

Е. С. Сергиенко, В. А. Шашканов, А. В. Смирнов, С. И. Морщихин

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В СТАБИЛЬНЫЕ ЭПОХИ ФАНЕРОЗОЯ

Для решения многих глобальных задач геофизики, например разработки теории генерации магнитного поля Земли, незаменимым материалом служат данные о палеонапряженности геомагнитного поля ( $H_{др}$ ) и ее изменений в геологическом прошлом. В то же время, изучение  $H_{др}$  является наиболее сложной задачей палеомагнетизма, так как предполагает достаточно трудоемкие и длительные лабораторные исследования. Кроме того, различные ограничения применимости наиболее распространенных методов определения палеонапряженности (Телье, Шоу и т. д.) неизменно влекут за собой сложности поиска подходящих объектов для изучения. Таким образом, число надежных определений величины  $H_{др}$  в настоящее время недостаточно, а имеющиеся сведения зачастую противоречивы. Особенно это проявляется при попытке создания единой мировой базы данных об определениях палеонапряженности и, на ее основе, построения общей картины изменения дипольного момента ( $M_{др}$ ) в течение всей геологической истории [1, 2].

Авторами данной работы были определены палеонапряженности методом ступенчатого перемагничивания (метод СП) и, с использованием данных о наклонениях, вычислены соответствующие величины виртуальных дипольных моментов для шести разновозрастных эпох фанерозоя, наиболее изученного периода существования геомагнитного поля. Было исследовано шесть коллекций образцов, включающих как осадочные, так и изверженные породы, а также обожженные осадки. Коллекции предоставлены авторам сотрудниками различных исследовательских институтов вместе с результатами их стандартных палеомагнитных исследований. Почти все предоставленные образцы были уже подвергнуты первичной палеомагнитной обработке, т. е. воздействию переменных полей или температуры. Однако благодаря специфике метода ступенчатого перемагничивания, определения палеонапряженности с его помощью возможны не только на образцах горных пород, находящихся в естественном состоянии, но и на образцах, подвергавшихся подобной обработке. Многочисленные исследования, проведенные в геомагнитной лаборатории СПбГУ, показали, что как нагревы до 300–400 °С, так и действие переменных полей практически не влияют на точность и надежность определений  $H_{др}$  методом СП. В табл. 1 приведены сведения о изученных эпохах, возрасте и типе соответствующих горных пород с указанием мест отбора образцов.

### Результаты определений палеонапряженности

1. Средний плейстоцен. Палеонапряженность определялась для пород среднеплейстоценового возраста из коллекции образцов детального разреза плиоцен-плейстоценовых отложений Западной Грузии (разрез Чауда, г. Цвермагала). Изученный фрагмент разреза содержит запись изменений геомагнитного поля в конце эпохи Матуяма, после субхрона Харамильо. Образцы были отобраны в 1977–82 гг. Н. Ш. Одикадзе (Кавказский институт минерального сырья) [3]. Результаты первичной палеомагнитной обработки коллекции, проведенной по стандартным методикам [7], показали следующее. Анализ компонентного состава естественной остаточной на-

магнитности NRM на так называемых "лидирующих образцах" с использованием размагничивания переменным полем (амплитуда 50–2400 Э) и последовательного ступенчатого терморазмагничивания (до 600 °С с разным шагом) выявил, что компонента, выделяющаяся при 200 °С, может быть отождествлена с первичной намагниченностью (характеристическая намагниченность ChRM). Температурная чистка всех образцов коллекции проводилась при  $T = 220$  °С. Для определения магнитоминералогического состава пород были изучены температурные зависимости остаточной намагниченности насыщения  $I_{rs}(T)$ , а также проведены петрографические и химические исследования. Основным носителем намагниченности является магнетит; вторичные ферромагнитные минералы вносят незначительный вклад в намагниченность (до 1–2 %). Магнетит представлен в виде угловато-окатанных обломков, что говорит в пользу ориентационной природы естественной остаточной намагниченности. Об этом же свидетельствуют опыты по пересажению — коэффициент пересаживания близок к единице. Для подтверждения палеомагнитной надежности полученных результатов о временной структуре геомагнитного поля, отраженного в разрезе, использовались следующие приемы: 1) ряды палеомагнитных данных обрабатывались методом максимальной энтропии; 2) проводился спектральный анализ по методике Блэкмана и Тьюки (метод позволяет оценить уровень неслучайности выделенных колебаний при заданной вероятности по критерию Стьюдента); 3) проводился статистический анализ (рассчитаны средние значения координат векторов намагниченности NRM и палеомагнитного полюса, а также магнитной восприимчивости  $\chi$  и фактора Кенигсбергера  $Q$ ), оценивалась достоверность различий средних NRM,  $\chi$ ,  $Q$  с помощью критерия Стьюдента, параметр внутрипластовой кучности векторов NRM, а также проводился корреляционный анализ.

Т а б л и ц а 1

## Характеристики изученных коллекций горных пород

Эпоха	Возраст, млн. лет	Породы	Место отбора	Ссылка
Средний плейстоцен	0,82 – 0,88	Осадочные: глины, песчаники	Западная Грузия, г. Цвермагала	[3]
Ранний плиоцен	4,5 – 5,0	Осадочные: суглинки, песчаники	Восточная Грузия	[4]
Средний олигоцен	26 – 35	Изверженные: базальты	Центральная Монголия, Хан-Уул	[5]
Ранний мел	120 – 140	Изверженные: базальты	Центральная Монголия, Их-Богд	[5]
Ранняя-средняя юра	160 – 200	Изверженные: базальты	Центральная Монголия, Их-Богд	[5]
Граница силур-девон	380 – 420	Обожженные осадки	Южная Монголия, хр. Гурван-Сайхан	[6]

Данные биостратиграфического метода по определению возраста пород и сравнение характерных черт одновозрастных геомагнитных событий в пределах одного региона показали, что полный чаудинский разрез охватывает завершающую ста-

дию субхрона Харамильо и стабильную зону поздней Матуямы, а также переход Харамильо-Матуяма. В R-зоне Матуяма был обнаружен узкий горизонт с естественной остаточной намагниченностью, противоположной полярности основной зоны (в работе [3] — экскурс). Однако, по нашему мнению, исходя из возрастных оценок разреза он может быть идентифицирован как глобальное событие Камикацура (возраст около 850 тыс. лет). Для определений палеонапряженности нами был исследован фрагмент разреза Чауда мощностью 3,2 м, содержащий запись геомагнитного поля стабильной части поздней Матуямы. Скорость осадконакопления по оценкам авторов [3] здесь составляет около 20 тыс. лет на метр, при этом перерывов в осадконакоплении и смены литологических слоев на данном участке разреза нет и, следовательно, продолжительность изученного нами интервала поля — около 64 тыс. лет.

На рис. 1 представлены изменения палеомагнитных характеристик по разрезу.  $J$  — наклонение,  $D$  — склонение, ChRM — величина характеристической остаточ-

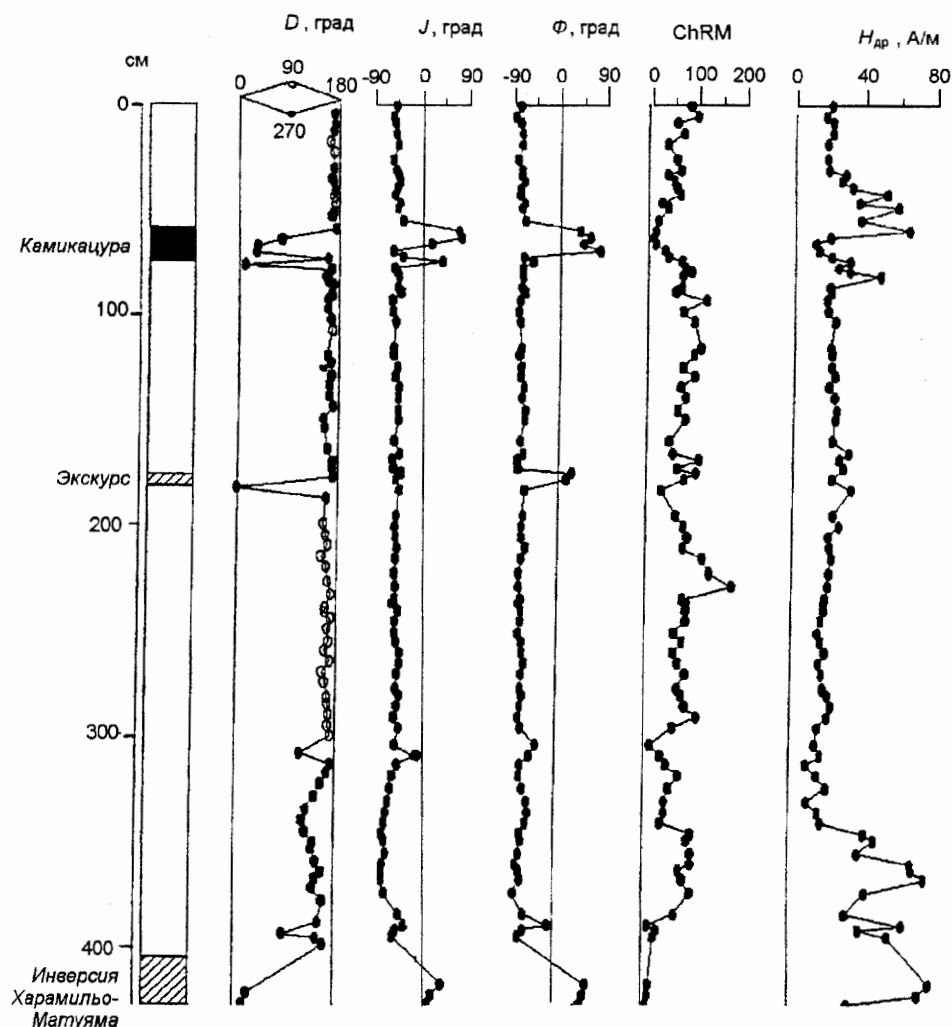


Рис. 1. Изменения палеомагнитных характеристик по фрагменту разреза Чауда, содержащего запись геомагнитного поля стабильной зоны поздней части эпохи Матуяма.

ной намагниченности в А/м,  $\Phi$  — палеоширота виртуального геомагнитного полюса,  $H_{др}$  — палеонапряженность в А/м. Анализ поведения угловых характеристик показывает, что для поздней части эпохи Матуяма в разрезе, кроме стабильной зоны обратной полярности R, зафиксирован интервал прямой полярности N (0,75–0,65 м) — событие Камикацура, длительность которого по наклонению составляет около 4 тыс. лет, а также участок незначительного отклонения палеополюса в нижние широты, без смены полярности, длительностью около 2 тыс. лет (1,8–1,7 м). Величина палеонапряженности по разрезу меняется следующим образом. Участок разреза 3,2–2,7 м соответствует процессу установления стабильного состояния поля после инверсии Харамильо-Матуяма. Угловые компоненты  $J$  и  $D$  продолжают испытывать возмущения, палеонапряженность также нестабильна (колебания от 9 до 23 А/м). Затем на отрезке 2,7–2,0 м зафиксирована стабильная зона, с установившимся средним значением  $H_{др} = 18 \pm 1$  А/м. Следующее за ней (2,0–1,6 м) небольшое возмущение напряженности поля соответствует скачкообразному перемещению ВГП к экватору и представляет собой колебание величины поля от 16 до 26 А/м, при длительности интервала возмущений  $H_{др}$  около 8 тыс. лет. Следующий участок стабильного поля характеризуется значением палеонапряженности  $20 \pm 2$  А/м. Последующее событие Камикацура происходит на фоне сильных возмущений палеонапряженности. Выход палеополюса в северное полушарие характеризуется значительным понижением  $H_{др}$  — до 10 А/м. До и после события наблюдаются скачки палеонапряженности до 48–64 А/м. На заключительном участке 0,3–0 м наблюдается стабилизация величины древнего поля, которая возвращается к прежнему уровню  $19 \pm 2$  А/м. Таким образом, для спокойных периодов поведения угловых характеристик поля в поздней части эпохи Матуяма, отраженной в чаудинском разрезе, характерно стабильное состояние палеонапряженности со средним значением  $19 \pm 2$  А/м. Соответствующее значение виртуального дипольного момента (ВДМ) составило  $(4,6 \pm 2,0) \cdot 10^{22}$  А·м<sup>2</sup>.

2. Ранний плиоцен. Стабильная зона изучалась в породах ширакской свиты разреза Эльдари в Восточной Грузии. Свита сложена толщей субаэральных пород (глины, суглинки, песчаники, конгломераты), относимых к верхам миоцена–низам плиоцена. Коллекция образцов была отобрана сотрудниками ГИН РАН, и проведенный ими комплекс палеомагнитных исследований показал, что верхняя часть ширакской свиты образовалась на ранней стадии хрона Гильберт, включая субхрон Твера [4]. Образцы из фрагмента разреза (мощность 2,8 м), представленного песчанистыми породами и включающего запись стабильного поля субхрона Твера прямой полярности, были предоставлены авторам для определений палеонапряженности Г. З. Гурарием. Породы разреза однородны в магнетоминералогическом отношении, основной магнитный минерал — магнетит, либо стехиометрического состава, либо частично окисленный. Намагниченность данных пород двухкомпонентна и состоит из вязкой и древней, скорее всего ориентационной компоненты DRM (о чем говорит форма зерен), которая выделяется при размагничивании при температурах  $T = 250$  °С.

На рис. 2 приведены изменения по разрезу палеомагнитных характеристик DRM, которая выбиралась в качестве характеристической ChRM. На рисунке обозначено:  $D$  — склонение,  $J$  — наклонение, ChRM — средние значения, полученные в результате осреднения данных на уровне после массовой чистки,  $H_{др}$  — палеонапряженность; величина ChRM — в  $10^{-3}$  А/м. Скорость осадконакопления оценивалась в [4] исходя из продолжительности субхрона Твера (200 тыс. лет) и полной мощности пород, фиксирующих его поле, и составила приблизительно 3,3 тыс. лет на метр. Таким образом, продолжительность изученной части стабильной зоны суб-

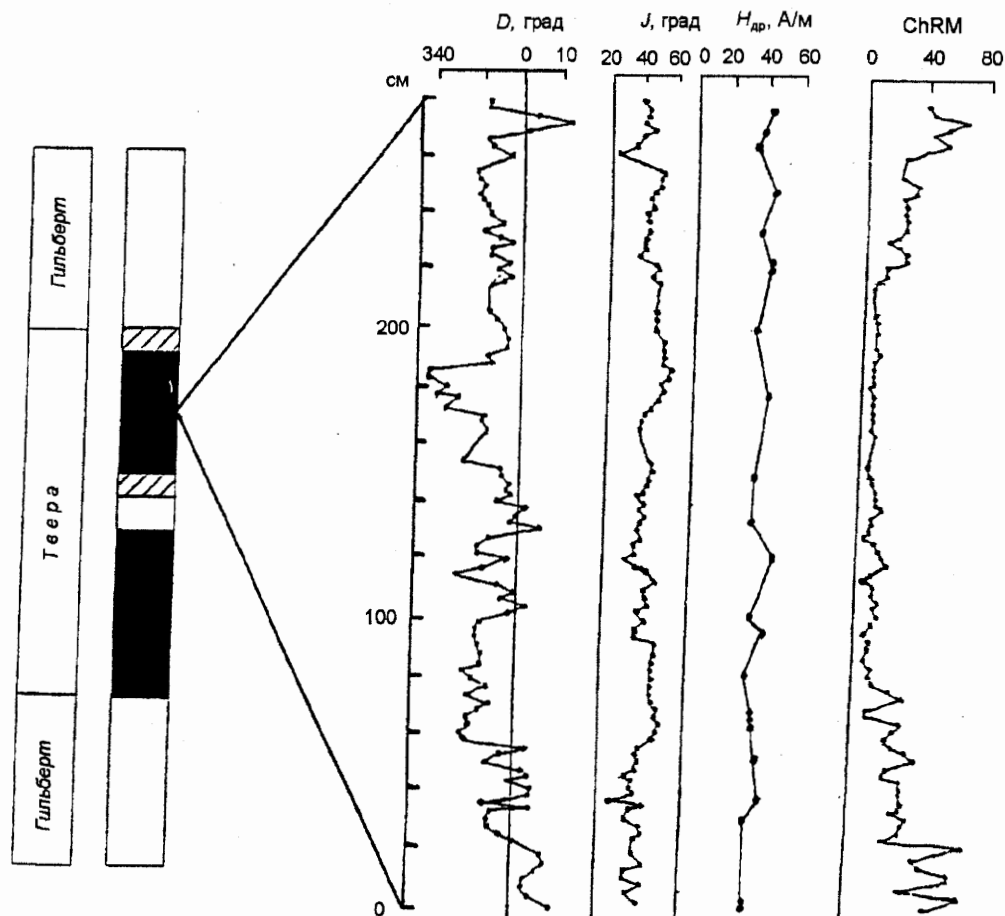


Рис. 2. Изменения палеомагнитных характеристик по фрагменту разреза Эльдари, содержащего запись геомагнитного поля стабильной зоны субхрона Твера.

хрона Твера — около 9,3 тыс. лет. Из рис. 2 видно, что склонение и наклонение по разрезу меняются довольно сильно, при этом прямая полярность поля сохраняется. В среднем стабильное поле Тверы практически совпадает с направлением дипольного поля в месте отбора образцов [4]. Палеонапряженность по разрезу испытывает незначительные колебания вблизи среднего значения 39 А/м (при минимальной и максимальной величинах  $H_{др}$  — 32 и 48 А/м соответственно). На этом же рисунке приведены значения характеристической намагниченности ChRM; видно, что намагниченность образцов меняется очень сильно, до 6–8 раз на протяжении разреза. Виртуальный дипольный момент, вычисленный для субхрона Твера, составил  $(9,5 \pm 2,5) \cdot 10^{22}$  А·м<sup>2</sup>.

3. Средний олигоцен. Образцы изверженных горных пород (базальты) среднеолигоценного возраста, как и рассмотренные ниже коллекции, представляющие раннемеловой и юрский периоды, были отобраны в 1988 г. сотрудниками ИЗМИРАН в рамках российско-монгольской геофизической экспедиции в Центральной Монголии (Хан-Уул и Их-Богд) и предоставлены нам Е. Г. Гуськовой и В. А. Старуно-

вым [5]. Палеомагнитное изучение коллекций, проведенное сотрудниками ИЗМИРАН, включало в себя полный комплекс исследований по стандартным методикам [7] — термочистка и чистка переменным полем с построением векторных диаграмм Зийдервельда и проведением компонентного анализа, термомагнитный анализ остаточной и полной намагниченности насыщения, выявление связи между фазовым составом ферромагнетика пород и компонентами NRM. Для всех коллекций общими результатами явилось следующее. По данным термомагнитного анализа, ферромагнетик пород представлен тонкими зёрнами магнетита, стабильного к нагревам. Природа NRM — термоостаточная, стабильная компонента по времени образования синхронна формированию базальтов. Для среднего олигоцена палеонапряженность была определена по двум горизонтальным лавовым потокам (А и Б) из толщи базальтов, состоящей из нескольких полого залегающих горизонтов.

Таблица 2

Результаты определений палеонапряженности для коллекции базальтов среднеолигоценового возраста

Образец	$J$ , град	$D$ , град	$H_{др}$ , А/м
А-1	-42	192	$32 \pm 2$
А-2	-31	220	$32 \pm 2$
А-3	-48	257	$26 \pm 1$
А-4а	-50	200	$29 \pm 1$
А-5	-58	206	$24 \pm 2$
А-6	-51	202	$30 \pm 2$
А-7	-44	175	$23 \pm 2$
А-8а	-31	185	$29 \pm 2$
А-9	-47	192	$21 \pm 1$
А-10	-58	186	$22 \pm 2$
Б-1	-76	173	$25 \pm 1$
Б-2а	-79	226	$31 \pm 1$
Б-3б	-76	196	$22 \pm 1$
Б-4а	-68	216	$21 \pm 3$
Б-5	-65	185	$26 \pm 1$
Б-6	-62	231	$24 \pm 2$
Б-7	-64	193	$28 \pm 1$
Б-8	-65	202	$48 \pm 1$
Б-9б	-80	263	$25 \pm 3$
Б-10	-70	165	$30 \pm 1$

В табл. 2 представлены результаты определений палеонапряженности.  $J$  — наклонение,  $D$  — склонение вектора естественной остаточной намагниченности,  $H_{др}$  — палеонапряженность. Средняя величина палеополя по двум потокам составила  $27 \pm 8$  А/м, при величине ВДМ  $(5,9 \pm 2,7) \times 10^{22}$  А·м<sup>2</sup>.

4. Ранний мел. В табл. 3 представлены данные о склонении, наклонении NRM, а также результаты определений палеонапряженности для коллекции базальтов Их-Богд раннемелового возраста. Среднее значение напряженности древнего геомагнитного поля здесь составило  $32 \pm 7$  А/м, при величине  $M_{др} = (5,8 \pm 1,0) \cdot 10^{22}$  А·м<sup>2</sup>.

5. Средняя-ранняя юра. Исследовались базальты Их-Богд (Центральная Монголия), по возрасту отнесенные к эпохе средней-ранней юры. Результаты представлены в табл. 4. Среднее значение палеонапряженности —  $24 \pm 5$  А/м при значении ВДМ для этого периода  $(4,9 \pm 0,8) \cdot 10^{22}$  А·м<sup>2</sup>.

6. Граница силур-девон. Объектом исследований были обожженные осадочные породы берхиулинской свиты (хребет Гурван-Сайхан, Южная Монголия). Образцы были отобраны в 1991 г. также в рамках российско-монгольской геофизической экспедиции и предоставлены нам В. А. Старуновым (ИЗМИРАН) вместе с результатами первичных палеомагнитных исследований [6]. Для образцов обожженных осадков диаграммы Зийдервельда выявили наличие трех-четырёх компонент. Носителем наиболее древней, имеющей позднесилурийский-раннедевонский возраст компоненты, которая выделяется в интервале температур 400 – 600 °С, является магнетит. Результаты изучения этих образцов сведены в табл. 5. Палеонапряженность, вычисленная по этой коллекции, составила  $17 \pm 7$  А/м,  $M_{др} = (3,0 \pm 1,1) \cdot 10^{22}$  А·м<sup>2</sup>.

На сегодняшний день наиболее полно охватывает мировые определения палеонапряженности база данных Коно и Танаки [1]. Она содержит 1123 определения 83 авторов, опубликованные до 1991 г. В нее включены значения виртуальных дипольных моментов, полученные методами Телье и Шоу, практически все определения выполнены по изверженным породам, при этом почти 90 % данных относятся к интервалу "500 млн лет — современность". В работе 1997 г. [2] представлена картина изменения магнитного момента Земли за последние 400 млн лет. Авторами была использована база Коно и Танаки, дополненная более поздними сведениями (всего 1340 определений), в основном о величине ВДМ в палеозое и мезозое. Рис. 3 составлен на основе [2]; там также отмечены самые последние данные об определениях величины ВДМ — для девона и мела В. В. Металловой [8], для девона, юры и мела Г. М. Солодовникова, [9], для мела и юры А. А. Костерова и др. [10, 11], для позднего карбона-ранней юры Харкомб-Сми и др. [12] (все определения выполнены методом Телье, кроме [8], где использовался метод ступенчатого перемагничивания) и результаты, полученные в настоящей работе. Усредненная кривая изменения  $M_{др}$  — штриховая линия. Определения, выполненные методом Телье, — прямоугольники, методом Шоу — зачерненные кружки; полученные в настоящей работе методом ступенчатого перемагничивания — светлые кружки. Очевидно, данные, полученные нами методом ступенчатого перемагничивания, хорошо согласуются с полученной

Таблица 3  
Результаты определений палеонапряженности для коллекции базальтов раннемелового возраста

Образец	$J$ , град	$D$ , град	$H_{др}$ , А/м
Б2-130	20	76	$32 \pm 3$
Б2-135	32	69	$35 \pm 4$
Б2-138	26	69	$30 \pm 2$
Б2-141	17	77	$30 \pm 2$
Б2-144	28	72	$30 \pm 1$
Б2-146	15	78	$38 \pm 2$
Б2-147	18	83	$28 \pm 2$
Б2-148	11	77	$30 \pm 1$
Б2-151	14	80	$36 \pm 4$
Б2-168	21	74	$34 \pm 3$

Таблица 4  
Результаты определений палеонапряженности для коллекции базальтов юрского возраста

Образец	$J$ , град	$D$ , град	$H_{др}$ , А/м
Б1-3	353	60	$25 \pm 2$
Б1-5	359	49	$26 \pm 4$
Б1-13	8	67	$22 \pm 3$
Б1-14	101	74	$20 \pm 2$
Б1-17	54	79	$28 \pm 1$
Б1-211	354	62	$28 \pm 3$
Б1-224	359	71	$28 \pm 3$
Б1-227	355	66	$23 \pm 2$
Б1-236	1	67	$22 \pm 3$
Б1-243	2	67	$22 \pm 2$
Б1-321	356	62	$26 \pm 5$
Б1-333	8	46	$22 \pm 4$
Б1-335	1	49	$22 \pm 3$
Б1-336	359	60	$25 \pm 2$
Б1-337	347	60	$25 \pm 3$

Таблица 5  
Результаты определений палеонапряженности для коллекции обожженных осадков

Образец	$J$ , град	$D$ , град	$H_{др}$ , А/м
Э3-1	139	-68	$16 \pm 1$
Э3-2	113	-65	$18 \pm 2$
Э3-3	165	-73	$13 \pm 1$
Э3-12	146	-75	$19 \pm 2$
Э3-11	136	-67	$17 \pm 1$
Э3-26	139	-60	$17 \pm 2$
Э3-27	138	-59	$17 \pm 1$
Э3-32	145	-65	$22 \pm 3$

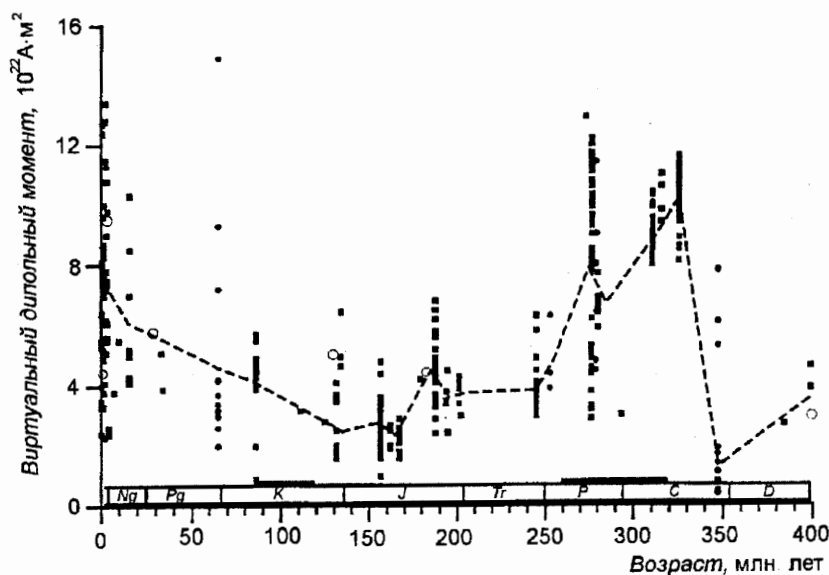


Рис. 3. Результаты определений виртуальных дипольных моментов за последние 400 млн лет (по [2, 8–12]).

другими авторами картиной поведения магнитного момента Земли в фанерозое, например — с уже точно установленным фактом пониженных значений  $M_{др}$  для мезозоя. Интересным является результат, полученный для раннего девона. Наиболее распространено сейчас мнение, что магнитный момент в девоне имел значительно пониженную величину (по некоторым данным, в 15–20 раз меньше современного). Однако определения авторов [8, 9], а также полученные в настоящей работе позволяют предположить, что и в девоне магнитный момент составлял около половины современного (за величину современного магнитного момента принимается среднее значение, вычисленное за время непосредственных измерений напряженности геомагнитного поля, т. е. за последние 100 лет, равное  $8 \cdot 10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$ ). Таким образом, складывающаяся общая картина поведения  $M_{др}$  указывает на циклический характер изменения магнитного момента Земли в фанерозое. При этом минимальные и максимальные значения усредненной кривой  $M_{др}$  различаются не более чем в 3–4 раза, что, вероятно, ставит под сомнение реальность существования очень малых величин ВДМ (менее  $10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$ ) в течение значимо продолжительных периодов геологической истории.

В заключение авторы выражают благодарность Н. Ш. Одикадзе, Г. З. Гурарию, Е. Г. Гуськовой, В. А. Старунову за предоставленные образцы горных пород.

#### Указатель литературы

1. Tanaka H., Kono M., Uchimura H. Some global features of paleointensity in geological time // Geophys. J. Int. 1995. Vol. 120. P. 97–102.
2. Perrin M., Shcherbakov V. P. Paleointensity of the Earth's magnetic field for the past 400 Ma: evidence for a dipole structure during the mesozoic low // J. Geomag. Geoelectr. 1997. Vol. 49. P. 601–614.
3. Одикадзе Н. Ш. Структура изменений геомагнитного поля в конце эпохи Матуяма и начале эпохи Брунес по результатам палеомагнитных исследований в Западной Грузии.



- Автореф. канд. дис. Тбилиси: Институт Геофизики, 1986.
4. Гурарий Г. З., Кудашева И. А. Геомагнитная инверсия Твера-Гильберт, изученная в осадочных породах Восточной Грузии // *Физика Земли*. 1995. № 3. С. 53–63.
  5. Горшков Э. С., Гуськова Е. Г., Старунов В. А. Палеомагнитные исследования в Монголии // *Труды совместной российско-монгольской геофизической экспедиции*. Новосибирск: Наука, 1995. С. 109–116.
  6. Старунов В. А., Иосифиди А. Г., Шолто Л. Е. Палеомагнитное изучение палеозойских офиолитов Южной Монголии // *Физика Земли*. 1996. № 1. С. 30–40.
  7. Палеомагнитология / Под ред. А. Н. Храмова. Л., 1982. 312 с.
  8. Металлова В. В., Лунева Е. В. Напряженность геомагнитного поля в меловой и девонский периоды // *Физика Земли*. 1995. № 9. С. 72–76.
  9. Солодовников Г. М. Палеонапряженность геомагнитного поля в раннем и среднем девоне // *Физика Земли*. 1996. № 7. С. 64–71.
  10. Kostrov A. A., Perrin M., Glen J. M., Coe R. S. Paleointensity of the Earth's magnetic field in Early Cretaceous time: the Parana basalt, Brazil // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. P. 9739–9754.
  11. Kostrov A. A., Prévot M., Perrin M., Shashkanov V. A. Paleointensity of the Earth's magnetic field in the Jurassic: New results from a Thellier study of the Lesotho Basalt, southern Africa // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102. P. 24859–24872.
  12. Harcombe-Smee B. J., Piper J. D. A., Rolph T. C., Thomas D. N. A paleomagnetic and paleointensity study of the Mauchline lavas, south-west Scotland // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1996. Vol. 94. P. 63–73.