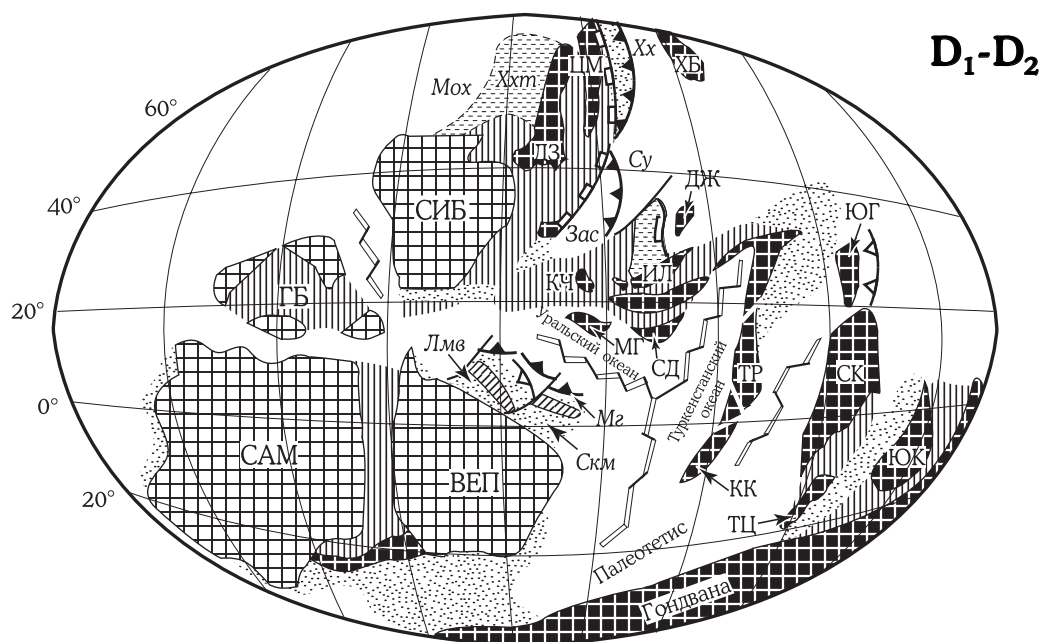


Рис. 5

Магнито-тектоническая реконструкция Уральского, Туркестанского, Южно-Монгольского палеоокеанов и основных континентальных блоков для раннего-среднего девона. Условные обозначения см. на рис. 1

До последнего времени на большинстве реконструкций конца раннего – начала среднего девона Уральский край Восточно-Европейского континента показывали на 10–15° Северного полушария, таким образом, существенно уменьшая размеры Уральского палеоокеана в эту эпоху. Опираясь на наши данные по Южному Уралу [Диденко, Печерский, 1986] и новые палеомагнитные определения по Сибая и Тоболу, полученные В.С. Буртманом с соавторами [Буртман и др., 2000], полагаем, что Уральский край континента был значительно южнее (примерно на экваторе) и имел субширотную ориентировку (рис. 5). Следовательно, ширина Уральского палеоокеана в ранне-среднедевонское время была существенно больше — порядка 1.5–2 тыс. километров. Простираие палеобассейна было субширотным, на что указывают палеомагнитные данные по комплексу параллельных даек из офиолитов Южного Урала [Диденко, Печерский, 1986].

На севере – северо-востоке ограничением Уральского палеоокеана в это время служила западная (современные координаты) окраина композитного Сибирско-Казахстанского континента. Восточнее Казахстано-Киргизской окраины этого континента существовал Туркестанский палеоокеан, имевший, в отличие от Уральского, субмеридиональную ориентировку [Диденко, Печерский, 1988]. Вероятно, оба этих палеоокеанических бассейна соединялись с Палеотетисом.

Другое важное событие этого периода — оформление обширных массивов континентальной коры, что привело к становлению Казахстанского и Катазиатского девонских континентов и к резкому увеличению Сибирского континента (рис. 5).

Для этого временного среза имеется значительное количество палеомагнитных определений (рис. 5) и представляют они, что самое главное, практически все океанические бассейны, существовавшие в девонское время на месте Урало-Монгольского складчатого пояса. Для трех из них удалось восстановить простираия осей спрединга. В случае палеопростираия структур Туркестанского палеоокеана имеется альтернативная точка зрения [Клишевич, Храмов, 1993], где на основе фациального и палеомагнитного анализов предполагается его субширотное (ЗСЗ–ВЮВ) простираие. О субмеридиональном простираии Туркестанского палеоокеана говорится также и в работе В.С. Буртмана и его коллег [1998].

КАРБОН (Рис. 6)

К раннекаменноугольному времени положение группы лавразийских континентов несколько изменилось. Это выразилось, в первую очередь, в сближении Сибирско-Казахстанского блока с Восточно-Европейским, приведшем к почти полному закрытию Уральско-го палеоокеана за счет дифференцированного вращения этих блоков по часовой стрелке. Намечается отчетливая тенденция смещения тектонической активности, связанной с образованием новых бассейнов с океанической корой на востоко-юго-восток в сторону Катазии. В пределах Центральной Азии продолжают функционировать остатки только двух вулканических дуг — Саурской и Хаирханской.

К раннему карбону Уральский палеоокеан в основном закрылся за счет дифференцированных вращений Балтии, с одной стороны, и Сибирско-Казахстанского континента — с другой (рис. 6). Могли возникать небольшие океанические бассейны за счет деструкции уральской окраины Восточно-Европейского континента. Один из таких бассейнов — Полярноуральско-Арктический [Руженцев, Диденко, 1998]. Фрагменты его литосферы (офиолиты, включая толеитовые базальты, D₃-C₁) слагают нижние аллохтонные пластины массивов Сыум-Кеу (Наунтинская) и Рай-Из (Нордвыменшорская).

Проведенные кинематические расчеты движений Восточно-Европейского и Сибирско-Казахстанского континентов на координаты Полярного Урала показывают: 1) скорость смещения этих континентов вдоль меридиана в интервале средний девон — карбон менялась от 6–8 до 1–2 см/год (в фамене — турне произошло резкое уменьшение скорости северного дрейфа Восточно-Европейского континента с 8 до 3 см/год); 2) в это же время скорость его вращения по часовой стрелке также упала с $0.65 \pm 0.41^\circ$ до $0.42 \pm 0.45^\circ$ /млн лет, а скорость вращения Сибирско-Казахстанского континента увеличилась с $0.30 \pm 0.46^\circ$ до $0.64 \pm 0.42^\circ$ /млн лет. Вероятно, процесс дифференцированного вращения континентов нашел отражение в раскрытии в позднем девоне-раннем карбоне Полярноуральско-Арктического бассейна. Максимальное раскрытие бассейна, рассчитанное по этим данным, могло достигать более 500 км [Руженцев, Диденко, 1998].

Коллизионные процессы в системе Палеотетиса-I привели к общему сжатию в пределах Северной Евразии. Оно сопровождалось закрытием последних реликтовых бассейнов (Хангай-Хэнтэйский и Прибалхашский), а также формированием напряженных складчатоглыбовых и сдвиговых деформаций. Иными словами, средний и поздний карбон — эпоха важных структурных перестроек в истории Земли, приведшая к формированию гигантского континента Северной Евразии, включающего в себя докембрийские массивы, а также области салаирской и каледонской стабилизации (рис. 6).

Одновременно с закрытием океанических бассейнов Палеотетиса-I юго-восточнее, в пределах Катазии, в раннем карбоне формируется ряд океанических бассейнов Палеотетиса-II: Внутренне-Монгольский, Южно-Гиссарский и Северо-Памирский. Их заложение произошло в раннем карбоне, что подтверждается появлением хорошо выраженных рифтогенных комплексов и резким увеличением скорости миграции полюса для Северо-Китайского и Таримского континентальных блоков. Бассейны Южного Гиссара и Северного Памира существовали недолго. В конце раннего карбона вдоль северо-западной их периферии появляются островодужные системы, а в среднем карбоне бассейны закрываются в связи с коллизией Северной Евразии, Таримского и Афгано-Таджикского гондванских микроконтинентов [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993].

РАННЯЯ ПЕРМЬ (Рис 7)

Начало перми является временем главных континентальных столкновений и образования единой Лавразии [Зоненшайн и др., 1990]. Вращение по часовой стрелке лавразийских континентов продолжается, что привело к полному их перемещению в Северное полушарие. К этому времени практически завершилось формирование структуры Урало-Монгольского складчатого пояса в его Уральской, Казахстанской и, отчасти, Туркестанской областях. Размеры и относительная ориентация многих структур этой части пояса близки к современным. Сквозное развитие с палеозойского времени до мезозойско-кайнозойского имели только сдвиги, такие как, правосторонние Таласо-Ферганский, Центрально-Казахстанский, Чингиский [Зоненшайн и др., 1990; Самыгин, 1974] и сдвиг между Русской платформой и Казахстано-Тянь-Шаньским блоком [Клишевич, Храмов, 1995].

Внутренне-Монгольский палеоокеан, в отличие от Гиссаро-Памирского, просуществовал дольше, до поздней перми включительно [Руженцев и др., 1989]. Здесь также вдоль севе-

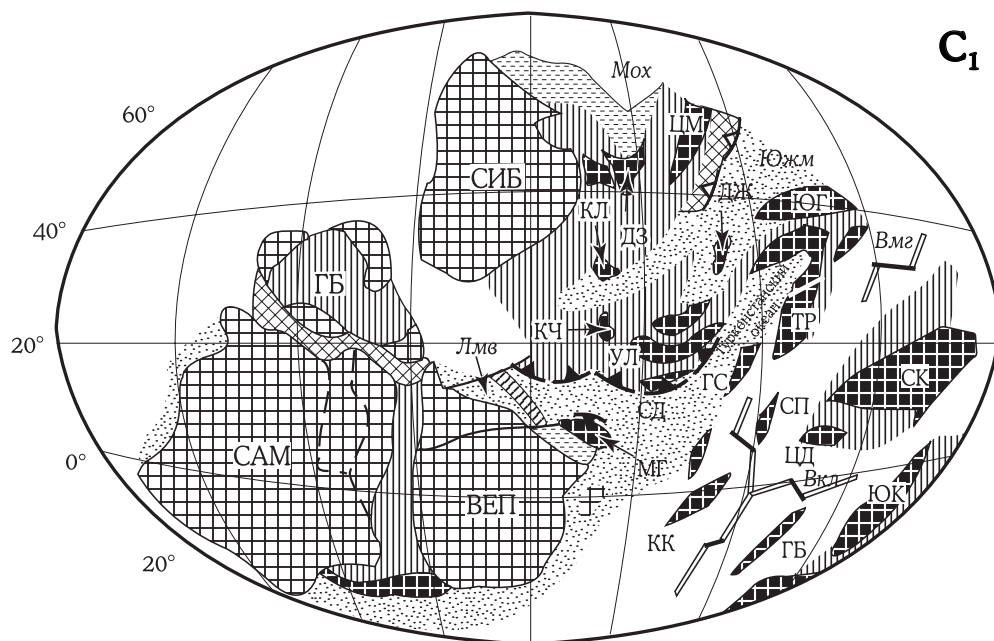


Рис. 6

Магнито-тектоническая реконструкция Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса для конца раннего карбона. Условные обозначения см. на рис. 1

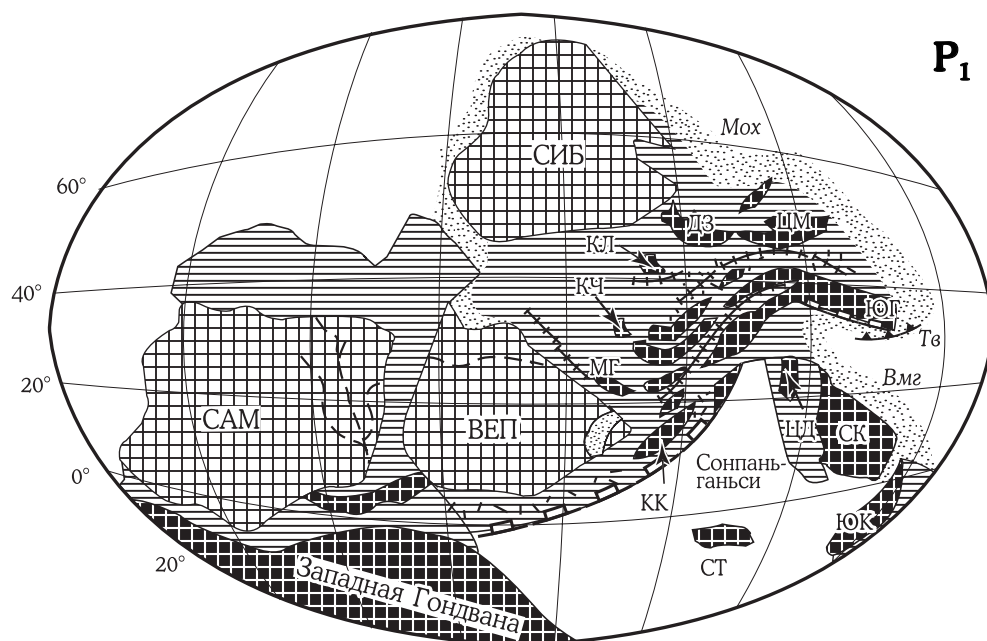


Рис. 7

Магнито-тектоническая реконструкция Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса для ранней перми. Условные обозначения см. на рис. 1

ро-западной периферии бассейна формируется островодужная система (C_3-P_2), которая к юго-западу сменяется одновозрастным Евразийским окраинно-континентальным вулканическим поясом [Моссаковский, 1975]. Континентальная коллизия (соединение континентов Северной Евразии и Сино-Корейского) привела в среднем триасе к раздавливанию Внутренне-Монгольского палеоокеана и обдукции слагавших его комплексов на южный край Северо-Евразийского континента. Сказанное хорошо согласуется с палеомагнитными данными. Отмечается [Zhao et al., 1990], что коллизия (сутурирование океанических бассейнов) раньше происходила на юго-западе пояса Палеотетис-II, с чем, по-видимому, связано более раннее (в карбоне) закрытие Южно-Гиссарского и Северо-Памирского бассейнов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное использование геолого-геофизических данных позволило обоснованно характеризовать палеогеодинамические процессы формирования спрединговых комплексов в структурах Палеоазиатского, Уральского и Туркестанского палеоокеанов и выделить шесть основных типов геодинамических обстановок, в которых формировались изученные палеоспрединговые комплексы.

1. Офиолиты, образованные на дивергентных границах плит. К этому типу офиолитов можно отнести, например, массивы Шулдакский (D_{1-2}), Карашат ($V-E_1$), Чон-Саир ($V-E_1$), формирование которых происходило за достаточно короткое время (до 10 млн. лет) и было одноактным.

2. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях внутриплитных океанических поднятий. Этот тип проявлен не во всех регионах, наиболее характерен он для второй фазы офиолитов Алайского хребта: Киргизатинский, Сарталинский, Ходжагаирский аллохтоны. Вероятно, что к этому же типу можно отнести среднепалеозойские офиолиты Южной Монголии (Дзолен, Гурвансайхан).

3. Офиолиты, образованные в условиях трансформных разломов. Выделение этого типа офиолитов по петро-геохимическим характеристикам практически невозможно, магматические породы этих комплексов имеют NMORB свойства. Но при этом обнаруживаются структурно-морфологические особенности, не свойственные офиолитам первых двух типов, которые выражаются в разноориентированности дайковых комплексов (Нарынские офиолиты Северо-Восточной Ферганы) или в появлении ветвящихся, пересекающих друг друга небольших дайковых роев и отдельных даек (Баянхонгорские офиолиты Монголии).

4. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях примитивных (энсиматических) островных дуг. Для этого типа характерны две модификации: одна представлена офиолитами второй фазы, которые наложались на более ранние офиолиты других типов (Куртушибинский, Курайский, Северо-Саянский, Хантайширский, Войкаро-Сынбинский массивы); другая представлена более ранними офиолитами первой фазы, на которые наложались спрединговые образования энсиалических островных дуг и задуговых бассейнов (массивы Наранский, Шатский и Сыум-Кеу).

5. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях энсиалических островных дуг. К этому типу относятся спрединговые образования массивов Среднетерсинского, Толпакского и Караул-Чеку. К структурно-морфологическим особенностям этих офиолитов можно отнести преобладание силлов над дайками, причем силловые пакеты зачастую построены по типу «силл в силле». Как и в предыдущем случае, несомненным остается тот факт, что офиолиты энсиалических островных дуг формировались в условиях рассеянного спрединга.

6. Офиолиты, образованные в геодинамических условиях задуговых бассейнов. Спрединговые комплексы этого типа представлены, как правило, второй фазой в офиолитовых массивах Баян-Хонгора, Шатского, Среднетерсинского и Базарбая. В случае последнего массива спрединговый комплекс задугового типа выполняет одну основную фазу. Отличительной чертой спрединговых образований этого типа является мозаично-блоковое строение дайковых серий — Хабаровский массив Южного Урала.

Эволюцию геодинамических процессов, установленных для трех палеоокеанов, вероятно, нельзя рассматривать отдельно от других глобальных процессов, протекавших во всей литосфере Земли. Для установления более общих закономерностей эволюции тектономагматической активности нами был проведен анализ скоростей движения континентальных плит, распространенности офиолитов, содержания изотопов Sr в водах Мирового океана в венд-палеозойское время [Диденко, 1998; Куренков и др., 2002; Симонов, 1993], который показал, что эти явления взаимосвязаны.

По многочисленным данным [Диденко и др., 1994; Добрецов, 1990; Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Пучков, 1993, 2000; Хаин, Ломизе, 1995; Хаин, Сеславинский, 1991; Pickering, Smith, 1995], в позднерифейское-палеозойское время намечается пять эпох увеличения образования океанической коры.

1. Поздний рифей – ранний кембрий. Образование коры океанического типа получило широкое развитие в океанах Прототетис, Среднеевропейский, Палеоазиатский и в Верхояно-Колымской, Тасманской складчатых областях.

2. Конец кембрия – средний ордовик. Образование океанической коры получило широкое развитие в океане Япетус, остаточных бассейнах Центрального Казахстана, Северного Тянь-Шаня. Вероятно, во второй половине этого периода начал развиваться Уральский палеоокеан.

3. Конец ордовика – силур. Остатки новообразованной океанической коры этого времени находятся сейчас в виде офиолитов в герцинских складчатых областях — Уральской, Южно-Тяньшанской, Чарской, Гоби-Хинганской и других складчатых зонах.

4. Средний девон – ранний карбон. Офиолиты, образовавшиеся в начале этого периода, также принадлежат герцинским складчатым областям. Они развиты на Полярном и Южном Урале, Южном Тянь-Шане, Южном Гоби и представляют собой новую генерацию продуктов спрединга в уже существовавших бассейнах Палеотетиса-I и закрывшихся в позднем девоне-раннем карбоне. Одновременно с этим формируется система океанических бассейнов Палеотетис-II: Внутренне-Монгольский, Южно-Гиссарский и Северо-Памирский.

5. Поздний палеозой. Офиолиты этого возраста известны на Центральном Памире, в Афганистане, на Тибете и по обе стороны Тихого океана. Замыкание этих бассейнов произошло уже в мезозое.

Почти все вышеуказанные периоды увеличения офиолитообразования предварялись рифтингом того или иного континента. Следовательно, рифтинг континентальной коры и есть первое проявление на поверхности мантийного теплового диапира (горячей струи).

В пределах Палеоазиатского океана в венд-кембрийское время существовали субмеридиональные структуры не только конвергентного типа, но и дивергентного, хотя их гораздо меньше, чем первых. Вероятно, Палеоазиатский океан являлся частью Палеопацифики, располагавшейся между Сибирским и Восточно-Гондванским континентами, и был схож с западной частью современного Тихого океана.

В «океанической» истории развития Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса четко выделяются два этапа: первый связан с зарождением и закрытием собственно Палеоазиатского океана к середине палеозоя преимущественно аккреционным путем. Вторым этапом связан с перманентным раскрытием Уральского, Туркестанского, Южно-Монгольского, а в последствии Южно-Гиссарского, Северо-Памирского, Внутренне-Монгольского океанических бассейнов тетического типа.

В. Э. Павлов**ЭВОЛЮЦИЯ ВЕРХНИХ ОБОЛОЧЕК ЗЕМЛИ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ**

В наиболее широко употребляемом смысле, палеомагнитные исследования — это исследования «ископаемого» магнетизма, изучение распределений векторов древней намагниченности в горных породах с целью последующего их использования для решения различных геологических (главным образом, тектонических) задач. Справедливости ради, следует отметить, что область применения палеомагнитного метода далеко выходит за рамки чисто тектонических задач (этот круг проблем некоторыми авторами выделяется в отдельное направление — «магнитотектонику») и включает в себя изучение полярности геомагнитного поля древних эпох (магнитостратиграфия), интенсивности магнитного поля Земли в геологическом прошлом, а также значительное число различных важных палеоклиматических, палеоэкологических и прочих приложений.

Настоящая статья, главным образом, касается того аспекта палеомагнитологии, который имеет наиболее важное значение для изучения верхних оболочек литосферы, а именно ее «магнитотектонического» аспекта. Данные, получаемые в ходе такого рода палеомагнитных исследований позволяют на разных уровнях восстанавливать историю тектонических движений литосферных блоков, служат основой для создания палеотектонических, палеогеодинамических и палеогеографических реконструкций, необходимы для изучения эволюции плитотектонического процесса, для тестирования важнейших тектонических гипотез, для изучения истории геологического развития нашей планеты в целом.

В лаборатории главного геомагнитного поля начало интенсивных палеомагнитных исследований связано с именем Д.М. Печерского, по инициативе и под руководством которого были выполнены палеомагнитные исследования Закавказья (диссертации Б. Асанидзе, Нгуен Ким Тхоа) и других регионов Советского Союза. Особым, ставшим со временем приоритетным, направлением этих работ стало изучение палеомагнетизма офиолитов (древних океанических пород) Казахстана, Тянь-Шаня, Урала, Тувы, Монголии (А.Н. Диденко, Д. Гришин, Т.Л. Турманидзе, Н. Шелестун). История этих работ описана в других статьях настоящего сборника.

Важно отметить, что все вышеназванные исследования были сосредоточены на изучении подвижных поясов и, в первую очередь, на восстановлении истории развития Урало-Монгольского пояса, образовавшегося при закрытии Урало-Монгольского палеоокеана (А.Н. Диденко). В то же время на начальных этапах исследований изучению палеомагнетизма древних кратонов, являющихся важнейшими структурообразующими элементами земной коры, не придавалось сколько-нибудь заметного внимания. Это обстоятельство объясняется, в значительной степени, тем, что к началу «магнитотектонических» исследований в ИФЗ, в стране, главным образом благодаря усилиям наших ленинградских коллег из ВНИГРИ, был достигнут значительный прогресс в изучении палеомагнетизма основных кратонных блоков. Между тем, к середине 80-х годов существенно изменились требования к методике выполняемых исследований, значительно ужесточились требования к надежности и качеству получаемых результатов. Одновременно, накопление новых данных по окружающим древние платформы складчатым полюсам требовало (для корректной интерпретации) детализации уже полученных результатов, распространения палеомагнитных исследований на еще не изученные интервалы геологической истории. Постепенно становилось ясно, что качество и количество уже имевшихся по древним кратонам данных не соответствует текущему уровню научных исследований. Все это, безусловно, стимулировало постановку палеомагнитных исследований древних кратонов в нашей лаборатории.

Начало подробных палеомагнитных исследований древних платформ (в первую очередь, Сибирской платформы) связано с тем интересом, который проявляла Г.Н. Петрова

к изучению геомагнитного поля докембрия. Именно под эту задачу Г.Н. Петрова пригласила к себе в аспирантуру В.Э. Павлова, работавшего перед этим несколько лет (после окончания МГРИ в 1979 г.) в разведочной геофизике. Первой и основной задачей, которую Г.Н. Петрова ставила перед своим аспирантом, являлось выяснение возможности самой работы с докембрийскими объектами, получение доказательств того, что первичная намагниченность может сохраниться в породах, имеющих возраст миллиард лет и более.

Поскольку до этого лаборатория не имела своего собственного опыта палеомагнитного изучения докембрия, В.Э. Павлов был направлен зимой 1983/1984 гг. во ВНИГРИ на стажировку, а летом 1984 г. под руководством Р.А. Комиссаровой он принял участие в полевых работах, направленных на изучение Учуро-Майского гипостратотипа рифея (юго-восток Сибирской платформы). В ходе этих работ, при предварительном анализе полученных результатов, становилось ясно, что нельзя разрешить проблему сохранности докембрийской намагниченности «вообще», а следует работать с конкретными геологическими объектами и их конкретной намагниченностью. Так были начаты работы, которые завершились к 1992 г. кандидатской диссертацией В.Э. Павлова. Основным результатом этой работы было установление средне-позднерифейского сегмента кривой кажущейся миграции полюса (КМП) Сибирской платформы, что явилось основой для восстановления истории тектонических движений Сибирского кратона в интервале времени 1 100–900 млн. лет назад.

В последующие годы центр тяжести работ по изучению палеомагнетизма Сибири сместился в сторону магнитостратиграфических исследований, направленных на разработку Шкалы магнитной полярности палеозоя.

Шкала геомагнитной полярности представляет собой квинтэссенцию наших знаний об изменении полярности магнитного поля Земли в геологическом прошлом и является основным, а в ряде случаев и единственным инструментом, позволяющим устанавливать и изучать связь процессов, происходящих во внутренних оболочках нашей планеты, с эволюцией верхних оболочек литосферы, важнейшими событиями геологической истории.

В 1990-х — начале 2000-х годов в лаборатории главного геомагнитного поля ИФЗ совместно с палеомагнитной лабораторией Парижского института физики Земли был выполнен ряд палеомагнитных исследований лучших опорных разрезов нижнего палеозоя Сибирской платформы (долины рек Мойеро, Кулюмбэ, Хорбусуонка, Лена). Эти работы позволили значительно продвинуться в реконструкции характера геомагнитного поля начала фанерозоя, получить оценки частоты инверсий геомагнитного поля в интервале времени 525–450 млн. лет назад. Одним из наиболее важных результатов этих работ явилось доказательство существования в нижнем палеозое третьего фанерозойского суперхрона — нижне-среднеордовикского суперхрона обратной полярности [Павлов, Галле, 1996; Павлов и др., 1999].

Суперхроны — это особые состояния геомагнитного поля, в течение которых нормальный инверсионный процесс по неизвестным причинам полностью или почти полностью блокируется, и магнитное поле Земли на десятки миллионов лет застывает в одном из двух своих возможных квазистабильных состояний. Изучение этих особых состояний, исследование характера магнитного поля при входе и выходе из суперхрон позволяет получить уникальную информацию о процессах, протекающих в ядре и на границе ядро–мантия, имеющую принципиальное значение для разработки физической теории геомагнетизма и для понимания эволюции нашей планеты.

Одновременно шло накопление высококачественных палеомагнитных данных, полученных по различным регионам Сибирской платформы и опирающихся на обширный статистический материал. Таким образом, одним из важных результатов подробных магнитостратиграфических исследований стало получение ярусной последовательности нижнепалеозойских полюсов Сибирской платформы. Интересно отметить, что так подробно в этом интервале геологического времени не изучен ни один другой древний кратон. В ходе магнитостратиграфических исследований в качестве побочного, но важного результата нами в соавторстве с нашими немецкими коллегами были определены палеошироты южного обрамления Сибирского континента в конце силура – начале девона [Bashtadse et al., 2000], что позволило не только получить новые ограничения на геодинамическую эволюцию земной коры к югу от Сибирского кратона, но и разрушило одно из серьезных возражений против возможности применения гипотезы центрального осевого диполя для раннего–среднего палеозоя, базировавшегося на резком рассогласовании палеоклиматических и ранних палеомагнитных данных.

С конца 90-х годов и по настоящее время в лаборатории ведется обширная работа по изучению явления, которое можно было бы назвать венд-раннекембрийским палеомагнитным парадоксом. Значительный объем этих работ выполняется выпускником геологического факультета МГУ Шацилло А.В., пришедшим в лабораторию в качестве аспиранта в 1999 г.

В результате обширных исследований палеомагнетизма нижнего кембрия и венда Сибирской платформы установлено, что в породах этого возраста присутствует два палеомагнитных направления: направление 1, выделенное впервые Киршвинком [Kirschvink and Rozanov, 1984], и направление 2, определенное много раньше сотрудниками лаборатории А.Н. Храмова [Храмов и др., 1982]. В том случае, если «направление Киршвинка» первично — то следует признать, что в течение нижнего кембрия палеомагнитный полюс Сибири испытал чрезвычайно большие и быстрые перемещения. Вместе с данными по другим континентам (впрочем, оспариваемыми другими авторами) это заключение приводит Киршвинка с соавторами [Kirschvink et al., 1997] к выдвижению яркой гипотезы ИТРВ (Inertial Interchange True Polar Wander), подразумевающей смену осей инерции земного эллипсоида, приведшую к смещению земной коры и верхней мантии относительно оси вращения на величину близкую к 90 градусам. Наши данные, однако, указывают скорее на то, что направления «Киршвинка» и «Храмова» оба являются первичными (в смысле близости их возраста образования ко времени накопления нижнекембрийских пород). Если это так, то причину нижнекембрийского палеомагнитного феномена, возможно, следует искать в специфичности, аномальности раннекембрийского геомагнитного поля [Шацилло и др., 2003].

В конце 1990-х – начале 2000-х годов сотрудники лаборатории (В.Ю. Водовозов, В.Э. Павлов) принимали участие в работах, посвященных переизучению траппов Сибирской платформы. Полученные (совместно с петербургскими и мюнхенскими коллегами) результаты подтвердили крайне высокую скорость излияний сибирских пермо-триасовых траппов, что является сильным аргументом в пользу прямой связи этого события с великой пермо-триасовой биосферной катастрофой. Другим важным результатом этих исследований явился вывод о жесткости Северо-Евразийской плиты по крайней мере с пермо-триасового времени.

С момента выдвижения гипотезы позднепротерозойского континента Родинии [Hoffman, Moores, Dalziel, 1991] эта идея привлекала на свою сторону все большее число сторонников и к концу 90-х годов превратилась, по сути дела, в историко-геологическую и тектоническую (суб)парадигму, с позиций которой объяснялись и объясняются все важнейшие события позднепротерозойской и раннепалеозойской геологической истории. Однако при всей привлекательности этой гипотезы нельзя не признать, что ее обоснование не является достаточно твердым. Особенно ярко это проявляется на примере Сибири, где предложенные геологические палеорекострукции прямо противоречат друг другу, а палеомагнитные определения, удовлетворяющие современным требованиям, крайне малочисленны.

В рамках этой проблемы с целью тестирования гипотезы позднепротерозойского суперконтинента сотрудниками лаборатории (В.Э. Павлов, А.В. Шацилло) при активном участии П.Ю. Петрова (ГИН РАН) было выполнено переизучение и доизучение рифейских пород Учуро-Майского гипостратотипа, формировавшихся во время существования Родинии. Помимо Учуро-Майского разреза были также выполнены исследования близких по возрасту пород рифея Туруханского поднятия и Иркинеевского выступа Енисейского кряжа [Павлов и др., 2000; Павлов и др., 2004; Павлов, Галле, 1999].

Полученные результаты, во-первых, подтвердили оспариваемый рядом авторов тезис о единстве Сибирской платформы по крайней мере со среднего рифея и, во-вторых, позволили получить существенные палеомагнитные ограничения на возможность существования Родинии и на ее возможную конфигурацию. Было показано, что палеомагнитные данные по Сибири и Лаврентии согласуются, причем практически идеально, между собой только в том случае, если принимаемая в настоящее время опция полярности докембрийских направлений неверна либо для одного кратона, либо для другого. Если это так, а имеющиеся данные не исключают такой интерпретации, тогда Сибирь действительно с большой долей вероятности образовывала с Лаврентией единую континентальную массу, что согласуется с идеей Родинии. В противном случае предполагаемый суперконтинент, по крайней мере в обсуждаемых конфигурациях, в действительности не существовал. Проблема выбора опции полярности для докембрийских палеомагнитных направлений Си-

бири в настоящее время «упирается» в практически полное отсутствие надежных палеомагнитных данных для интервала времени порядка 400 млн. лет, отвечающему второй половине позднего рифея и венду. Над решением этой проблемы в настоящее время работает А.В. Шацилло.

Следует отметить, что идея квазициклического формирования и распада суперконтинентов в настоящее время широко используется в науках о Земле и является базовой для ряда важных теоретических построений. При этом сам факт существования любого суперконтинента, в принципе, легко проверяется с помощью палеомагнитного метода, при наличии, конечно, соответствующих данных. Таким образом, получение качественных данных по древним кратонам, особенно для тех интервалов геологической истории, во время которых предполагается существование того или иного суперконтинента, является, безусловно, одним из важнейших направлений палеомагнитных исследований. Помимо работ, связанных с проверкой гипотезы Родинии, аналогичная по смыслу работа в лаборатории главного геомагнитного поля ведется по предполагаемому суперконтиненту Колумбия, возможно, существовавшему в палеопротерозое. В этом направлении активно работает выпускник кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ 2003 г. Р.В. Веселовский. Начиная с 2000 г. при активном участии П.Ю. Петрова (ГИН РАН) им проводятся подробные палеомагнитные исследования нижнего рифея Приангарья и Учуро-Майского района, результаты которых позволят выполнить тестирование этой гипотезы.

Д.М. Печерский

ВЫЯСНЕНИЕ СВЯЗИ ПОВЕДЕНИЯ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ И ГЛУБИННЫХ ПЛЮМОВ

По современным представлениям, горячие точки — это участки активного внутриплитного вулканизма, которые являются эпицентрами на поверхности Земли над восходящими мантийными потоками тепловой энергии и разогретого вещества — плюмами — с разных глубин, от астеносферы до низов мантии, границы ее с ядром (слой D''). Слой D'' неоднороден по латерали как по температуре, так по плотности и рельефу, и образование плюмов может быть результатом эпизодической неустойчивости слоя D'' [Грачев, 2000а; Жарков и др., 1984; Loper, 1991; Stacey, 1992; Vogt, 1972]. В свою очередь, с указанными неоднородностями могут быть связаны такие явления геомагнитного поля, как мировые магнитные аномалии, вариации и инверсии. Если так, то возможна связь перечисленных геомагнитных явлений и плюмов.

Активность процессов глубинного (нижнемантийного) плюмообразования, точнее их проявления на поверхности Земли, сказала в истории Земли неоднократно [Грачев, 2000б]. Мы рассмотрим особенности поведения геомагнитного поля в интервалах высокой плюмовой активности на поверхности Земли. Данные обобщения плюмовой активности, резких изменений органического мира и поведения геомагнитного поля приведены в работах [Benton, 1995; Грачев, 2000а; б; Печерский, 1998; 2000; Pechersky, 1998].

Рассмотрим связь изменений геомагнитного поля, во-первых, с современными горячими точками и, во-вторых, с интервалами наиболее высокой активности глубинных плюмов в геологическом прошлом.

Для анализа вариаций проще всего рассмотреть суммарную амплитуду вековых вариаций направления геомагнитного поля, выраженную в стандартном отклонении палеомагнитных направлений в каждой точке палеомагнитных наблюдений: $S = 81/(K)^{1/2}$, где K — кучность палеомагнитных направлений (статистика Фишера). Для такого анализа не нужны записи вековых вариаций в геологических последовательностях (разрезах), что было бы лучше всего, но таких данных очень мало и они расположены незакономерно по отношению к мировым магнитным аномалиям и плюмам. К тому же, как правило, по таким разрезам очень трудно анализировать амплитуду вариаций, что легко сделать, имея современную, регулярно пополняемую Базу палеомагнитных направлений [McElhinny, Lock, 1990; 1996].

На первом этапе такого анализа выбран интервал возраста пород от нуля до начала хрона Брунес (~0.78 млн. лет). Из дальнейшего анализа исключены все аномальные палеомагнитные направления (отклоняющиеся от поля современного диполя более чем на 40° и направления обратной полярности). Исключены результаты современного и близкого к нему перемагничивания более древних пород, так как в случае перемагничивания не известна его продолжительность и, соответственно, возможны варианты как существенного сглаживания вековых вариаций либо очень быстрого перемагничивания, не захватывающего вариаций, так и неполного перемагничивания. В первых двух случаях амплитуда вариаций, скорее всего, занижена, в последнем — завышена. Исключены определения без всяких чисток, где возможен заметный вклад вязкой намагниченности, существенно искажающей истинную амплитуду вариаций направления. В результате остались 303 палеомагнитных определения. Из них большинство (253) приходится на вулканические породы, главным образом, базальтовые лавы, 41 — на осадки, 5 — на обожженные осадки и 4 — на интрузивные тела. Не отмечается систематического распределения величины S по группам пород. Каждому палеомагнитному определению присвоен индекс палеомагнитной надежности (ИПН) [Печерский, Диденко, 1995].

По палеомагнитной надежности коллекция распределяется следующим образом: $\text{ИПН} \leq 0.2$ — 51, ИПН от 0.3 до 0.5 — 160 и $\text{ИПН} \geq 0.5$ — 51 определение. При этом величина S изменяется в сходных пределах практически независимо от величины ИПН.

Так что при осреднении данных почти все результаты можно рассматривать как равнозначные.

На втором этапе по аналогичной методике отобраны палеомагнитные данные из Базы [McElhinny, Lock, 1990, 1996] для интервала возраста 15–65 млн. лет назад. Всего отобрано 477 определений, довольно равномерно распределившихся по возрасту: 15–25 млн. лет назад — 117 определений, 25–35 млн. лет — 94, 35–45 млн. лет — 58, 45–55 млн. лет — 108 и 55–65 млн. лет назад — 100 определений. Из них 210 приходится на вулканисты (в том числе 84 — на базальты и около 20 — на обожженные породы), 120 — на интрузивные тела и 147 — на осадочные породы.

Далее для всех точек палеомагнитных наблюдений определены расстояния по дуге большого круга до эпицентров ближайших мировых магнитных аномалий, это Азиатская ММА (45°N, 105°E), Северо-Американская (35°N, 270°E), Антарктические (55°N, 330°E и 55°N, 45°E), и до ближайших горячих точек, относящихся к глубинным плюмам, поднимающимся от низов мантии, это Афар, группы молодых вулканов хребта Хамар-Дабан (Прибайкалье) и бассейна Большого Анюя (Чукотка), вулканические острова Буве, Гавайи, Исландия, Реюньон, Самоа [Грачев, 2000а; б].

Для анализа использована карта мировых магнитных аномалий, точнее, вертикальной составляющей магнитного поля Земли [Яновский, 1978].

Палеомагнитные данные для хрона Брюнес разбиты на три группы: 1) не старше 10 тысяч лет, включая исторические и современные; 2) старше 10 тысяч лет и до 100 тысяч лет; 3) старше 100 тысяч лет и до начала хрона Брюнес. Для более древних пород вычислены средние значения возраста, по которым палеомагнитные данные разбиты на десятиллионлетние интервалы. В данной работе не учтено движение плит в кайнозой. Это в сочетании с большой неопределенностью датировок должно сказаться на усложнении (ухудшении) картины зависимости S от расстояния до эпицентра плюма.

Для анализа частоты инверсий геомагнитного поля и плюмов в геологическом прошлом использована шкала геомагнитной полярности.

ЗАВИСИМОСТЬ S ОТ РАССТОЯНИЯ ДО ЦЕНТРОВ МИРОВЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

Обнаружена тенденция к спаду S с удалением от центров ММА в интервале 0–10 тысяч лет назад, она «ослабевает» для более раннего интервала (10–100 тысяч лет назад) и вовсе исчезает в интервале 0.1–0.7 млн. лет назад (рис.1). При этом данные по каждой ММА показывают, что возраст их различен, так возраст Азиатской ММА скорее не превышает 10 тысяч лет, т.е. она в «расцвете сил», тогда как возраст Северо-Американской аномалии более древний, и в настоящее время эта аномалия, видимо, находится на стадии «затухания». Возможно, с этим связано резкое различие интенсивности этих аномалий, первая — около 17000 нТл, вторая менее 7000 нТл [Яновский, 1978]. Судя по интенсивности Антарктических аномалий (более 17000 нТл) и сходной тенденции в изменении S (заметный спад S с удалением от центра ММА для возраста 0–10 тысяч лет и ослабление его для возраста 10–100 тысяч лет), они близки по возрасту Азиатской.

ЗАВИСИМОСТЬ S ОТ РАССТОЯНИЯ ДО ЭПИЦЕНТРОВ ПЛУМОВ

Прежде всего следует отметить отсутствие связи между положением центров ММА и плюмов, что видно по расстояниям между ближайшими ММА и плюмами: 7° (Хамар-Дабан), 19° (Буве), 31° (Реюньон), 38° (Б. Анюй), 50° (Исландия), 56° (Гавайи), 62° (Афар) и 94° (Самоа). Эпицентры плюмов чаще удалены от ММА. В течение хрона Брюнес зависимость S от расстояния точки наблюдения до эпицентров плюмов отсутствует. Отсутствие прямой связи в распределении на поверхности Земли эпицентров плюмов, с одной стороны, и ММА и S — с другой, может говорить, во-первых, о разных их источниках и, во-вторых, о разном времени движения от ядра к поверхности Земли геомагнитной информации и плюма. Время существования нарушений стационарного состояния движений в ядре, приводящих к появлению ММА и повышению суммарной амплитуды вековых вариаций геомагнитного поля в определенных районах жидкого ядра, судя по приведенным выше данным, не превышает первых десятков тысяч лет. При этом такие явления не обязательно синхронны. В то же время, процесс плюмообразования предположительно связан в первую очередь со слоем D'' , т.е. с процессами в мантии на ее границе с ядром, продолжительность этих процессов охватывает, по крайней мере, первые миллионы лет (например, траппы Декана и Восточной Сибири) вплоть до многих десятков миллионов лет (например, Гавайская горячая точка). Соответственно, для выяснения простран-

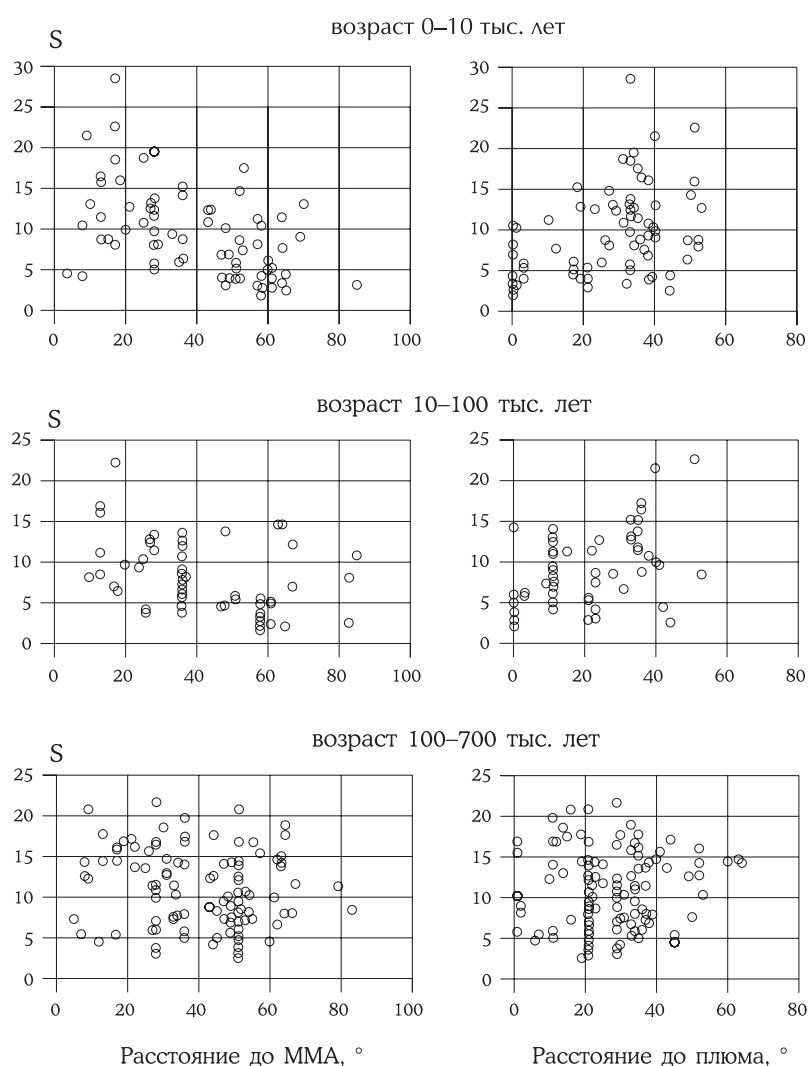


Рис. 1

Зависимость S от расстояния до центров мировых аномалий для времени 0 – 10, 10 – 100 и более 100 тысяч лет

ственной связи амплитуд вековых вариаций S с современными эпицентрами плюмов следует рассмотреть записи геомагнитного поля, относящиеся к 15-65 млн. лет назад (рис. 2). Если будем двигаться от начала кайнозоя «вверх» по времени, то увидим отсутствие связи в начале кайнозоя (нижний рис. 2), и такая связь появляется в интервале между 50 и 25 млн. лет назад, наиболее заметна она в интервале 45-50 млн. лет назад, и затем, после 25 млн. лет такая связь исчезает. Отсюда можно предположить время возникновения плюмов, с которыми связаны ныне действующие рассматриваемые горячие точки, главным образом, 45-50 млн. лет назад и несколько позднее. Такая оценка согласуется с независимыми оценками времени подъема от слоя D'' плюмов, времени передачи энергии, приводящей к движению плит и т.п. [Диденко, 1998; Печерский, 1998; Courtillot, Besse, 1987; Loper, 1991; Richards et al., 1989]. Предлагаемая оценка — некая средняя для всех рассмотренных плюмов.

Таким образом, можно говорить в первом приближении о существовании связи между процессами в ядре, приводящими к изменениям суммарной амплитуды вековых вариаций геомагнитного поля и возникновению ММА, и процессами в слое D'' , ведущими к образованию плюмов. Время передачи энергии от слоя D'' до поверхности Земли охватывает 30–50 млн. лет, что объясняет отсутствие пространственной связи между современным положением центров мировых магнитных аномалий и эпицентров глубинных плюмов.

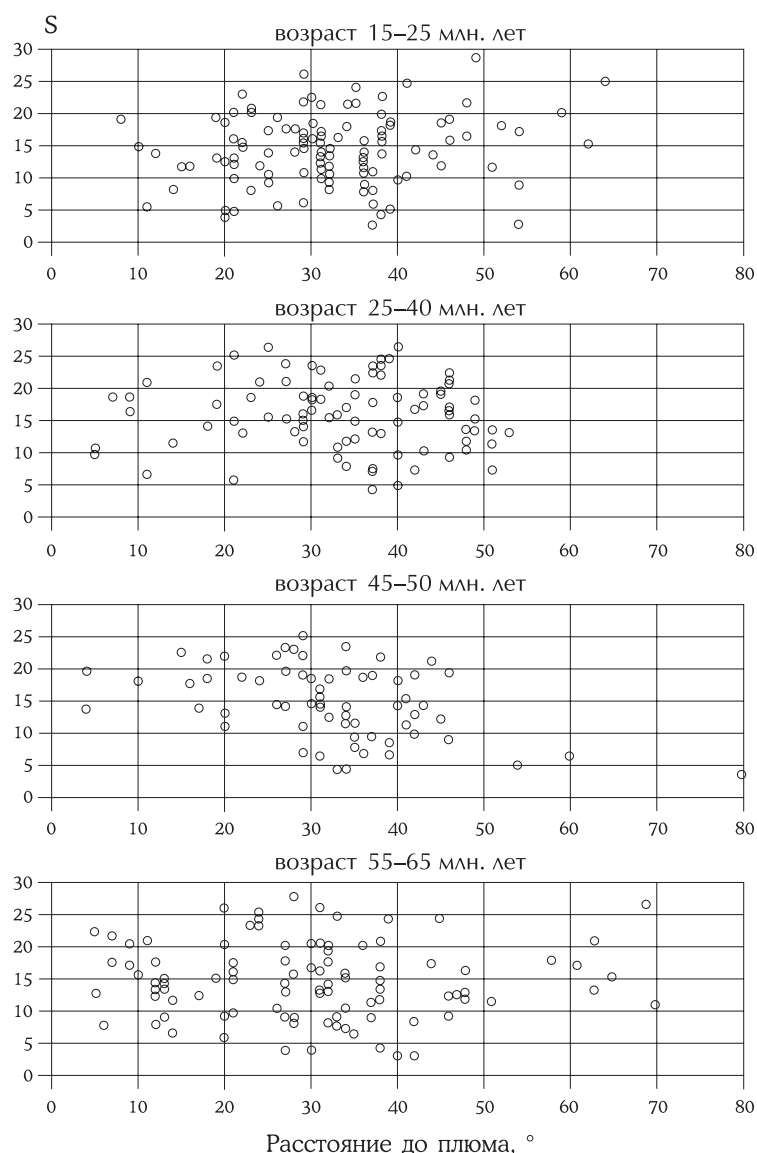


Рис. 2. Зависимость S от расстояния до эпицентров плюмов за время палеомагнитной записи от 15 до 65 млн. лет назад

На основании намечающейся зависимости S от расстояния до эпицентра соответствующего плюма или отсутствию таковой, можно судить о связи происхождения данного плюма с границей ядра и мантии (или ее отсутствию). Сегодня это единственный прямой путь подтверждения связи глубинного плюма с границей ядра и мантии. Все остальные методы косвенные, говорящие лишь о глубинном, нижнемантийном происхождении плюма.

ИНТЕРВАЛЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ПЛЮМОВ И ПОВЕДЕНИЕ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Наблюдается синхронность поведения геомагнитного поля в пределах менее 10 млн. лет, т.е. практически в пределах погрешности оценки возраста и возможных расхождений между хроностратиграфическими и радиологическими оценками времени крупных событий у ядра Земли и у поверхности Земли. Так, на интервалы магматической активности плюмов приходятся либо минимальные значения частоты инверсий геомагнитного поля, либо их отсутствие, либо они находятся близ верхней границы минимума частоты инверсий (рис. 3). Эти же интервалы характеризуются понижением вариаций величины геомагнитного поля dH_a/H_a , что вполне естественно для стабильного состояния поля. В то же время не отмечается предпочтения какой-либо геомагнитной полярности в рассматриваемых интервалах времени.

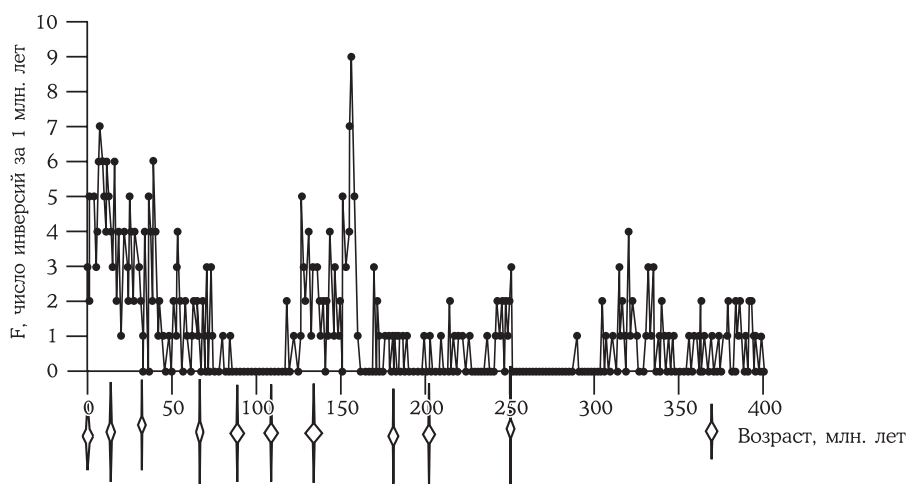


Рис. 3

Сопоставление интервалов глобальной магматической активности плюмов и частоты инверсии геомагнитного поля

Такую синхронность событий у ядра и на поверхности Земли невозможно объяснить их прямой связью, общим механизмом. Если плюмы зародились в низах мантии, то такая синхронность требует нереально быстрого их подъема. Против такой прямой связи говорит так же отсутствие корреляции между положением эпицентров современных плюмов, с одной стороны, и мировых магнитных аномалий и амплитуды вариаций геомагнитного поля, с другой. Но такая связь намечается в записях вариаций геомагнитного поля 30–50 млн. лет назад, отражая время подъема современных плюмов от низа мантии [Печерский, 2001]. Против прямой связи таких событий говорит и отсутствие корреляции между частотой изменений полярности геомагнитного поля [Печерский, 1998; 2000; Pechersky, 1998] и интенсивностью вымирания или разнообразия органического мира [Benton, 1995], т.е. отсутствует количественная связь между перечисленными явлениями.

Синхронность событий у ядра и у поверхности Земли и отсутствие между ними прямой количественной корреляции можно объяснить существованием общего механизма, внешнего по отношению к рассматриваемым процессам [Печерский, 1998, 2000; Pechersky, 1998], например, такого как циклические изменения скорости вращения Земли и/или угла наклона ее относительно оси вращения. Такие изменения могут быть результатом лунно-земного и солнечно-земного взаимодействия, циклического изменения положения Солнечной системы относительно плоскости эклиптики Галактики, падения на Землю астероидов и т.п.

Предлагаемые варианты «внешнего механизма» не объясняют, почему именно во время наиболее стабильного спокойного состояния геомагнитного поля, а не во время вспышек высокой активности в ядре, приводящей к частым сменам полярности геомагнитного поля, происходят столь бурные процессы на поверхности Земли. Нет объяснения резко различной продолжительности спокойного состояния геомагнитного поля (отсутствия инверсий) и интервалов активности плюмового магматизма. Правда, уровни глобального плюмового магматизма скорее характеризуют начало процесса магматической активности на поверхности Земли, либо это действительно кратковременные события, как, например, траппы Сибири или Декана, либо длительно существующие плюмы, как Хамар-Дабан, Гавайский плюм, действующие доныне. Судя по поведению геомагнитного поля, возможны пропущенные интервалы глобальной активности плюмового магматизма (например, 45–50 млн., 162–170 млн., 290–300 млн. лет назад и т.п.).

Более вероятно, что «внешний механизм» не является непосредственным виновником рассматриваемых процессов, а лишь триггером. «Совпадение» же во времени активности плюмов и спокойного состояния геомагнитного поля, возможно объясняется разными их источниками — плюмообразование относится к слою D", тогда как инверсии — к внутренней границе в ядре, отделяющей его жидкую и твердую части.

К. С. Бураков

АППАРАТУРА ДЛЯ АРХЕО- И ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Результативность проводимых исследований определяется уровнем применяемых измерительных приборов и установок, при этом такие характеристики аппаратуры, как чувствительность, точность, размер образца, определяют круг пород и объектов, доступных для проведения исследований, и, следовательно, в большой степени — достоверность и точность получаемых результатов. Применение полевых вариантов приборов резко повышает результативность исследований, позволяя обнаружить нужные или выбрать наиболее перспективные объекты на основании первичных исследований магнитных свойств непосредственно на месте отбора образцов.

Имевшаяся к началу развития палеомагнетизма магнитометрическая аппаратура была предназначена для изучения магнитных свойств сильномагнитных материалов, и ее чувствительности не всегда было достаточно для измерения магнитных свойств таких слабомагнитных материалов, какими являются горные породы. По мере развития палеомагнитных исследований возникала также необходимость в создании специальных приборов для палеомагнитных исследований. Одним из первых достижений палеомагнитной лаборатории ИФЗ РАН явилось создание чувствительного магнитометра для измерения остаточной намагниченности образцов горных пород [Дианов-Клоков, 1960]. Авторским коллективом в составе В.И. Дианова-Клокова, Н.М. Аносова и К.С. Буракова была подготовлена техническая документация для производства малой серии приборов этого типа в ОКБ ИФЗ, известного как прибор ПОН (прибор остаточной намагниченности). В дальнейшем этот прибор был передан на завод «Геологоразведка», и в массовом порядке выпускался под наименованием ИОН-1. Это определило широкое внедрение палеомагнитных методов в геологическую практику. Чувствительность этих приборов составляет $1 \div 3 \cdot 10^{-5}$ А/м и находится на уровне тепловых шумов сопротивления обмоток катушек-датчиков [Дианов-Клоков, 1960; Дианов-Клоков, Аносов, 1967].

Для исследования термонамагниченности горных пород и материалов археологических памятников К.С.Бураковым был разработан и изготовлен двухкомпонентный рок-генератор, позволяющий при каждой установке образца измерять намагниченность одновременно по двум осям образца. При низкой частоте вращения образца (16 герц) не требовалось специального закрепления образцов, что определило высокую производительность прибора. Чувствительность прибора $1 \div 10^{-4}$ А/м, точность измерения величины намагниченности 0.3 %, направления $\pm 0.5^\circ$.

Прибор длительное время использовался при археомагнитных исследованиях для определения параметров древнего геомагнитного поля методом Телье. Этот тип прибора был рекомендован разработчикам завода г. Брно (Чехословакия) и в их разработке выпускался под названием JR-1.

Одновременно с разработкой и совершенствованием приборов типа рок-генератор шло исследование и других принципов измерения намагниченности образцов горных пород. К.С. Бураковым был создан новый тип датчика магнитного поля — кольцевой магнитный модулятор [Бураков, 1969], применение которого позволило создать целый ряд полевых и лабораторных магнитометров и установок, обладающих высокой чувствительностью и точностью, что в сочетании с хорошей производительностью позволяет применять их для решения широкого круга задач палео- и археомагнетизма и магнетизма горных пород.

При проведении палеомагнитных исследований, как правило, необходимо знать не только параметры намагниченности образца, но и магнитную восприимчивость χ и магнитную анизотропию образца. Разработка приборов для измерения магнитной восприимчивости была начата К.С. Бураковым в соавторстве с В.И. Диановым-Клоковым. Был соз-

дан чувствительный χ -метр [Бураков, Дианов-Клоков, 1962]. В дальнейшем для измерения магнитной восприимчивости и магнитной анизотропии образцов горных пород и материалов археологических памятников автором был создан ряд каппометров, среди них — цифровой каппометр и каппометр-анизометр для 10-миллиметровых образцов.

Необходимость в массовой магнитной чистке коллекций образцов привела к созданию размагничивающих установок РУВ-1 и РУВ-2. Установки позволяют производить чистку естественной остаточной намагниченности переменным магнитным полем промышленной частоты амплитудой до 0.15 Тл, а также создавать идеальную остаточную намагниченность в постоянном магнитном поле порядка земного.

Для проведения температурных исследований намагниченности пород К.С. Бураковым разработаны и изготовлены установки для исследований остаточной намагниченности J_n и J_{rs} (термомагнитометры), намагниченности насыщения J_s (вибромагнитометры) и установка для температурной чистки остаточной намагниченности пород и для нагревов при определении напряженности древнего геомагнитного поля методом Телье.

Сложность и разнообразие ферромагнитного состава и видов остаточной намагниченности пород требует применения разнообразных методов их исследования, и, соответственно, применения самых разнообразных приборов для успешного решения палеомагнитных задач.

Опыт, накопленный в процессе палеомагнитных исследований, а также при эксплуатации созданных приборов и установок, позволил сформулировать те минимально необходимые требования к палеомагнитной аппаратуре, выполнение которых позволяло бы успешно вести палео- и археомагнитные исследования. Большинству этих требований удовлетворяет полевая палеомагнитная лаборатория ППЛ-1, созданная в СКБ ФТИ им. Иоффе на основе разработок и по техническому заданию К.С. Буракова.

Зарубежные палеомагнитные лаборатории в настоящее время оснащены в основном приборами и установками фирм Schonstedt, Bartington и др. Для измерения намагниченности образцов, как правило, используются SQUID-магнитометры, работающие при температуре жидкого гелия. Как показывает зарубежный опыт, это довольно дорогие как в изготовлении, так и в эксплуатации приборы. Отечественные палеомагнитные лаборатории из-за ограниченности средств пока не в состоянии их приобрести и эксплуатировать самостоятельно, хотя при необходимости некоторые эксперименты проводятся в зарубежных лабораториях на основе совместных исследований.

Ниже приводится краткое описание разработанных К.С. Бураковым и изготовленных в мастерских и ОКБ ИФЗ макетов приборов для проведения экспериментальных археомагнитных и палеомагнитных работ [Бураков, 1999].

ПРИБОРЫ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ С ФЕРРОЗОНДОВЫМИ ДАТЧИКАМИ

Кольцевой магнитный модулятор. Во всех описываемых ниже магнитометрах для измерения остаточной намагниченности пород в качестве датчика используются кольцевые магнитные модуляторы [Бураков, 1969]. Это преобразователь магнитного поля в электрический сигнал, более устойчивый к магнитным и механическим помехам, чем катушки — датчики рок-генераторов, при одинаковом уровне собственных шумов.

Основой кольцевого магнитного модулятора является сердечник из сплава с высокой магнитной проницаемостью в виде шайбы или кольца. Переменным магнитным полем высокой частоты, которое создается нанесенной поверх кольца тороидальной обмоткой, магнитная проницаемость сердечника периодически меняется (модулируется) с удвоенной частотой. Таким образом, если кольцо находится в постоянном магнитном поле, например, в магнитном поле, создаваемом образцом, помещенном в центре кольца, индукция от этого поля в сердечнике также будет промодулирована. Ее величина измеряется по напряжению на сигнальной обмотке, нанесенной поверх кольца и состоящей из двух соединенных последовательно встречно 120-градусных полуобмоток.

Исследование собственных шумов кольцевого модулятора, проведенное на специально созданной для этого установке, обнаружило зависимость уровня собственных шумов датчика от частоты и амплитуды возбуждающего поля, конструкции датчика и материала сердечника, что позволило создать датчики с уровнем собственных шумов 0.3 нТл при полосе регистрирующей схемы 0.07 герц.

В дальнейшем с использованием кольцевых магнитных модуляторов в качестве датчиков магнитного поля К.С. Бураковым был создан целый ряд приборов, предназначенных

для высокоточного измерения остаточной намагниченности (астати́ческий цифровой магнитометр, цифровые магнитометры для измерения остаточной намагниченности образцов кубической формы с ребром 10, 20 и 24 мм), магнитной восприимчивости образцов осадочных и изверженных горных пород и материалов археологических памятников, а также приборы для определения спектра блокирующих температур и точек Кюри при исследовании ферромагнитной фракции материалов, комплекс аппаратуры для определения параметров древнего магнитного поля Земли с помощью метода Телье и др.

Полевые магнитометры. Первоначально такой тип датчика был использован при создании полевого магнитометра. Его назначение — измерение остаточной намагниченности образцов непосредственно на обнажении. Такие магнитометры необходимы при отборе образцов из разрезов осадочных и изверженных пород, при проведении предварительных исследований магнитных свойств материала поверхностных и донных отложений при работе в поле и на научно-исследовательских судах.

Можно отметить два типа магнитометров: один — широкодиапазонный магнитометр ППМ-2, разработан в ОКБ ИФЗ им. О.Ю. Шмидта, второй — двухкомпонентный магнитометр ИН-ППЛ-1, разработан в СКБ ФТИ им.А.Ф. Иоффе. ИН-ППЛ-1 входит в состав полевой палеомагнитной лаборатории ППЛ-1, представляющей из себя аппаратный комплекс для проведения палеомагнитных исследований.

Оба полевых прибора предназначены для измерения остаточной намагниченности кубических образцов с ребром 24 мм, имеют одинаковую чувствительность порядка $5 \cdot 10^{-5}$ А/м, но имеют некоторые отличия в методиках измерения. Конструктивно и схемно приборы также несколько отличаются. Широкодиапазонный магнитометр ППМ-2 имеет два режима измерений — с вращением образца и с поворотом образца. Первый режим используется при измерении слабомагнитных пород, намагниченность которых не превышает 3 А/м. Второй режим используется для измерения сильномагнитных пород типа базальтов, а также при измерении намагниченности насыщения J_{rs} образцов. Диапазон измерения в этом режиме — до 200 А/м. Питание прибора батарейное, 12 и 6 вольт. Вес прибора без батарей 5 кг.

Прибор ИН-ППЛ-1 является двухкомпонентным, т.е. при каждой установке образца в держатель измеряются одновременно две компоненты намагниченности (по двум осям), что делает его более производительным по сравнению с ППМ-2. Диапазон измеряемых значений намагниченности для образцов кубической формы с ребром 24 мм составляет $1 \cdot 10^{-4} \div 1 \cdot 10^3$ А/м. Описание схемы и работы прибора даны в обзоре феррозондовых приборов, созданных к 1986 г. [Афанасьев, 1986]. Этот прибор признан лучшим прибором такого класса. Кроме упомянутых выше, были изготовлены еще несколько модификаций этого прибора. Использование этого прибора оказалось особенно результативным при поисках в разрезах осадочных толщ зон намагниченности разной полярности и переходных зон, изучение которых требует подробного (зачастую непрерывного) отбора образцов.

Магнитный Z-градиентометр. Для поиска древних закрытых обожженных площадок и определения глубины их залегания К.С. Бураковым был разработан Z-градиентометр, который, кроме своего прямого назначения, может использоваться для измерения намагниченности крупных штучков и целых керамических изделий, а также для измерения магнитной восприимчивости пород в постоянном магнитном поле.

В качестве датчика в этом приборе используется система из двух кольцевых модуляторов, оси чувствительности которых параллельны и направлены навстречу друг другу, так что в однородном магнитном поле сигнал от датчиков отсутствует. Основное назначение Z-магнитометра — обнаружение при полевых работах погребенных обожженных площадок. Поиск таких площадок производится в пешеходных маршрутах. Если на глубине находится намагниченное тело, то датчики регистрируют сигнал. Определив место, над которым магнитное поле имеет максимальную величину, можно определить глубину залегания обожженного слоя.

Сопоставление глубин залегания обожженных площадок — вычисленных и реально определенных после их вскрытия, показало, что они отличаются не более чем на 10 см при глубинах залегания 80–120 см. Прибор успешно использовался для поиска обожженных площадок на территории западной Грузии (в Абхазии, Мегрелии, на территории древней Колхиды), для обнаружения и трассировки древних оросительных каналов, проложенных в V тысячелетии до н.э., погребенных кирпичных стен. При палеомагнитных работах с помощью Z-магнитометра легко определялись наилучшие места для отбора образцов из обожженных контактов под задернованными участками (в хорошо обожженных и хо-

рошо сохранившихся контактных зонах породы имеют повышенную магнитную восприимчивость и создают локальную магнитную аномалию на поверхности).

Прибор делает возможным измерение остаточной намагниченности больших штуфов, кирпичей и целых сосудов и может использоваться также для измерения магнитной восприимчивости образцов в постоянном магнитном поле.

Магнитометр эталонируется по магнитному моменту катушек с током, имеющих форму и размеры измеряемых образцов. Магнитная индукция лабораторного магнитного поля в месте измерения определяется протонным магнитометром. Вес прибора без источника питания (12 вольт) — 1.5 кг, штанги с базовым разнесом датчиков в 50 см и 8-метровым соединительным кабелем — 1 кг.

Цифровой астатический магнитометр. Кольцевые феррозондовые датчики были использованы К.С.Бураковым и при разработке лабораторных магнитометров, предназначенных для измерения остаточной намагниченности материалов. Одним из наиболее удачных приборов является цифровой астатический магнитометр. Прибор предназначен для измерения остаточной намагниченности кубических образцов с ребром 20, 24 и 32 миллиметра и используется в основном при работе методом Телье и для измерения намагниченности непрочных в механическом отношении осадочных пород.

В качестве датчика в этом магнитометре, также как и в Z-градиентометре используется система из двух кольцевых модуляторов, оси чувствительности которых параллельны и направлены навстречу друг другу, так что в однородном магнитном поле сигнал от датчика отсутствует. Особенностью конструкции датчика является то, что оба модулятора являются измерительными, причем образец относительно одного из модуляторов находится в первом гауссовском положении, а для второго — во втором гауссовском положении. Такое расположение, невозможное в механических системах с подвешенными магнитами, оказывается легко реализуемо с феррозондами. При этом расстояние между модуляторами (база) минимально, что делает такую систему менее чувствительной к градиентам внешнего магнитного поля. Последнее существенно при работе в условиях неоднородности лабораторного поля и внешних магнитных помех.

Чувствительность магнитометра, приведенная к намагниченности, составляет $8 \cdot 10^{-5}$ А/м, уровень шумов — $5 \cdot 10^{-4}$ А/м. Такое соотношение чувствительности к уровню шума позволяет проводить измерение и слабомагнитных образцов, увеличивая точность путем накопления (суммирования) измерений. Прибор имеет высокую стабильность чувствительности, за год ее изменение не превышает 0.7 %. Время измерения одного образца по трем осям составляет 35 секунд.

Цифровой астатический магнитометр обеспечивает высокую точность измерений, что особенно важно при исследовании вариаций древнего магнитного поля Земли. Он используется в археомагнитных исследованиях, для измерения намагниченности достаточно сильно магнитных осадочных пород и для контроля за намагниченностью вторичных эталонов намагниченности, использующихся в других магнитометрах.

Термомагнитометр. Для исследования магнитных свойств образцов при высоких температурах (от 20 °С до 700 °С) был разработан термомагнитометр [Бураков, 1977], позднее автоматизированный.

Термомагнитометр имеет низкий уровень шумов благодаря применению в качестве датчика феррозондового кольцевого модулятора и применению вращения образца с последующим синхронным выделением сигнала. Измеряемый образец кубической формы с ребром 1 см закрепляется в пружинном держателе, состоящем из четырех кварцевых 5-миллиметровых стержней, закрепленных в нижней части в дюралевом фланце. Фланец вставлен в обойму на оси вращения. Кварцевые стержни в верхней части срезаны на половину диаметра на длину 4 мм; срезы обращены внутрь к осевой линии держателя и образуют углубление для установки образца. Такая конструкция держателя позволяет жестко фиксировать образец, если его размеры лежат в пределах от 8.5 до 10.5 мм. Нагревательный элемент представляет собой керамическую трубку, внутри стенок которой помещен нихромовый провод, образующий зигзагообразную обмотку. Печь охлаждается снаружи радиатором с проточной водой. Пространство между нагревательным элементом и радиатором заполняется порошком окиси магния. С наружной стороны радиатора наклеена пара галетных однослойных катушек, током в которых можно создавать горизонтальное магнитное поле. Эти катушки используются для создания термонамагниченности в образце. Направление поля в горизонтальной плоскости образца устанавливается по оцифрованному лимбу; при намагничивании образец не вращается. Магнитный модулятор

регистрирует горизонтальную составляющую намагниченности образца. Температура образца измеряется по э.д.с. хромель-копелевой термопары, рабочий спай которой расположен в 2 мм над образцом. Датчик и образец защищены от внешних магнитных полей двойным пермалловым экраном. Остаточное магнитное поле внутри экранов не превышает 5 мкТл. Узел вращения образца смонтирован на каретке, перемещающейся в вертикальном направлении по направляющим стойкам. Образец устанавливается в держатель, когда каретка находится в нижнем положении, и держатель выведен из печи.

Для измерения намагниченности образца каретка поднимается в верхнее положение и фиксируется защелками. Образец приводится во вращение мотором через шестереночную передачу. На одной оси с образцом закреплен постоянный магнит генератора опорного напряжения. С обмоток генератора опорного напряжения снимаются два напряжения, сдвинутые по фазе на 90 градусов. Это дает возможность измерить компоненты намагниченности образца в двух ортогональных направлениях. Статор генератора жестко соединен с отсчетным лимбом, по которому определяется направление намагниченности образца в горизонтальной плоскости.

Время измерения кривой терморазмагничивания одного образца составляет 40–60 минут. Охлаждение от 700 °С — 20 минут. Прибор имеет достаточно низкий порог собственных шумов — порядка $3 \cdot 10^{-4}$ А/м и стабильность 0.5 % в час.

В дальнейшем на базе терромагнитометра К.С.Бураковым был создан ряд лабораторных двухкомпонентных магнитометров, а также установки для измерения остаточной намагниченности и чистки образцов переменным магнитным полем. Конструкции блока датчиков в них аналогичны, отличие заключается лишь в устройстве самих датчиков, размещенных в пермалловых экранах на верхней амортизированной плите. Все приборы имеют цифровую регистрацию с печатью результатов измерений на бумажную ленту.

Двухкомпонентный магнитометр для измерения остаточной намагниченности кубических образцов с ребром 24 мм. Магнитометр отличается тем, что его датчик состоит из двух идентичных и коаксиально расположенных модуляторов, разнесенных на расстояние, равное внутреннему радиусу пластин модуляторов (для увеличения точности измерений путем повышения интегрирующей способности датчика). Такая система аналогична кольцам Гельмгольца для создания внутри них однородного магнитного поля [Афанасьев и др., 1979].

Как и в терромагнитометре, образец, намагниченность которого нужно измерить, устанавливается в пружинный кварцевый держатель, когда образец оказывается в центре системы измерительных датчиков, автоматически включается двигатель, вращающий образец и происходит запуск встроенной жесткой программы измерений. По этой программе производятся отсчеты намагниченности образца по двум ортогональным направлениям в плоскости вращения образца, которые записываются в память цифровой системы. После этого фаза опорного высокочастотного сигнала меняется на 180° и вновь производится отсчет тех же компонент намагниченности, знак этих компонент при этом будет обратным первым отсчетам. Из первых отсчетов вычитаются вторые, и суммированные таким образом результаты измерений печатаются. Такая система измерений позволяет избавиться от смещения нуля измерительных усилителей и цифрового вольтметра. Перед измерением серии образцов (обычно 10–20) и после измерения серии производится измерение помехи от держателя на чувствительном диапазоне и измерение эталонного образца, намагниченного вдоль одной из его осей (ось X). Эталонный образец измеряется в двух положениях. После измерений полученные отсчеты обрабатываются программой первичной обработки измерений, которая учитывает начальную фазу, ее дрейф, помеху от держателя, чувствительность и изменение чувствительности за время измерения серии образцов.

В месте установки образца в держатель магнитное поле компенсируется системой катушек с током, который включается при включении прибора; тем самым предотвращается вязкое подмагничивание образца во время его установки в держатель и при смене положений. Чувствительность прибора — порядка $1 \cdot 10^{-5}$ А/м, производительность — 40 образцов в час.

Цифровой магнитометр для измерения и магнитной чистки остаточной намагниченности образцов с ребром 10 мм. Массовым материалом, в результате исследования намагниченности которого можно получить данные о древнем геомагнитном поле, является керамика. Многослойные археологические памятники дают возможность послойного отбора образцов, что резко повышает точность и подробность временной привязки исследуемого материала, позволяя исследовать спектр вариации геомагнитного поля с подроб-

ностью, которую невозможно получить при исследовании других объектов. Материалом этих древних археологических памятников в основном является тонкостенная керамика, поэтому специально для проведения археомагнитных исследований К.С. Бураковым был создан цифровой магнитометр. В приборе имеется также возможность производить размагничивание образцов переменным магнитным полем на частоте 315 герц при фиксированных значениях амплитуд переменного магнитного поля в диапазоне от 0.001 до 0.22 Тл; всего 13 значений поля, возрастающих в логарифмическом масштабе.

Устройство механической системы блока датчиков в этом приборе аналогично термомагнитометру. Отличие заключается лишь в самих датчиках, помещенных внутри пермаллоевых экранов. В верхней части внутри внешнего экрана помещается размагничивающее устройство, состоящее из размагничивающих катушек и магнитопровода. Эта система создает в зазоре магнитопровода переменное магнитное поле в горизонтальном направлении. В нижней части внутри экрана в дополнительном пермалловом экране расположен датчик магнитометра.

Размагничивание образца производится в одной плоскости; для полного размагничивания эта процедура проводится с образцом трижды, последовательно в каждой из плоскостей xy , yz , zx образца, после чего производится измерение его остаточной намагниченности.

В соответствие с функциональными особенностями подвижная каретка блока датчиков имеет три фиксируемых защелками положения: нижнее, когда держатель выдвинут из измерительной камеры — для установки образца в держатель, среднее — для измерения намагниченности образца, верхнее — для его размагничивания. Двигатель вращения образца включается автоматически при подъеме каретки из нижнего положения. Если каретка зафиксирована в среднем положении, включается программа измерений. При подъеме каретки в верхнее положение, если это происходит из среднего положения после процесса измерения намагниченности, автоматически производится переключение задаваемой амплитуды переменного поля на очередное большее, затем включается само поле, которое от заданной амплитуды постепенно в течение 8 секунд спадает до нуля. Процесс размагничивания контролируется по световому индикатору. Переключение поля не происходит, если каретка переводится в верхнее положение сразу из нижнего, минуя установку на измерение. При такой системе размагничивания и последующего измерения намагниченности не возникает проблем с подмагничиванием образца в плоскости вращения, однако в вертикальном направлении такая намагниченность может возникать из-за недостаточной экранировки. Поэтому вертикальная компонента лабораторного магнитного поля внутри экранов компенсируется током соленоидальной обмотки, нанесенной по верх экрана.

Основное назначение прибора — измерение остаточной намагниченности образцов тонкостенной керамики при работе методом Телье. Применение пружинного кварцевого держателя позволяет жестко фиксировать в нем образец, даже если последний имеет неполную толщину (менее 10 мм, вплоть до 2 мм), а высокая интегрирующая способность датчика обеспечивает при этом высокую точность измерения намагниченности.

Цифровой магнитометр для измерения и размагничивания остаточной намагниченности образцов с ребром 20 мм. Высокочувствительный магнитометр совмещен с размагничивающей установкой переменного поля, создающей поля до 0.16 Тл. Система измерений в этом магнитометре аналогична системе измерений магнитометра для 24-миллиметровых образцов, а размагничивающее устройство аналогично устройству в магнитометре для исследования 10-миллиметровых образцов. Из всех перечисленных магнитометров данный имеет наименьший уровень собственных шумов благодаря применению новых магнитных сплавов в сердечниках феррозондовых датчиков. Уровень шумов, приведенных к намагниченности, в этом магнитометре составляет $1 \cdot 10^{-5}$ А/м. Результаты измерений выводятся на печать. Магнитометр используется в основном для измерения и магнитной чистки слабомагнитных осадочных пород.

ПРИБОРЫ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ И МАГНИТНОЙ АНИЗОТРОПИИ ПОРОД

Цифровой каппометр. При исследовании слабой остаточной намагниченности горных пород возникает необходимость в параллельном определении малой объемной магнитной восприимчивости тех же образцов. Для этих целей К.С. Бураковым были созданы чувствительный χ -метр [Бураков, Дианов-Клоков, 1962] и полевой каппометр.

Дальнейшие разработки К.С. Буракова привели к созданию цифрового измерителя магнитной восприимчивости. В тех случаях, когда магнитная восприимчивость образца достаточно велика, более точным методом измерения восприимчивости является частотный метод определения χ путем измерения частоты (периода) генератора, содержащего LC-контур.

Датчиком в этом каппометре является измерительная катушка, в которую вставляются измеряемые образцы. Поскольку измеряемые образцы имеют кубическую форму, полость катушки имеет квадратное сечение 35×35 мм (для измерения образцов с ребром 32 мм). Обмотка — по типу катушек Гаррета [Афанасьев и др., 1979] для создания в измеряемом образце однородного магнитного поля и повышения интегрирующей способности датчика.

Катушка вместе с подсоединенным параллельно конденсатором C образуют колебательный контур, собственная резонансная частота которого равна f_0 . Если внести в катушку образец с магнитной восприимчивостью χ , индуктивность катушки, а, следовательно, и резонансная частота контура изменится на величину df . Тогда магнитная восприимчивость образца (в ед. СИ) может быть вычислена из выражения:

$$\chi = \frac{2df}{f_0 K_{\text{зап}}},$$

где $K_{\text{зап}}$ — коэффициент заполнения измерительной катушки, который характеризует соотношение геометрических размеров измерительной катушки и образца.

Этот коэффициент можно определить с помощью градуировочной катушки, имеющей форму измеряемых образцов, такой же, какая применяется для градуировки аstaticеского магнитометра. Измерение $K_{\text{зап}}$ можно выполнить двумя способами: 1) методом отношения напряжений, 2) частотным методом.

Практическое измерение магнитной восприимчивости образцов сводится к измерению с помощью частотомера частоты измерительного контура f_0 в отсутствие образца в измерительной катушке и с помещенным в нее образцом — $f_0 - df_0$. Метод не требует эталонной проверки прибора во время измерений, и оказался удобным при измерении магнитной восприимчивости образцов в экспериментах с воздействием на них давления [Сквородкин и др., 1970], при длительных экспериментах, а также в тех случаях, когда требуется повышенная точность измерений.

Для повышения точности измерений желательно использовать достаточно высокие частоты. Однако верхняя частота ограничивается допустимой ошибкой измерения $d\chi$, вызываемой объемной проводимостью породы ρ_v . Как видно из оценочного соотношения [Бураков, Дианов-Клоков, 1962]: $|d\chi| \cong 6 \cdot 10^{-22} (2\pi f_0 / \rho_v)^2$, предельная частота f_0 при заданной ошибке измерения $d = 1 \cdot 10^{-7}$ ед. СИ и объемном сопротивлении образцов $\rho_v = 0.1$ Ом·м не должна превышать 200 кГц. В описываемом каппометре выбрана частота $f_0 = 205$ кГц с последующим ее умножением на 5, таким образом отсчет производится на частотах порядка 1 МГц. На изобретение «Цифровой измеритель магнитной восприимчивости» получено авторское свидетельство [Райцхаум и др., 1979].

Каппометр-анизометр для измерения 10-мм образцов. В качестве датчика в приборе использована система из трех коаксиальных катушек с обмотками Гаррета. Внешняя катушка является индуктивностью LC-генератора, который создает внутри нее однородное переменное магнитное поле амплитудой 50 А/м частотой 2 кГц. Две измерительные катушки намотаны на кварцевых трубках и соосно размещаются внутри катушки генератора. Обе катушки имеют одинаковое значение SW , равное произведению числа витков на площадь сечения обмотки, поэтому при встречном включении этих катушек напряжение сигнала на их выходе отсутствует. Такая конструкция датчика обеспечивает его нечувствительность как к внешнему мешающему переменному магнитному полю, так и к его градиенту.

Если внести внутрь измерительных катушек образец, то магнитный момент последнего, возникающий под действием переменного магнитного поля генератора, будет создавать в измерительных катушках напряжение, пропорциональное величине магнитной восприимчивости образца. При этом напряжение на внутренней катушке будет больше, чем на внешней, из-за большего коэффициента заполнения K_{31} внутренней измерительной катушки по сравнению с K_{32} внешней. Для образцов кубической формы с ребром 10 миллиметров коэффициент заполнения внутренней измерительной катушки $K_{31} = 0.021$; для внешней — $K_{32} = 0.001$. В целом для системы катушек $K_{\text{зап}} = K_{31} - K_{32} = 0.02$. Как видно, он невелик, но увеличивать его за счет уменьшения размеров внутренней измерительной

катушки нецелесообразно, так как это приведет к уменьшению интегрирующей способности датчика, т.е. уменьшению точности измерения магнитной анизотропии образцов некубической формы (тонкостенной керамики, например), для измерения магнитной анизотропии которых этот каппометр и был создан. Измерение магнитной восприимчивости вдоль любого выбранного направления в образце производится по четырем последовательным отсчетам цифровой системы, регистрирующей выходное напряжение на измерительных катушках. Первый отсчет a_1 производится без образца, второй и третий отсчеты a_2 и a_3 — с помещенным в центр измерительных катушек образцом, последний — a_4 — снова без образца.

Цифровая система, аналогичная системе цифрового астатического магнитометра, суммирует эти отсчеты, и результат $A = a_1 - a_2 - a_3 + a_4$ выводится на печать. Анизотропия магнитной восприимчивости образца определяется путем измерения восприимчивости вдоль девяти направлений (через 45° в каждой из плоскостей образца) [Шолто и др., 1986]. Для этих измерений используется специальный держатель.

Вибромагнитометры. Для определения состава ферромагнитной фракции горных пород по точкам Кюри К.С. Бураковым была разработана конструкция датчика, позволившая создать высокочувствительные вибромагнитометры.

Датчик вибромагнитометра содержит две пары идентичных соединенных последовательно катушек, верхняя и нижняя пары катушек соосны, причем в верхней паре витки обмотки намотаны в одном направлении, а в нижней паре — в противоположном. Такая система нечувствительна к внешнему однородному магнитному полю B , поскольку суммарный магнитный поток через катушки равен нулю. Если же между катушками поместить образец O , последний в магнитном поле B будет иметь магнитный момент вдоль направления поля, и, если образец перемещать между верхней и нижней парой катушек, в них появится магнитный поток, создаваемый магнитным моментом образца, причем его величина и знак зависит от положения образца относительно катушек. Расстояние между центрами верхней и нижней пары катушек выбирается таким, чтобы зависимость магнитного потока через катушки от положения образца $\Phi(Z)$ в средней части была линейной, тогда при синусоидальном перемещении образца между центрами верхней и нижней пар катушек магнитный поток, а, следовательно, и снимаемое с них выходное напряжение, будет иметь вид синусоиды с частотой качания образца. Частота качания образца обычно составляет от 8 до 17 герц, а размах колебаний — около 2 см. Привод осуществляется от электромотора с эксцентриковым механизмом. Для измерения напряжения сигнала, пропорционального величине магнитного момента образца, используется фазочувствительная схема. Чувствительность вибромагнитометров, приведенная к намагниченности, обычно составляет $18 \cdot 10^{-2}$ А/м.

В практических схемах вибромагнитометров измерительные катушки располагаются в пазах наконечников электромагнитов, причем сами наконечники изготавливаются из листовой стали, чтобы избежать потерь сигнала от образца в цельнометаллическом теле корпуса магнитопровода.

Для нагрева образца используется цилиндрическая печь с наружным водяным охлаждением, аналогичная печи термоманометра; печь помещается между полюсами электромагнита. Температура образца определяется по э.д.с. платино-платинородиевой термодомы, спай которой контактирует с образцом.

Среди разнообразных по конструкции и схемам вибромагнитометров следует отметить созданный совместно с Н.М. Аносовым так называемый «морской» вибромагнитометр, названный так потому, что он использовался главным образом при проведении петромагнитных исследований в рейсах научно-исследовательских судов. Этот вибромагнитометр имеет облегченную разборную конструкцию и потому достаточно транспортабелен. Но основной особенностью этого вибромагнитометра является то, что с его помощью определяется температурная зависимость не только намагниченности насыщения $J_s(T)$, но и остаточной намагниченности насыщения $J_{rs}(T)$. Для этого при измерениях производится коммутация тока в катушке электромагнита: при максимальном токе в катушке поле в зазоре составляет 0.4 Тл, и измеряется J_s образца, затем катушка отключается от источника большого тока и подключается к источнику слабого тока обратной полярности. Этим током компенсируется остаточное магнитное поле в зазоре электромагнита (около 5 мТл). Таким образом в отсутствие постоянного магнитного поля измеряется остаточная намагниченность насыщения J_{rs} . Величина магнитного поля или его отсутствие контролируется с помощью датчика Холла, закрепленного в зазоре электромагнита. Прибор поз-

воляет также исследовать зависимость намагниченности и остаточной намагниченности от поля, коэрцитивную силу H_c и разрушающее поле H_{cr} . Чувствительность прибора по намагниченности для образцов размером $6 \times 6 \times 6$ мм составляет $5 \cdot 10^{-2}$ А/м.

Установка для проведения нагревов по методике Телье и термочистки остаточной намагниченности образцов. Для проведения исследований термонамагниченности материалов по методике Телье и температурной чистки остаточной намагниченности образцов создана установка, в которой нагрев образцов проводится в немагнитной печи.

Кварцевая подставка для образцов неподвижна и ориентирована перпендикулярно магнитному меридиану. Ее размеры позволяют размещать на ней 8 кубических образцов с ребром 24 мм или около 40–50 сантиметровых образцов, ориентируя их при этом относительно направления магнитного поля. Для установки образцов на подставку подвижная печь отодвигается по направляющим рельсам.

Согласно методике двойных нагревов Телье, каждая пара нагревов должна проводиться строго при одной температуре. Это достигается применением автоматического регулятора температуры и заданием одного и того же начального тока в печи в каждой паре нагревов. Образцы каждый раз устанавливаются на одно и то же место на держателе. По достижении заданной температуры таймер терморегулятора поддерживает ее постоянной в течение заданного времени, порядка 10 минут, после чего печь выключается и охлаждается до комнатной температуры.

В последние годы определение напряженности древнего геомагнитного поля проводится по модифицированной методике Телье, в которой первый нагрев образцов производится в отсутствие постоянного магнитного поля (температурная чистка остаточной намагниченности), а второй — в лабораторном магнитном поле известной величины (создание термонамагниченности). Для этого подставка с образцами расположена в центре системы квадратных (с ребром 120 см) рамок с обмотками.

Для компенсации постоянного лабораторного магнитного поля в объеме печи используются две пары обмоток. Ток в них устанавливается таким, чтобы магнитное поле в объеме печи было уменьшено в 200–500 раз. Остаточное магнитное поле и его вариации во времени компенсируются тремя дополнительными ортогональными парами обмоток, ток в которые подается с выходов трех независимых усилителей сигналов рассогласования. В качестве датчиков сигнала используются кольцевые магнитные модуляторы. Они располагаются вблизи центра колец рядом с печью. В результате магнитное поле в объеме печи уменьшается примерно в 2 000 раз. Таким образом обеспечиваются требуемые условия для проведения исследований по методике Телье и создается возможность проведения температурной чистки остаточной намагниченности образцов для выделения первичной компоненты намагниченности.

Применение разработанного автором аппаратного комплекса для проведения архео- и палеомагнитных исследований позволило не только существенно повысить точность измерений магнитных характеристик исследуемого материала, но и расширить число объектов, в результате исследования намагниченности которых могут быть получены данные о древнем геомагнитном поле.

СПИСОК БИБЛИОГРАФИЧЕСКИХ ССЫЛОК

- Адаменко О.М. и др. Опорные магнитостратиграфические разрезы антропогенных отложений Закарпатья / О.М. Адаменко, Г.А. Поспелова, В.Н. Гладилин и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1981. — № 11. — С. 55–73.
- Адаменко О.М. и др. Палеолитическое местонахождение Королёво в Закарпатье / О.М. Адаменко, Р.С. Адаменко, В.Н. Гладилин, Г.Д. Гродецкая, Г.М. Левковская, Г.А. Пашкевич, Г.А. Поспелова, Л.В. Солдатенко, В.Н. Шелкопляс // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода. — 1989. — № 58. — С. 5–25.
- Антошкина А.И. Палеозойские рифы Печорского Урала и сопредельных областей: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. — Сыктывкар: КНЦ УрО РАН, 1999.
- Афанасьев Ю.В. и др. Средства измерений параметров магнитного поля / Ю.В. Афанасьев, Н.В. Студенцов, В.Н. Хорев и др. — Л.: Энергия, 1979. — 320 с.
- Баженова Г.Н. и др. Петромагнитное изучение кристаллических пород Алданского щита / Г.Н. Баженова, З.В. Шаронова, Ю.С. Генштафт и др. // Физика Земли. — 1998. — № 3. — С. 29–36.
- Баженова Г.Н. и др. Петромагнитные характеристики и рудные минералы кристаллических пород Алдано-Станового нуклеара / Г.Н. Баженова, Ю.С. Генштафт, Д.М. Печерский и др. // Физика Земли. — 2001. — № 5. — С. 55–67.
- Беляев И.И. и др. Магнитное поле океанов / И.И. Беляев, Г.М. Валяшко, А.Н. Иваненко и др. — М.: Наука, 1993. — 300 с.
- Бенькова Н.П. и др. Сопоставление моделей главного геомагнитного поля с археомагнитными данными / Н.П. Бенькова, С.П. Бурлацкая, Т.Н. Черевко // Физика Земли. — 1979. — № 3. — С. 76–88.
- Богатилов О.А. и др. Исследования Fe–Ti окисных минералов Патынского габброидного массива в связи с условиями его образования / О.А. Богатилов, О.В. Карпова, Д.М. Печерский и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1971. — № 9. — С. 3–15.
- Большаков В.А. Палеомагнитная запись геомагнитных экскурсов и вторичная намагниченность пород // Физика Земли. — 1995. — № 1. — С. 66–70.
- Брагинский С.И. О спектре колебаний гидромагнитного динамо Земли // Геомагнетизм и аэрономия. — 1970. — Т. 10, № 2. — С. 221–233.
- Брагинский С.И. Аналитическое описание геомагнитного поля прошлых эпох и определение спектра магнитных волн в земном ядре. II // Геомагнетизм и аэрономия. — 1974. — Т. 14, № 3. — С. 522–529.
- Брагинский С.И. Геомагнитное динамо // Физика Земли. — 1978. — № 9. — С. 74–90.
- Брагинский С.И. Волны в устойчиво-стратифицированном слое на поверхности земного ядра // Геомагнетизм и аэрономия. — 1987. — Т. 28, № 3. — С. 476–482.
- Брагинский С.И., Бурлацкая С.П. Сравнение археомагнитных данных с аналитическим представлением геомагнитного поля для последних 350 лет // Физика Земли. — 1972. — С. 95–99.
- Брагинский С.И., Бурлацкая С.П. Сферический анализ геомагнитного поля по археомагнитным данным // Физика Земли. — 1979. — № 12. — С. 59–66.
- Бродская С.Ю. и др. Методические рекомендации по изучению магнитных свойств пород, вскрытых сверхглубокими скважинами / С.Ю. Бродская, Д.М. Печерский, З.В. Шаронова и др. — Тверь: НППП «ГЕРС». — 1992. — 86 с.
- Бураков К.С. Магнитный кольцевой модулятор // Физика Земли. — 1969. — № 3. — С. 116–117.
- Бураков К.С. Термомагнитометр // Физика Земли. — 1977. — № 5. — С. 92–96.
- Бураков К.С. Определение древнего геомагнитного поля на магнитоанизотропных образцах // Физика Земли. — 1981. — № 11. — С. 116–120.
- Бураков К.С. Температурные методы определения палеонапряженности // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. — 1997. — С. 19–20.
- Бураков К.С. Комплекс аппаратуры для архео- и палеомагнитных исследований. — М.: ОИФЗ РАН, 1999. — 32 с.
- Бураков К.С. Древнее геомагнитное поле по

- результатам исследования разных видов намагниченности пород и материалов археологических памятников: дис. ... д-ра физ.-мат. наук. — М., 2000.
- Бураков К.С. и др. Магнитные свойства магматических пород / К.С. Бураков, А.К. Гапеев, А.Н. Диденко // Строение разлома островов Зеленого Мыса. Центральная Атлантика / Под ред. Ю.М. Пуцаровского. М., 1989. — С. 149–161.
- Бураков К.С. и др. Вейвлет-анализ вариации напряженности геомагнитного поля за последние четыре тысячи лет / К.С. Бураков, Д.К. Галягин, И.Е. Начасова, М.Ю. Решетняк, Д.Д. Соколов, П.Г. Фрик // Физика Земли. — 1998. — № 9. — С. 83–88.
- Бураков К.С. и др. Напряженность геомагнитного поля в Прибайкалье в последние тысячелетия / К.С. Бураков, И.Е. Начасова, Г.Н. Петрова // Геомагнетизм и аэрономия. — 2000. — Т. 40, № 2. — С. 90–95.
- Бураков К.С., Дианов-Клоков В.И. Чувствительный χ -метр // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1962. — № 2. — С. 210–212.
- Бураков К.С., Начасова И.Е. Методика и результаты изучения геомагнитного поля Хивы с середины XVI века // Физика Земли — 1978. — № 11. — С. 93–99.
- Бураков К.С., Начасова И.Е. Введение поправки на химические изменения во время нагретов при определении напряженности древнего геомагнитного поля // Физика Земли. — 1985. — № 10. — С. 93–96.
- Бураков К.С., Начасова И.Е. Палеомагнитные исследования археологического памятника «Большой Якорь» // Геомагнетизм и аэрономия. — 1992. — Т. 32, № 6. — С. 153–158.
- Бураков К.С., Начасова И.Е. Вариации напряженности геомагнитного поля в Китае // Геомагнетизм и аэрономия. — 1998. — Т. 38, № 5. — С. 184–189.
- Бураков К.С., Начасова И.Е. Вариации геомагнитного поля в последние тысячелетия // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов / Под ред. А.Г. Гамбурцева. — М, 2002. — С. 181–185.
- Бурлацкая С.П. О методике измерения магнитных свойств горных пород на астатическом магнетометре // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1957. — № 8. — С. 1000–1007.
- Бурлацкая С.П. Археомагнетизм. Исследование магнитного поля Земли в прошлые эпохи. — М.: Наука, 1965. — 127с.
- Бурлацкая С.П. Об особенностях спектра вековых вариаций геомагнитного поля для последних 8 500 лет // Геомагнетизм и аэрономия. — 1978. — Т. 18, № 5. — С. 916–919.
- Бурлацкая С.П. О дипольности древнего геомагнитного поля // Физика Земли. — 1983. — № 5. — С. 76–82.
- Бурлацкая С.П. Смещение виртуального геомагнитного полюса // Физика Земли. — 1984. — № 2. — С. 41–50.
- Бурлацкая С.П. Вариация виртуального дипольного момента геомагнитного поля // Физика Земли. — 1985. — № 2. — С. 96–101.
- Бурлацкая С.П. Археомагнетизм: Изучение древнего геомагнитного поля. — М.: Наука, 1987а. — 246 с.
- Бурлацкая С.П. Спектральный анализ геомагнитного поля по археомагнитным данным // Физика Земли. — 1987б. — № 1. — С. 62–70.
- Бурлацкая С.П. О медленных изменениях геомагнитного поля // Физика Земли. — 1989а. — № 1. — С. 73–78.
- Бурлацкая С.П. Связь 1 800–1 900-летних ритмов вариаций геомагнитного поля с другими земельными ритмами // Изв. АН СССР. Сер. географ. — 1989б. — № 3. — С. 96–104.
- Бурлацкая С.П. Спектр вековых вариаций геомагнитного поля по геомагнитным данным // Физика Земли. — 1991а. — № 8. — С. 115–128.
- Бурлацкая С.П. Длиннопериодные колебания и схема инверсий геомагнитного поля // Физика Земли. — 1991б. — № 7. — С. 27–38.
- Бурлацкая С.П. 1 800-летняя вариация на Кавказе и в Средней Азии на фоне 8 000-летнего изменения напряженности геомагнитного поля // Физика Земли. — 1997. — № 11. — С. 34–37.
- Бурлацкая С.П. О достоверности, спектре и природе археовековых вариаций напряженности геомагнитного поля // Физика Земли. — 1999. — № 9. — С. 86–95.
- Бурлацкая С.П. Особенности спектра вековых вариаций напряженности геомагнитного поля на территориях Кавказа и Средней Азии // Физика Земли. — 1999б. — № 4. — С. 41–47.
- Бурлацкая С.П. Особенности поведения геомагнитного поля за последние 6,5 тыс. лет // Физика Земли. — 2002. — № 5. — С. 15–23.
- Бурлацкая С.П. и др. Глобальные и региональные вариации геомагнитного поля на Кавказе / С.П. Бурлацкая, А.Н. Выдрин, И.Е. Черных // Физика Земли. — 1991. — № 10. — С. 40–59.
- Бурлацкая С.П. и др. Изменение напряженности геомагнитного поля в Средней Азии за последние четыре тысячи лет / С.П. Бурлацкая, А.В. Лыков, И.Е. Черных // Физика Земли. — 1995. — № 5. — С. 43–52.
- Бурлацкая С.П., Ермушев А.В. Изменение наклонения геомагнитного поля за последние 8,4 тыс. лет // Физика Земли. — 1994. —

- № 1. — С. 32 – 46.
- Бурлацкая С.П., Начасова И.Е. Археоманнитные определения элементов геомагнитного поля. Мировые данные. // Материалы мирового центра данных / Под ред. Г.Н. Петровой. — М., 1977. — 112 с.
- Бурлацкая С.П., Челидзе З.А. Об изменении геомагнитного поля в Грузии за время от 3 тысячелетия до н.э. до 1 тысячелетия н.э. // Физика Земли. — 1987. — № 9. — С. 102 – 107.
- Бурлацкая С.П., Челидзе З.А. Об изменении геомагнитного поля в Грузии в течение последних 1.5 тыс. лет до н.э. // Физика Земли. — 1990. — № 7. — С. 84 – 93.
- Бурлацкая С.П., Челидзе З.А. Напряженность геомагнитного поля на Кавказе с 28 в. до н.э. до 6 в. н.э. // Физика Земли. — 1997. — № 12. — С. 52 – 54.
- Бурлацкая С.П., Черных И.Е.. Изменение напряженности геомагнитного поля в Азербайджане за последние 2 200 лет по археоманнитным данным // Физика Земли. — 1989б. — № 7. — С. 92 – 96.
- Буров Б.В. Изучение динамики древнего геомагнитного поля // Методика палеомагнитного изучения красноцветов. — Казань: Казанский ун-т, — 1979. — С. 92 – 102.
- Буртман В.С. Некоторые проблемы палеозойских тектонических реконструкций Центральной Азии // Геотектоника. — 1999. — № 3. — С. 103 – 112.
- Буртман В.С. и др. Туркестанский океан среднего палеозоя: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шаню / В.С. Буртман, Г.З. Гурарий, А.В. Беленький, А.В. Игнатьев, М. Одибер // Геотектоника. — 1998. — № 1. — С. 15 – 26.
- Буртман В.С. и др. Уральский палеоокеан в девонское время (по палеомагнитным данным) / В.С. Буртман, Г.З. Гурарий, А.В. Дворова, Н.Б. Кузнецов, С.В. Шипунов // Геотектоника. — 2000. — № 5. — С. 61 – 70.
- Вадковский В.Н. и др. Анализ процесса смены знака геомагнитного поля / В.Н. Вадковский, Г.З. Гурарий, М.Р. Мамиконьян // Физика Земли. — 1980. — №7. — С. 55 – 69.
- Волохов И.М. и др. Карашатский базит – ультрабазитовый массив / И.М. Волохов, В.М. Иванов, Р.В. Оболенская // Проблемы магматической геологии. — Новосибирск: Наука, 1973. — С. 61 – 86.
- Гантимуров А.Ф. Флюидный режим железо – кремниевых систем. — Новосибирск: Наука, 1982. — 69 с.
- Геншафт Ю.С. и др. Петромагнитная характеристика ксенолитов и вмещающих их пород Малого Кавказа / Ю.С. Геншафт, А.В. Лыков, Д.М. Печерский // Физика Земли. — 1985. — № 1. — С. 53 – 65.
- Геншафт Ю.С. и др. Магнитопетрологическое изучение условий формирования недр континентальной земной коры (на примере изучения ксенолитов из кимберлитов Якутии) / Ю.С. Геншафт, Д.М. Печерский., З.В. Шаронова и др. // Физика Земли. — 1995. — № 3. — С. 26 – 45.
- Геншафт Ю.С. и др. Петромагнитное изучение пород фундамента Воронежского кристаллического массива / Ю.С. Геншафт, А.В. Лыков, Н.А. Миронова и др. // Физика Земли. — 1997. — № 9. — С. 38 – 45.
- Геншафт Ю.С., Печерский Д.М. Петрологическая и петромагнитная оценка возможных глубинных источников региональных магнитных аномалий // Геофизический журнал. — 1986. — № 8. — С. 61 – 67.
- Гибшер А.С. и др. Роль трансформных сдвигов в тектонике Центральной Азии / А.С. Гибшер, А.Ю. Казанский, А.Э. Изох, А.Н. Метелкин, С.А. Каргополов // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. — 2000. — С. 115 – 119.
- Гледзер Е.Б. Система гидродинамического типа, допускающая два квадратичных интеграла движения // ДАН. — 1973. — Т. 209, № 5. — С. 1046 – 1048.
- Гнибиденко З.Н. и др. Палеомагнетизм и биостратиграфия некоторых отложений верхнего кайнозоя западного Забайкалья / З.Н. Гнибиденко, М.А. Ербаева, Г.А. Поспелова // Палеомагнетизм мезозоя и кайнозоя Сибири и Дальнего Востока. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1976. — С. 75 – 95.
- Гнибиденко З.Н. и др. Палеомагнитные данные при изучении неотектонических вертикальных движений земной коры юга Западной Сибири / З.Н. Гнибиденко, Г.А. Поспелова, Э.Э. Фотиади // Геология и геофизика. — 1985. — № 12. — С. 71 – 79.
- Гнибиденко З.Н., Поспелова Г.А. К детализации опорного палеомагнитного разреза плиоцен – четвертичных террасовых отложений Приднестровья // Материалы IX Конф. по вопр. постоянного геомагнитного поля, магнитных горных пород и палеомагнетизма. — 1973. — Ч. 3. — С. 51 – 52.
- Гордин В.М. и др. Морская магнитометрия / В.М. Гордин, Е.Н. Розе, Б.Д. Углов. — М.: Недра, 1986. — 232 с.
- Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и проблемы геодинамики // Физика Земли. — 2000а. — № 4.
- Грачев А.Ф. Геодинамические причины биосферных катастроф // Земля и Вселенная. — 2000б — № 5. — С. 12 – 21.
- Гурарий Г.З. Геомагнитная инверсия Матуяма – Харамильо на территории Западной Туркмении // Физика Земли. — 1981. — № 3. —

- С. 73 – 82.
- Гурарий Г.З. Геомагнитное поле во время инверсий в позднем кайнозое. — М.: Наука, 1988. — 208 с.
- Гурарий Г.З. Некоторые данные о характере геомагнитного поля во время инверсий // ДАН. — 1968. — Т. 178, № 5. — С. 1065 – 1068.
- Гурарий Г.З. Некоторые данные о характере геомагнитного поля на Сибирской платформе в раннем палеозое // Физика Земли. — 1969, № 6. — С. 105 – 113.
- Гурарий Г.З. Изучение инверсии геомагнитного поля в плиоцене на п-ве Челекен // Физика Земли. — 1972. — № 9. — С. 100 – 103.
- Гурарий Г.З. Исследование инверсии геомагнитного поля на границе эпох Гаусс – Матуяма // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных осадков и вулканитов. — М.: Наука, 1973. — С. 24 – 33.
- Гурарий Г.З. Сравнительный анализ инверсии Гаусс – Матуяма по результатам исследований в Западной Туркмении // Физика Земли. — 1976. — № 12. — С. 49 – 57.
- Гурарий Г.З. Некоторые инверсии геомагнитного поля в позднем кайнозое по исследованиям в Западной Туркмении // Физика Земли. — 1977. — № 7. — С. 81 – 90.
- Гурарий Г.З. и др. Происхождение естественной остаточной намагниченности и палеомагнетизм верхнеплиоценовых отложений Западной Туркмении / Г.З. Гурарий, В.Ф. Дьяконова, П.К. Рябушкин, В.М. Трубихин // Физика Земли. — 1977. — № 6. — С. 84 – 94.
- Гурарий Г.З. и др. Вековые вариации геомагнитного поля на территории Восточной Грузии 5.5 – 4.5 млн. лет назад / Г.З. Гурарий, И.А. Кудашева, В.М. Трубихин, С.В. Шипунов // Геомагнетизм и аэрономия. — 1994. — Т. 34, № 4. — С. 137 – 145.
- Гурарий Г.З. и др. Стационарное геомагнитное поле хрона Матуяма и субхрона Харамильо (Западная Туркмения) / Г.З. Гурарий, В.И. Багин, А.В. Гарбузенко, Х. Назаров, В.М. Трубихин // Физика Земли. — 2000а. — № 1. — С. 33 – 49.
- Гурарий Г.З. и др. Вариации геомагнитного поля до и после инверсии Матуяма – Харамильо (Западная Туркмения) / Г.З. Гурарий, В.И. Багин, А.В. Гарбузенко, М.Ю. Решетняк, В.М. Трубихин, Х. Назаров // Физика Земли. — 2000б. — № 7. — С. 31 – 42.
- Гурарий Г.З. и др. Геомагнитное поле во время инверсии Ранняя Харамильо (Западная Туркмения) / Г.З. Гурарий, А.В. Гарбузенко, Х. Назаров, В.М. Трубихин // Физика Земли. — 2002. — № 7. — С. 72 – 83.
- Гурарий Г.З., Кудашева И.А. Геомагнитная инверсия Твера – Гильберт, изученная в осадочных породах Восточной Грузии // Физика Земли. — 1995а. — № 3. — С. 53 – 63.
- Гурарий Г.З., Кудашева И.А. Палеомагнетизм верхней Твера – Твера переходной зоны в ширакской свите Восточной Грузии: результат инверсии или частичного перемагничивания // Физика Земли. — 1995б. — № 6. — С. 69 – 79.
- Гурарий Г.З., Пеньков А.В. Инверсии геомагнитного поля Харамильо – Матуяма и Матуяма – Брюнес по результатам исследований в Таджикской депрессии // Физика Земли. — 1985. — № 2. — С. 47 – 54.
- Гурарий Г.З., Рябушкин П.К. Моделирование инверсий геомагнитного поля на ЭВМ // Тез. докл. I Всесоюзн. съезда «Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма». — М.: Наука, 1976. — Ч. 3. — С. 36.
- Гурарий Г.З., Трубихин В.М. Стратиграфия и палеомагнетизм верхнего плиоцена Западного Копетдага // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных осадков и вулканитов. — М.: Наука, 1973. — С. 14 – 23.
- Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. — М.: Наука, 1989. — 192 с.
- Дианов-Клоков В.И. Измеритель малой остаточной намагниченности горных пород // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. — 1960. — № 1. — С. 142 – 147.
- Дианов-Клоков В.И., Аносов Н.М. Чувствительный измеритель остаточной намагниченности горных пород // Физика Земли. — 1967. — № 3. — С. 77 – 81.
- Диденко А.Н. Палеомагнетизм и геодинамическая эволюция Урало-Монгольского складчатого пояса : автореф. дис. ... д-ра геол. – мин. наук. — М.: ОИФЗ РАН, 1997.
- Диденко А.Н. Палеозойские стомиллионнолетние вариации процессов в ядре и литосфере // Физика Земли. — 1998. — № 5. — С. 3 – 10.
- Диденко А.Н. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии / А.Н. Диденко, А.А. Моссаковский, Д.М. Печерский, С.В. Руженцев, С.Г. Самыгин, Т.Н. Хераскова // Геология и геофизика. — 1994. — Т. 35 — № 7/8. — С. 59 – 75.
- Диденко А.Н. и др. История каледонских офиолитов Северо – Западной Монголии по палеомагнитным данным / А.Н. Диденко, С.А. Куренков, С.В. Руженцев и др. // Физика Земли. — 1998. — № 10. — С. 46 – 60.
- Диденко А.Н. и др. Тектоническая история Полярного Урала / А.Н. Диденко, С.А. Куренков, С.В. Руженцев и др. — М.: Наука, 2001. — 191 с.
- Диденко А.Н., Печерский Д.М. Палеомагнетизм Шулдакского комплекса параллель-

- ных даек // Физика Земли. — 1986. — № 9. — С. 75 – 80.
- Диденко А.Н., Печерский Д.М. Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитовых комплексов Алайского хребта // Геотектоника. — 1988. — № 4. — С. 56 – 68.
- Добрецов Н.А. Проблемы тектоники офиолитовых поясов Центральной Азии, Южной Сибири и Северного Китая // Проблемы магматизма и метаморфизма Восточной Азии. — Новосибирск: Наука, 1990. — С. 7 – 25.
- Ермаков В.А., Печерский Д.М. Природа включений габброидов из молодых лав Курильских островов // Тихоокеанская геология. — 1989. — № 4. — С. 45 – 55.
- Жарков В.Н. и др. О тепловом режиме погранслоя мантии на границе с ядром / В.Н. Жарков, П.Б. Карпов, В.В. Леонтьев // ДАН. — 1984. — Т. 275. — С. 335 – 338.
- Завойский В.Н., Марковский В.С. Природа остаточной намагниченности Украинского щита // Физика Земли. — 1978. — № 2 — С. 814 – 820.
- Загний Г.Ф. Структура археовексовых вариаций геомагнитного поля Украины и Молдавии за последние 5 500 лет // Геофизический журнал. — 1981. — Т. 3. — № 5. — С. 60–66.
- Зарайский Г.П. и др. Экспериментальное исследование биметасоматического скарнообразования / Г.П. Зарайский, В.А. Жариков, Ф.М. Стояновский и др. — М.: Наука, 1986. — 232 с.
- Золотарев Б.П. и др. Петромагнитная характеристика ксенолитов габбро из миоценовых туфов Исландии / Б.П. Золотарев, А.В. Лыков, Д.М. Печерский // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1988. — № 4. — С. 27 – 38.
- Зоненшайн Л.П. и др. Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 кн./ Л.П. Зоненшайн, М.И. Кузьмин, Л.М. Натапов. — М.: Недра, 1990. — Кн. 1. — 328 с. ; Кн. 2. — 336 с.
- Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — С. 133 – 139.
- Изох А.Э. и др. Габброидные формации Западной Монголии / А.Э. Изох, Г.В. Поляков, А.П. Кривенко и др. — Новосибирск: Наука, 1990. — 269 с.
- Иосифиди А.Г., Металлова В.В. Напряженность геомагнитного поля во время двух позднеплиоценовых инверсий // Физика Земли. — 1988. — № 1. — С. 82 – 87.
- Кадик А.А. и др. Физико-химические условия эволюции базальтовой магмы в близповерхностных камерах / А.А. Кадик, О.А. Луканин, И.В. Лапин. — М. : Наука, 1990. — 348 с.
- Кашинцев Г.Л. Глубинные породы океанов. — М.: Наука, 1991. — 280 с.
- Кашинцев Г.Л., Печерский Д.М. Оценка роли габбро в намагниченности океанской земной коры по ксенолитам из базальтовых лав Афара (Эфиопия) // Физика Земли. — 1983. — № 9. — С. 101 – 110.
- Клишев В.Л., Храмов А.Н. Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань) для раннего девона // Геотектоника. — 1993. — № 4. — С. 66 – 75.
- Клишев В.Л., Храмов А.Н. Палеогеодинамическая модель Урало-Тянь-Шаньской складчатой системы для ранней перми // ДАН. — 1995. — Т. 341, № 3. — С. 381 – 385.
- Козаков И.К. и др. Корообразующие процессы в микроконтинентах Центральной Азии: Sm-Nb изотопные данные по гранитоидам / И.К. Козаков, В.П. Ковач, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии : сб. науч. тр. — М. ; СПб. : Тема, 1999. — С. 49 – 51.
- Кольская сверхглубокая / Под ред. Е.А.Козловского. — М.: Недра, 1984. — 490 с.
- Комиссарова Р.А. и др. Геомагнитные инверсии, записанные в разрезе позднеерифейской катавской свиты Южного Урала / Р.А. Комиссарова, А.Г. Иосифиди, А.Н. Храмов // Физика Земли. — 1997. — № 2. — С. 60 – 68.
- Кравчинский А.Я. Палеомагнитные этапы развития Сибирской платформы в палеозое : автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Иркутск : Изд-во Иркут. ин-та, 1968.
- Кравчинский В.А. и др. Магнитостратиграфическая шкала позднего кайнозоя Центральной Азии по данным глубокого бурения на Байкале / В.А. Кравчинский, Дж. Пек, Х. Сакан и др. // Глобальные изменения природной среды. — Новосибирск, 1998. — С. 73 – 77.
- Куликова Л.С., Пospelова Г.А. Кратковременная инверсия геомагнитного поля 42 – 40 тыс. лет тому назад // Физика Земли. — 1979. — № 6. — С. 52 – 64.
- Куренков С.А. и др. Геодинамика палеоспрединга / С.А. Куренков, А.Н. Диденко, В.А. Симонов. — М.: ГЕОС, 2002. — 492 с.
- Лаухин С.А. и др. Палеонапряженность геомагнитного поля, записанная в лесово-почвенном разрезе Хонако-3, Таджикистан / С.А. Лаухин, Г.А. Пospelова, В.А. Ранов и др.// Матер. семинара «Палеомагнетизм и магнетизм горных пород». — М.: ГЕОС, 2001. — С. 73 – 75.
- Лыков А.В. и др. Магнитные свойства плиоцен

- четвертичных базальтов и ксенолитов Монголии / А.В. Лыков, Д.М. Печерский, З.В. Шаронова // Комплексные исследования развития Байкало – Монгольского региона в кайнозой: сб. научн. тр. — М.: ИФЗ АН СССР, 1981. — С. 101 – 116.
- Лыков А.В. и др. Петромагнитное изучение глубинных пород Исландии / А.В. Лыков, А.В. Шолпо, Ю.С. Генштафт // Физика Земли, — 1993. — № 9. — С. 53 – 67.
- Лыков А.В., Печерский Д.М. Область устойчивости ферромагнитных минералов в базальтах по магнитометрическим данным // Физика Земли. — 1976. — № 12. — С. 58 – 63.
- Лыков А.В., Печерский Д.М. Экспериментальное исследование связи магнитных свойств базальтов с условиями их образования // Физика Земли. — 1977. — № 4. — С. 65 – 73.
- Лыков А.В., Печерский Д.М. О магнитных характеристиках глубинных горных пород // Исследования региональных магнитных аномалий платформ: сб. научн. тр. — Киев : Наукова думка, 1984. — С. 132 – 139.
- Мартынов В.А. и др. Поиски неоген-четвертичной границы на юге Западно-Сибирской равнины / В.А. Мартынов, В.С. Волкова, З.Н. Гнибиденко, Т.А. Казьмина, В.П. Никитин, В.П. Петрова, Г.А. Поспелова, З.Я. Сердюк // Граница между неогеновой и четвертичной системами в СССР. — М.: Наука, 1987. — С. 137 – 146.
- Методы и результаты палеомагнитного изучения осадочных формаций кайнозоя Западной Сибири / Отв. ред. Э.Э. Фотиади. — Новосибирск : Наука, 1973. — 95 с.
- Молостовский Э.А. и др. Магнитостратиграфическая шкала фанерозоя и режим инверсий геомагнитного поля / Э.А. Молостовский, М.А. Певзнер, Д.М. Печерский, В.П. Родионов, А.Н. Храмов // Геомагнитные исследования. — М.: Наука, 1976. — № 17. — С. 45 – 52.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозой Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. — М.: Наука, 1975. — 315 с.
- Моссаковский А.А. и др. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования / А.А. Моссаковский, С.В. Руженцев, С.Г. Самыгин, Т.Н. Хераскова // Геотектоника. — 1993. — № 6. — С. 3 – 33.
- Моссаковский А.А. и др. Пространственно-временные соотношения структур тихоокеанского и индоатлантического типов в позднем докембрии и венде / А.А. Моссаковский, Ю.М. Пушаровский, С.В. Руженцев // ДАН. — 1996. — Т. 350, № 6. — С. 799 – 802.
- Моффат Т. Возбуждение магнитного поля в проводящей среде. — М : Мир, 1980. — 380 с.
- Назарова Е.А., Городницкий А.М. О структуре магнитоактивного слоя океанической коры // Геофизические поля Атлантического океана. — М.: Наука, 1988. — С. 131 – 144.
- Начасова И.Е. Вековые вариации геомагнитного поля с периодом меньше 200 лет по археомагнитным данным : автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. — М. : ИФЗ АН СССР, 1970.
- Начасова И.Е. Магнитное поле в районе Москвы с 1480 по 1840 гг. // Геомагнетизм и аэрономия. — 1972. — № 2. — С. 316 – 320.
- Начасова И.Е. Характеристики вариаций напряженности геомагнитного поля по археомагнитным данным : автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. — М.: ОИФЗ РАН, 1998.
- Начасова И.Е. Характеристики вариаций напряженности геомагнитного поля по археомагнитным данным: дис. ... д-ра физ.-мат. наук. — М.: ОИФЗ РАН, 2000.
- Начасова И.Е. и др. Напряженность геомагнитного поля на территории Грузии в I тыс. до н.э. / И.Е. Начасова, К.С. Бураков, М.В. Квирикадзе // Геомагнетизм и аэрономия. — 1986а. — № 2. — С. 356 – 358.
- Начасова И.Е. и др. Археомагнитные определения элементов геомагнитного поля. Мировые данные / И.Е. Начасова, Е.Ю. Диденко, Н.К. Шелестун // Материалы Мирового центра данных / Под. общ. ред. С.П. Бураковой. — М., 1986б. — 169 с.
- Начасова И.Е. и др. Археомагнитные исследования керамического материала многослойного неолитического памятника Испании «Cendres Cave» / И.Е. Начасова, К.С. Бураков, Х. Бернабеу // Геомагнетизм и аэрономия. — 2002а. — Т. 42, № 6. — С. 845 – 851.
- Начасова И.Е. и др. Вариации напряженности геомагнитного поля в Испании / И.Е. Начасова, К.С. Бураков, Х. Бернабеу // Физика Земли. 2002б. — № 5. — С. 24 – 29.
- Начасова И.Е., Бураков К.С. Археомагнитные определения напряженности геомагнитного поля в Грузии за последние 3 000 лет // Тонкая структура геомагнитного поля: сб. научн. тр. — М., 1986. — С. 26 – 32.
- Начасова И.Е., Бураков К.С. Изменение напряженности геомагнитного поля во II тыс. до н.э. на территории Грузии // Геомагнетизм и аэрономия. — 1987. — № 5. — С. 869 – 872.
- Начасова И.Е., Бураков К.С. Изменение интен-

- сивности геомагнитного поля на территории Грузии в V – III тыс. до н.э. // Геомагнетизм и аэрономия. — 1988. — № 6. — С. 1033 – 1035.
- Начасова И.Е., Бураков К.С. Интенсивность геомагнитного поля с III века до н. э. по VI век н. э. в Термезе (Узбекистан) // Геомагнетизм и аэрономия. — 1994. — № 3. — С. 178 – 181.
- Начасова И.Е., Бураков К.С. Археоинтенсивность древнего геомагнитного поля в пятом тысячелетии до н. э. в северной Месопотамии // Геомагнетизм и аэрономия. — 1995а. — № 3. — С. 131 – 137.
- Начасова И.Е., Бураков К.С. Вариации геомагнитного поля в Средней Азии в последние две тысячи лет: анализ мировых данных // Геомагнетизм и аэрономия. — 1995б. — № 6. — С. 150 – 157.
- Начасова И.Е., Бураков К.С. 8000-летняя вариация напряженности геомагнитного поля // Геомагнетизм и аэрономия. — 1997а. — № 1. — С. 167 – 173.
- Начасова И.Е., Бураков К.С. Изменчивость возмущенности напряженности геомагнитного поля в последние семь тысяч лет // Геомагнетизм и аэрономия. — 1997б. — № 6. — С. 120 – 124.
- Начасова И.Е., Бураков К.С. Напряженность геомагнитного поля в Средней Азии во II – I тыс. до н. э. // Физика Земли. — 1997в. — № 7. — С. 33 – 38.
- Начасова И.Е., Бураков К.С. Вариации напряженности геомагнитного поля в последние четыре тысячи лет по мировым данным // ДАН. — 1997. — Т. 353, № 2. — С. 255 – 257.
- Начасова И.Е., Бураков К.С. Вариации напряженности геомагнитного поля в VI – V тыс. до н.э. // Геомагнетизм и аэрономия. — 1998. — № 4. — С. 125 – 129.
- Нгуен Т.К. Т., Печерский Д.М. Серпентиниты как возможный источник линейных магнитных аномалий // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1989. — № 1. — С. 61 – 67.
- Нечаева Т.Б. Основные черты вековых вариаций геомагнитного поля на Украине за последние 2000 лет: автореф. дисс. ... канд. физ. – мат. наук. — М., 1970.
- Нечаева Т.Б. и др. Вековые вариации в плейстоцене по палеомагнитным исследованиям осадочных пород Армении (Ширакская котловина, разрез Арапи) / Т.Б. Нечаева, Г.Н. Петрова, А.А. Варданян // Физика Земли. — 1996. — № 8. — С. 33 – 41.
- Паркер Е.Н. Космические магнитные поля: в 2 т. — М.: Мир, 1982.
- Павлов В.Э., Галле И. Новые данные по магнитостратиграфии ордовика р. Мойеро (север Сибирской платформы) // ДАН. — 1996. — Т. 348. — № 2. — С. 245–251.
- Павлов В.Э., Галле И. Реконструкция взаимного положения Сибири и Лаврентии в конце Мезопротерозоя по палеомагнитным данным // Геотектоника. — 1999. — № 6. — С. 16–28.
- Павлов В.Э. и др. Магнитостратиграфия опорного разреза ордовика в районе дер. Половинка (среднее течение р. Лена): изменялась ли полярность геомагнитного поля в раннем лландейло? / Павлов В.Э., Родионов В.П., Храмов А.Н., Галле И. // Физика Земли. — 1999. — № 5. — С. 61–71.
- Павлов В.Э. и др. Палеомагнетизм верхнерифейской лахандинской серии Учуро-Майского района и гипотеза позднепротерозойского суперконтинента / Павлов В.Э., Галле И., Шацилло А.В. // Физика Земли. — 2000а. — № 8. — С. 23–34.
- Павлов В.Э. и др. Магнитная стратиграфия пород верхней части майского яруса опорного разреза р.Кулюмбэ / Павлов В.Э., Галле И., Шипунов С.В., Водовозов В.Ю // Физика Земли. — 2000б. — № 8. — С. 35–47.
- Павлов В.Э. и др. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные и палеомагнитные данные и гипотеза позднепротерозойского суперконтинента / Павлов В.Э., Петров П.Ю., Журавлев А.З., Галле И., Шацилло А.В. // Геотектоника. — 2002. — Т. 36. — № 4. — С. 278–292.
- Пергамент М.А. и др. О палеомагнитной шкале мезозоя / М.А. Пергамент, Д.М. Печерский, А.Н. Храмов // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1971. — № 10. — С. 3 – 11.
- Петрова Г.Н. Вековые вариации и граница ядро – мантия // Геомагнитного исследования. — М.: Наука, 1976. — № 17. — С. 15 – 21.
- Петрова Г.Н. Геомагнитные данные об ядре Земли // Физика Земли. — 1977. — № 11. — С. 9 – 21.
- Петрова Г.Н. Инверсии геомагнитного поля // Геомагнетизм и аэрономия. — 1987. — № 2. — С. 177 – 196.
- Петрова Г.Н. Иерархия характерных времен изменений геомагнитного поля // ДАН. — 1989а. — Т. 308, № 6. — С. 1346 – 1350.
- Петрова Г.Н. Магнитное поле Земли // Комплексные исследования по физике Земли. — М., 1989б. — С. 43 – 52.
- Петрова Г.Н. Изменение магнитного момента Земли за последние 340 тысяч лет // Физика Земли. — 1996. — № 10. — С. 48 – 54.
- Петрова Г.Н. Реальность отражения изменений палеонапряженности геомагнитного поля в палеомагнитных записях // Физика

- Земли. — 1998. — № 8. — С. 23 – 29.
- Петрова Г.Н и др. Характерные черты переходных режимов геомагнитного поля / Г.Н. Петрова, В.В. Буха, Л.Н. Гамов, Г.З. Гурарий, В.Ф. Давыдов, Т.А. Исмаил-Заде, Ю.Д. Калинин, А.Я. Кравчинский, Г.А. Поспелова, В.П. Родионов // Физика Земли. — 1972. — № 6. — С. 53 – 75.
- Петрова Г.Н и др. Вековые вариации в инверсии Матуяма – Харамильо / Г.Н. Петрова, Г.З. Гурарий, Г.В. Рассанова // Решение геофизических задач палеомагнитными методами. — М.: Наука, 1980. — С. 3 – 17.
- Петрова Г.Н и др. Характерные изменения геомагнитного поля в прошлом / Г.Н. Петрова, Т.Б. Нечаева, Г.А. Поспелова. — М.: Наука, 1992. — 175 с.
- Петрова Г.Н и др. Магнитные и палеомагнитные характеристики ленточных глин разреза Хелюля / Г.Н. Петрова, В.Г. Бахмутов, К.С. Бураков, Е.Ю. Диденко, А.В. Лыков // Физика Земли. — 1993. — № 12. — С. 46 – 53.
- Петрова Г.Н и др. Вариации геомагнитного поля, записанные в осадках разреза Дзкнагет / Г.Н. Петрова, Е.Ю. Диденко, А.А. Варданян // Физика Земли. — 1995а. — № 5. — С. 80 – 87.
- Петрова Г.Н и др. Вековые вариации геомагнитного поля, записанные в ленточных глинах разрезов Усть – Пялка / Г.Н. Петрова, В.Г. Бахмутов, Е.Ю. Диденко // Физика Земли. 1995б. № 4. С. 58 – 66.
- Петрова Г.Н и др. Колебания геомагнитного поля класса крутильных 12 – 9 тыс. лет тому назад / Г.Н. Петрова, В.Г. Бахмутов, К.С. Бураков, Е.Ю. Диденко // ДАН. — 1997. — Т. 353, № 4. — С.1 – 3.
- Петрова Г. Н. и др. Запись вековых вариаций геомагнитного поля в ленточных глинах разреза Киндасово / Г.Н. Петрова, В.Г. Бахмутов, К.С. Бураков, Е.Ю. Диденко // Физика Земли. — 1998а. — № 1. — С. 71 – 79.
- Петрова Г.Н и др. Вековые вариации класса крутильных колебаний 16 – 13 тысяч лет тому назад (ленточные глины) / Г.Н. Петрова, В.Г. Бахмутов, К.С. Бураков, З.В. Шаронова // Физика Земли. — 1998б. — № 5. — С. 84 – 91.
- Петрова Г.Н и др. Вариации геомагнитного поля, записанные в разрезе Костенки / Г.Н. Петрова, Г.А. Поспелова, В.М. Трубихин, З.В. Шаронова // Физика Земли. — 2000. — №7. — С. 3 – 9.
- Петрова Г.Н и др. Привязка керна к шкале времени по кривой палеонапряженности / Г.Н. Петрова, З.В. Шаронова, Т.И. Линькова, О.В. Пилипенко, А.Г. Фейн // Физика Земли. — 2002. — № 3. — С. 55 – 64.
- Петрова Г.Н, Бурлацкая С.П. Современные представления о вековых вариациях // Проблемы изучения палеовековых вариаций магнитного поля Земли. — Владивосток : Ин – т вулканологии, 1979. — С. 5 – 15.
- Петрова Г.Н., Рассанова Г.В. Инверсии геомагнитного поля // Материалы мирового центра данных / Отв. ред. Г.З. Гурарий. — М.: 1985. — 188 с.
- Петрова Г.Н., Рыбак Р.С. Определение картины изменения знака поля по палеомагнитным данным // Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. — Красноярск : Изд – во СО АН СССР, 1963. — С. 457 – 482.
- Петрова Г.Н., Сперантова И.Б. Напряженность поля во время инверсии // Тонкая структура геомагнитного поля: сб. научн. тр. — М.: ИФЗ, 1986. — С. 33 – 45.
- Петромагнитная модель земной коры. / И.К. Пашкевич, Д.М. Печерский, М.И. Орлюк и др. — Киев : Наукова Думка, 1994. — 345 с.
- Петромагнитная модель литосферы. / Под ред. Д.М. Печерского. — Киев : Наукова думка, 1994. — 175 с.
- Печерский Д.М. Палеомагнетизм мезозойских пород СВ Азии // Магнетизм горных пород и палеомагнетизм 1968: сб. — М.: ИФЗ, 1969.
- Печерский Д.М. Палеомагнетизм и палеомагнитная корреляция мезозойских пород СВ СССР // Труды СВКНИИ. — Магадан, 1970а. — Вып. 37. — С. 3 – 65.
- Печерский Д.М. Палеомагнитные исследования мезозойских отложений СВ СССР // Физика Земли. — 1970б. — № 6. — С. 69 – 83.
- Печерский Д.М. Петромагнетизм и палеомагнетизм. — М.: Наука, 1985. — 127 с.
- Печерский Д.М. О петромагнетизме низов континентальной земной коры // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1991. — № 9. — С. 66 – 78.
- Печерский Д.М. Зависимость суммарной амплитуды палеовариаций направления геомагнитного поля от широты в неогее // Геомагнетизм и аэрономия. — 1996. — Т. 36, № 5. — С. 130 – 136.
- Печерский Д.М. Некоторые характеристики геомагнитного поля за 1 700 млн. лет // Физика Земли. 1997. Т. № 2. С. 28 – 36.
- Печерский Д.М. Некоторые характеристики геомагнитного поля за 1 700 млн.лет. // Физика Земли. 1997. № 5. С. 3 – 20.
- Печерский Д.М. Поведение палеоинтенсивности и других характеристик палеомагнитного поля в неогее // Геомагнетизм и аэрономия. — 1998. — Т. 38, № 4. — С. 180 – 189.
- Печерский Д.М. Изменения органического ми-

- ра и геомагнитного поля в венде – фанерозое // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 2000. — Т. 8 — С. 91 – 95.
- Печерский Д.М. Суммарная амплитуда вековых вариаций, мировые магнитные аномалии и плюмы // Физика Земли. — 2001. — № 5. — С. 85 – 91.
- Печерский Д.М. и др. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород / Д.М. Печерский, В.И. Багин, С.Ю. Бродская, З.В. Шаронова. — М.: Наука, 1975. — 288 с.
- Печерский Д.М. и др. Геолого – петромагнитные исследования комплекса параллельных даек Мугоджар / Д.М. Печерский, А.Н. Диденко, С.А. Куренков // Физика Земли. — 1983. — № 5. — С. 83 – 99.
- Печерский Д.М. и др. Геолого - петромагнитная и палеомагнитная характеристика габбро Южных Мугоджар / Д.М. Печерский, К.С. Бураков, А.Н. Диденко и др. // Физика Земли. — 1987. — № 9. — С. 90 – 101.
- Печерский Д.М. и др. Экспериментальные данные о глубинных условиях существования титаномагнетитов / Д.М. Печерский, А.К. Гапеев, Г.И. Баринов, С.К. Грибов, Г.Г. Лихойдов // Исследования в области палеомагнетизма и магнетизма горных пород. — М.: ИФЗ АН СССР., 1989. — С. 191 – 211.
- Печерский Д.М. и др. Петромагнитная модель океанической литосферы / Д.М. Печерский, А.Н. Диденко, А.В. Лыков, Л.В. Тихонов // Физика Земли. — 1993. — № 12. — С. 29 – 45.
- Печерский Д.М. и др. Фрактальный анализ шкалы геомагнитной полярности / Д.М. Печерский, М.Ю. Решетняк, Д.Д. Соколов // Геомагнетизм и аэрономия. — 1997. — Т. 37, № 4. — С. 132 – 142.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеозойский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. — М.: ОИФЗ РАН, 1995. — 298 с.
- Печерский Д.М., Нечаева Т.Б. Вариации направления и величины геомагнитного поля в фанерозое // Геомагнетизм и аэрономия. — 1988. — Т. 28, № 5. — С. 820 – 824.
- Печерский Д.М., Тихонов Л.В. Петромагнетизм палеозойских офиолитов Алайского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1988а. — № 8. — С. 93 – 104.
- Печерский Д.М., Тихонов Л.В. Петромагнитная характеристика палеозойских офиолитов Алайского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1988б. — № 10. — С. 46 – 62.
- Печерский Д.М., Шелестун Н.К. Палеомагнетизм Карашатского базит-ультрабазитового плутона и окружающих пород // Комплексные геологические исследования Сангиле-на (Тува). — Новосибирск : Наука, 1987. — С. 48 – 66.
- Поспелова Г.А. Аномальное поведение геомагнитного поля в плиоцен-плейстоцене (по палеомагнитным исследованиям отложений Приобского плато) // Геология и геофизика. — 1971а. — № 6. — С. 117 – 122.
- Поспелова Г.А. Палеомагнитные исследования и стратиграфия плиоцен – плейстоценовых толщ Приобского плато // Земная кора складчатых областей юга Сибири. / Под ред. Э. Э. Фотиади. — Новосибирск, 1971б. Вып. 2, ч. 2. — С. 62 – 96.
- Поспелова Г.А. Об особенностях поведения геомагнитного поля в плиоцен – четвертичное время // ДАН. — 1973. — Т. 210, № 3. — С. 663 – 665.
- Поспелова Г.А. Тонкая временная структура геомагнитного поля в позднем кайнозое // Палеомагнетизм Сибири и Дальнего Востока. — Новосибирск : Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1976. — С. 129 – 142.
- Поспелова Г.А. Экскурсы геомагнитного поля — стратиграфо-временные реперы в четвертичных отложениях : тез. докл. XI конгр. ИНКВА. — 1982. — Т.3. — С. 261 – 262.
- Поспелова Г.А. Экскурсы — магнитохроностратиграфические реперы в четвертичных отложениях // Четвертичный период. Стратиграфия / Под ред. М.Н. Алексеева, К.В. Никифорова. — .. 1989. — С. 196 – 204.
- Поспелова Г.А. и др. Опорный магнитобиостратиграфический разрез неоген-четвертичных отложений юга Западной Сибири / Г.А. Поспелова, З.Н. Гнибиденко, О.М. Адаменко // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1976. — № 9. — С. 19 – 32.
- Поспелова Г.А. и др. О возрасте поселения Улалика по палеомагнитным данным / Г.А. Поспелова., З.Н. Гнибиденко, А.П. Окладников // Археологический поиск (Северная Азия) / Под ред. В.Е. Медведева. — Новосибирск, 1980. — С. 3 – 10.
- Поспелова Г.А. и др. Палеомагнитное и радиометрическое доказательство экскурса Моно на осадочных породах юга Западной Сибири / Г.А. Поспелова, В.А. Паньчев, З.Л. Шмырева // Тонкая структура геомагнитного поля / Под ред. В.И. Багина. — М., 1986. — С. 63 – 72.
- Поспелова Г.А. и др. Резкая флуктуация направления геомагнитного поля (экскурс), обнаруженная при палеомагнитных исследованиях в Приташкентском районе / Г.А. Поспелова., Г.Н. Петрова, Т.С. Гендлер, Т.Б. Нечаева // Геомагнетизм и аэрономия. — 1992. — Т. 32, № 1. — С. 132 – 139.
- Поспелова Г.А. и др. Раннеплейстоценовый

- экскурс геомагнитного поля в субаэральных отложениях Верхнего Дона / Г.А. Поспелова, В.В. Семенов, З.В. Шаронова, Т.В. Миронов // ДАН. — 1997. — Т.355, № 1. — С. 106 – 110.
- Поспелова Г.А. и др. Магнитостратиграфия и палинология нижнеплейстоценовых лессово-почвенных толщ бассейна Верхнего Дона / Г.А. Поспелова, Г.М. Левковская, В.В. Семенов, З.В. Шаронова Т.В. Миронов // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 1998. — Т 6, № 2. — С. 65 – 80.
- Поспелова Г.А. и др. Геомагнитное поле во время и вблизи экскурсов, записанных в разрезе Янгиюль (Узбекистан) / Г.А. Поспелова, Г.Н. Петрова, З.В. Шаронова // Физика Земли. — 1998. — № 5. — С. 65 – 79.
- Поспелова Г.А. и др. Применение скалярных магнитных параметров для реконструкции палеоклимата во время формирования отложений в пещерах Кударо-I и Кударо-III (Южная Осетия, Грузия) / Г.А. Поспелова, А. Капичка, В.П. Любин, З.В. Шаронова // Физика Земли. — 2001. — № 10. — С. 76 – 86.
- Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н. К истории геомагнитного поля в плиоцен-четвертичное время // Геомагнетизм и аэрономия. 1973. — Т. 8. — № 3. — С. 540 – 542.
- Поспелова Г.А., Гнибиденко З.Н. Магнитостратиграфические разрезы неогеновых и четвертичных отложений Северной Азии и Юго-Восточной Европы и проблемы их корреляции // Геофизические методы в региональной геологии / Под ред. Н.Н. Пузырева, В.С. Суркова. — Новосибирск, 1982. — С. 76 – 94.
- Поспелова Г.А., Ильев А.Я. Кратковременные отклонения в направлении геомагнитного поля по палеомагнитным данным новейших отложений Охотского моря // Геология дна дальневосточных морей / Под ред. О.А. Мельникова, И.М. Сырык. — Владивосток, 1977. — С. 123 – 129.
- Поспелова Г.А., Салтыков В.Ф. К вопросу о шкале геомагнитных экскурсов хрона Брюнес // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: материалы семинара. Борок, 2002. — М.: ГЕОС, 2002. — С. 77 – 78.
- Поспелова Г.А., Шаронова З.В. Напряженность геомагнитного поля 53 – 22 тыс. лет тому назад // Физика Земли. — 1999. — № 10. — С. 74 – 83.
- Природа магнитных аномалий и строение океанической коры / Под ред. А.М. Городницкого. — М., 1996. — 283 с.
- Пучков В.Н. Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса — результат неравномерной косо ориентированной коллизии континентов // Геотектоника. — 1996. — № 5. — С. 66 – 75.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. — Уфа : Даурия, 2000. — 146 с.
- Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. — 1993. — № 3. — С. 18 – 32.
- Цифровой измеритель магнитной восприимчивости : а. с. G01R33/16 / Г.А. Райхцаум, А.А. Уваров, А.Н. Смирнов, К.С. Бураков (СССР). — № 822100 ; опубл. 1979.
- Распопов О.М. и др. Изменения геомагнитного поля и их воздействие на климат в прошлом / О.М. Распопов, В.А. Дергачёв, Е.Г. Гуськова и др. // Материалы всерос. научн. конф. «Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков». — 2002. — Т. 3 : Геофизика. — С. 91.
- Решетняк М.Ю. О миграции фокусов вековой вариации // Геомагнетизм и аэрономия. — 1996. — Т. 36, № 1. — С. 143 – 149.
- Решетняк М.Ю. и др. Каскадные модели турбулентности для жидкого ядра земли / М.Ю. Решетняк, Д.Д. Соколов, П.Г. Фрик // ДАН. — 2002.
- Решетняк М.Ю., Павлов В.Э. О различных режимах генерации геомагнитного поля за последние 165 млн. лет. // ДАН. — 2000. — Т. 372. — С. 683 – 686.
- Родионов В.П. О характере изменения первичной намагниченности в переходных слоях верхнего кембрия и ордовика // Магнетизм горных пород и палеомагнетизм / Под ред. Г.Н. Петровой. — М., 1969. — С. 162 – 165.
- Родионов В.П. и др. Геомагнитные инверсии в раннем палеозое. 1 — позднекембрийская инверсия, записанная в разрезе Ичера, юг Сибирской платформы / В.П. Родионов, А.Н. Храмов, С.А. Писаревский и др. // Физика Земли. — 1998. — № 12. — С. 50 – 59.
- Родионов В.П., Осипова Э.П. Региональная палеомагнитная шкала нижнего палеозоя Сибирской платформы // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибирской платформы / Под ред. В.А. Рудавской. — Л., 1985. — С. 65 – 75.
- Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (Тектоническая природа и структурное положение). — М.: Наука, 1976. — 171 с.
- Руженцев С.В. и др. Тектоника индосинид Монголии / С.В. Руженцев, И.И. Поспелов, Г. Бадарч // Геотектоника. — 1989, № 6. — С. 13 – 27.
- Руженцев С.В. и др. О времени формирования Южно-Монгольского палеоокеана / С.В. Руженцев, Х.С. Розман, Ч. Минжин // ДАН. — 1991. — Т. 319, № 2. — С. 451 – 455.
- Руженцев С.В., Диденко А.Н. Тектоника и гео-

- динамика Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. — 1998. — Т. 2. — С. 133 – 135.
- Рузмайкин А.А. и др. Магнитные поля галактик / А.А. Рузмайкин, Д.Д. Соколов, А.М. Шукуров. — М.: Наука, 1988. — 279 с.
- Савельев А.А. Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сынынского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. — 1997. — № 1. — С. 48 – 58.
- Салтыков В.Ф., Поспелова Г.А. Макет палеомагнитной шкалы хрона Матуяма (соавтор В.Ф. Салтыков) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: материалы семинара. Борок, 2002. — М.: ГЕОС, 2002. — С. 81 – 83.
- Самыгин С.Г. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. — М.: Наука, 1974. — 208 с.
- Самыгин С.Г. и др. Тектоническое сгущивание и сейсмофокальные зоны в островодужных системах геологического прошлого / С.Г. Самыгин, А.С. Перфильев, А.В. Рихтер // Строение сейсмофокальных зон. — М.: Наука, 1987. — С. 132 – 150.
- Свяжина И.А., Контева Р.А. Палеомагнитная реконструкция Уральского палеоокеана // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. — 1991. — С. 14 – 30.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н. Сибирский гипостратотип рифея. — М.: Наука, 1983. — 213 с.
- Симонов В.А. и др. Новые данные о возрасте офиолитов Полярного Урала / В.А. Симонов, С.А. Куренков, Ю.В. Тикунов и др. // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. — 1998. — Т. 2. — С. 181 – 183.
- Сковородкин Ю.П. и др. Установка для исследования магнитных свойств образцов горных пород при различных давлениях и температурах / Ю.П. Сковородкин, К.С. Бураков, Л.С. Безуглая, С.Х. Максудов // Магнетизм горных пород и палеомагнетизм. — М.: ИФЗ АН СССР, 1970. — Ч. 2. — С. 14 – 18.
- Страхов В.Н., Лапина М.И. К вопросу о точности определения глубин залегания нижних кромок магнитоактивных тел // Магнитные аномалии земных глубин / Под ред. С.И. Суботина. — Киев : Наукова думка, 1976а. — С. 157 – 166.
- Страхов В.Н., Лапина М.И. О неоднозначности решения обратной задачи магнитометрии // Магнитные аномалии земных глубин / Под ред. С.И. Суботина. — Киев : Наукова думка, 1976б. — С. 200 – 209.
- Суркис Ю.Ф. и др. Геомагнитные инверсии в раннем палеозое. 3 — инверсии, записанные в красноцветных породах нижнего ордовика Сибири, разрез Мандра / Ю.Ф. Суркис, М. Вестфаль, В.П. Родионов и др. // Физика Земли. — 1999. — № 5. — С. 3 – 13.
- Тархов Е.Н. Геомагнитное поле в Ленинграде по археомагнитным данным // Геомагнетизм и аэрономия. — 1963. — Т. 3, № 4. — С. 728 – 734.
- Тархов Е.Н. Некоторые результаты археомагнитных исследований на западе Советского Союза. // Геомагнетизм и аэрономия. — 1965. — Т. 5, № 1. — С. 134 – 140.
- Тархов Е.Н. Геомагнитное наклонение в Сибири по археомагнитным данным. // Геомагнетизм и аэрономия. — 1970. — Т. 10, № 3. — С. 513 – 523.
- Тархов Е.Н. Археомагнитные данные о геомагнитном наклонении на Урале // Геомагнетизм и аэрономия. — 1972. — Т. 12, № 1. — С. 99 – 102.
- Тархов Е.Н., Иванов Н.В. Вековые вариации угла наклонения геомагнитного поля на территории Литовской ССР по археомагнитным данным // Геомагнетизм и аэрономия. — 1965. — Т. 5, № 3. — С. 591 – 594.
- Телье Е, Телье О. Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. — 1959. — № 9. — С. 1296 – 1331.
- Трубихин В.М. Палеомагнетизм и стратиграфия акчагыльских отложений Западной Туркмении. — М.: Наука, 1977. — 80 с.
- Уэйджер Л.П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. — М.: Мир, 1970. — 552 с.
- Физико-химическое изучение глубинных магматических продуктов / Под ред. Ю.С. Геншафта. — М., 1982. — 187 с.
- Фотиади Э.Э., Поспелова Г.А. О некоторых особенностях колебаний геомагнитного поля в последние 700 тыс. лет // ДАН. — 1982. — Т. 267, № 2. — С. 322 – 326.
- Хаин В.Е., Ломидзе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики — М.: МГУ, 1995. — 187 с.
- Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника: палеозой — М.: Недра, 1991 — 398 с.
- Храмов А.Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. — Л.: Гостоптехиздат, 1958. — 80 с.
- Храмов А.Н. Компоненты естественной остаточной намагниченности и их значение для магнитостратиграфии // Магнитостратиграфия и палеомагнетизм осадочных и вулканогенных формаций СССР/ Под ред. А.Н.Храмова. — Л., 1986. — С. 85 – 96.
- Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии:

- связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. — 1991. С. 135 – 149.
- Храмов А.Н. и др. Палеомагнетизм палеозоя / А.Н. Храмов, В.П. Родионов, Р.А. Комиссарова и др. Л.: Недра, 1974. С. 238.
- Храмов А.Н. и др. Палеомагнитология / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова и др. — Л.: Недра, 1982. — 312 с.
- Храмов А.Н. и др. Тектоническая эволюция алтаид / А.Н. Храмов, Г.И. Гончаров, Р.А. Комиссарова, А.М.Дж. Шенгер, Б.А. Натальин, В.С. Буртман // Геология и геофизика. — 1994. — Т. 35, № 7/8. — С. 41 – 58.
- Челидзе З.А. Некоторые результаты изучения геомагнитного поля в прошлом на территории Грузинской ССР с помощью археомагнитного метода // Геомагнетизм и аэрономия. — 1966 — Т. 6, № 5. — С. 953 – 955.
- Шацилло А.В. и др. Два конкурирующих палеомагнитных направления в верхнем венде: итоговые результаты изучения осадочных толщ Восточного Присаянья и Юго-Западного Прибайкалья / А.В. Шацилло, А.Н. Диденко, В.Э. Павлов // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. — М.: ГЕОС, 2003. — С. 90 – 93.
- Шолпо Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. — Л.: Недра, 1977. — 182 с.
- Шолпо Л.Е. и др. Использование магнетизма горных пород при геологической съёмке / Л.Е. Шолпо, Б.Ш. Русинов, М.Г. Илаев и др. // Методическое пособие по геологической съёмке масштаба 1:50 000. / Всесоюзн. научн. – исслед. геол. ин-т. — Л.: Недра, 1986. — Вып. 18. — 224 с.
- Шрейдер А.А. Палеоокеаническое изучение аномального геомагнитного поля Индийского океана : автореф. дис. ... д-ра геол. – мин. наук. — М.: ИО АН СССР, 1989.
- Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. — М. : Наука, 1977. — 312 с.
- Яновский Б.М. Земной магнетизм. — Л.: ЛГУ, — 1978. — 591 с.
- Andrew J.A. True polar wander: an analysis of Cenozoic and Mesozoic paleomagnetic poles // J. Geophys. Res. — 1985. — Vol. 90. — P. 7737 – 7750.
- Anufriev A., Sokoloff D. Fractal properties of geodynamo models // Geophys. Astrophys. Fluid Dynam. — 1994. — Vol. 74. — P. 207 – 218.
- Bachtadse V.I. et al. Siluro – Devonian paleomagnetic results from the Tuva Terrane (southern Siberia, Russia): implications for the paleogeography of Siberia / V. Bachtadse, V.E. Pavlov, A.Y. Kazansky, J.A. Tait // J. Geophys. Res. — 2000. — Vol. 105, N. B6. — P. 13509 – 13518.
- Banerjee S.K. Magnetization of the oceanic crust: evidence from ophiolite complexes // J. Geophys. Res. — 1980. — Vol. 85. — P. 3557 – 3566.
- Banerjee S.K. The magnetic layer of the ocean crust — how thick is it? // Tectonophysics. — 1984. — Vol. 105. — P. 15 – 27.
- Benton M.J. Diversification and extinction in the history of life // Science. — 1995. — Vol. 268. — P. 52 – 58.
- Bonatti E. et al. Serpentinization of oceanic peridotites: temperature dependence of mineralogy and boron content / E. Bonatti, Y.R. Lawrence, N. Morandi // Earth Planet. Sci. Lett. — 1984. — Vol. 70. — P. 88 – 94.
- Braginsky S.I. Short – period geomagnetic secular variation // Geophys. Astrophys. Fluid dynamics. — 1984. — Vol. 30. — P. 1 – 78.
- Braginsky S.I., Roberts P.H. A model – Z geodynamo // Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics. — 1987. — Vol. 38, N. 4. — P. 327 – 349.
- Braginsky S.I., Roberts P.H. Equations governing convection in Earth's core and the geodynamo // Geophys. Astrophys. Fluid Dynamics. — 1995. — Vol. 79. — P. 1 – 97.
- Burakov K.S., Nachasova I.E. Anomalous behavior of the geomagnetic field in the I – st thousand years B.C. // Geomagnetic field in Quaternary. — Potsdam, 1990. — P. 135 – 138.
- Chandrasekhar S. Hydrodynamics and hydromagnetic stability. — Dover Publ. Inc., 1981, N 5. — 654 p.
- Channel J. et al. Orbital modulation of the Earth's magnetic field intensity / J. Channel, D. Hodel, J. McManus, B. Lehman // Nature. — 1998. — Vol. 394. — P. 464 – 468.
- Clement B.M. Geographic distribution of transitional VGPs: Evidence for non – zonal equatorial symmetry during the Matuyama – Brunhes geomagnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett. — 1991. — Vol. 104, N 1. — P. 48 – 58.

- Coe R.S., Prevot M. Evidence suggesting extremely rapid field variation during a geomagnetic reversal // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1989. — Vol. 92, N 3/4. — P. 292 – 298.
- Constable G.G. Link between geomagnetic reversal paths and secular variation of the field over the past 5 Myr // *Nature.* — 1992. — Vol. 358. — P. 230 – 233.
- Courtillot V., Besse J. Magnetic field reversals, polar wander, and core – mantle coupling // *Science.* — 1987. — Vol. 237. — P. 1140 – 1147.
- Cox A. Length of geomagnetic polarity intervals // *J. Geophys. Res.* — 1968. — Vol. 73. — P. 3247 – 3253.
- Cox A. Geomagnetic reversals // *Science.* — 1969. — Vol. 163, N 3864. — P. 237 – 245.
- Creer K.M., Ispir J. An interpretation of the behaviour of the geomagnetic field during polarity transition // *Phys. Earth and Planet. Inter.* — 1970. — Vol. 2, N 4. P. 283 – 293.
- Dalziel I.W.D. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica – Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Ecocambrian supercontinent // *Geology.* — 1991. — Vol. 19. — P. 598 – 601.
- Didenko A.N., Pechersky D.M. Direction and intensity of the geomagnetic field in the Middle Devonian and Lower Ordovician: Southern Mugodgary ophiolites (Urals) // *Phys. Earth. Planet. Inter.* — 1989. — Vol. 58. — P. 289 – 306.
- Dunlop D.J., Prevot M. Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks // *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* — 1982. — Vol. 69. — P. 763 – 802.
- Frick P. et al. Combined grid – shell approach for convection in a rotating spherical layer / P. Frick, M. Reshetnyak, D. Sokoloff // *Europhys. Lett.* — 2002. — Vol. 59. — № 2. — P. 212 – 217.
- Frick P., Sokoloff D. Cascade and dynamo action in a shell model of magnetohydrodynamic turbulence // *Phys. Rev. E.* — 1998. — Vol. 57. — P. 4155 – 4164.
- Frisch U. Turbulence: the Legacy of A.N.Kolmogorov. — Cambridge : University Press, 1995. — 296 p.
- Fuller M., Williams I., Hoffman K.A. Paleomagnetic records of geomagnetic field reversals and the morphology of the transitional fields // *Rev. Geophys. and Space Phys.* — 1979. — Vol. 17, N 2. — P. 179 – 203.
- Gilbert W. De magnete : eangl. transl. / Gilbert club revised. — London : Chiswick Press, 1990 (1600).
- Glatzmaier G.A., Roberts P.H. A three – dimension self – consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal // *Nature.* — 1995. Vol. 377. — P. 203 – 209.
- Glatzmaier G.A., Roberts P.H. An anelastic evolutionary geodynamo simulation driven by compositional and thermal convection // *Physica D.* — 1996. — Vol. 97. — P. 81 – 94.
- Gubbins D. Geomagnetic polarity reversals: a connections with secular variation and core – mantle interaction? // *Rev. of geophysics.* — 1994. — Vol. 32, N 1. — P. 61 – 83.
- Gubbins D., Roberts P.H. Magnetohydrodynamics of the Earth's core // *Geomagnetism / ed. J.A. Jacobs.* — Academic Press, 1987. — Vol. 2. — 518 p.
- Harland W.B. et al. Geological scale / W.B. Harland, R.L. Armstrong, A. Cox et al. — Cambridge Univ., 1990. — 264 p.
- Hartl P., Tauxe L. A precursor to the Matuyama/Brunhes transition – field instability as recorded in pelagic sediments // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1996. — Vol. 138. — P. 121 – 135.
- Hejda P., Reshetnyak M. Control volume method for the dynamo problem in the sphere with the free rotating inner core. — *Studia geoph. et geod.* Accepted. 2002.
- Hoffman K.A. Polarity transition records and the geomagnetic dynamo // *Science.* — 1977. — Vol. 196, N 4296. — P. 1329 – 1332.
- Hoffman K.A. Do flipping magnetic poles follow preferred paths? // *EOS, Transactions. AGU.* — 1993. — Vol. 74, N 9. — P. 97.
- Hoffman P. Did the break out of Laurentia turn Gondwana inside out? // *Science.* — 1991. — Vol. 252. — P. 1409 – 1412.
- Hollerbach R. et al. Taylor's constraint in a spherical – dynamo / R. Hollerbach, C.F. Barengi, C.A. Jones // *Geophys. Astrophys. Fluid. Dynamics.* — 1992. — Vol. 67. — P. 3 – 16.
- Johnson H.P. Magnetization of the oceanic crust // *Rev. Geophys. and Space Physics.* — 1979. — Vol. 17, N 2. — P. 215 – 226.
- Johnson H.P., Hall J.M. A detailed rock magnetic and opaque mineralogy study of basalts from the Nazcka Plate // *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* — 1978. — Vol. 52. — P. 45 – 64.
- Kent D. et al. Magnetic properties of dredged oceanic gabbros and the source of marine magnetic anomalies / D.V. Kent, D.M. Honorez, N.D. Opdyke, P.J. Fox // *Geoph. J. R. Astr. Soc.* — 1978. — Vol. 55. — P. 513 – 537.
- Kepezhinskas P.K. et al. Lower Paleozoic oceanic crust in Mongolian caledonides: Sm – Nd isotope and trace element data / P.K. Kepezhinskas, K.B. Kepezhinskas, I.S. Pukhtel // *Geophys. res. lett.* — 1991. — Vol. 18, N 7. — P. 1301 – 1304.

- Khramov A.N. Palaeomagnetology. — Berlin ; Heidelberg ; N. - Y. : Springer Verlag, 1987. — 308 p.
- Khramov A.N., Rodionov V.P. The geomagnetic field during Palaeozoic time // *J. Geomagn. Geoelectr.* — 1980. — Vol. 32, Suppl. 3. — P. 99 – 115.
- Kirschvink J., Rozanov A. Magnetostratigraphy of Lower Cambrian strata from the Siberian platform: a paleomagnetic pole a preliminary polarity time – scale // *Geol. Mag.* — 1984. — Vol. 121. — P. 189 – 203.
- Kirschvink J. *at al.* Evidence for a large scale reorganization of Early Cambrian continental masses by inertial interchange true polar wander / J. Kirschvink, R. Ripperdan, D. Evans // *Science.* — 1997. — Vol. 277. — P. 541 – 545.
- Kok Y.S., Tauxe L. Saw – tooth pattern of relative paleointensity records and cumulative viscous remanence // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1996a. — Vol. 137. — P. 95 – 99.
- Kok Y.S., Tauxe L. Saw – toothed pattern of sedimentary paleointensity records explained by cumulative viscous remanence // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1996b. — Vol. 144. — P. E9 – E14.
- Kollman W. Prediction Methods for Turbulent Flows. — Hemisphere Publishing Corp, 1980. — 170 p.
- Kuang W., Bloxham J. An Earth – like numerical dynamo model // *Nature.* — 1997. — Vol. 389. — P. 371 – 374.
- Kuiper N.H. Tests concerning random points on a circle // *Nederl. Acad. Wet. Proc.* — 1960. — Vol. A63. — P. 38 – 47.
- Laj C. *at al.* Relative geomagnetic field intensity and reversals for the last 1.8 My from a central equatorial Pacific core / C. Laj, C. Kissel, F. Garnier, E. Herrero – Bervera // *Geophys. Res. Lett.* — 1996. — Vol. 23. — P. 3393 – 3396.
- Langereis C.G. *at al.* Longitudinal confinement of geomagnetic reversal paths as a possible sedimentary artefact / C.G. Langereis, A.A.M. van Hoof, P. Rochette // *Lett. to Nature.* — 1992. — Vol. 358. — P. 226 – 229.
- Larmor J. How could a rotating body such as the Sun become a magnet : rep. 87th Meeting Brit. Assoc. Adv. Sci. — Bournemouth, 1919. — P. 159.
- Laukhin S.A. *at al.* Palaeomagnetic investigations and radiothermoluminescence dating of upper part of Khonako – 3 Section (southern Tajikistan) / S.A. Laukhin, G.A. Pospelova, V.A. Ranov *et al.* // *J. of Asian Civilizations.* — 2002. — Vol. 24, N 1. — P.1 – 35.
- Levi S. *at al.* Limitations of ophiolite complexes as models for the magnetic layer of the oceanic lithosphere / S. Levi, S.K. Banerjee, S. Beske – Diehl, B. Moscovitz // *Geophys. Res. Lett.* — 1978. — Vol. 5. — P. 473 – 476.
- Livermore R. *at al.* Plate motions and the geomagnetic field. II : Jurassic to Tertiary / R. Livermore, F. Vine, A. Smith // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* — 1984. — Vol. 79. — P. 939 – 961.
- Loper D. Mantle plumes // *Tectonophysics.* — 1991. — Vol. 187. — P. 373 – 384.
- Lozhkin S.A., Frick P.G. Inertial Obukhov – Bolgiano interval in shell models of convective turbulence // *Fluid Dynamics.* — 1998. — Vol. 33, N 6. — P. 125 – 140.
- McFadden P.L., Merrill R.T. Geodynamo energy source constraints from paleomagnetic data // *Phys. Earth Planet. Inter.* — 1986. — Vol. 43. — P. 22 – 33.
- McElhinny M.W., Lock J. Global Paleomagnetic Database Project // *Phys. Earth Planet. Inter.* — 1990. — Vol. 63. — P. 1 – 6.
- McElhinny M.W., Lock J. IAGA paleomagnetic database with access // *Surv. Geophys.* — 1996. — Vol. 17. — P. 575 – 591.
- Meynadier L. *at al.* Asymmetrical saw – tooth pattern of the geomagnetic field intensity from equatorial sediments in the Pacific and Indian oceans / L. Meynadier, J.P. Valet, F.C. Bassinot, N.J. Shackleton, I. Guyodo // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1994. — Vol. 126, N 1 – 3. — P. 109 – 127.
- Meynadier L. *at al.* Saw – toothed variation of relative paleointensity and cumulative viscous remanence: testing the records and the model / L. Meynadier, J.P. Valet, Y. Guyodo, C. Richter // *J. Geophys. Res.* — 1998. — Vol. 103, N B4. — P. 7095 – 7105.
- Momose K. Palaeomagnetic researches for the pliocene volcanic rocks in central Japan. 1 // *J. Geomagn. and Geoelectr.* — 1958. — Vol. 10, N 1 – . P. 12 – 19.
- Moore E.M. Southwest US – East Antarctic (SWEAT) connection: a hypothesis // *Geology.* — 1991. — Vol. 19. — P. 425 – 428.
- Ogg J.G. Magnetic polarity time scale of the Phanerozoic // *Global Earth Physics. A handbook of Physical Constants. AGU Reference Shelf 1.* — 1995. — P. 240 – 270.
- Ohkitani K. Yamada M. Temporal intermittency in the energy cascade process and local Lyapunov analysis in fully developed model turbulence // *Prog. Theor. Phys.* — 1989. — Vol. 81. — P. 329 – 334.
- Olson P. Geomagnetic polarity reversals in a turbulent core // *Phys. Earth Planet. Inter.* — 1983. — Vol. 33. — P. 260 – 274.
- Pechersky D., Khramov A. Mesozoic palaeomagnetic scale of the USSR // *Nature.* — 1973, N 5417. — P. 499 – 501.

- Pechersky D.M.* Neogeaeen paleomagnetism constrains on the processes at the core and surface of the Earth // 1998.
- Petrova G.N., Pospelova G.A.* Excursions of the magnetic field during the Brunhes chron // *Phys. Earth and Planet. Inter.* — 1990. — Vol. 63. — P. 135 – 143.
- Pickering K.T., Smith A.G.* Arcs and backarc basins in the Early Paleozoic Iapetus Ocean // *The Island arc.* — 1995, N 4. — P. 1 – 67.
- Pospelova G.A.* Excursions of the geomagnetic field during Brunhes epoch // *Aktuelle Probleme der geomagnetischen Forschung.* — Potsdam, 1981. — P. 245 – 261.
- Quidelleur X., Valet J.P.* Paleomagnetic records of excursions and reversals: possible biases caused by magnetization artefacts // *Phys. Earth Planet. Inter.* — 1994. — Vol. 82. — P. 27 – 47.
- Reshetnyak M. at al.* Combined grid – shell approach for convection problem in a spherical layer / *Reshetnyak M., Frick P., Sokoloff D.* // *Advances in Turbulence IX, Proceedings of the Ninth European Turbulence Conference* / ed. I.P.Castro, P.E.Hancock, T.G.Thomas. — Barcelona, 2002. — P. 283 – 286.
- Richards M.A. at al.* Flood basalts and hot – spot tracks: plume heads and tails / *M.A. Richards, R.A. Duncan, V.E. Courtillot* // *Science.* — 1989. — Vol. 246. — P. 103 – 107.
- Rochette P.* Rationale of geomagnetic reversals versus remanence recording processes in rocks : a critical review // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1990. — Vol. 98. — P. 33 – 39.
- Scotese C.R.* An introduction to this volume: Paleozoic paleomagnetism and assembly of Pangea // *Plate reconstruction from Paleozoic paleomagnetism.* — Washington. AGU. Geodynamics series. 1984. Vol.12. P. 1 – 10.
- Sengor A.M at al.* Evolution of the Alaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia / *A.M. Sengor, B.A. Natal'in, V.S. Burtman* // *Nature.* — 1993. — Vol. 364. — P. 299 – 307.
- Sengor A.M., Natal'in B.A.* Turkic – type orogeny and its role in the making of the continental crust // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* — 1996. — Vol. 24. — P. 263 – 337.
- Song X., Richards P.G.* Observational evidence for differential rotation of the Earth's Inner Core // *Nature.* — 1996. — Vol. 382. — P. 221 – 224.
- Spencer K.J., Lindsley D.H.* Solution model for coexisting iron – titanium oxides // *Amer. Mineralogist.* — 1981. — Vol. 66. — P. 1189 – 1201.
- Stacey F.D.* *Physics of the Earth.* — Brisbane : Brookfield Press, 1992. — 513 p.
- Stephens M.A.* The goodness – of – fit statistic in distribution and significance points // *Biometrika.* — 1965. — Vol. 52. — P. 309 – 321.
- Stern C.R. at al.* Igneous and metamorphic processes associated with formation of Chilean ophiolites and their implications for ocean floor metamorphism, seismic layering and magnetism / *C.R. Stern, M.J. De Wit, J.R. Lawrence* // *J. Geophys. Res.* — 1976. — Vol. 81. — P. 4370 – 4380.
- Swift B.A., Johnson H.P.* Magnetic properties of the Bay of Islands ophiolite suite and implications for the magnetization of oceanic crust // *J. Geophys. Res.* — 1984. — Vol. 89. — P. 3291 – 3308.
- Talwani M., Heirtzler J.* Computation of magnetic anomalies caused by two – dimensional bodies of arbitrary shape // *Computers in mineral industries* / Ed. by G.A. Parks. — Stanford Univ., School of Earth Sci. — 1964. — Vol. 9. — P. 464 – 517.
- Tauxe L.* Sedimentary records of the relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice. // *Rev. of Geophysics.* — 1993. — Vol. 31, N 3. — P. 319 – 354.
- Thibault J. at al.* Continuous record of the geomagnetic field intensity during the past 4.7 to 2.7 million years from downhole measurements / *J. Thibault, J. – P. Pozzi, V. Barthes, G. Dubuisson* // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1995. — Vol. 136. — P. 541 – 550.
- Toft P.B., Haggerty S.E.* Limiting depth of magnetization in cratonic lithosphere // *Geophys. Res. Lett.* — 1988. — Vol. 15. — P. 530 – 533.
- Trench A. at al.* Paleomagnetic studies within the Ballantrae ophiolite; southwest Scotland: magnetotectonic and regional tectonic implications / *A. Trench, B.J. Bluck, D.R. Watts* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* — 1988. — Vol. 90. — P. 431 – 448.
- Van der Voo R.* *Paleomagnetism of the Atlantic. Tethys and Iapetus oceans.* N.Y. : Cambridge Univ. Press, 1993. — 411p.
- Van Zijl J.S.V. at al.* The palaeomagnetism of the Stormberg lavas of South Africa. P 2: The behaviour of the magnetic field during a reversal / *J.S.V. Van Zijl, K.W.T. Graham, A.L. Hales* // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1962. — Vol. 7. — N 2. — P. 169 – 182.
- Vidale J.E. et al.* Slow differential rotation of the Earth's inner core indicated by temporal changes in scattering / *J.E. Vidale, D.A. Dodge., P.S. Earle* // *Nature.* — 2000. — Vol. 405. — P. 445 – 448.
- Vine F.J., Matthews D.H.* Magnetic anomalies oceanic ridges // *Nature.* — 1963. — Vol. 199. — P. 947.
- Vogt P.R.* Evidence for global synchronism in mantle plume convection and possible signif-

- icance for geology // *Nature*. — 1972. — Vol. 240. — P. 338 – 342.
- Wenner D.B., Taylor H. P. Temperatures of serpentinization of ultramafic rocks based on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ fractionation between coexisting serpentine and magnetite // *Contrib. Miner. and Petrol.* — 1971. — Vol. 32. — P. 165 – 185.
- Wilson J.T. Patterns of growth of ocean basins and continents // *Continental margins and island arcs*. — Ottawa, 1966. — P. 388 – 398.
- Wollin C. *et al.* Climatic changes, magnetic intensity variations and fluctuation of the eccentricity of the Earth's orbit during the past 2 000 000 years and a mechanism which may be responsible for the relationship / C. Wollin, W. Ryan, D. Ericson // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1978. — Vol. 41. — P. 395 – 397.
- Zeldovich Ya.B. *et al.* Magnetic fields in astrophysics / Ya.B. Zeldovich, A.A. Ruzmaikin, D.D. Sokoloff. — Gordon & Breach, 1983. — 364 p.
- Zhao X. *et al.* New paleomagnetic results from north China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan / X. Zhao, R.S. Coe, Y. Zhou // *Tectonophysics*. — 1990. — Vol. 181, N 1 – 4. — P. 43 – 81.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ЛИРИЧЕСКАЯ

Читатель, который прочел первую часть этой книги, мог удостовериться, что основателем, руководителем и духовным вдохновителем геомагнитных исследований в ИФЗ РАН была и остается до сих пор профессор Г.Н. Петрова. Ее интеллект, широкий кругозор как в науке, так и в общественной жизни позволили за короткий срок создать новое фундаментальное направление исследований почти с нуля до современного состояния мировой науки.

Вторая часть этой книги посвящена воспоминаниям людей, имевших счастье общения с Г.Н. Петровой. В них широко представлены многогранность талантов Галины Николаевны, доброта и широта ее души. Открывают вторую часть стихи Галины Николаевны, что еще раз подчеркивает многогранность ее таланта. Мы поместили не все стихи, поэмы, оды, написанные Галиной Николаевной за ее жизнь. Здесь, в основном, напечатаны стихотворные работы, которые Галина Николаевна любила читать «широкой публике», часть из них была опубликована в газете «Наука и технология в России». Многочисленные стихотворения, имеющие личностный характер, посвященные родственникам и близким друзьям Галины Николаевны, еще ждут своей публикации.

СТИХОТВОРНОЕ НАСЛЕДИЕ Г.Н. ПЕТРОВОЙ

ГИМН ПАЛЕОМАГНИТОЛОГОВ

Жил-был на планете веселый король.
Он был энергичен и дерзости полн.
Он в Землю запрятал магнитный диполь
И плавал на нем по просторам МАК-волн.

Гуляет по свету магнитная ось
И время от времени — вдруг кувырок.
Все тайны планеты изведать насквозь
На прошлом банкете мы дали зарок.

Что прежде мы мерили из года в год,
То спутник измерит за пару минут.
В полях аномальных овес не растет,
Зато диссертации быстро растут.

Мы знаем все тайны магнитных пород:
Кто их намагнитил, зачем и когда.
А если когда-нибудь кто и соврет,
В науке соврать — не большая беда.

Магнитный диполь — он хороший старик.
Мы ценим его прогрессивную роль:
Мы все без работы остались бы вмиг,
Когда бы ни этот магнитный диполь.

АХ, НА СЪЕЗДЕ!

ПАРОДИЯ НА А.М. ГОРОДНИЦКОГО

Снятся мне не контуры созвездий,
Не поля родные, не леса.
А на Съезде, братцы, ах, на Съезде
Я такие видел чудеса!

Съезд в Москве, а штамп на папке — Рига,
Съезд магнитный, а в значке — хоккей.
Из одних названий вышла книга.
Все не так, а в общем, все о'кей.

Слов таких не слыхивал нигде я,
Голова аж до сих пор гудит.
Изрекают странные идеи
Молодцы, нормальные на вид.

Не поймешь, кто прав, а кто правее,
Молодым талантам нет числа.
Ну а дамы, братцы, красивее,
Чем жена французского посла!

Слайды-млайды, формулы, плакаты,
ЭВМ и прочая мура...
Кандидаты, братцы, кандидаты,
Баобабы, львы и доктора.

Снятся мне не пудинги, не каши,
Не бифштекс, не даже колбаса...
А на Съезде, братцы, а на нашем
Я такие видел чудеса!

НА ДВАДЦАТИПЯТИЛЕТИЕ НАУЧНОГО СОВЕТА ПО ГЕОМАГНЕТИЗМУ

Раз двадцать пять лет — значит множество дней
Живет коллектив наш идейный.
Возможно, что мы и не стали умней,
Но стали зато корифейней.

Намного возрос наш научный багаж,
И степени наши, и званья,
Но сущность-то наша осталась все та ж,
Что в годы Совета созданья.

Все так же изысканно вежлив Цирель,
Попов к нам опять — ни ногою.
И Сева все так же преследует цель
Дирекцию сделать другою.

И Тофик все так же не может присесть
Спокойно хотя бы на часик.
И все аномалии хочет учесть
Наш лучший оратор Карасик.

И Симочка так же всё любит духи
И блещет, как дама в Париже.
И пишет Петрова плохие стихи
И Бродскую пилит за лыжи.

И Бродская все собирает Совет,
Обходит начальницу ловко,
Чему подтвержденья прекраснее нет,
Чем милая Черноголовка.

И Храмов все скромнень, его за года
Совсем не испортила слава.
И так же Печерский кипит иногда,
Как им же любимая лава.

Все так же чарует улыбкой Нинель.
Брагинский — в теории первый.
И все Крутиховская строит модель,
Являя нам образ Минервы.

Как встарь, обаятельный Меннер умен.
Вадим все такой же солидный.
Калинин — порядка живой эталон,
А Эдик, как прежде, ехидный.

И с нами, удрал от своих ионосфер,
Бенькова по-прежнему дружит,
А также примером хороших манер
Нам Лера Металлова служит.

Как прежде, мягка Генриетта на вид,
Но крепко помощников кроет,
И Лена Гуськова все так же острит,
А Таня Нечаева ноет.

Все так же дотошен и строг Большаков.
Такой же красивый Гурарий.
И Векуа быть тамадою готов,
Особенно если в ударе.

Как прежде, идей Симоненко полна,
А мы пребываем в надежде,
Что всех нас любить продолжает она,
А мы ее любим, как прежде.

Кропоткин о дрейфе твердит без конца,
Нас всех поражая терпеньем,
А Шолпо по-прежнему наши сердца
Пленяет Прейзахом и пеньем.

Друзьям-юбилярам сердечный привет!
Успехов и дома, и в деле.
Подумать ведь только — за двадцать пять лет
Друг другу мы не надоели!

Что может быть встречи с друзьями милей!
Откроем друг другу объятья.
Пятидесятилетний нас ждет юбилей,
И съезды, и школы балов веселей,
И прочие мероприятия.

Мы столь плодovиты, талантливы столь!
Но хватит: пора закругляться.
Да здравствует, братцы, магнитный диполь!
И мы все да здравствуем, братцы!

ИСТОРИЯ ГОСУДАРСТВА РОССИЙСКОГО
от Тимашева до Жириновского

Событий бег суровый
Земли меняет лик,
И летописец новый
Засветит свой ночник;

С газет и прочих хартий
Стерев где гриф, где пыль,
Он для грядущих партий
Расскажет нашу быль.

Как говорит свидетель,
А он не врет порой,
Не плох был как правитель
Царь Александр Второй:

Крестьянам дал свободу,
Раздоров не любил,
Болгарскому народу
Бороться подсобил.

При нем страна могла бы
Порядок обрести,
Да тут случись Желябов,
Господь ему прости.

При Александре Третьем
Путь в основном был прям,
Столетье за столетьем
Привык народ к царям.

Шли мирные дебаты,
За кем идти вослед,
Страна была богата,
Порядка ж снова нет.

Зато при Николае
Стал каждый грамотей,
Волнуясь и пылая,
Искать своих путей.

Идей у всех — до жути,
А смысла в них на пенс,
А тут еще Распутин,
Тогдашний экстрасенс.

Неразвит был умишком,
Но к людям знал подход,
Да обнаглел он слишком,
Пришлось его под лед.

Ни мира, ни достатка —
Тяжелые года,
Такого беспорядка
Не знали никогда.

Тут в качестве леченья,
Чтоб вовсе не пропасть,
Пошли на отречение,
На временную власть.

Мелькнул в пыли Керенский,
И к светлой жизни нас
Под ропот деревенский
Повел рабочий класс.

В горниле революций
Жизнь, как и цель, проста:
Не нужен здесь Конфуций,
Не слышен глас Христа.

А вот пускай подскажут,
Как жить, забравши власть:
Легко порезать пряжу,
Иное дело — прясть.

Ворчит и стонет глухо
Огромная страна:
Богатства нет — разруха,
Порядка нет — война.

Во всем, во всем упадок,
Но Ленин был мудрец:
Он предложил порядок
На старый образец.

И с самого начала,
Едва забрезжил НЭП,
Жизнь тут же полегчала,
Родиться начал хлеб.

Пусть спорили — и очень —
Прав Ленин или нет,
Но был довольно прочен
Его авторитет.

Вдруг тяжкая утрата:
Великий ум угас.
Страна еще богата,
Порядка ж нет у нас.

Вслед за его кончиной,
Претензий не тая,
Сплелись в клубок змеиный
Соратники-друзья.

Настал разгул злословья;
Не чуя ничего,
Бьет Троцкого Зиновьев,
Бухарин бьет того.

Опомнитесь, ребята!
Но слышится в ответ:
«У нас земля богата!
У нас порядка нет!»

Один уже повален,
Всех сочтены часы,
И ухмылялся Сталин
Сквозь жесткие усы.

Забрал на наше горе
Правленья колесо
Сын солнечного Гори,
Рябой хитрец Сосо.

Навел в стране порядки
Усатый таракан.
Вы перед ним котятки,
Царь Петр и царь Иван!

Он мудростью законов
Страну опустошил,
Он двадцать миллионов
В застенках удушил.

Людей без размышлений
Гнал из конца в конец...
А вообще, был гений,
Учитель и отец.

Под властью сей бессменной
Прошли мы славный путь,
Порядок был отменный,
Аж страшно вспомнать.

Он все бы уничтожил,
И всех бы погубил,
Но был он смертен тоже,
И час его пробил.

Тревожны дни настали,
Настало время смут.
Однажды утром встали —
Никита тут как тут.

А вдруг бы — этой страсти
Не зришь и в страшном сне —
Встал Берия у власти,
Порядки б ввел в стране?

Везде довольно мрачен
Являл себя наш век.
Хрущев неоднозначен,
Но — кратко — человек.

По части воспитания
И в области искусств
Он не снискал признанья
И благородных чувств.

Зато глоток свободы
Ему благодаря
Вдохнуть могли народы,
Раскрылись лагеря.

Трудна была расплата
За груз прошедших лет.
Ну что ж! Земля богата,
Хотя порядка нет.

Едва вперед шагнули,
Как тащат нас назад.
Никиту тоже пнули
Коленкою под зад.

Глядим, а наготове
Стоит какой-то хрыч,
При нем большие брови
И отчество Ильич.

Бряцая орденами,
Под фимиам газет
Руководил он нами
Почти что двадцать лет.

Не то чтоб очень скромный,
Но разумом простой,
Во всей стране огромной
Устроил он застой.

Имел к порядку тягу
И, устыдив невежд,
Подмел немного Прагу,
Взглянув на Будапешт.

Писак за их нападки
Прогнал за океан
И наводит порядки
Пошел в Афганистан.

Ему б еще немного,
Везде б порядок был,
Но отдал душу Богу
Генсек Мафусаил.

Увы, товарищ Брежнев,
У нас в сердцах мажор,
Оркестр хотя и прежний,
Но новый дирижер.

Не видно из-за пульта,
Кто этот пианист:
Не то противник культа,
Не то и сам чекист.

Была его повадка
Пряма: ни прав, ни лев,
Но умер он, порядка
Устроить не успев.

И снова пересменка:
Под удивленный гвалт
Уже влекут Черненко
Сквозь трон на катафалк.

Мы дружно пели оды
Тому, кто нас гноил,
Но вот спасти народы
Явился Михаил.

Кричит: «Не будет толку
От нашей похвальбы!
Возьмем скорей метелку
Сор выместь из избы!»

Поднялись тучи пыли,
Поплыл в воде навоз,
От счастья мы вопили,
Но не сдвигался воз.

Чтоб не сидеть без дела
И знать причину бед,
Громить и резать смело
Соседа стал сосед.

Вернем границы снова,
Где быть они должны
То ль с Рождества Христова,
А то ль с конца войны.

Поверив в гласность свято,
Кричим мы много лет.
Вопим: «Земля богата!»
Орем: «Порядка нет!»

Орать-то очень сладко,
Но сколько ни орешь,
Нет ни фи́га порядка,
Богатства ни на грош.

Продолжить тему бойко
Меня толкает бес.
Я верю: перестройка
Ведет с собой прогресс.

Распутаем мы с вами
Всю эту дребедень
И светлыми словами
Опишем новый день.

Все в воле человека,
Наладим все в момент,
Едва взамен генсека
Воссядет президент!

И снова мы в конфузе:
Верховный есть Совет,
Есть Президент в Союзе,
А все порядка нет.

Трещит по швам держава,
Ползет достаток вниз,
Генсека меркнет слава,
И тут взошел Борис.

Могучий и суровый,
Как Муромец Илья,
Ругает Горбачева:
Мол, или он иль я!

Сидит он, полон гнева,
Российский держит флаг,
Попов Гаврила слева,
А справа А. Собчак.

Толпою демократы
Идут за ним вослед;
Народом мы богаты,
Порядка только нет.

Как показал анализ,
Какой-то был прогресс,
Поскольку догадались
Прогнать КПСС.

А кто из тех был лучшим,
Не стоит говорить,
Раз удалось их путчем
На время помирить.

Народы путчу рады:
За нами Белый Дом;
Построим баррикады,
Порядок наведем!

А тут Борис вещает,
Что близки счастья дни,
Порядок обещает,
Богатства же — ни-ни.

Вскричал он: «Гей, славяне!»
Пришли на этот звук
Враждебные нам ране
Шушкевич и Кравчук.

Взялись за руки снова
От щирой от души.
Задумалась Молдова,
Довольны латыши.

Идут навстречу прямо,
Хотя и не спеша,
Республики ислама,
Сулит поддержку США.

Шлет из-под Арарата
Тер-Петросян привет.
Земля-то все ж богата,
Хотя порядка нет.

Мы с Кравчуком едины
Во всем, но только вот
Он стал для Украины
Сгребать российский флот.

Зачем, Кравчук надменный,
Нам флот дарить хохлам?
Ведь флот у нас отменный,
А не какой-то хлам.

И нами не забыто,
Как, не спросившись, им
Бесхитростный Никита
Отдал в подарок Крым.

Не гоже грабить брата,
Влезать в чужой кисет,
Хотя страна богата,
Хотя порядка нет.

Пока все это длится,
Заняв высокий пост,
Гайдар схватить стремится
Инфляцию за хвост.

А хитрый Хасбулатов
Плетет интриги сеть,
Оставив депутатов
На съезде погалдеть.

Не знаю, как там лорды —
У них другой закон,
А наши били морды,
Дерясь за микрофон.

Волнение, шепот в свите,
Туманные слова,
И — Черномырдин Витя
Правительства глава.

Чем новость та чревата,
Для нас пока секрет.
Ну что ж! Страна богата,
Хотя порядка нет.

Слова они словами,
А сердце страх щемит,
Когда над головами
История шумит.

Урок ее не сладок:
Имейте, мол, в виду,
Свобода и порядок
Друг с другом не в ладу.

Свобода бьет каскадом,
Закон — свободе враг,
Со свастикою рядом
Ильич и красный флаг.

Вразброд полезли мысли,
Стрельба и дым кругом,
В прямом и прочем смысле
Стал черным Белый Дом.

Везде упали нравы,
Народ раздет, разут,
Возникшие державы
В потылицах скребут.

Умнеют демократы,
Сбив эйфории криз,
Кричат: «К чертям дебаты!
Держи бразды, Борис!

Пора кончать когда-то
Весь этот сивый бред.
Страна-то, ведь, богата,
А в ней порядка нет!»

Момент в стране опасный,
Туманен горизонт,
Коричневый и красный
Объединился фронт.

Истории уроки
Для демократов — чушь;
Разбились на блоки
И ссорятся к тому ж.

На этой ниве злачной
Раздолье сорнякам,
Любой прохвост невзрачный
Нас приберет к рукам.

Он русский по мамаше,
По батюшке — юрист,
Страны радатель нашей,
Но вроде бы — фашист.

Испуганы мы сильно,
Бьем кулаками в грудь.
Страна во всем обильна,
Порядка бы чуть-чуть.

Расселась в Доме Дума,
Слова текут рекой,
От Думы много шума,
А пользы никакой.

Болтают и болтают,
Вкусивши думских благ,
Что надо сделать — знают,
Не знают только как.

С Чечней вот нету слада...
Но, впрочем, уточню:
Не надо, ох, не надо
Воспитывать Чечню!

Решить бы все цивилично,
Войны предвидя вред.
...Страна у нас обильна,
Порядка только нет.

1995 г.

ОТРЫВОК ИЗ «ИСТОРИИ ГОСУДАРСТВА РОССИЙСКОГО...»
(ПРОДОЛЖЕНИЕ)

И вновь мы ощущаем
Волнительный момент,
Теперь вопрос решаем:
Кто будет президент.

Борис нам неприятен —
Хреново с ним жилось,
Владимир — он понятен,
Но малость «не товось».

Сулит нам рай Геннадий,
А если вдруг ГУЛАГ?
Григорий власти ради
Юлит и так и сяк.

Все честны, коль им верить,
И очень удалы,
А тут к тому же Лебедь
И прочие орлы.

Один, о ком не скажет
Никто нелестных слов,
Порой похвалит даже,
То мэр Москвы Лужков.

Бледнеют конкуренты
Пред этой головой.
Его бы в Президенты,
А как тогда с Москвой?

О жизни сладкой бредя,
Топчась среди идей,
Забыли мы — есть Федя —
Советник всех вождей.

Он точно нам поможет,
И имидж свой ценя,
Советником, быть может,
Попросит стать меня.

И нам, и странам братским
Погибнуть не дадим,
Мы с Федором Бурлацким
Порядок создадим!

ПЕРЕСТРОЙКА

1989

Факты все простые,
Не поспоришь зря:
Закрома пустые,
Полны лагеря.
Запад злобный, глянь-ка
Через грани призм —
Это русский Ванька
Строит коммунизм.

Выдержали стойко
Все, что дал нам Бог,
Нынче перестройка,
Гласность, диалог.
Диссидент, заглянь-ка
К нам через забор —
Нынче русский Ванька
Стал парламентар.

Пусты все прилавки,
Нету ни фиги,
Будем кушать травки,
Отрастим рога,
А в квартиру глянь-ка,
Там полно сластей,
Это русский Ванька
Ждет к себе гостей.

1990

Из порта тесного с таможенной охраной
На свежий ветер, веющий вдали,
На бурную свободу океана
Мы вывести стремились корабли.
Минуя все препоны, без оглядки,
Мы вырвались в просторы вольных вод,
И были упоительны и сладки
Минуты первые открывшихся свобод.
Возможностями смелых действий пьяны,
Порывам ветра подставляем грудь.
...Но ветер переходит в ураганы,
И надо знать, куда направить путь...
Свободные, бесстрашные, лихие,
Мы курс опять меняем и опять
И мечемся по бешеной стихии,
С которой не умеем совладать.

К какому берегу прибьется судно наше?
Что ждет там? Счастье? За бездумье мзда?
...А наверху, в бездонной неба чаше
Горит стихиям чуждая звезда...

20 АВГУСТА 1991

Что способен свершить наш народ,
Наших граждан послушное стадо?
Все способен, когда позовет
На высоты свои баррикада.

Снова сбит государственный флаг,
Снова в воздухе смелая песня,
Снова слышен истории шаг
На камнях твоих, Красная Пресня.

Свет костров как сиянье свечи,
Луч зари как предтеча Мессии...
Отстояли Москву москвичи,
Москвичи отстояли Россию!

1992

За морем житье не худо:
Много мяса и колбас,
Есть и обувь, и посуда,
А гурманам — ананас.
Мудрено ль, что в это чудо
Все толпой бегут от нас!
А у нас одни проблемы,
Пропадем, ни дать, ни взять,
Уж давно устали все мы
Ждать, надеяться и лгать.
Популярней нету темы,
Чем самих себя ругать.
Мы голодные, босые,
Не поймем, куда идти...
Но утихнет рев стихии,
Встанет солнце на пути —
Все равно второй России
В целом мире не найти.

1993

Бьется страна в беде,
Рушится древняя кладка,
Хаос и мрак везде,
Нет ни следа порядка.
Чья здесь сквозит вина?
Те ли виновны? Эти?
Это моя страна,
Я, как и все, в ответе.
Кто послабей — молчит,
Кто похитрей — сбегает,
Кто побойчей — кричит,
Лихо других ругает:
Жизнь-то — она одна,
Страшно за близких... дети...
Это моя страна,
Я за нее в ответе.
Ненависть. Льется кровь.
Друг восстает на друга.
Как оказаться вновь
Вне рокового круга?
Вправо шагнешь — стена,
Влево — капкан и сети.
Это моя страна,
Я здесь за все в ответе.
В этой промозглой мгле
Трудно расцвести надежде.
Будет ли жизнь на земле
Хоть бы не хуже, чем прежде?
Схлынет ли злая волна,
Будущим нас не пугая?
Это моя страна.
Мне не нужна другая.

1994

С холмов подветренных — в овраги,
С ухабов скользких — под откос,
Пестреют всей палитры флаги,
Скребят затылок храбрый росс.
И пусть порою нам сдается,
Что верный путь найти нельзя —
Покамест пульс России бьется,
Покамест силы есть бороться,
Не опускайте меч, друзья!
Летят болты на развороте,
За пылью скрыт от глаза путь,
Всплыла наверх в водовороте
На дне слежавшаяся муть.
Но все кончается когда-то,
За ночью следует рассвет,
И в нашей жизни, полосатой,
Растрепанной, сумбурной, смятой,
Вновь будет главным белый цвет.

1995

Развал и мрак. В камнях пути не видно.
Нас гонит страх и сдерживает страх.
Разрушили, и спрячемся постыдно,
Взирая на осколки, пыль и прах.
Завяла вера и в вождей, и в Бога.
Чего-то ждем, и ничего не ждем.
Тяжелая досталась нам дорога.
Но мы идем. И мы ее пройдем.
Не раз встречая смерть среди льдов и пекла —
А сколько раз, и вспомнить не берусь —
Как феникс, восставала Русь из пепла.
Русь не погибнет. Не погибнет Русь.

1996

Те, кто ушли и не придут назад,
И кто остался здесь, презрев угрозы,
С задумчивой любовью говорят
Про русские проселки и березы.
Я, безусловно, русский человек,
И я люблю дочернюю любовью
И бешеную мощь сибирских рек,
И ласковость березок Подмосковья.
Но больше, чем церковок грустный лик,
Сильней, чем путь речушек сокровенный,
Люблю, Россия, чудный твой язык,
Один из богатейших во Вселенной.
Люблю твой старый Университет,
Гнездо Платонов и Невтонов отчих,
Правдоискателей твоих затертый след,
Художников твоих, поэтов, зодчих,
И даже несуразный твой народ,
Народ как целое, без рангов, без различья,
Кого судьба зигзагами ведет
От воровства до истого величья.
Когда живешь комфортно, не страшась,
Твой дом — планета, жизнь твоя — эпоха,
Но с родиной мы ощущаем связь
В годину бед, тогда, когда в ней плохо.

ГАЛИКИ

(НА НЕКОТОРЫЕ ДНИ НЕДЕЛИ)

1. Прости мне, Игорь Губерман,
Я пред тобою виновата:
Твоих стихов освоив план,
Я не смогла освоить мата...
2. Раз Вы в покупке яхты — пас,
Придется плыть на ялике,
А нету гариков у Вас,
Так в ход пойдут и галики.
3. В одну телегу три умельца,
Как в басне сказано, впряглись:
Хомяк Гайдар, коняга Ельцин
И Хасбулатов, хитрый лис.
4. Тщетно Клинтон из Америк
Гневом угрожал,
Злой чечен ползет на берег,
Точит свой кинжал.
5. Мы — политиков ценители,
Нам не нравятся правители,
Быть бы нам на ихнем месте,
Все бы было честь по чести.
6. К трибунам из различных мест
Я не испытываю нежности:
Кто в самом деле Эверест,
Тот не кричит о независимости.
7. Решая крупные проблемы,
Отдав за принцип голоса,
Втайне проблемой полны все мы:
Почем сегодня колбаса.
8. Приятней стала жизнь моя!
Благодарю правительство:
По рангу о разрядах я
Ее превосходительство!
9. Привыкнув бедно жить и неуютно,
Глобальные проблемы вороша,
Своих должна ругать ежеминутно
Загадочная русская душа.
10. Ужасно до общения охочи,
Мы времени у дел не станем красть:
Мы дома проработаем полночи,
Чтоб на работе натрепаться всласть.
11. Интеллигенту калача не надо,
Он будет сыт возможностью одной
В кругу друзей за чашкой чая взгляды
Развить на то, как управлять страной.
12. «Свобода — мы кричали — рай!»
Свободу, дескать, нам подай!
Свобода есть, и мы не знаем,
Что будем делать с этим раем.
13. Мы можем утверждать, что мы толковы,
Когда на два вопроса мы ответим:
Вот ваучер — что значит это слово
И что нам делать с ваучером этим?

14. В разноголосном нашем гаме
Звучит мотив весьма простой:
Будь хоть Гайдар, хоть черт с рогами,
Но мы хотим назад в застой!
15. Когда истории дорога
Свершает поворот стремительный,
Жить интереснее намного,
Но и намного затруднительней.
16. Кому отдать сердца и голоса?
В любых системах схожие порядки:
Идеи нас возносят в небеса,
Действительность кусает нас за пятки.
17. Когда-нибудь, когда почием все мы,
Историки, собрав свои тетради,
Напишут монографии на темы,
Как просто было все у нас уладить.
18. Изгибы исторических дорог
Причудливей бывают, чем фантастика,
Ну кто из нас вообразить бы мог,
Что рядом будут красный флаг и свастика!
19. Живем мы лихо, следуя закону —
Единожды отмерь, семь раз отрежь,
И, испугавшись, пятая колонна
Поспешно уезжает за рубеж.
20. Известно, что распад цивилизации
Никак не связан с ростом эмиграции,
Вот той стране, куда все едут, ей до смеха ли?
Ее погубят те, что понаехали.
21. Держава развалилася, и вот со всех сторон
Трещат уже республики в масштабах их локальности,
И слабо утешение, что этот же закон
В науках точных выявлен под именем фрактальности.
22. Сначала в космос улетают звери,
Чтоб для людей проверить шанс удачи.
Неправда ль жаль, что в социальной сфере
Эксперимент проводится иначе?
23. Что в экономике важна взаимосвязь
С политикой — на это нету критики,
При этом врозь, никак не сговорясь,
Бредут экономисты и политики.
24. Мы свято все убеждены, о други:
В цепочке наших жизненных шагов
Успехи — наши личные заслуги,
А неудачи — происки врагов.
25. Отведать кайфа, для себя открыв
Наркотик подходящий, всем охота —
Тому укол, другому детектив,
А кой-кому научная работа.
26. Увидевши рядом два стула пустые,
Усесться на них мы спешим в нетерпении,
Хотя говорят нам примеры простые
О всех неудобствах такого сидения.

27. Почтенный возраст — это не беда,
Взглянув вокруг, нетрудно догадаться,
Что человека старят не года,
А неуменье им сопротивляться.
28. Застолье — это дар богов,
Но надобно учсть,
Неважно, сколько пирогов,
А важно, с кем их есть.
29. Псы — когда б язык освоить их,
Мы могли бы в их прочесть записках:
«Мы, собаки, лаем на чужих,
Люди лают в основном на близких».
30. Мало денег, но уйма ума,
Диспропорция эта печальна.
Надо б дать их пропорционально,
Только нищих бы сделалась тьма.
31. Инфляция растет, бедой грозя,
Трясется дом и цены стали люты,
Но наши отношения, друзья,
Стабильнее долларовой валюты.
32. Прошедшей жизни подводя итог,
Мы вдруг с печалью понимаем, что
Отпущен нам весьма короткий срок,
И тот мы вечно тратим не на то.
33. Начавши размышлять о бесконечности,
Не пяль глаза на звездный беспредел,
А вспомни, сколько по твоей беспечности
Лежит в углах незавершенных дел.
34. Как будто бы уж все для счастья есть,
А мы опять спешим куда-то страстно,
Не успевая в спешке произнести
«Остановись, мгновенье, ты прекрасно!»
35. Все мы, интеллектуалы,
Презираем звон монет,
Но коль их немножко мало,
Для презренья смысла нет.
36. Мы дважды чувствуем спокойно и счастливо,
Что не страшна забот домашних гряда:
Когда мы ждем гостей и стол накрыт красиво,
Когда все разошлись и вымыта посуда.
37. Как сладко ближнему помочь советом:
Как быть здоровым, как воспитывать дитятей,
Рецепт мы щедро сыплем за рецептом,
Но сами их не выполняем, кстати.
38. Порой наши ближние очень несладки,
Но их исправленье — бездарная цель,
Ведь если отнять у людей недостатки,
Жизнь станет безвкусной, как жидкий кисель.
39. Моих заслуг приятно мне признание,
Но все же ощущаю изнутри я,
Что наши степени научные и званья,
Не драгоценности, а лишь бижутерия.

40. Жить в рамках существующей системы,
Не разрешать за ближних их проблемы,
Спать хоть до трех, работать не спеша,
И будет жизнь проста и хороша!
41. Клянемся ныне мы и присно
Служить науке бескорыстно,
Но служба эта трудновата,
Когда не радует зарплата.
42. Внезапно подскочивший вверх доллар
Нанес ошеломляющий удар,
Но никому еще талант не дан
Ошеломить надолго россиян.
43. Поверьте, никакие конфронтации
Еще не означают гибель нации,
Вот если крик сменяет тишина
И всем до лампочки на все — тогда хана!
44. Наука — это превосходно!
Она — наш дом, но вот беда:
Ученым быть сейчас не модно.
Пошли в торговлю, господа!
45. Как ни ругайся, как ни ной
Не станет жизнь вокруг иной,
Так лучше, чем на стену лезть,
Не проворонить то, что есть.
46. Полезны нам истории уроки.
Заслуги римлян были велики,
Но римляне, увы! не одиноки
В уменье под собой пилить суки...
47. Я к телевизору спешу,
Чтоб слушать, как с улыбкой милой
Обильно на уши лапшу
Нам Федор вешает с Гаврилой.
48. Жириновский нашим людям
В чем-то родственен хотя б:
Мы парней ведь не осудим,
За волосья дравших баб.
49. Уставшие от собственной бездарности,
Грызутся члены Думы меж собой
И в поисках народной популярности
Порою затевают мордобой.
50. В империи Эстонии
И прочие колонии
Страдали, и не менее
Страдали в ней Армении,
Но странно, что всех более
Страдала метрополия.
51. Когда на выборы иду,
Я беспокоюсь дюже:
Что станет лучше, я не жду,
Не стало б только хуже.
52. Доживши до девятого десятка,
Не стоит из-за этого тужить;
Задумайся, и сердцу станет сладко:
Ведь дожил же! А мог и не дожить.

53. Терминология, как видим мы не раз,
Условна, неточна и относительна:
Ведь знают все, кто только знает Вас,
Что жизнь собачья очень соблазнительна.
54. Придет успех, случится и беда,
Мир может быть и ласковым, и грозным,
Но вы не забывайте, господа,
Как важно иногда не быть серьезным!
55. Национальный зуд у нас не внове,
Но я, боюсь, моральный инвалид:
Мой предок — Кады-хан, но голос крови
Татарской, он во мне не говорит.
56. С возможным президентом дело плохо:
Один нас тянет в гнусное вчера,
Другой и не Сократ, и выпивоха,
А третьего в психушку класть пора.
57. Неплохо поживают депутаты;
Жить, как они, хотела б я сама:
Ума в них меньше, чем у нас зарплаты
Зарплаты ж больше, чем у нас ума.
58. Вся жизнь идет не в том ключе,
Финал счастливый нам не виден,
Зато видны три чудных «Ч...»:
Чечня, Чубайс и Черномырдин.
59. «Борис, ты не прав!» — стала классикой фраза.
Политика имя от А и до Я
Вставь вместо Бориса. Клянусь, что ни разу
Ошибки не будет. Вот так-то, друзья!
60. Купить решила баба поросю,
Не проявив при этом осторожности,
В своем сознание не соотнеся
Объем нагрузок и свои возможности.

Воспоминания о Г.Н. Петровой

А. Н. Диденко

ВСТУПИТЕЛЬНАЯ СТАТЬЯ К МЕМОРИАЛЬНОМУ ВЫПУСКУ ЖУРНАЛА
«ФИЗИКА ЗЕМЛИ», 2002, № 4

Галина Николаевна Петрова была основоположником геомагнитных исследований в ИФЗ РАН. Ею пройден огромный путь в жизни и науке. Более полувека своей жизни Галина Николаевна Петрова занимала лидирующее положение в геомагнетизме. Ее работы являются основополагающими в палеомагнетизме и магнетизме горных пород. Значительное место в ее научном творчестве занимали исследования неустойчивого режима геомагнитного поля: инверсии, экскурсы. Галине Николаевне принадлежит одно из первых исследований переходного режима геомагнитного поля, на основе которого ею предложена модель механизма инверсий. На основе этих геомагнитных работ показана реальность гипотезы о неоднородностях границы ядро–мантия, что позднее было подтверждено другими геофизическими данными. Статья «Геомагнитные данные о ядре Земли» (1977) явилась одной из первых публикаций такого рода и имела принципиальное значение для физики Земли. Галина Николаевна Петрова по праву входит в число создателей новой науки — палеомагнитологии.

Помимо большой научной работы Галина Николаевна Петрова вела огромную научно-организационную деятельность. Прежде всего, необходимо отметить создание Палеомагнитной комиссии (1957 г.), позднее преобразованной в Научный совет по геомагнетизму при Президиуме АН, бессменным председателем которого она была вплоть до своей кончины. Совет реально координировал исследования по геомагнетизму сначала в СССР, а потом и в России, оказывал поддержку палеомагнитным подразделениям страны, проводил регулярные конференции и съезды по геомагнетизму. Галина Николаевна была членом редколлегии журналов «Геомагнетизм и аэрономия», «Земля и Вселенная».

Галина Николаевна Петрова создала большую научную школу. Более 20-ти лет (с 1952 по 1974 год) она читала курс лекций по геомагнетизму в Московском государственном университете им. М.В. Ломоносова, была председателем Государственной экзаменационной комиссии геофизического отделения физического факультета. Она организовала Общественно-научный семинар и была его бессменным руководителем вплоть до своей кончины. Среди ее многочисленных учеников ученые России, Азербайджана, Армении, Болгарии, Вьетнама, Германии, Грузии, Польши, Румынии, Словакии, Узбекистана, Украины и Чехии. Под руководством Галины Николаевны защищены 23 диссертации.

Заведая отделом в ИФЗ РАН, она создала крепкий научный коллектив, который объединяют не только совместные научные исследования, но тесные дружеские отношения.

До последних дней своей жизни Галина Николаевна вела активнейший образ жизни, обобщала материалы для следующей монографии, занималась организационной работой как председатель Научного совета по геомагнетизму, ни на минуту не успокаиваясь, не забывая свое хобби — поэзию. Уже находясь в больнице, буквально за несколько недель до своей кончины Галина Николаевна обсуждала и писала статьи. В одной из этих статей «Циклические изменения магнитного поля Земли» дан экскурс в историю развития палеомагнетизма в стране и ИФЗ РАН в частности, описаны основные достижения коллектива палеомагнитологов, удостоенного Государственной премии России за 2000 год (руководитель проф. Г.Н. Петрова).

РЕПОРТАЖ С ВЕСЕЛОГО ЮБИЛЕЯ*

25 октября 1995 года состоялось заседание ученого совета Объединенного института физики Земли РАН (ОИФЗ РАН), посвященное юбилею почетного академика РАЕН, заслуженного Соросовского профессора, д-ра физ.-мат. наук Галины Николаевны Петровой. Открывая ученый совет, директор ОИФЗ академик В.Н. Страхов сказал, что юбиляр — «самая яркая звезда на небосклоне института».

Основная область исследования Г.Н. Петровой — земной магнетизм, палеомагнетизм. Последние десять лет Г.Н. Петрова работает над проблемой «тонкой структуры геомагнитного поля», т.е. изучает изменения геомагнитного поля с характерными временами

* Наука и технология в России, 1995, № 9–10

20–10 000 лет. Ее доклад был посвящен результатам исследований, окончательный вывод по которым только что сделан.

При исследовании записи в ленточных глинах геомагнитного поля, существовавшего 10 тысяч лет тому назад, авторы обнаружили столетнюю вариацию (94 года), отсутствующую в современном геомагнитном поле. Проверка этого неожиданного результата заняла несколько лет. Дело в том, что вариации геомагнитного поля, наблюдаемые на поверхности Земли, отражают процессы, происходящие в жидком ядре Земли; если произошли изменения в спектре вариаций, значит какие-то изменения произошли в соответствующих частях жидкого ядра. Интерес к вариациям в прошлые геологические эпохи связан с вопросами эволюции ядра Земли. Однако изучение изменений спектра вариаций из-за неточности определений коротких отрезков времени геологическими методами и абсолютными датировками продвигается очень медленно (вернее, не позволяет прийти к определенным выводам). Полученный Г.Н. Петровой с соавторами результат является первым (автор осторожно сказала: «Пожалуй, первым»), где отличие спектра вариаций геомагнитного поля в прошлом от современного обнаружено и доказано. Полученный результат интересен еще потому, что вариация 94 года выявлена на фоне резко пониженного геомагнитного момента (0.4–0.6 от современного). Это является указанием на связь процессов генерации в приповерхностных слоях ядра (вариации 94 года) с общим процессом генерации геомагнитного поля.

Соавторами Г.Н. Петровой в этих исследованиях были вед. н. с. ОИФЗ К.С. Бураков, инж. Е.Ю. Диденко и ст.н.с. Института геофизики АН Украины В.Г. Бахмутов. Как заметила юбиляр: «Несмотря на происки политиков, люди науки продолжают держаться за руки».

Давно известно, что очень одаренные люди, кроме многосторонних талантов, обладают и неизбежным обаянием. В приветствиях юбиляру, носивших нестандартный характер и создавших непринужденную обстановку, вместо официальной характеристики юбиляра следовали признания сотрудников ОИФЗ, что они любят Г.Н. Петрову, несмотря на то, что 30 лет она была не только научным лидером, но и администратором — завотделом. Эпиграммы, стихи, музыка — все использовалось ими в подтверждение своих чувств! Даже в повестке дня ученого совета, после научного доклада Г.Н. Петровой «Вариации магнитного поля класса крутильных колебаний 12-9 тысяч лет тому назад» и дискуссии, следовала ее «диссертационная» работа на тему «История государства Российского от Тимашева до Жириновского».

Звучали и такие поздравления (Д. Печерский): «Вы — раритет, Вы — динозавр, Вы — аномалия (естественно, магнитная), потому что Вы — человек Эпохи Возрождения, которых, к сожалению, почти не осталось среди нынешних прагматиков, думающих и говорящих только о ценах и обожающих считать деньги в чужих карманах. Вас надо всячески оберегать. Вам нравится, Вам интересно жить. Ваша интеллигентность покоряет, но она же причина того, что Вы никудышный администратор-начальник. Ваше жизнелюбие, человеколюбие, великий оптимизм — все вместе и объединяется в человеке Ренессанса... Когда-то Вы написали мне на автореферате своей докторской диссертации: «Нас объединяет палеомагнетизм, оптимизм и чувство юмора».

В таком же духе звучали поздравления от сотрудников Геофизической обсерватории «Борок», Института геофизики Урала, Секции наук о Земле РАЕН, друзей из стран Восточной Европы и коллег из стран дальнего и ближнего зарубежья: Института геофизики в Мюнхене, в Польше, в Болгарии, в Цюрихе, президента МАГА Мазару Коно и Станислава Брагинского из Университета Лос-Анджелеса. Ну, а недалекий от Москвы ИЗМИ РАН дал строгое определение: «...Почти полвека Вы были и остаетесь мотором российского геомагнитного содружества, его сердцем и совестью. Вы являете собой высокий пример человеческих отношений и отношений в науке».

Поздравлявшие, вдохновившись стилизацией Г.Н. Петровой под А.К. Толстого в «Истории государства Российского от Тимашева до Жириновского», искали помощи у Б. Окуджавы, В. Маяковского. Вот несколько примеров:

Живи я лет десять, и двадцать, и сто,
Родись я когда-нибудь снова,
Всегда магнетизм предпочту я за то,
Что им занималась Петрова!

(А.М. Городницкий)

Все свойства изменяет за года
Полей геофизических движенье,
Лишь женщины магниты как всегда,
И как всегда — источник притяженья.

(О.Г. Сорохтин и А.М. Городницкий)

Были попытки дать в стихах некое представление о достоинствах юбиляра:

Многогранность сих достоинств
Ей присуща — это факт;
Дружба, верность и сплоченность
И врожденный тонкий такт.
То бишь тонкая структура
В магнетизме и в быту,
Столь высокая культура,
Что увидишь за версту!

(Из поэмы С.П. Бурлацкой)

Энергичная, в гуще событий,
В пониманье Земли и Любви,
И накал Ваших чувств и открытий
Приближается к «точке Кюри».

(И.Н. Галкин)

В. С. Цирель

РОЛЬ Г.Н. ПЕТРОВОЙ КАК ЛИДЕРА В СТАНОВЛЕНИИ НАУЧНОГО СОВЕТА ПО ГЕОМАГНЕТИЗМУ

Во второй половине XX века, в послевоенное время, в отечественной, как и в мировой, геофизике появился целый ряд новых научных направлений. В геомагнетизме таким направлением можно смело назвать палеомагнетизм — науку об истории магнитного поля Земли, — в становление которого огромный вклад внесли советские, и в частности российские, ученые.

Развитие исследований по палеомагнетизму в нашей стране явно требовало определенных усилий по их координации (даже при наличии лидера, а тем более — лидеров); необходимо было создать соответствующий межведомственный орган, ибо работы велись как в Академии наук СССР, так и в Министерстве геологии СССР, равно как и в ряде высших учебных заведений. Таким органом, появившимся в 1958 г. при Отделении наук о Земле АН СССР, стала Комиссия по палеомагнетизму (в просторечии Палеомагнитная комиссия), возглавлявшаяся профессором А.Г. Калашниковым (ИФЗ). Уже в самые первые годы существования комиссии Г.Н. Петрова принимала самое деятельное участие в ее работе. Прошедшие с несомненным успехом первая большая (всесоюзная!) конференция по палеомагнетизму в 1958 г. во Львове и вторая — также всесоюзная (но с участием нескольких иностранных ученых), проведенная в 1959 г. в Ленинграде, — это и первые успехи Г.Н. Петровой на поприще координации многоплановых научных исследований.

В 60-е гг. стало очевидно, что палеомагнетизм не может рассматриваться в отрыве от геомагнетизма в целом, так как методы изучения древнего магнитного поля во многом схожи с методами изучения современного поля. Это привело к реорганизации комиссии, которую в 1960 г. (после смерти А.Г. Калашникова) возглавил профессор Б.М. Яновский (Ленинградский государственный университет); новое название звучало так: Комиссия по постоянному магнитному полю Земли и палеомагнетизму. В те годы наиболее заметными мероприятиями научно-организационного плана были Всесоюзные конференции: 1962 г. — Красноярск; 1964 г. — Москва; 1966 г. — Ленинград. В конце 1967 г. не стало Б.М. Яновского, и в 1968 г. комиссию возглавила Галина Николаевна. За четыре года до этого она защитила докторскую диссертацию, была полна сил, научных идей и веры в возможность их осуществления. А в стране был еще период Оттепели.

Первым решительным шагом Г.Н. на посту председателя комиссии, шагом, потребовавшим от Г.Н. немалой затраты сил, нервов, а также дипломатических усилий, было преобразование комиссии в Научный совет по геомагнетизму, права которого по существо-

вавшим иерархическим правилам были существенно шире, чем права комиссии.

Объявление о создании Научного совета прозвучало из уст Г.Н. 25 сентября 1968 г. на первой выездной сессии совета в Ашхабаде (на пригласительном билете еще было напечатано: Комиссия...). Сегодня — при остром дефиците молодых кадров — трудно поверить, что многим активным участникам той сессии (В.П. Головкову, А.Г. Звездинцеву, А.М. Карасику, Г.А. Поспеловой, Ю.П. Сковородкину и др.) еще не было сорока лет! Однако тон своими докладами все же задавали старшие — В.П. Орлов: «Основные направления изучения магнитного поля в глобальном масштабе», Т.Н. Симоненко: «Разделение геомагнитного поля на нормальное и аномальное», Ю.Д. Калинин: «Солнечные воздействия на геофизические явления земных глубин». Принципиально новый подход к вопросам геотектоники и новые данные прозвучали в докладе А.М. Карасика «Магнитные аномалии Северного Ледовитого океана и разрастание океанической коры». Сама Г.Н. Петрова выступила совместно с С.П. Бурлацкой на тему «Перспективность археомагнитных исследований в Средней Азии» (напомним, что сессия проходила в Ашхабаде). На сессии было принято решение о проведении очередной Всесоюзной конференции в 1970 г., намечена ее тематика. Итак, с этого Научный совет по геомагнетизму и мы все, имеющие отношение к совету, начинали в 1968 г.

Если руководствоваться шуточным принципом, что всякое научное собрание запоминается не докладами и сообщениями, а культурной программой, то нельзя не вспомнить проходившую во время сессии совета в Ашхабаде поездку в Бахарденские пещеры с теплыми (и, конечно, целебными) источниками, где мы все купались, а также поездку на одну из «великих строек» — Каракумский канал. Г.Н. ездила вместе со всеми и, как всегда, живо и интересно реагировала на все увиденное.

Следующим после сессии в Ашхабаде научным мероприятием был коллоквиум по изучению вековой вариации геомагнитного поля, проходивший в Москве в феврале 1969 г. После вступительного слова Т.Н. Симоненко были заслушаны доклады А.Н. Пушкова и Н.П. Беньковой об изучении вековой вариации и о Международном аналитическом поле, доклад С.И. Брагинского по теории построения геомагнитного поля, доклад С.П. Бурлацкой по археомагнетизму и ряд других, касавшихся новых, в частности, аэрометодов изучения вековой вариации на территории СССР. Таким образом, наряду с решением вопросов палеомагнетизма Научный совет по геомагнетизму под руководством Г.Н. Петровой с первых дней (месяцев) своего существования уделял серьезное внимание и другим острым проблемам геомагнетизма.

Несмотря на бюрократические неясности в судьбе научного совета (сопровождаявшие его существование на протяжении многих лет), на сессии совета в октябре 1969 г. в Москве под руководством Г.Н. были решены все основные научные и организационные вопросы, связанные с подготовкой к очередной Всесоюзной конференции, назначенной на сентябрь 1970 г.; местом проведения конференции был выбран Киев. Это была первая большая конференция по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму, проводившаяся научным советом под руководством Галины Николаевны. По предложению Г.Н. было решено провести конференцию по новому принципу: все участники присылали свои сообщения назначенным кураторам, которые включали полученные данные в обзорные доклады.

Большие организационные трудности возникли в связи с эпидемией холеры, приведшей к переносу сроков конференции на три месяца. Тем не менее, благодаря усилиям Оргкомитета и прежде всего Г.Н. Петровой, конференция состоялась. Во вступительном слове Г.Н. речь шла о возрастании роли геомагнетизма в изучении внутреннего строения Земли. После выступления В.В. Металловой памяти Б.М. Яновского начались обзорные доклады. Их было заслушано 26 за 5 дней. Не приводя (подчас достаточно длинных) названий докладов, перечислю лишь кураторов-докладчиков (в алфавитном порядке): Ц.Г. Акопян, Н.Г. Берлянд, С.И. Брагинский, С.Ю. Бродская, С.П. Бурлацкая, Е.Г. Гуськова, Н.Б. Дортман, А.Г. Звездинцев, Н.А. Иванов, Г.В. Лосева, В.В. Металлова, Н.П. Михайлова, Г.Н. Петрова, А.Н. Пушков, Е.Н. Розе, Н.М. Ротанова, Т.Н. Симоненко, А.Н. Третьяк, Ю.Д. Тропин, Л.О. Тюрмина, А.Н. Храмов, В.С. Цирель, В.А. Шапиро, Л.Е. Шолпо. Такое построение конференции позволило присутствующим (а приезжих было около 250!) получить наиболее полное, можно даже сказать исчерпывающее, представление о состоянии науки о магнитном поле Земли на тот момент. Естественно, что и культурная программа: экскурсии по городу, посещение художественных, исторических и архитектурных музеев — была не только развлекательной, но и в высшей степени познавательной. Те,

кто был с Г.Н. на экскурсиях в киевских церквях, не могли не отметить ее живой реакции на увиденное и в то же время профессиональных знаний в области архитектуры!

В конце 1971 года произошла очередная реорганизация Научного совета по геомагнетизму АН СССР, в состав которого наряду с Секцией постоянного поля вошла Секция переменного поля, возглавляемая В.А. Троицкой, и Комиссия по магнитометрическому приборостроению во главе с Ш.Ш. Долгиновым. Первое заседание реорганизованного совета состоялось в январе 1972 года в Москве. В центре внимания был доклад Г.Н. Петровой «Проблема внутреннего строения Земли», в котором практически впервые на основе рассмотрения последних данных о результатах развития палеомагнетизма и магнетизма горных пород представлена не только физическая модель современного состояния Земли, но и основные этапы ее эволюции. В рамках заседания совета проходил также симпозиум «Главные черты аномального магнитного поля Земли по континентам и океанам». Было проанализировано и состояние магнитной картографии, и весь спектр аномалий геомагнитного поля, и методы интерпретации аномальных полей. В решении симпозиума был сформулирован целый ряд перспективных направлений и мероприятий для их развития. Хочется подчеркнуть, что многое из намеченного было реализовано!

В мае 1972 года в Ленинграде состоялась сессия Научного совета по геомагнетизму (Секции постоянного поля), посвященная магнитным предвестникам землетрясений. Наряду с определенными успехами (или предпосылками к успеху) в деле предсказания землетрясений были подчеркнуты многие трудности, такие как неоднозначность интерпретации получаемых данных, отсутствие четкой повторяемости явлений, недостаточная координация работ, проводимых в различных регионах.

Представленный краткий обзор деятельности Научного совета по геомагнетизму во главе с Г.Н. Петровой за первые 5 лет существования Совета показывает, сколь разносторонней и эффективной была эта деятельность. Не было ни одного достаточно серьезного направления в геомагнетизме, которое не попадало бы в поле зрения Совета и не находило бы отклика в его деятельности. Так происходило и в 70-е, и в 80-е годы, вплоть до последнего — IV Всесоюзного съезда по геомагнетизму, состоявшегося весной 1991 года в Суздале. Объективные обстоятельства — распад СССР и последовавшие перемены — резко осложнили работу научного совета. На единственном оставшемся форуме совета — семинаре в поселке Борок Ярославской области (на базе Геофизической обсерватории Института физики Земли) — при жизни Галины Николаевны заслушивались сообщения по различной тематике геомагнетизма, а не только по палеомагнетизму и магнетизму горных пород. (Очень хотелось бы избежать возврата к Палеомагнитной комиссии!)

Невольно возникает вопрос, каким образом Галина Николаевна в течение 33 лет ее председательства в совете оставалась бесспорным лидером. Ответ, очевидно, состоит в том, что Г.Н. обладала практически полным набором качеств, необходимых научному лидеру. Прежде всего, она сама прошла прекрасную научную школу, будучи аспиранткой акад. П.П. Лазарева. (Никогда не забуду рассказ Г.Н. о том, как П.П. Лазарев, застав ее в рабочее время над оформлением стенгазеты, спросил: «Вы думаете, что это поможет решению проблем геофизики?») Она всегда следила за всеми публикациями в области геомагнетизма и смежных наук, отмечая для себя все новое и нетривиальное. Любой яркий талант во всем диапазоне научных интересов Г.Н. попадал в сферу ее внимания и она не жалела сил, чтобы привлечь его в свою команду. Так было в свое время с Д.М. Печерским и С.И. Брагинским, ставшими сотрудниками ее отдела в Институте физики Земли; так было с А.Н. Храмовым, Л.Е. Шолпо, Г.З. Гурарием и другими, входившими в ее «штаб». Как настоящий лидер, она сама была генератором идей и поэтому авторитетным «ОТК» для чужих идей. Она умела заразить своей заинтересованностью в решении научных задач всех окружающих, создать общую атмосферу увлеченности. Ее авторитету способствовало умение пожертвовать своим личным ради общего дела, и эта самоотверженность удивительным образом тоже оказывалась заразительной. Наконец, она прекрасно оценивала возможности каждого соисполнителя и не требовала ни от кого невозможного. Ее лидерство не ограничивалось научной сферой, а распространялось на многие стороны внеслужебной жизни: она любила и знала наизусть много стихов, она и сама не была чужда поэзии, поражало ее знание истории, любовь к архитектуре и многое другое. Нельзя не отметить еще одно человеческое качество Галины Николаевны, которое было ей неизменно присуще: желание и готовность помочь ближнему!

Хочется закончить словами В.А. Жуковского:

«...Не говори с тоской: их нет; но с благодарностию: были».

Д. М. Печерский

ТРИ ВСТРЕЧИ С ГАЛИНОЙ НИКОЛАЕВНОЙ

1949 год. Мы, четверо студентов-геофизиков одной группы геологического факультета МГУ — это Мила Шушкина (ныне Иванова), Неля Юхновец (ныне Павленкова), Сережа Зверев и я — попали на практику в Северо-Тянь-Шаньскую экспедицию. Мы с Сережей — в сейсмический отряд Леши Гальперина, базировавшийся сначала в чудесном райском фруктовом саду, а потом в Прибалхашской пустыне, а девочки — в магнитный отряд Г.Н. Петровой, базировавшийся в Щели Дальней.

...И вот сентябрь или даже октябрь, ночь, пустыня... я дежурю (каждую ночь кто-нибудь дежурил, мало ли что), болтаем с радистом, ему тоже спать не положено. По рации из Щели Дальней их радист обращается к нам: «Примите важную радиограмму». Дело обычное, и наш радист открыл журнал регистрации и приготовился писать. Их радист продолжает: «Карандаш хорошо заточил?» Это уж странно, но наш радист, не подозревая подвоха, старательно записывает под диктовку:

Сегодня заздравный поднимем стакан,
Работу закончил свою МОГИАН...

Стихотворение большое и наш радист добросовестно его записал в официальный журнал!.. А утром за эту радиограмму мне влетело от начальника отряда Леши Гальперина... Так состоялось мое первое знакомство с Галиной Николаевной Петровой. Стихи были, естественно, ее.

И с тех пор до самой кончины Галины Николаевны продолжалась наша дружба, дружба, как говорится, семьями.

И вот **год 1995.** Идет заседание ученого совета ИФЗ, на котором чествуют Галину Николаевну... Трибуну захватили поэты, читают и поют Сима Бурлацкая, Зарик Гамбурцев, Игорь Галкин, Миша Гохберг и др. и др. Наконец, с криком «Поэты одолели! Дайте прозаику высказаться!» к трибуне прорвался я, зачитал и вручил Г.Н. свое приветствие:

Милая, дорогая Галина Николаевна!!!

По случаю Вашего юбилея начну с дифирамба: Вы — **раритет**, Вы — **динозавр**, Вы — **аномалия** (естественно, магнитная), потому что Вы — **Человек эпохи Возрождения**, которых, к великому моему сожалению, почти не осталось среди этих нынешних «прагматиков», думающих и говорящих только о ценах и обожающих считать деньги в чужих карманах,

ВЫ ЛЮБИТЕ ЖИЗНЬ, ВАМ НРАВИТСЯ, ВАМ ИНТЕРЕСНО ЖИТЬ.

Вас надо всячески оберегать... Ваша безграничная энергия, Ваша вечная буйная молодая активность притягивают, как магнитом (не случайно — Вы магнитолог!), всех, не только геомагнитологов. Все вольно и невольно включаются в эту научно-культурную деятельность — от всяческих школ, семинаров и конференций, до опер, «остерманников» (точнее сказать — «галинников») и просто радости приятного с Вами общения. **Вы и Ученый, Вы и Учитель, Вы и Историк, и Поэт**, и... не знаю, кто еще (обратите внимание — все с большой буквы). Вставьте любую область Человеческих интересов — и не ошибетесь! Ваша интеллигентность покоряет, но она же — причина того, что Вы никудышный администратор-начальник. **Ваше жизнелюбие и человеколюбие, великий оптимизм все вместе и объединяют-ся в Человеке Ренессанса, живущем истинно Настоящей Жизнью.** Завидую...

Когда-то Вы написали мне на автореферате своей докторской диссертации: «Нас объединяют палеомагнетизм, оптимизм и чувство юмора». Ответу по Киплингу: «Мы одной крови, ты и я».

Солист Вашей Оперы, любименький и несносный Дима Печерский и весь клан Печерских.

Прошло еще шесть лет. **Год 2001.** Лето. Галина Николаевна в больнице. Бежит навстречу, радостно встречая меня. Расцеловались. Я восторгаюсь и только умоляю «Пожалуйста, помедленнее резвитесь, вы еще в больнице». Галина Николаевна признается: «Я не умею болеть...» Садимся, обсуждаем всякие новости и о делах, конечно, говорим... Потом Г.Н. подводит меня к окну своей палаты и показывает на дом напротив, он весь в зелени. — «Я родилась в этом доме...» Вот это да. Попасть в эту больницу, попасть в палату, окно которой выходит на дом, где родилась Галина Николаевна — таких совпадений не бывает, это чудо какое-то... Казалось, дело идет на поправку, мы только уговаривали Г.Н. побыть в санатории, под наблюдением врачей. Она ни в какую, твердит как ей надоели больницы... Через несколько дней Галины Николаевны не стало...

С. П. Бурлацкая**О Г.Н. ПЕТРОВОЙ И ЕЕ РОЛИ В СТАНОВЛЕНИИ И РАЗВИТИИ
ГЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Возьмемся за руки, друзья...

Б. Окуджава

Галина Николаевна Петрова (21.10.1915–16.07.2001) — Заслуженный академик РАЕН, доктор физ.-мат. наук, профессор, главный научный сотрудник ОИФЗ РАН, Лауреат Государственной премии Российской Федерации 2002 года.

Ей присуждено почетное звание заслуженного деятеля науки и техники РСФСР.

Галина Николаевна — Соросовский профессор с 1995 года. Она удостоена медали (II/XI, 1985) за заслуги в развитии геологической науки и подготовке научных кадров. Ей присвоена медаль «100 лет международной геофизике» за выдающийся вклад в выполнение международных геофизических проектов (Удостоверение № 190). Галина Николаевна Петрова имеет и правительственную награду — «Медаль за трудовую доблесть».

В истории зарождения и развития геомагнитных исследований в Институте физики Земли АН СССР Галина Николаевна стояла у истоков этих исследований и возглавила процесс становления и развития геомагнетизма в целом у нас в стране.

Галина Николаевна Петрова — основатель отдела главного геомагнитного поля в современном его виде.

Научная деятельность Галины Николаевны Петровой началась в 1946 году в Институте теоретической геофизики АН СССР. Позже это был Геофизический институт АН СССР, где Галина Николаевна защищала свою кандидатскую диссертацию. В Объединенном институте физики Земли РАН, как он называется сейчас, Галина Николаевна стала доктором физ.-мат. наук, профессором, главным научным сотрудником и почетным академиком РАЕН. Свою научную работу Галина Николаевна сочетала с педагогической деятельностью. В МГУ она в течение многих лет читала студентам курс земного магнетизма и была членом ГЭК (государственная экзаменационная комиссия). Будучи заведующим отделом в ИФЗ АН СССР, Галина Николаевна не ограничивалась пределами института, она была организатором и создателем Общесоюзного семинара палеомагнитологов, объединяя и направляя работы, близких по направлению московских лабораторий. При ее участии, и впоследствии — руководстве, была создана и активно работала Комиссия по палеомагнетизму и постоянному полю. Позже, Комиссия по постоянному полю, палеомагнетизму и магнетизму горных пород была реорганизована в Научный совет по геомагнетизму при Президиуме АН СССР. Совет работает до сих пор.

Совет был призван оценивать и контролировать работу научных учреждений Советского Союза. Выездные сессии совета осуществляли помощь на местах. Многочисленные Всесоюзные конференции и съезды палеомагнитологов, а также публикации монографий, сборников работ и тезисов совещаний разного рода, решали актуальнейшую задачу оздоровления научных сотрудников и учащейся молодежи — студентов и аспирантов, с современным направлением исследований геомагнитного поля Земли. На заседаниях научного совета проводили апробацию научные работы, выдвигавшиеся к защите на ученую степень кандидата и доктора наук.

Галина Николаевна была председателем ученого совета ИФЗ АН СССР.

Научная деятельность Галины Николаевны выходила за пределы отечественной науки. Галина Николаевна принимала активное участие в работе международных научных организаций: она в течение многих лет активно участвовала в заседаниях КАПГ — Комиссии по планетной геофизике, МАГА — Международной ассоциации по геомагнетизму и аэродинамике — и МГТС — Международного геофизического и географического союза; делала доклады (и сама и сотрудники отдела) на заседаниях этих организаций и принимала активное участие в рабочих группах МАГА и МГТС.

Галина Николаевна создала Школу палеомагнитологов, объединив ученых Советского Союза. Работы Галины Николаевны, ее коллег и учеников были на уровне передовых международных исследований. Среди многочисленных учеников Галины Николаевны, наряду с учеными республик Советского Союза, много представителей из стран Восточной Европы: Польши, Болгарии, Румынии, ЧССР и других. Она сотрудничала с учеными из Англии, Франции, Японии и других стран. Она была ученым глобального масштаба.

Сотрудничество с коллегами на мировом уровне требовало от участников знания англ-

лийского языка — рабочего языка международных научных организаций. Здесь надо выразить благодарность сотруднице отдела Валентине Павловне Кирьяковой за помощь в устных и письменных переводах, при подготовке докладов и статей, при личном общении с зарубежными коллегами.

Галина Николаевна была человеком всесторонней, многогранной одаренности, она была крупным ученым и наряду с этим, она обладала многими талантами, в частности поэтическим даром, она писала стихи, оперы комические, сатирические, которые под ее руководством ставились силами сотрудников нашего отдела, коллег из других геомагнитных подразделений, институтов и др. Она писала поэтические поздравления своим друзьям в торжественные дни; она автор Гимна палеомагнитологов.

Галина Николаевна была человеком широкой души; общеизвестны ее доброта, отзывчивость, человечность. Она объединяла людей вокруг себя как в науке, так и в чисто человеческом плане. Ее лозунгом были слова Б. Окуджавы: «Возьмемся за руки, друзья».

Нам, ее коллегам и ученикам очень повезло, что мы попали в орбиту жизни и деятельности Галины Николаевны. Она всегда была маяком в наших делах, в сторону которого были направлены наши взоры.

Спасибо и земной поклон Галине Николаевне за все, что она сделала и кем была для нас в науке и жизни

Галина Николаевна была прекрасной женой, нежной матерью и бабушкой, много сил она отдавала дочери и внучке. В жизни, как и в науке, она объединяла вокруг себя родных и друзей. Галина Николаевна всегда была и будет нашим недостижимым идеалом.

С. Ю. Бродская

МОЯ ЖИЗНЬ В ИНСТИТУТЕ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ РАН

Из песни слово выкинешь —
Так песня вся нарушится...
Н. А. Некрасов

Я была выпускницей геофизического отделения геологического факультета Московского университета 1949 года. Наши профессора и преподаватели неоднократно говорили, что нам дается более глубокая подготовка, чем на геофизическом отделении нашего соседа на Моховой — Геологоразведочного института, и что нас, конечно, будут приглашать научные организации, тем более, что мы были первым выпуском геофизиков-геологов университета. Будучи на последнем курсе, я и моя самая близкая подруга — Е.В. Зверева* мечтали работать в Геофизическом институте АН СССР. Мы бегали туда на ученые советы, слушали доклады ведущих ученых и по-девичьи были просто влюблены в В.В. Белоусова и Ю.Д. Буланже. Я до сих пор помню, как мы слушали Владимира Владимировича и не могли наглядеться на этого замечательного ученого-оратора. Мы практически договорились в институте о том, что по распределению нас направят на работу в Геофиан. Однако в один далеко не прекрасный день наш «доброжелатель» (имени его я не называю) сказал нам, что Катя будет принята, а я нет, поскольку пятый пункт моей анкеты — национальность — не позволяет это сделать. Я помню, как мы шли по улице и, не стесняясь прохожих, плакали навзрыд. Мы не могли пережить эту великую несправедливость, обрушившуюся на меня — комсомолку и патриотку. Мы переживали из-за того, что нам не придется работать вместе. Но через несколько лет я все-таки была принята в институт и проработала в нем 34 года. А случилось это так.

Я была распределена в Институт земного магнетизма Гидрометеослужбы СССР и проработала там уже год, когда однажды к нам приехала Галина Николаевна Петрова с докладом о задачах, стоящих перед отделом геомагнитного поля в свете главной проблемы института — прогноза землетрясений. Отделу предстояла экспедиция в Узбекистан. Магнитные наблюдения должны были сопровождаться астрономической привязкой времени наблюдения по Солнцу. В институте никто этого делать не умел, и Галина Николаевна попросила начальника нашего отдела Владимира Павловича Орлова направить к ней в экспедицию сотрудника, умеющего это делать, и одолжить ей необходимую аппаратуру.

* Е.В. Зверева работала в институте с 1949 по 1981 год.

Я уже была этому обучена, и стала уговаривать Владимира Павловича отпустить меня в экспедицию Геофизического института, хотя уже была приписана к одной из экспедиций отдела. Дело в том, что мне с первого взгляда очень понравилась Галина Николаевна, но кроме того мне предстояло ехать на Урал, а ее экспедиция отправлялась в Среднюю Азию, на Тянь-Шань, в Щель Дальнюю. Я любила Среднюю Азию, я знала, что не боюсь солнца, т.к. во время эвакуации, будучи школьницей, я неоднократно работала на колхозных полях Киргизии. Владимир Павлович меня отпустил, что и позволило мне познакомиться с Галиной Николаевной, в то время еще не очень известным ученым, но прекрасным человеком и обаятельной женщиной.

Очевидно, мое отношение к работе понравилось Галине Николаевне и она в 1952 году, когда после рождения моего сына Миши* я не могла жить на два дома (в Пахре и в Москве), попыталась взять меня в отдел. Это был тяжелый год — год дела врачей, так что это мероприятие не увенчалось успехом. Начальник отдела кадров резко сказала Галине Николаевне, что ей следовало бы сидеть тихо и не высываться с такими вопросами, т.к. им известно, кто является отцом ее дочери, и этот вопрос может в один прекрасный день подняться. Он действительно позднее поднимался. Но в то время, будучи мужественной и смелой женщиной, Галина Николаевна ответила, что она — мать-одиночка, — может даже не знать от кого ее ребенок, и ее личная жизнь никого не касается. Очевидно кто-то пронюхал и доложил куда нужно, что отцом ее дочери был репрессированный человек, находящийся в ссылке. После смерти Сталина он был реабилитирован, вернулся в Москву, и они поженились. В 1955 г., когда обстановка в стране изменилась и появилась возможность взять в отдел сотрудника, Галина Николаевна опять пригласила меня. На сей раз попытка закончилась успешно.

Начальником отдела в то время был Алексей Георгиевич Калашников. Когда я узнала, что для того, чтобы быть принятой в отдел, я должна пройти собеседование с ним, мне стало немного страшно. Я знала, что он академик Академии педагогических наук, бывший министр просвещения, на вид очень важный и даже напыщенный. Собрав все свое мужество, я пришла к нему в кабинет и представилась. Он меня расспросил о том, что я умею делать, как я понимаю проблемы лаборатории, не боюсь ли я экспериментальных исследований, которыми мне не приходилось заниматься, и в конце дружелюбно сказал, что он согласен меня принять и направить в группу Михаила Александровича Грабовского. Так началась моя научная жизнь в институте.

В научном плане я не работала под руководством Алексея Георгиевича, но мне пришлось очень часто с ним контактировать, после того, как я стала ученым секретарем Палеомагнитной комиссии, а затем Научного совета по геомагнетизму при Президиуме АН СССР, который был организован в 1957 году под председательством А.Г. Калашникова. Работать с ним было очень приятно. Он всегда давал четкие задания, был в высшей степени интеллигентен, выдержан и никогда не повышал голоса. Однако я продолжала его побаиваться, уж очень у него всегда был важный вид. Мне хочется добавить к характеристике Алексея Георгиевича еще одну вещь. Обладая высокими моральными качествами, он строго следил за этическим поведением своих сотрудников. Когда однажды двое сотрудников аппаратурной группы во время выяснения отношений употребили почти цензурные выражения, он не оставил этого без внимания и сделал строгое предупреждение. Также, когда одна сотрудница (фамилии я не называю) позволила себе антисемитское высказывание в присутствии нескольких сотрудников отдела, он был особенно рассержен и строго ее предупредил.

Руководитель группы Михаил Александрович Грабовский — физик по образованию, кроме работы в институте, преподавал на физфаке МГУ. Там он много лет вел общий и специальный физический практикумы и был известен как хороший экспериментатор, необыкновенно честный ученый и требовательный преподаватель. Привыкший к хитроумным уловкам студентов в практикуме, он сразу замечал подогнанные результаты, а если и не замечал, то все равно оставался подозрительным к тому, что мы — молодые специалисты — делали в лаборатории. Он требовал скрупулезной точности и честности в эксперименте. Иногда он заставлял меня по два раза переделывать эксперименты, чтобы убедиться в их точности. Он строго проверял выключение приборов в конце рабочего дня и говорил: «Перед уходом принимайтесь и прислушайтесь». Я считаю, что именно он нау-

* М.А. Бродский спустя 22 года стал аспирантом института, защитил кандидатскую, а затем и докторскую диссертации в отделе В.Н. Страхова.

чил меня работать и ответственно относиться к полученным результатам. Аппаратура в лаборатории была довольно примитивной: аstaticеские магнетометры и печки для нагрева образцов. Все это создавалось руками наших прибористов. Главным из них мы считали Дмитрия Максимовича Зайцева. К нему мы бежали со всеми неполадками, а он приходил и, как доктор Айболит, «пришивал оторванную ножку» к своему детищу. Там же работали Николай Михайлович Аносов, Николай Николаевич Ёлкин (наш чемпион отдела по шахматам, который обыгрывал даже Владимира Николаевича Страхова, когда последний работал в нашем отделе) и другие. Позднее пришли другие сотрудники, которые под руководством Константина Спиридоновича Буракова создали более сложные и чувствительные приборы. Лучшим нашим лаборантом мы считали Полину Никитичну Дворянину. Она пришла в отдел из Института физических проблем АН СССР, где была буквально «выдрессирована» прекрасным ученым, физиком-экспериментатором Шубниковым. Когда я пришла в лабораторию, там было несколько молодых научных сотрудников, лучшими с моей точки зрения были Серафима Петровна Бурлацкая и Зинаида Васильевна Макарова (Шаронова), с которой мы впоследствии много лет работали плечом к плечу и, как мне кажется, достаточно успешно. С Серафимой Петровной и с Зинаидой Васильевной нас связывает большая человеческая дружба. Благодаря А.Г. Калашникову, а позднее Г.Н. Петровой лаборатория пополнялась инициативными, способными и трудоспособными людьми. Среди них мне очень хочется отметить А.С. Большакова, Д.М. Печерского (моего друга и соавтора), С.И. Брагинского, Г.А. Поспелову, Т.С. Гендлер, К.С. Буракова, А.Н. Диденко, И.Е. Начасову, Т.Б. Нечаеву, В.М. Фишмана, Л.В. Тихонова. Мы все работали с энтузиазмом. Наша лаборатория в Советском Союзе была ведущей, а вскоре и за рубежом наши результаты стали высоко котироваться.

О Галине Николаевне хочется сказать особо. Галина Николаевна была душой и стержнем нашей лаборатории. Я никогда не работала непосредственно с ней или под ее руководством, однако я всегда чувствовала ее доброжелательную поддержку. Бывало, что ее кругозор и научное видение помогали мне выбрать то направление, которое в то время было актуальным. Она была необыкновенно одаренным человеком. Ее язык, четкий и немногословный, буквально завораживал. Каждое ее выступление становилось событием. Ее умение логически рассматривать и преподносить научные результаты на докладах не оставляло никаких сомнений у слушателей в правильности интерпретации и выводов автора. Нет ничего удивительного, что после ее доклада в НИИЗМе, я захотела поехать с ней в экспедицию. Я уж не говорю о ее поэтических и художественных способностях. Она могла бы быть только поэтом или только художником-карикатуристом. Никогда не жалуясь на свои недуги, она всегда производила впечатление вполне здорового человека. Ее выдержке и ответственности перед людьми можно было только позавидовать. Я помню, как после смерти своего мужа, она буквально на следующий день писала отзыв на диссертацию В.Н. Фаустова, т.к. не могла сорвать его защиту. Я думаю, что портрет Галины Николаевны, нарисованный мною, не охватывает все ее качества и, я уверена, будет дополнен моими коллегами.

Мне хочется кратко остановиться на научном направлении отдела, к которому я была причастна. Его можно назвать: Магнитная минералогия и ее применение для решения задач палеомагнетизма, структурной геологии и при определении условий формирования горных пород.

Как и во всякой науке, эти исследования шли от простого к сложному. Схематически поэтапное развитие изучения магнитных свойств минералов и горных пород можно изобразить так: изучение сильно магнитных горных пород, изучение сильно магнитных неоднородных горных пород с макроанизотропной структурой, изучение магнитных свойств одно- и двухкомпонентных горных пород и искусственных смесей в зависимости от концентрации, входящих в них минералов, углубление изучения магнитных характеристик, расширение объектов и методов исследований: расширение «арсенала» магнитных характеристик, изучение изменений этих характеристик под воздействием температуры, постоянного и переменного полей, давления и γ -облучения, изучение более сложных серий минералов: титаномагнетитов, титаномаггемитов, гемоильменитов, сульфидов, привлечение методов мессбауэровской спектроскопии и электронной микроскопии.

Полученные в результате этих исследований закономерности позволили разработать следующие методы: выделение первичной намагниченности породы при палеомагнитных исследованиях, определение глубины магматических очагов, решение задач структурной геологии, в частности, определения последовательности внедрения интрузий, определение ус-

ловий формирования метасоматических горных пород, слагающих месторождения полезных ископаемых (повторные температурные воздействия и последовательность минерализации).

Кратко остановлюсь на каждом этапе развития магнитной минералогии.

Начиная с середины XIX века и примерно до середины XX, изучение магнитных свойств пород сводилось только к определению магнитной восприимчивости и концентрации магнитных минералов.

Необходимость правильной интерпретации результатов полевых магнитных съемок, когда сильномагнитные горные породы не создавали ожидаемых магнитных аномалий, потребовала знания не только магнитной восприимчивости пород, но и остаточной намагниченности. В нашем отделе изучались железистые кварциты, сильно магнитные, слоистые горные породы, обладающие большой магнитной анизотропией. Именно этим, придя в институт, я начала заниматься под руководством М.А. Грабовского. Наша работа показала, что величина намагниченности этих пород, а, следовательно и аномалии над ними, зависят от того, совпадало ли направление , намагничивания пород с их слоистостью или нет.

Изучение магнитных свойств одно- и двухкомпонентных пород было вызвано тем, что до того времени законы намагничивания двухкомпонентных пород не изучались, их просто считали подобными законам однокомпонентных пород. Мы работали с искусственными и естественными образцами, содержащими основные ферромагнитные минералы: магнетит, гематит и пирротин. Были получены закономерности изменений широкого спектра магнитных свойств образцов (как простых смесей, так и систем с взаимодействующими зернами) в зависимости от концентрации входящих в них минералов. Выполняемая мною работа стала складываться в кандидатскую диссертацию, но она была еще далека до завершения, когда М.А. Грабовский ушел работать в университет на полную ставку. Из-за очень большой педагогической нагрузки он, к сожалению, этой работой больше не занимался. Тогда Галина Николаевна написала шуточное четверостишие:

Баю-баюшки-баю,
Папа бросил дочь свою.
Магнетиты, пирротины,
Я сама их достаю.

Здесь мне хотелось бы отметить еще одну черту характера Михаила Александровича — необыкновенную порядочность и щепетильность в определении участия в работах и авторства. Он категорически настоял, чтобы я сняла его фамилию как руководителя работы с титульного листа моей диссертации, хотя он ее поставил и долгое время ею руководил.

Наш отдел сотрудничал и выполнял совместные работы с институтами АН СССР и союзных республик, университетами и ведомственными Институтами Министерства Геологии СССР. Я, в частности, работала совместно, а иногда и руководила работами, выполняемыми в других организациях, (в результате чего было написано три кандидатские диссертации). Моими соавторами были ученые Москвы, Ленинграда, Уфы, Еревана, Тбилиси, Кемерово, Софии (Болгария).

Как я уже упоминала, наш отдел являлся центром научно-организационной деятельности в области геомагнетизма: в 1957 г. был организован Научный совет по геомагнетизму при АН СССР под председательством А.Г. Калашникова. Ученым секретарем совета стала я. Наш совет должен был рекомендовать, рассматривать и координировать работы всех организаций Советского Союза, занимающихся проблемами геомагнетизма. После смерти А.Г. Калашникова председателем совета короткое время был профессор Ленинградского университета Б.М. Яновский. Особенно четкой, систематической и продуктивной стала работа совета после того, как его возглавила Г.Н. Петрова. Мы организовывали конференции, съезды (часто с приглашением зарубежных ученых), семинары и научные школы, которые пользовались большой популярностью среди наших коллег. Наш научный совет считался одним из лучших в АН СССР и всячески его поддерживался. Я занималась этой деятельностью до 1989 г. Мне было очень трудно расставаться с институтом, а когда мне пришлось покинуть его стены, мне очень хотелось сделать ему — институту — какой-нибудь личный подарок, и я подарила институтской библиотеке полное собрание журналов «Иностранная литература» за 33 года его существования с 1956 по 1989 г.

Заканчивая мои воспоминания, мне хочется сказать, что я счастлива, что мне довелось работать и дружить с прекрасными людьми нашего отдела. Мне хочется назвать наш институт оазисом, в котором рождались свежие идеи, в котором работали, и, я надеюсь, работают сейчас честные, способные и трудоспособные люди.

**С.П. Бурлацкая, Т.С. Гендлер, А.Н. Диденко,
Д.М. Печерский, З.В. Шаронова, Г.А. Пospelова**

АДРЕС, ПОСВЯЩЕННЫЙ 80-ЛЕТИЮ Г.Н. ПЕТРОВОЙ

Почтенный возраст — это не беда,
Взглянув вокруг, нетрудно догадаться,
Что человека старят не года,
А неуменье им сопротивляться.

Г. Н. Петрова

У Галины Николаевны Петровой — Юбилей.

Приятно поздравлять человека разносторонне образованного, многогранно одаренного, сочетающего в себе острый ум, логику научного мышления, необыкновенную женственность, доброту, создающего вокруг себя ауру доброжелательности и дружелюбия.

Отведать кайфа, для себя открыв
Наркотик подходящий, всем охота,
Тому укол, другому детектив,
А кой-кому — научная работа.

Г. Н. Петрова

Профессор, академик РАЕН, доктор физ.-мат. наук Галина Николаевна Петрова является ученым мирового уровня, одним из основоположников отечественной школы геомагнетизма. Ее работы 1947–1963 годов по сравнительным характеристикам различных видов намагниченности горных пород проводились одновременно с аналогичными работами в Японии и Франции и являются основополагающими в магнетизме горных пород. Значительная часть работ Г.Н. Петровой посвящена неустойчивому режиму геомагнитного поля — протеканию инверсий. Ей принадлежит одно из первых исследований переходного режима (ее работа и работа японских исследователей были выполнены одновременно в 1965 году), и ею же в 1972 году было сделано первое обобщение мировых результатов и предложена модель механизма инверсий. Многолетние работы по изучению инверсий имели непосредственный выход на вопросы внутреннего строения и эволюции Земли. Г.Н. Петровой была показана реальность гипотезы о неоднородностях границы ядро–мантия на основе геомагнитных данных, что позднее было подтверждено по данным гравиметрии и сейсмометрии. Статья «Геомагнитные данные о ядре Земли» (1977 г.) являлась первой публикацией такого рода в советской литературе и должна быть отмечена как имеющая принципиальное значение для физики Земли. Большое место в работах Г.Н. Петровой занимает изучение вековых вариаций геомагнитного поля. По ее инициативе и в первые годы под ее руководством и при непосредственном участии были поставлены в СССР археомагнитные исследования (1961 г.) В последующие годы археомагнитные исследования получили широкое развитие и дали ряд важных результатов, в обобщении которых Г.Н. Петрова принимала активное участие (1979 г.). В настоящее время Г.Н. Петрова исследует палеовариации геомагнитного поля, записанные в осадочных породах. Работы последних лет (1990–1995 гг.) посвящены изменениям во времени спектра колебаний геомагнитного поля — в частности колебаний класса крутильных. Эти работы поставлены с целью выяснить взаимосвязь процесса в основной части жидкого ядра и его поверхностной части. Тогда же, в 1993 году, Г.Н. Петровой с соавторами написана обобщающая монография.

Перечисленные направления являются основными в научных интересах Г.Н. Петровой. Наряду с ними у нее есть ряд работ и по другим линиям: большая серия работ по определению глубины магмового очага под разными типами земной коры (1971–1976 гг.), определение напряженности древнего геомагнитного поля (1976–1979 гг.), проверка реальности палеомагнитных выводов о дрейфе континентов (1976 г.), самообращение (1970–1972 гг.) и ряд других.

Этот очень краткий перечень работ Галины Николаевны Петровой говорит о ее чрезвычайной интуиции как ученого: необходимые для молодой науки работы появляются из под ее пера в нужное время и определяют научный поиск многих коллективов на многие годы.

Приятней стала жизнь моя,
Благодарю правительство:
По рангу о разрядах я -
Ее превосходительство!

Г.Н. Петрова

Палеомагнитологи страны знают Галину Николаевну не только как блестящего ученого, но и как талантливого организатора науки. По ее инициативе и при непосредственном участии в 1957 г. была создана Палеомагнитная комиссия, позднее преобразованная в Научный совет по геомагнетизму, который является органом реально координирующим исследования по геомагнетизму в стране и обеспечивающим поддержание высокого уровня этих исследований. Тесные связи были установлены с учеными ряда западных стран: Англии, Франции, Америки и других. Галина Николаевна много лет вела активную работу в Международной ассоциации по геомагнетизму и аэрономии и, особенно, в рамках КАПГ.

Галина Николаевна была главным организатором 4-х всесоюзных съездов по геомагнетизму. Благодаря ее бурной активности объединились все магнитологи страны, и в дальнейшем на этих съездах были представлены практически все геомагнитные направления.

Многие годы Г.Н. Петрова руководит Общественным семинаром по палеомагнетизму, в котором принимают участие не только москвичи, но и ученые из всех регионов страны и многих зарубежных стран, которые считали за честь выступить на этом семинаре. На семинарах Галина Николаевна инициировала работы по различным направлениям геомагнетизма, в которых принимали участие представители других институтов АН, республик бывшего СССР. В эти неформальные творческие коллективы были объединены представители разных научных направлений и организаций. Галина Николаевна являлась катализатором многих исследований, проводимых этими группами, возбуждала в людях творческую активность, благодаря чему ученые многих институтов в этих группах чувствовали себя единым коллективом.

Под руководством Галины Николаевны более 30-ти научных сотрудников защитили диссертации по различным аспектам геомагнетизма. Среди ее учеников десятки докторов наук, члены-корреспонденты и даже академики. Педагогическая деятельность Г.Н. Петровой, кроме руководства кандидатскими диссертациями и оказания консультаций при подготовке докторских диссертаций, состояла в чтении лекций по курсу «Земной магнетизм» на физическом факультете МГУ им. Ломоносова (1952–1974 гг.). Высокая интеллигентность, отношение к студентам, как к начинающим специалистам, не подчеркивая при этом своего превосходства, всегда привлекали к Галине Николаевне молодежь.

Но главная, на наш взгляд, заслуга Галины Николаевны состоит в неформальном воспитании палеомагнитологов страны: школы, семинары, выездные заседания научного совета в различных городах страны.

Нельзя представить Г.Н. Петрову только как выдающегося ученого и талантливого организатора научных исследований. Галина Николаевна является представителем «ренессансного» склада людей, которых, к великому сожалению, становится все меньше и меньше. Ее большие познания как в науке, так и в культуре, истории, архитектуре ценят люди, с которыми она общается, и все они безоговорочно принимают ее лидерство.

Застолье — это дар богов,
Но надобно учесть.
Неважно, сколько пирогов,
А важно с кем их есть.

Г.Н. Петрова

Галина Николаевна — добрый, внимательный, отзывчивый, доброжелательный человек. Благодаря этим ее качествам, вокруг Галины Николаевны сплываются люди: дома — родственники, на работе — сотрудники-единомышленники и люди одних научных интересов. Галина Николаевна очень ценит человеческие отношения и умеет их поддерживать, начиная с друзей детских и юношеских лет до широкого круга людей, с которыми ей приходится сталкиваться на протяжении всей ее жизни. Можно сказать, что она по-настоящему обладает талантом дружить.

Галина Николаевна — человек богато, многогранно одаренный. Она, яркий ученый, талантливый общительный человек, обладает кроме этого большим поэтическим даровани-

ем. Все всесоюзные конференции и съезды по геомагнетизму, как правило, завершались музыкально-поэтическими вечерами, где ставились силами наших сотрудников комические и сатирические оперы и обзоры на стихотворные либретто, созданные Галиной Николаевной. Ее перу принадлежит даже Гимн палеомагнитологов! Эти представления пользовались всегда большим успехом. Трудно назвать случаи, когда Галина Николаевна не откликнулась бы одой, стихотворением или, по крайней мере, эпиграммой на какое-либо событие из нашей жизни: будь то — юбилей, дни рождения, защиты научных работ. Неистощимая энергия и желание сделать людям что-либо приятное вдохновляют Галину Николаевну на организацию и проведение многочисленных праздников, которые она устраивала и устраивает для окружающих ее людей.

И это еще один из ее талантов — талант любить людей!

Но жизнь Галины Николаевны складывалась нелегко: дочь «врага народа» и жена «врага народа», рано потерявшая любимого и любящего мужа, Галина Николаевна, несмотря на все пережитое, сохранила душевную теплоту. Она воспитала чудесную дочь и великодушную, талантливую внучку (в бабушку пошла!).

Галина Николаевна всегда собрана, организована, пунктуальна. Она по стилю своей жизни — оптимист. Она говорит, что живет «в интересное время»; когда все жалуется на трудности жизни, которые действительно имеют место, она умеет перешагнуть через бытовые неудобства, справиться с ними, и житейские заботы и хлопоты не являются шорами на ее глазах.

Когда истории дорога
Свершает разворот стремительный
Жить интереснее намного,
Но и намного затруднительней.

Г.Н. Петрова

Сейчас у Галины Николаевны замечательный Юбилей! Юбилей — это хорошо, но когда это Юбилей такого человека, как Галина Николаевна, это праздник не только ее, но и наш.

Дорогая Галина Николаевна, оставайтесь всегда такой же, дай Бог Вам справиться (вместе с нами) еще много-много Ваших Юбилеев!

Любящие Вас, Ваши друзья, ученики, коллеги и почитатели.

P.S.

Моих заслуг приятно мне признание.
Но все же ощущаю изнутри я,
Что наши степени научные и званья
Не драгоценности, а лишь бижутерия.

Г.Н. Петрова

В. А. Жилева

Мне посчастливилось встретить на своем жизненном пути Галину Николаевну Петрову, на старших курсах студентам кафедры земной коры (в 50-х годах) она читала спецкурс «Магнетизм горных пород». Это были очень интересные лекции и студенты с удовольствием их посещали.

В 1953 году геофизическое отделение, возглавляемое академиком Отто Юльевичем Шмидтом, переехало в новое здание МГУ на Ленинских горах. В это время на отделении создавались новые научные направления. К моменту нашего выпуска весной 1954 года на кафедре земной коры организовывалась новая лаборатория глубинного сейсмического зондирования под руководством директора Института физики Земли (а тогда ГЕОФИАН) академика Григория Александровича Гамбурцева.

Свою дипломную работу я выполняла под руководством профессора Вячеслава Францевича Бончковского, который был в то время заведующим нашей кафедрой. Часть окончивших в 1954 году физический факультет МГУ была оставлена на работу на факультете. Среди них была и я. Я начала работать в новой лаборатории глубинного сейсмического зондирования, принимала участие в экспедиции по сбору полевого материала на

Кавказе, а затем в Средней Азии. Однако этой лаборатории не суждено было развиваться, так как летом 1955 года Григорий Александрович Гамбурцев умер. Лаборатория стала расформировываться. Передо мной встал вопрос, где работать дальше. Галина Николаевна Петрова, которая в то время также расширяла свою геомагнитную лабораторию на кафедре, предложила мне изменить специализацию и стать геомагнитологом. Теперь, когда прошло так много времени, почти 50 лет, я считаю, что это крайне интересная специальность. Я стала работать под руководством Галины Николаевны и думаю, что тогда я сделала самый правильный шаг в моей жизни. Это были прекрасные годы. Галина Николаевна обладала чудесным даром — объединять людей. Так, летом 1956 года ею была организована первая в Москве палеомагнитная экспедиция в Сибирь на Нижнюю Тунгуску для отбора образцов из трапповой формации, проводились также измерения геомагнитного поля в этом районе. В этой экспедиции принимали участие геологи Енисейской экспедиции, а также кафедр динамической геологии и геохимии геологического факультета МГУ и мы геофизики физического факультета МГУ и ИФЗ. Экспедиция прошла успешно, и мы продолжили работу на кафедре, не теряя связи со специалистами кафедр геологического факультета.

Так в МГУ начали развиваться палеомагнитные исследования под руководством Галины Николаевны Петровой. С ней было очень интересно работать. Она зажигала нас, молодежь, своим оптимистическим настроением, любовью к науке. В 1957 году Галиной Николаевной снова была организована экспедиция по отбору изверженных горных пород на Кавказе, также совместно с геологическим факультетом МГУ. Была охвачена очень широкая территория, включающая Грузию и Армению. Экспедиционные работы были продолжены и в 1958 году на Северном Кавказе с геологами и геофизиками геологического факультета МГУ, там проводился не только отбор образцов для палеомагнитных исследований, но и велась гравиметрическая и магнитная съемки. Осенью 1958 года на Украине проходила Всесоюзная геофизическая конференция, Галина Николаевна принимала очень интенсивное участие в ее организации. Там впервые обсуждался вопрос о создании новой высокочувствительной аппаратуры для палеомагнитных исследований. Галина Николаевна организовала создание первого в СССР высокочувствительного рок-генератора силами одного из академических институтов под руководством Владимира Ивановича Дианова-Клокова. Это был первый высокочувствительный прибор в нашей лаборатории, где он и проходил испытание под руководством Галины Николаевны.

Шло время, накапливался материал палеомагнитных исследований, выпускались специалисты-геомагнитологи, защищались кандидатские диссертации, организовывались новые экспедиции, конференции и все под руководством Галины Николаевны. Поездки на конференции сопровождались знакомством с культурой нашей огромной страны. Галина Николаевна прививала нам любовь не только к науке, но и к нашей истории. Она не только прекрасно писала научные статьи, но и тексты для капустников, где собиралась научная молодежь.

Галина Николаевна потратила много энергии, чтобы организовать общесоюзный научный семинар, где бы специалисты геомагнитологи могли обмениваться своими достижениями еженедельно, а не раз в 2–4 года на конференциях. Она учила нас делать четкие доклады, вдумчиво относиться к полученным результатам, налаживала комплексные исследования, объединяющие научных работников различных специальностей. Она была научным руководителем моей кандидатской диссертации, посвященной исследованию магнитного последствия в горных породах, вязкой остаточной намагниченности, широко распространенной в горных породах. Она была прекрасным руководителем, очень требовательным и в то же время, уделяла много времени своим подопечным.

В 60-е годы мы тесно сотрудничали с кафедрой минералогии геологического факультета МГУ (заведующий кафедрой Георгий Павлович Барсанов). В содружестве с лабораторией этой кафедры, ее сотрудником Леонардом Васильевичем Колесниковым, нами изучалась физическая природа такого интересного и важного для изучения эволюции геомагнитного поля явления, как самообращения намагниченности горных пород и минералов. Так создавалось под руководством Г.Н. Петровой новое научное направление — физика магнитных явлений в горных породах.

Долгое время Галина Николаевна была председателем Государственной экзаменационной комиссии на геофизическом отделении физического факультета МГУ. Она была очень требовательным председателем не только к дипломникам, но и к рецензентам их работ. Их присутствия на защитах дипломных работ она требовала непременно, незави-

симо от их занятости в других учреждениях.

И сегодня геомагнитная лаборатория на кафедре физики Земли физического ф-та МГУ и научное направление, у истоков которого стояла профессор Г.Н. Петрова, успешно развивается под руководством ее бывшего ученика, а ныне декана физического ф-та МГУ и заведующего кафедрой физики Земли профессора Владимира Ильича Трухина. По его предложению на физическом факультете в настоящее время всем студентам факультета на 2-м курсе читается общий курс лекций «Основы геофизики и экологии» силами преподавателей геофизического отделения факультета.

В. И. Трухин

Впервые я увидел Галину Николаевну в 1956 году, когда она читала лекции по магнетизму горных пород нашему четвертому курсу кафедры физики Земли физического факультета МГУ. Энергичная, интересная, еще молодая женщина, прекрасно владеющая русским языком и своим предметом, она произвела на нас очень сильное впечатление. По крайней мере половина студентов из нашей группы стала думать о том, чтобы выбрать магнетизм горных пород своей будущей специальностью. Она никогда не торопилась уйти после окончания лекции и подолгу отвечала на вопросы студентов. Она рассказывала много интересного о магнитном поле Земли. Окончательно сразила меня Галина Николаевна своими рассказами о палеомагнетизме — древнем магнетизме горных пород.

Галина Николаевна пригласила меня после окончания университета работать в ее лаборатории в Геофиане. С ее сотрудниками в Геофиане, симпатичными молодыми женщинами, я познакомился во время выполнения дипломной работы.

С тех пор вся моя научная деятельность, да и личная жизнь в течение долгих лет были связаны с Галиной Николаевной. Помимо наших неизбежных встреч на работе, я иногда бывал у нее дома, на Новый год выступал Дедом Морозом для ее маленькой дочки Наташи.

Галина Николаевна в те годы организовывала наблюдения в рамках Международного геофизического года (1957–1959 гг.) и во всесоюзном масштабе руководила исследованиями главного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ее собственные работы по особенностям естественного намагничивания горных пород и по методам палеомагнетизма были первыми в мире и стали основой для широкого развития палеомагнитного изучения древнего геомагнитного поля.

Галина Николаевна была научным руководителем моей кандидатской диссертации и оказала мне существенную помощь при подготовке и защите докторской диссертации. К сожалению, ее окружение и в Москве и вне Москвы не всегда вело себя деликатно по отношению к ее ближайшим друзьям, к которым принадлежал и я, и к ней. Это привело в конце концов к расколу в нашем палеомагнитном обществе и сильно повредило репутацию палеогеомагнитных исследований в России.

Галина Николаевна предпринимала все усилия для того, чтобы не допустить возникновения конфликтов среди некоторых научных сотрудников, изо всех сил защищала нашу интересную науку. В значительной мере ей это удавалось до конца ее замечательной жизни. Я лично бесконечно благодарен ей за все и навсегда сохраню о ней светлую память.

Т.Б. Нечаева

Г. Н. — ТАК ЛЮБОВНО НАЗЫВАЛИ ЕЕ ЗАОЧНО СОТРУДНИКИ И ДРУЗЬЯ

Я прожила в науке интереснейшую жизнь — увлекательная работа, коллеги-друзья: физики, археологи, геологи. А начало всему положила счастливая встреча с Галиной Николаевной Петровой. На третьем курсе я услышала, что на кафедре физики земной коры приглашают студентов на «научную» работу в области земного магнетизма. Мы с двумя однокурсницами отправились на разведку на кафедру, которая располагалась в подвальчике на родном физфаке. Там сидела молодая дама в зеленом платье с лисичкой на плечах, причесанная по тогдашней моде на прямой пробор с локонами по плечам. Такой я ее запомнила навсегда — это была, конечно же, Галина Николаевна. После продолжительного разговора про палеомагнетизм мне стало ясно, что я отсюда не уйду никуда (в смысле — в другие области геофизики). Надо сказать, что до этого мы с сокурсницами два года работали в интереснейших экспедициях кафедры физики атмосферы, кроме то-

го на первом курсе мы слушали лекции самого О.Ю. Шмидта, а в дальнейшем работали на кафедре эволюции Земли под руководством профессора А.И. Лебединского, являвшегося блестящим лектором. Так что было из чего выбирать...

Но Галина Николаевна с ее умом и обаянием собирала всех под своим руководством, мы участвовали в нескольких экспедициях уже геомагнитного направления: исходили дорожки Крыма с весами Шмидта, отбирали для палеомагнитных исследований осадочные породы на Северном Кавказе и вулканические дайки в Сибири. По этим материалам писались курсовые работы и, конечно, диплом. Тут Галина Николаевна была и требовательным руководителем, и другом.

Хочется вспомнить про заключительный этап написания моего диплома. Когда время уже поджимало, тут что-то у меня «заклинило» и заключительная глава никак не двигалась. Галина Николаевна устроила меня рядом с собой у себя дома, сама же сидела рядом, молча протягивая ко мне руку, читая при этом какую-то статью. Мне ничего не оставалось кроме как быстро написать очередную страницу и положить ей в руку. Она ее быстро прочитывала, делала какие-то замечания и опять протягивала руку, продолжая свое чтение. Так мы на пару быстро закончили диплом. Вообще Г.Н. отличалась умением делать одновременно несколько дел. Близкие люди помнят ее кофту, связанную исключительно под телефонные разговоры: она умудрялась вязать, прижимая телефонную трубку головой к плечу и ведя при этом длинные, в том числе научные, разговоры.

В начале 1959 года, когда я заканчивала физфак МГУ, поступила заявка на молодого специалиста-геомагнитолога от Института археологии АН СССР. В то время уже родилась новая область науки из разряда пограничных наук — «археомagnetизм». Во Франции уже успешно работала лаборатория археомagnetизма под руководством супругов Телье, а в ИФЗ АН СССР начала работать в этом направлении королева археомagnetизма Серафима Петровна Бурлацкая. Эти замечательные работы были известны как нашим геофизикам, так и самым «передовым» археологам, к числу которых относился без сомнения профессор Б.А. Колчин, сотрудник ИА АН СССР. Обладая широким кругозором и колоссальной энергией, он организовал лабораторию физических методов в археологии, первым сотрудником которой оказалась я. Г.Н., будучи бессменным председателем Государственной экзаменационной комиссии и руководителем многих дипломных работ, в том числе, конечно же, моей, рекомендовала Б.А. Колчину мою кандидатуру, сказав мне при этом, что и своей дочери не пожелала бы лучшего распределения.

Так постепенно возникла одна из многочисленных «подвальных» академических лабораторий — лаборатория археомagnetизма на территории Института археологии АН СССР, под началом Б.А. Колчина, но под фактическим научным руководством Г.Н. Петровой.

Серафима Петровна вскоре переселилась в наш археомagnetный подвальчик. И пошла увлекательнейшая жизнь — экспедиции вместе с археологами и архитекторами-реставраторами, отбор образцов древних кирпичей, керамики, глиняных печей. Позже к нам присоединилась И.Е. Начасова, которая начала обрабатывать археомagnetную коллекцию московского региона, собранную всеми нами с помощью археологов и архитекторов-реставраторов.

Жили дружно. Не перечесать всех, кто нам помогал. Немалую роль играло очень доброе отношение к новому направлению директора ИА АН СССР академика Бориса Александровича Рыбакова. А во главе всех этих работ стояла Г.Н., которая определяла и направление исследований и стиль взаимоотношений. Кандидатские мы с И.Е. Начасовой защищали в одном и том же году — она «по Москве», я — «по Украине». К этому времени в археомagnetизме сложилась крепкая группа — здесь, кроме С.П. Бурлацкой, и И.Е. Начасовой, работал К.С. Бураков, обеспечивавший помимо научной еще и техническую часть исследований, Е.М. Шаронов, Ю. Розанов, Ю. Пронин, М. Гольденберг, Л. Шотт, И. Лазаренко. Причем, вспоминали о том, кто является сотрудником ИФЗ АН СССР, а кто ИА АН СССР только в дни зарплаты.

В 1972 году Г.Н., всегда державшая в науке «нос по ветру», сочла необходимым присоединить к чисто археомagnetным объектам исследований еще и молодые осадочные породы, призванные перекинуть мостик к породам более древним и получить таким образом непрерывную картину изменений главного геомагнитного поля.

Она предложила мне заняться этим «мостиком». И пришлось нам с ней переквалифицироваться из «археологов» в «геологи». Г.Н. познакомила меня с сотрудниками возглавляемой выдающимся геологом член.-кор. АН П.Н. Кропоткиным лаборатории структурной геофизики ГИН АН СССР: Г.З. Гурарием, В.М. Трубихиным, П.К. Рябушкиным. И тут мне второй раз выпала удача — быть связующим звеном между «чистыми» геомагнитологами

ИФЗ и геологами ГИН в области изучения вековых вариаций геомагнитного поля, а связь эта держалась, прежде всего, на умении Г.Н. легко вступать с людьми в отношения деловые и дружеские одновременно. Начались совместные экспедиции, исследования, доклады, статьи. Успеху дела способствовала постоянная помощь П.Н. Кропоткина. Живую струю вносил во все дела энтузиазм и талант П. Рябушкина, к несчастью рано погибшего в одной из экспедиций. Геологическую основу для палеомагнитных коллекций подготавливал В.М. Трубихин. И все вместе занимались отбором, обработкой и интерпретацией материала. В последней стадии всегда участвовала Г.Н., которая бывала в «геологическом» подвальчике на улице Гарибальди практически каждую неделю. Научные обсуждения сопровождались обязательным фирменным «гиновским» чаем. (В последние годы Г.Н. из-за болезни сердца иногда просила приготовить ей «полугиновский».)

Работы по изучению палеовековых вариаций в ГИНе продолжаются и теперь под руководством доктора физ.-мат. наук Г.З. Гурария (ныне это лаборатория палеомагнитных исследований).

Нет только Г.Н...

Остался лишь стиль ее работы — объединяющий и доброжелательный.

Нет только Г.Н... Но жизнь продолжается, и в этой жизни с нами ее душа, ее стиль жизни — широкий взгляд на науку и на жизнь вообще, искренний интерес к людям, доброжелательность, необыкновенная общительность. Недаром Г.Н. любила сама себя называть «Котом Леопольдом», а строки Окуджавы: «Возьмемся за руки, друзья, чтоб не пропасть поодиночке» воспринимала как девиз своей жизни.

Сама Г.Н., как известно всем, знавшим ее, писала стихи легко и талантливо, серьезные и шуточные, по всем поводам и ко всем юбилеям. В этом за ней трудно было угнаться; да и не было надобности — к любому событию или празднику у Г.Н. были готовы ода, сонет или что-либо в ином жанре, вплоть до оперы. Но когда повод случался у самой Г.Н., тут уж приходилось потеть нам самим, и уровень соответствующего опуса был, конечно, совсем не тот. Но мы старались... Вот и я соорудила к 85-летию Г.Н. такой «подражательный» стих, который сопровождал вышитый гобеленчик с горящей свечей:

Свеча горела на столе,
Свеча горела...
Пусть Вашим силам никогда
Не быть пределу,
Чтоб по морям житейским плыть
Легко и смело,
Чтобы одежды Вам носить
Белее мела,
Чтоб дружба близких Вам людей
Всегда вас грела!
Свеча горела на столе,
Свеча горела...

Можно было бы всего этого и не желать Галине Николаевне, потому что все это у нее было — и умение бороться с невзгодами, и белые одежды, и дружба многих и многих людей, вот только силам ее все же наступил предел.

В. А. Шапиро

УЧИТЕЛЬ, КОЛЛЕГА, ДРУГ

Проходят дни, месяцы, годы... И с течением времени все больше чувствуешь невосполнимость нашей общей утраты — уход из жизни Галины Николаевны Петровой. Трудно переоценить масштаб этой личности, вклад этой незаурядной женщины в становление и развитие нашей отрасли знаний в России и за рубежом, ее роль в жизни тех, кто имел возможность общаться с ней даже в течение непродолжительного времени.

Конечно, многие из тех, кому повезло работать с Галиной Николаевной или просто быть знакомым с ней, могли бы многое рассказать об этом всесторонне одаренном человеке. Я отношу себя к числу людей, чья судьба и жизненный путь в значительной степени были определены влиянием Галины Николаевны. Разумеется, мои московские и питерские коллеги и друзья расскажут о Галине Николаевне, ее профессиональных успе-

хах, деловых и человеческих качествах, умении взаимодействовать с разными людьми, находить оптимальные решения в самых нетривиальных обстоятельствах. Мне хотелось бы остановиться на некоторых малоизвестных, казалось бы незначительных, эпизодах, характеризующих отношение Галины Николаевны к людям.

Я знаком с Галиной Николаевной в течение более чем сорока лет. Проработав после окончания института в геофизических экспедициях Мингео СССР, в 1959 г. я поступил в аспирантуру при Институте геофизики в Свердловске и в 1963 г. впервые представил доклад по своей работе на Всесоюзном совещании магнитологов. Здесь после моего, думается, довольно слабого ученического сообщения, Галина Николаевна спросила меня, почему я не представляю свою работу к защите (замечу, что, хотя обучение в аспирантуре уже закончилось, мне казалось, что полученные результаты несущественны, и для завершения работы необходимы дополнительные эксперименты). Неподдельный интерес Галины Николаевны и доброжелательная поддержка помогли мне поверить в себя, завершить исследование и преодолеть неизбежные бюрократические рогатки.

Тем временем наши нечастые беседы с Галиной Николаевной вышли за пределы чисто профессиональных, и она познакомила меня с членами своей семьи: мужем Ромуальдом Карловичем, дочерью Наташей и позже — с внучкой Таней. В доме Галины Николаевны часто бывали не только москвичи — ее сотрудники по лаборатории, но и многие коллеги из провинциальных институтов. Естественно, что я заочно познакомил Галину Николаевну с членами своей семьи. Галина Николаевна приняла активное участие в судьбе моей матери, особенно когда маме потребовалась серьезная помощь при заболевании раком: она словом и делом поддерживала нас в борьбе с этим недугом, познакомила меня со специалистами, помогала приобретать необходимые дефицитные тогда лекарства и оперативно доставлять их из Москвы в Свердловск.

Галина Николаевна приняла активное участие и в судьбе моего дяди. Валентин Александрович Комлев в конце 20-х годов окончил строительный институт в Москве и работал там по специальности. Позднее, как и многие в то время, был репрессирован и направлен в ссылку в Сибирь, где прожил долгие годы (его жизнь в городе Комсомольск-на-Амуре описана Василием Ажаевым в известном в свое время романе «Далеко от Москвы»). В 70-е годы Валентин Александрович обобщил результаты своей многолетней деятельности в виде диссертации, но специализированный совет не принял работу к защите, т.к. в числе необходимых документов он не смог представить диплом о высшем образовании, который был утерян в течение многочисленных жизненных пертурбаций. Архивы были уничтожены, и к тому времени не осталось в живых ни одного из тех его соучеников, кто смог бы подтвердить факт обучения Валентина Александровича в вузе. Галина Николаевна, член экспертного совета ВАК, пыталась, как могла, помочь этому практически неизвестному ей человеку. И хотя в этом случае даже ее вмешательство не помогло преодолеть систему советской бюрократии, сам факт участия Галины Николаевны и поддержка ею немолодого уже моего дяди сыграли заметную роль в его дальнейшей жизни. Уверен, что подобные истории могли бы рассказать многие наши коллеги.

Меня всегда поражала многосторонность личности Галины Николаевны, которая ярко проявилась не только в ее профессиональной деятельности как одного из ведущих мировых специалистов в области наук о Земле, магнитолога, стоявшего у истоков палеомагнетизма — нового важнейшего направления в планетологии, многолетнего председателя Научного совета по геомагнетизму, его признанного лидера, но и широта и многогранность ее интересов, которые охватывали основные разделы человеческой культуры и искусства — литературу, историю, архитектуру, живопись, поэзию, музыку и т.д., список этот можно продолжать и продолжать. Талантливый человек во всем талантлив: Галина Николаевна писала стихи, многие наши научные мероприятия — совещания, съезды, школы сопровождались самодеятельностью, исполнением комических опер, неизменным автором сюжетов которых была она.

Детище Бориса Михайловича Яновского, Галины Николаевны Петровой и Алексея Никитича Храмова — Палеомагнитная комиссия, которая переросла во всесоюзный (позднее — всероссийский) Научный совет по геомагнетизму, не была, как многие из подобных образований, чисто номинальной организацией, а в течение десятилетий являлась активно работающим научным подразделением, подлинным центром геомагнетизма в стране.

Общаясь с Галиной Николаевной почти полвека, я, как и многие коллеги — геомагнитологи, горжусь тем, что могу назвать такого яркого человека, как Галина Николаевна Петрова не только своим учителем и коллегой, но и другом.

А. Я. Салтыковский, Л. В. Салтыковская**НАША РОССИЙСКАЯ БОГИНЯ**

Однажды, когда мы в очередной раз были в гостях у Галины Николаевны, она дала нам почитать одну из своих любимых книг «Российские богини» (автор Л. Третьякова), которая только что вышла из печати. Книга была посвящена жизни и судьбам прекрасных русских женщин: Е. Дашковой, С. Потоцкой, О. Жеребцовой и др. — чьи имена навсегда вошли в историю нашей страны. Сила воли, любовь к людям, стремление к жертвенности, патриотизм — таков далеко не полный перечень прекрасных качеств этих российских богинь. Сколько их, которым жизнь и трудная, а порой жестокая история нашей России не давала пощады. И все-таки у них хватало сил не только выдержать грозный натиск судьбы, но и заставить ее пойти на уступки. Да еще при этом остаться женственными, любящими натурами во всем значении этого слова. Перечитывая эту книгу, мы поняли, почему ее так любила Г.Н. — ведь эта книга и о ней тоже, ибо она достойна продолжила галерею наших прекрасных российских женщин.

Галину Николаевну или, как мы ее дома ласково называли между собой, тетю Галю* мы знали с 1956 года, когда после окончания МГУ пришли работать в ИФЗ. На меня, как на женщину, очень сильное впечатление произвела встреча с Г.Н., я увидела интересную молодую ученую даму с великолепным боа из чернобурок — это в тогдашнее-то голодное и холодное время. Ее обаяние, доброта, особый стиль общения, необыкновенная аура — все это так сильно подействовало на нас, сделав навсегда ее верными друзьями и поклонниками. Делать людям добро, помогать им всегда и во всем, даже устраивать их судьбы — все это было характерно для Г.Н. Собственно и нашей женитьбе способствовала Галина Николаевна, за что мы ей благодарны вот уже почти 41 год.

Это была очень интересная история. Тетя Галя решила, что мы очень подходим друг другу, и отправила нас вместе в формирующуюся палеомагнитную экспедицию в Азербайджан. Это была необыкновенная экспедиция, память о которой мы сохранили на всю жизнь. А какие люди были в составе этой экспедиции: Тофик Исмаил-заде, Шамо Рагимов, Чингиз Герайбеков, З.В. Шаронова, Л.В. Пестрецова. Москвичи жили на частной квартире, хозяйку которой звали Соня Ханум; окна ее квартиры смотрели прямо на здание ЦК компартии Азербайджана, что накладывало на нас, комсомольцев ИФЗ, особую ответственность. Небольшой внутренний дворик, который был типичен для кавказских городов, с утра оглашался громкими голосами жителей (как в Вороньей слободке), которые с балконов с энтузиазмом и итальянской жестикуляцией сообщали друг другу последние новости. Главной достопримечательностью нашей квартиры был телефон белого цвета, который нам Соня Ханум разрешала брать только с помощью белой тряпочки, дабы не пачкать его белый цвет.

Все эти и другие детали нашей веселой жизни с юмором высмеивались в шикарном номере отеля «Интурист», куда гостеприимные хозяева поселили Г.Н. (Кстати, за год до приезда Г.Н. в этом номере обитала знаменитая перуанская певица Има Сумак.)

В этом номере все мы собирались вечерами, обсуждая план предстоящих завтра полевых маршрутов в Локбатан, сообщали о количестве и качестве вырезанных ориентированных кубиков осадочных пород, много смеялись, читали стихи.

Огромная эрудиция Г.Н. повергла в шок азербайджанскую театральную элиту. Дело в том, что один из участников нашей экспедиции Чингиз Герайбеков был сыном Народного артиста Азербайджана, известного тем, что все роли И. Сталина в фильмах Азербайджанской киностудии играл именно он. Семья Герайбековых пригласила всю нашу команду на вечер к себе домой. На этом вечере было много интересных людей, в том числе отец и сын Бюль-Бюль оглы и другие представители творческой интеллигенции республики. По просьбе гостей наша Г.Н. блистательно читала стихи М. Цветаевой, А. Ахматовой и других поэтов, чем привела в неописуемый восторг всех присутствующих.

Общение с Галиной Николаевной всегда доставляло большое удовлетворение. Многие ученые, даже далекие от тех проблем, которыми занималась Г.Н., очень дорожили общением с ней. Так вспоминается, как в конце 60-х годов, пришедший в наш институт тектонист и петролог Юрий Михайлович Шейнманн (он работал в отделе В.В. Белоусова)

* Галина Николаевна действительно оказалась почти что нашей тетей, что выяснилось совершенно случайно. Двоюродный брат Лили оказался мужем племянницы Г.Н.

очень подружился с Галиной Николаевной. Его очень интересовали вопросы, связанные с изменением магнитных полюсов Земли, а также то, насколько обоснованы палеомагнитные данные и можно ли им полностью доверять при различных палеореконструкциях. Он прекрасно понимал, что только такой специалист, каковым являлась Г.Н.Петрова, может дать на это исчерпывающие ответы. Он ей полностью доверял, и позже их научные беседы переросли в настоящую дружбу — они относились друг к другу с огромной симпатией.

И еще о ее талантах. Как здесь не вспомнить литературные произведения Г.Н., написанные ею капустники. А чего стоили, так называемые «Остерманники», которые проходили у нее на квартире; сколько там было интересных людей, а какие злободневные темы обсуждались — от философских, литературных и вплоть до судеб России.

Между собой мы называли Г.Н. Мэри Поппинс за ее умение делать все — прекрасно готовить, шить, вязать. А посещение ее дома, такого теплого и уютного со своим необыкновенным микроклиматом, всегда было для нас всех большим праздником.

Галина Николаевна всегда считала, что от жизни человеческой остается на Земле только высокое, доброе и прекрасное. А все злое, подлое и низкое, глупое в конце концов не оставляет следа: его нет, не видно.

Теперь не модным стало слово «патриот», а ведь Галина Николаевна была настоящим патриотом России. Дочь и жена репрессированных, много испытывавшая в связи с этим на своем жизненном пути горя и несправедливости, она беззаветно любила Россию и всегда неприязненно относилась к чрезмерной критике существующей ситуации, даже оправданной, считая, что надо не только критиковать, но и каждому на своем месте что-то делать, чтобы изменить ситуацию к лучшему.

Как права была наша Дорогая Галина Николаевна, светлый, талантливый, добрый, по-настоящему интеллигентный человек, память о котором навсегда сохранится в наших сердцах.

Ю. С. Геншафт

С Г.Н. Петровой я познакомился во время своего второго пришествия в ИФЗ после шестилетнего пребывания во ВНИИИалмазе, куда я перешел из института в 1968 году в поисках более приличной зарплаты. Все те годы я не прерывал дружеских и творческих связей со своими академическими коллегами, в том числе и из ИФЗ, и постепенно созрело твердое желание вернуться в родной институт. Как водится, свободных рабочих мест не было, не было и свободных площадей для организации новых научных подразделений. Но в 1974 году благодаря усилиям В.В. Белоусова в институте был организован отдел морских работ и появилась реальная возможность для возвращения. Вот тогда-то мой коллега и ближайший друг А.Я. Салтыковский и познакомил меня с Г.Н. Петровой. Будучи магнитологом по своей профессиональной деятельности, она хорошо знала ситуацию в Геофизической обсерватории «Борк» и научила меня, как держаться и что говорить при первой встрече с директором ИФЗ М.А. Садовским. Она сказала, что, если меня спросят, где я собираюсь организовать свои экспериментальные исследования, то нужно отвечать: «В Борке». Меня очень тронуло такое участие Г.Н. Петровой в моей судьбе, ведь я был ей совершенно незнакомой личностью (правда, я понимал, какую роль во всем этом играл Артур Салтыковский).

Позднее, когда я действительно стал часто бывать в Борке и начал организовывать там свою группу, я стал чаще встречаться с Г.Н. и выкладывать ей свои проблемы. Тогда у меня не очень хорошо складывались отношения с директором обсерватории А.С. Большаковым. Вероятно, причиной этому было то, что он хотел, чтобы я, организовав группу, находился все время при ней, а я хотел, чтобы этой группой руководил кто-нибудь из постоянно проживающих в Борке. И здесь Г.Н. подолгу рассказывала, а точнее, учила меня, как себя вести, как правильно строить свои взаимоотношения внутри незнакомой мне борковского коллектива. Сейчас, по прошествии многих десятилетий, я с благодарностью вспоминаю долгие прогулки с Г.Н., во время которых она много мне рассказывала, как непросто ладить с разными по своим воззрениям и характеру людьми. Сколько такта и подлинно материнской заботы было в ее рассказах!

К сожалению, мы не особенно часто обсуждали с ней чисто научные проблемы, видимо, все же наши интересы в этой плоскости были разными. Но по многим жизненным вопросам мы много общались. Так, по инициативе Г.Н. была организована группа подде-

ржки при выборах нового директора института после ухода М.А. Садовского. Это был достаточно сложный человек. Я могу быть ему только благодарным за его отношение ко мне лично. Но сколько мы терпели лишений в организации работы по его воле! Институт мог многократно расширить свои площади и перестать арендовать разбросанные по всей Москве подвалы и другие временки (в институте тогда работал Г.Б. Удинцев — приемный сын И.Д. Папанина. А Папанин в те времена был колоссальной силой!). М.А. Садовский всячески препятствовал этому. Бесконечные переезды с одного арендованного места на другое отнимали силы, выводили из строя оборудование, сырые помещения, в которых мы обитали, отнимали и здоровье. Естественно, что многие сотрудники, переживающие за жизнь института, хотели перемен в руководстве. Как под крыло наседки, мы собирались по зову Г.Н., обсуждали вероятные кандидатуры на пост директора, выбирали, как нам казалось, оптимальный вариант, за кого следует призывать сотрудников голосовать. Пройдет много лет, и перед очередными выборами Г.Н. при встрече со мной спросит: «Ну, что, будем опять собираться?» Я ей ответил, что мы уже собирались и сильно ошиблись в своем выборе, так что пусть все идет своим чередом. Она согласилась со мной.

Г.Н. всегда готова была придти на помощь по любому поводу, если могла что-то сделать. В моей памяти она осталась как подлинный интеллигент, человек высочайших душевных качеств.

Д. О. Минасян

Галина Николаевна Петрова, одна из основоположников новой науки — палеомагнитологии, — создала большую научную школу не только в России, но и во многих бывших социалистических странах и советских республиках.

Так, Галина Николаевна много сделала для становления геомагнитной и, в частности, палеомагнитной школы в Армении, вложив много труда и времени в дело воспитания научных кадров, а также во внедрение новых научных направлений. Благодаря ей, среди многих палеомагнитных лабораторий наша лаборатория была одной из первых, где начались исследования определения величины напряженности геомагнитного поля на эффузивах методом «идеальной намагниченности», а также изучение палеогеомагнитных вариаций геомагнитного поля на молодых осадочных породах.

После смерти Цолака Григорьевича Акопяна она стала бессменным покровителем и научным консультантом лаборатории геомагнетизма, основанной в 60-е годы в Армении в городе Гюмри (Ленинакан). Почти все ее сотрудники проходили под руководством Галины Николаевны стажировку в лаборатории главного геомагнитного поля ИФЗ в Москве. Многие из них, защитив там кандидатские диссертации, в дальнейшем продолжали проводить совместные научно-исследовательские работы.

В руководимом ею крепком и дружном коллективе всегда царила здоровая, доброжелательная атмосфера, где все мы из разных стран, разных национальностей чувствовали себя уютно, спокойно и свободно. Ведь она ценила в человеке в первую очередь ум, доброту, порядочность, честность и трудолюбие.

Она была женщиной редкого ума, доброты и порядочности. В Галине Николаевне гармонично сочетались такие качества, как преданность своему делу, глубокий интерес к гуманитарным знаниям и искусству. Ей были свойственны большое личное обаяние, чувство собственного достоинства, скромность, деликатность, великодушные и доброжелательные отношения к людям.

Я благодарна судьбе, которая в самом начале моего пути в науке свела меня с Галиной Николаевной; под ее руководством я готовила и защитила кандидатскую диссертацию и, самое главное, имела возможность часто общаться с ней. Мне не забыть школы, семинары, конференции и советы по геомагнетизму, руководимые ею.

Г.Н. была человеком редкого такта. Она в нужный момент могла уладить любой нездоровый научный спор своей спокойной речью и неоспоримыми доводами. Для меня она была авторитетом как в науке, так и в сфере человеческих отношений. Она сопереживала со всеми как удаче и радости, так и невзгоды, горе и неудачи.

Галина Николаевна была всезнающей не только в области геомагнетизма и палеомагнетизма, но и в вопросах изобразительного искусства и архитектуры. Сейчас, когда ее уже нет, я все чаще и чаще вспоминаю ее в роли гида по Москве, Санкт-Петербургу, Киеву, Праге, где она, зная все достопримечательности этих городов, с любовью и радостью

делилась с нами своими знаниями. Как можно забыть всякие капустники и разные художественные мероприятия после конференций и съездов по геомагнетизму, душой и организатором которых она была. Я часто вспоминаю вечера у нее дома в узком кругу друзей, когда она, несмотря на свою огромную занятость, всегда успевала готовить что-нибудь вкусное и с любовью угощала нас, при этом рассказывая об архитектуре, музыке, о людях и нравах той страны, где она очередной раз успела побывать.

Она была обаятельной и жизнерадостной женщиной, увлеченной наукой. В ней сочетались смелость и мужество в решении самых сложных проблем, верность друзьям, доброжелательность и постоянная готовность помочь многим в трудную минуту. Такой она останется в моей памяти и в памяти всех армянских палеомагнетологов.

И. Н. Галкин

Космос дышит надежно и ровно,
Солнце светит, восходит Луна.
Повезло нам: ГАЛИНА ПЕТРОВА
В ИФЗ нам, как праздник, дана.

Жизнь мгновенна, но Сущность бездонна,
И венец далеко не конец.
Вы МАГНИТНАЯ наша МАДОННА,
И Мудрец, и за правду Борец.

Энергичная, в гуще событий,
В пониманьи Земли и Любви.
И накал Ваших чувств и открытий
Приближается к «точке Кюри».

Глобус «памятью» исполосован,
Это «щелочки» в тайны и внутрь.
Как умели Совет полусонный
Вы взволнованной речью встряхнуть!

Ключ к разгадке секретов Природы
Круг за кругом, отыщешь не вдруг.
Вы наш СТАЙЕР ВЫСОКОШИРОТНЫЙ,
Вы наш ХАРИЗМАТИЧЕСКИЙ ДРУГ...

Вами вакуум чести заполнен,
Ваша Сущность — Любовь да Совет.
Понимаем, что Мир — не дипольный,
Но переполусовок в Вас нет.

Нам примером — душевная сила,
Чтоб «прозреть и проснуться» с утра.
Как у Чехова — «все в Вас красиво!»
Наш учитель и ГЕО-СЕСТРА!

Наш поклон Вам душевный и низкий,
Пусть продлится Волнующий Миг.
Академик-Поэт Городницкий
Тоже преданный Ваш ученик.

Радость — видеть Вас больше и чаще
Время будто бы и не течет.
ВОСЕМЬ НОЛЬ результат Вас блестящий.
Пусть же не прекращается счет...

21 октября 1995 г.

С. П. Бурлацкая

ОДА

(в честь Галины Николаевны Петровой)

Галина Николаевна Петрова — это
Выдающийся Ученый,
Увенчанный Короной!
В магнетизме — Пионер!
В остроумии — Вольтер!
Крупный физик-магнетолог,
Землю знает всю насквозь:
От ядра до оболочек
И куда кренится ось.
Все инверсии — известны,
Все экскурсии сочтены,
Изученье повсеместно
Все нюансы учтены.
Наш Наставник и Учитель
В геофизике и вне,
Воспитавший, как родитель,
Сотни физиков в стране.
Наш Родитель и Радетель
О судьбе своих детей.
Школу сделать как Обитель
Удалось, бесспорно, Ей!
Свет-Галина Николаевна
Сочиняет — мы поем:
Пару опер, Обзоренья...
Представления даем.
Даже Гимн у нас — Магнитный!
Оселяет наши дни,
Заменяя в трудной жизни
Нам житейские огни.
Многогранность сих достоинств
Ей присуща — это факт —
Дружба, Верность и Сплоченность,
И врожденный тонкий такт.
То бишь — «Тонкая Структура» —
В магнетизме и в быту —
Столь высокая культура,
Что увидишь за версту.
Это перечень неполный
Всех талантов, данных Ей:
Дар естественности доброй,
Дар вообще любить людей!
Я желаю Вам Здоровья,
И Успехов, и Удач;
Новых Экскурсов, Инверсий,
Интереснейших задач!

В НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ГЕОМАГНЕТИЗМУ
ВО ГЛАВЕ С ГАЛИНОЙ НИКОЛАЕВНОЙ ПЕТРОВОЙ
(ВСЕМ И КАЖДОМУ В ОТДЕЛЬНОСТИ)

Я Вас люблю, люблю безмерно,
Желаю всем до ста дожить!

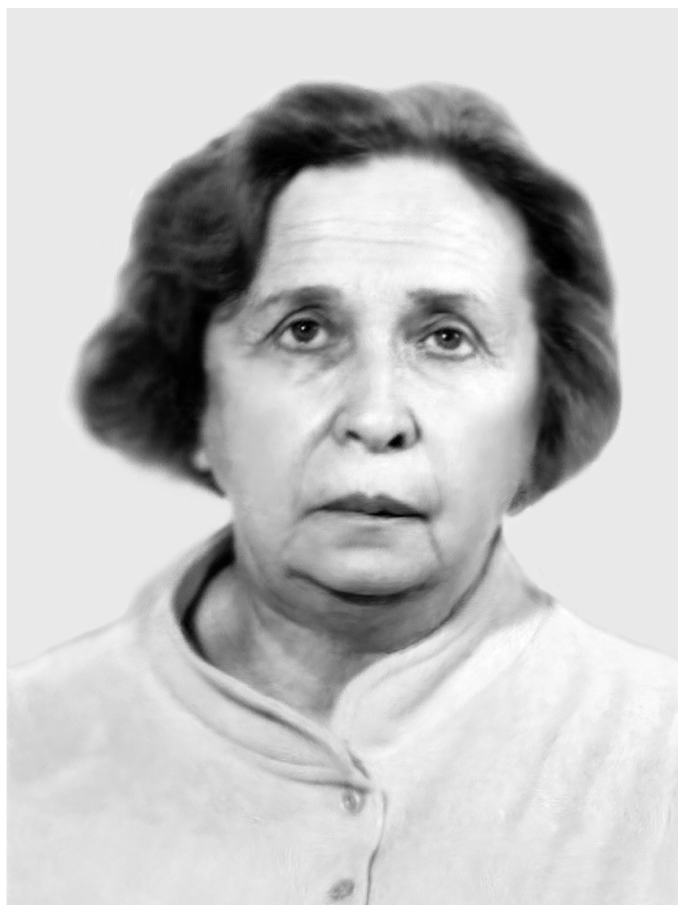
Не просто — жить, а жить, наверно,
Так, чтобы нам всем вместе быть.

Дружить, как раньше мы дружили,
Друг другу очень нужным быть.

Чтоб наш Совет не развалили,
Встречаясь чаще, дух крепить.

Я оптимист и льщусь в надежде,
Что все исполнится порой.

Живите счастливо, как прежде,
Сейчас и в будущем, друг мой!



ГАЛИНА НИКОЛАЕВНА
ПЕТРОВА



«Всё будет хорошо», —
всегда говорила Галина
Николаевна, 1948 г.



Галина Николаевна
с мужем Ромуальдом
Карловичем и дочерью
Наташей,
1954 г.



Дочь Галины Николаевны
Наталья Ромуальдовна
(слева) и внучка Татьяна
(справа) Дыбовские

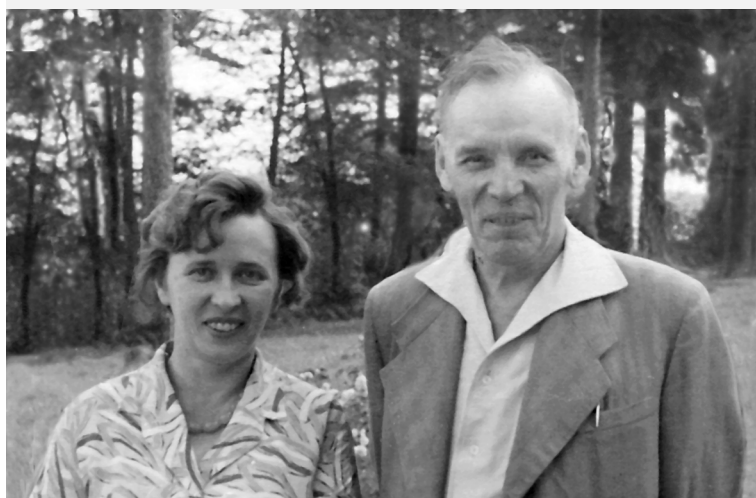
Экспедиция 1951 года,
Тянь-Шань,
Щель Дальняя



Геофизическая observa-
тория «Борок», 1960 г.
Задний ряд слева направо:
В.Н. Пенькова,
А.Г. Калашников,
О.В. Большакова,
Боушка,
Ф.М. Пеньков;
передний ряд:
Г.Н. Петрова,
В.А. Троицкая,
Э.Т. Матвеева,
К.Ю. Зыбин.



Финляндия, 1969 г.
Г.Н. Петрова
и Б.М. Яновский





II Палеомагнитная
конференция, 1959 г.
А.Г. Калашников,
Г.Н. Петрова,
Г.А. Пospelова



III Палеомагнитная
конференция, 1961 г.
М.А. Грабовский,
Г.Н. Петрова,
мадам Буллард



Научный совет
по геомагнетизму, 1970 г.
Передний ряд слева на-
право: С.Ю. Бродская, С.П.
Бурлацкая, Н.П. Бенькова,
Н.А. Иванов, Н.П. Михай-
лова, Т.А. Исмаил-Заде, ...,
Г.Н. Петрова;
задний ряд: Т.Н. Розе,
Л.Е. Шолпо, Ц.Г. Акопян,
А.Н. Пушкин, В.А. Шапиро,
В.С. Меннер, З.А. Крути-
ховская, В.П. Воронин.

Юбилей Научного совета
по геомагнетизму, 1983 г.

Сидят слева направо:
Е.Г. Гуськова, В.Л. Пече-
рская, С.П. Бурлацкая,
С.Ю. Бродская, Г.Н. Пет-
рова, Л.А. Шолпо,
Н.А. Цирель;
стоят: Д.М. Печерский,
В.В. Металлова,
Т.А. Исмаил-Заде, Э.А.
Карасик, А.Н. Храмов,
В.С. Цирель, Г.З. Гура-
рий, Т.Н. Розе.



Участники заседания
КАПГ, Будапешт, 1978 г.

Слева направо:
В.Н. Жарков,
З.В. Шаронова,
Т.Б. Нечаева,
Г.Н. Петрова,
Г.А. Поспелова,
И.Е. Начасова,
В.М. Фишман



Во дворе Института
физики Земли, 1995 г.

Слева направо:
А.М. Городницкий,
С.П. Бурлацкая,
Г.Н. Петрова,
Т.С. Гендлер,
В.И. Багин





Лауреаты Государственной премии за коллективную работу «Геомагнитные циклы в истории Земли», 2000 г.
Сидят: Г.А. Пospelова, Д.М. Печерский, Г.Н. Петрова, Г.З. Гурарий, стоят: К.С. Бураков, И.Е. Начасова



Традиционное борковское барбекю, 2000 г.



Галина Николаевна Петрова, 2000 г.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

Геомагнитология как фундаментальная наука	5
<i>Бурлацкая С.П., Диденко А.Н.</i> Краткая история лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма литосферы	7

Часть I. Научно-историческая

<i>Петрова Г.Н.</i> Теория геодинамо С.И. Брагинского	13
<i>Решетняк М.Ю.</i> Модели геодинамо	15
<i>Бурлацкая С.П.</i> Изучение древнего геомагнитного поля для последних 10 тыс. лет по мировым археомагнитным определениям	23
<i>Бураков К.С., Начасова И.Е.</i> Вариации напряженности и аномальное поведение геомагнитного поля в голоцене	27
<i>Петрова Г.Н.</i> Вариации геомагнитного поля, записанные в осадочных породах	39
<i>Поспелова Г.А.</i> Геомагнитные экскурсы	44
<i>Петрова Г.Н., Гурарий Г.З.</i> Инверсии геомагнитного поля	56
<i>Печерский Д.М.</i> Изучение длиннопериодной цикличности геомагнитного поля	67
<i>Печерский Д.М.</i> Петромагнетизм континентальной земной коры	77
<i>Диденко А.Н.</i> Структура магнитоактивного слоя океанической литосферы и ее инверсионно-спрединг-овая модель на примере Центральной Атлантики	85
<i>Диденко А.Н.</i> Геодинамические реконструкции Урало-Монгольского покровно-складчатого пояса	95
<i>Павлов В.Э.</i> Эволюция верхних оболочек Земли по палеомагнитным данным	108
<i>Печерский Д.М.</i> Выяснение связи поведения геомагнитного поля и глубинных плюмов	112
<i>Бураков К.С.</i> Аппаратура для архео- и палеомагнитных исследований	117
Список библиографических ссылок	126

Часть II. Лирическая

Стихотворное наследие Г.Н. Петровой	143
Воспоминания о Г.Н. Петровой	162

Научное издание

**Краткая история и современное состояние
геомагнитных исследований
в Институте физики Земли
Российской академии наук**

Сборник

*Утверждено к печати
Ученым советом ИФЗ РАН*

Усл. печ. л. 21.8; Тираж 100 экз.