

УДК 550.384

ИЗМЕНЕНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ГЕОМАГНИТНОГО ДИПОЛЯ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 400 МИЛЛИОНОВ ЛЕТ (ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ)

© 2002 г. В. П. Щербаков, Г. М. Солодовников, Н. К. Сычёва

Геофизическая обсерватория "БОРОК" ОИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН

Поступила в редакцию 18.07.2001 г.

Проанализировано распределение значений виртуального дипольного момента (VDM) для интервала 0-400 млн. лет, полученное при отборе определений палеонапряженности из мировой базы данных IAGA PALEOINTENSITY DATABASE, дополненных новыми данными. Проверка по χ^2 -критерию подтвердила с уровнем значимости 90% справедливость гипотезы о бимодальном распределении величины палеонапряженности, представляющем собой наложение двух нормальных распределений. В результате анализа общей картины поведения палеонапряженности в интервале 0-400 млн. лет была получена серия интервалов повышенных и пониженных значений VDM, общая длительность пониженных значений VDM в 2.5 раза превышает общую длительность повышенных значений. При этом средняя величина VDM для периодов низкого поля составляет около 0.5 от его современного значения, а для периодов высокого поля близка к современной величине геомагнитного диполя. Выполнено сравнение данных, полученных на молодых изверженных и осадочных породах возраста до 400 тысяч лет. Наиболее молодые породы возраста до 50 тыс. лет демонстрируют прекрасное согласие между поведением VDM для изверженных и осадочных пород, в то время как в интервале 90-400 тысяч лет величины VDM, полученные методом Телье, существенно превышают аналогичные величины, полученные на осадочных породах.

Ключевые слова: палеонапряженность, уровни палеонапряженности, виртуальный дипольный момент, метод Телье, мировая база данных.

ВВЕДЕНИЕ

К настоящему времени среди палеомагнетологов сложилось общепринятое мнение о том, что наиболее надежные абсолютные определения палеонапряженности производятся на изверженных породах, несущих термоостаточную намагниченность (TRM), с использованием метода Телье или его модификаций. Однако, вследствие трудоемкости этого метода, еще недавно в литературе существовали только разрозненные данные, полученные при его использовании, что не позволяло делать достаточно обоснованные выводы глобального масштаба о поведении напряженности F геомагнитного поля в геологическом прошлом. Ситуация начала меняться лишь в последнее десятилетие, когда накопились сотни абсолютных определений палеонапряженности, благодаря чему появился первый вариант мировой базы данных [Tanaka et al., 1995]. Затем эта база была существенно дополнена [Perrin and Shcherbakov, 1997; Perrin et al., 1998] и помещена под названием IAGA PALEOINTENSITY DATABASE (IPD) на сайте Геофизического Центра данных в Boulder, электронный адрес (<ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/Solid Earth/Paleomag/access/ver3.5/access2000/PINT00.MDB>).

В целом IPD содержит 1692 определения для стабильного (не инверсионного) режима геомаг-

нитного поля в интервале времени 0-400 миллионов лет. Заметим, что в этой базе представлены вседоступные данные по вулканическим породам независимо от метода определения палеонапряженности F . Поскольку вопрос о надежности определений является ключевым при их использовании в геофизике, данные были подвергнуты селекции по следующим достаточно небрежительно выбранным критериям: отброшены нереально высокие величины виртуального дипольного момента $(VDM) > 16 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$; оставлены только определения, полученные методами Телье и Шоу или их модификациями; число образцов (n), использованных для получения F , должно быть не менее 3, при этом относительная ошибка $\Delta F/F$ не должна превышать 10%, где стандартное отклонение от

$$\text{среднего } \Delta F = s/\sqrt{n}, \text{ а } s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_{(i)} - \bar{x})^2} -$$

выборочное стандартное отклонение. В результате осталось около 400 определений, подавляющую часть которых составляют определения, сделанные по методике Телье.

Один из выводов работы [Perrin and Shcherbakov, 1997] состоял в том, что эволюция дипольного магнитного момента Земли M_E отнюдь не представляет собой монотонного возрастания (или убывания) M_E во времени, а состоит из последова-

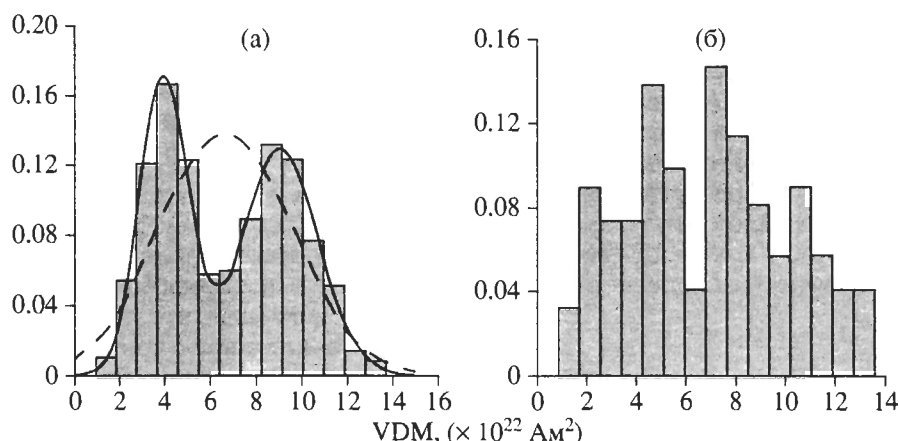


Рис. 1. Гистограммы распределения VDM для интервала 0–400 млн. лет: а – согласно определениям палеонапряженности модифицированной базы данных BOROKPINT.MDB, сплошной линией показан график гипотетической плотности распределения (1), пунктиром – график нормальной плотности распределения; б – по данным BOROKPINT.MDB, за исключением определений, полученных в Геофизической обсерватории “Борок”.

тельности периодов низкого и высокого полей, что подтверждает гипотезу о бимодальности распределения значений VDM для интервала 0–400 млн. лет [Солодовников, 1995]. Была подтверждена также и гипотеза о существовании в мезозое, в интервале 120–260 миллионов лет тому назад, длительного периода сравнительно низкой величины $M_E \approx M_0/2$ [Большаков, Солодовников, 1980; Prevot et al., 1990]. Здесь $M_0 \approx 8 \times 10^{22}$ Ам² – современное значение дипольного магнитного момента Земли.

Со времени создания IPD в литературе был опубликован ряд новых данных о палеонапряженности, учет которых может существенно дополнить и уточнить сложившуюся к настоящему времени картину, что и является основной целью предлагаемого исследования. Для этого IPD была пополнена новыми определениями палеонапряженности [Солодовников, 1998; 1999a; 1999b; 2000; 2001; Juarez et al., 1998; Riisager et al., 2000; Selkin and Tauxe, 2000; Cottrell and Tarduno, 2000; Zhu et al., 2000], что дает в сумме 1970 определений. Эта расширенная база данных получила название BOROKPINT.MDB и помещена нами для общего пользования на сайте Геофизической Обсерватории “Борок” (<http://www.brk.adm.yar.ru/pal-mag/index.html>).

Однако для фактического анализа ниже используются не все цитированные определения, а только наиболее надежные из них. Критерии отбора совпадают с критериями работы [Perrin and Shcherbakov, 1997], кроме одного: для увеличения надежности выводов были отброшены также определения, полученные методом Шоу, и оставлены лишь определения, полученные методом Телье или его модификациями. В результате осталось 620 определений VDM, из которых 219 значений – новые данные: 23 – из работ [Juarez et al., 1998; Riisager et al., 2000; Selkin, Tauxe, 2000; Cottrell and

Tarduno, 2000; Zhu et al., 2000], 196 – из работ [Солодовников, 1998; 1999a; 1999b; 2000; 2001]. Таким образом, наблюдается заметное увеличение мощности исследуемого массива по сравнению с предыдущим, что дает возможность получения более обоснованных заключений о справедливости той или иной гипотезы о характере распределения VDM в различные геологические периоды.

В частности, появилась возможность сопоставления данных по изверженным породам с аналогичными данными, полученными на осадках, где к настоящему моменту накоплен большой объем информации о временной эволюции величины M_E в поздне- и среднечетвертичном периодах по колонкам морских и озерных осадочных отложений возраста до 400 тысяч лет [Петрова, 1996; Lehman et al., 1996; Tauxe, Shackleton, 1994; Valet, Meynadier, 1993; Weeks et al., 1995; Yamazaki, Joka, 1994]. Разумеется, данные по осадочным породам дают информацию лишь об относительных величинах VDM; однако они могут быть конвертированы в абсолютные нормировкой по данным об M_E , полученным для голоцена на изверженных породах. Что же касается вулканических пород, то, с учетом новых данных, в интервале 0–400 тысяч лет имеется 108 определений палеонапряженности методом Телье, что, вообще говоря, достаточно для проведения простейших статистических оценок поведения VDM в этом временном интервале.

Гистограмма распределения величин VDM по всему массиву данных представлена на рис. 1а, где по оси ординат отложена относительная плотность $p'_i = n_i/nh$. Здесь n_i – наблюдаемая частота i -го интервала (число наблюдений, попавших в i -й интервал), n – общий объем выборки, h – величина разряда (интервала группировки), $h = x'_i - x'_{i-1}$,

x'_i, x'_{i-1} – границы разрядов. Очевидная ее бимодальность как раз и является основанием для предположения о существовании двух различных уровней палеонапряженности. Для проведения количественных оценок справедливости этой гипотезы предположим, что распределение VDM представляет собой наложение двух нормальных распределений, то есть его плотность вероятности подчиняется следующему выражению:

$$F(x, x_{01}, \sigma_1, x_{02}, \sigma_2, n_1) = \frac{1}{n} \left(\frac{n_1}{\sqrt{2\pi}\sigma_1} e^{-\frac{(x-x_{01})^2}{2\sigma_1^2}} + \frac{n_2}{\sqrt{2\pi}\sigma_2} e^{-\frac{(x-x_{02})^2}{2\sigma_2^2}} \right). \quad (1)$$

Здесь n_1 – объем выборки со средним значением x_{01} и дисперсией σ_1^2 , n_2 – объем выборки со средним значением x_{02} и дисперсией σ_2^2 , $n_1 + n_2 = n$. Оценим значимость этой гипотезы с помощью критерия хи-квадрат [Большев, Смирнов, 1983]. Для этого сгруппируем $n = 620$ наблюдений по $m = 14$ разрядам (интервалам группировки) с величиной разряда $h \approx 0.917$. В качестве первого приближения примем, что разряды с первого по шестой описывают первое слагаемое в правой части уравнения (1), а разряды 7–14 – второе слагаемое. Тогда получим следующие статистические оценки параметров распределения: $n_1 = 304$ (1–6 разряды), $n_2 = 316$ (7–14 разряды), $x_{01} \approx \bar{x}_1 = \frac{1}{n_1} \sum_{i=1}^{n_1} x_{(i)} = 4.079942$, $x_{02} \approx 9.218128$. Здесь $x_{(i)}$ – величина VDM из полученного вариационного ряда. Среднеквадратичные отклонения σ_1 и σ_2 с хорошей точностью аппроксимируются выборочными стандартными отклонениями $s_1 = 1.101349$ и $s_2 = 1.504091$, соответственно.

Выборочная статистика, или мера отклонения χ^2 эмпирических (наблюденных) частот от их средних значений определяется согласно формуле:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^m \frac{(n_i - np_i)^2}{np_i}, \quad (2)$$

где np_i – ожидаемая частота i -го интервала (или математическое ожидание наблюдаемой частоты), p_i – вероятности попадания случайной величины в каждый из разрядов:

$$p_i = \frac{1}{n} \int_{x'_{i-1}}^{x'_i} \left(\frac{n_1}{\sqrt{2\pi}\sigma_1} e^{-\frac{(x-x_{01})^2}{2\sigma_1^2}} + \frac{n_2}{\sqrt{2\pi}\sigma_2} e^{-\frac{(x-x_{02})^2}{2\sigma_2^2}} \right) dx. \quad (3)$$

Согласно критерию хи-квадрат, гипотезу следует отвергнуть, если полученное значение χ^2 превос-

ходит заранее заданное критическое значение $\chi(Q, k)$, где Q – уровень значимости, $k = (m - l - 1)$ – число степеней свободы, l – число независимых параметров теоретического распределения. В нашем случае $m = 14$, $l = 5$, соответственно, $k = 8$.

Далее, в соответствии с требованием минимума суммы квадратов (2), была проведена оптимизация гипотетической плотности распределения (1) по пяти независимым параметрам x_{01} , x_{02} , σ_1 , σ_2 , n_1 . (Напомним, что $n_2 = n - n_1$). При этом полученное выше первое приближение использовалось в качестве начального для минимизации выражения χ^2 как функции этих параметров. В результате оптимизации были получены следующие значения: $x_{01} \approx 4.03803$, $x_{02} \approx 9.09588$, $\sigma_1 \approx 1.09658$, $\sigma_2 \approx 1.65192$, $n_1 = 290$. Отсюда с помощью (2), (3) для исследуемой совокупности данных $\chi^2 = 2.83771$, что при $k = 8$ соответствует $Q = 90\%$, то есть результаты наблюдений не противоречат выдвинутой гипотезе о бимодальном распределении (1) с уровнем значимости 90%. Иными словами, вероятность принять эту гипотезу, когда она неверна, равняется 0.1.

Для объективности этих выводов была проведена проверка гипотезы о том, что распределение величины VDM является нормальным, характеризуемым средним значением x_0 и дисперсией σ (пунктирная кривая на рис. 1а), а видимая двугорбость гистограммы является лишь делом случая. Для полной совокупности данных $n = 620$ имеем $x_0 = 6.6988$ и $\sigma = 2.8897$, откуда $\chi^2 = 160.3$. Столь высокое значение χ^2 соответствует исчезающе малому уровню значимости $Q \sim 10^{-13}\%$. Таким образом, вероятность того, что бимодальность распределения VDM обусловлена стечением обстоятельств, следует полностью отвергнуть.

Остановимся еще на одной проблеме. Большинство отобранных данных состоит из 476 Телье определений, полученных в Геофизической Обсерватории “Борок” Большаковым и Солодовниковым (библиографию этих работ можно найти в BOROKPINT.MDB). Если же вычленить их данные, то мы получим весьма неоформленную, изрезанную гистограмму VDM (рис. 1б) для оставшихся 144 определений, что само по себе говорит о недостаточной статистике. Тем не менее, мы попытались с помощью хи-квадрат критерия оценить вероятность того, что этот ограниченный массив данных описывается нормальным распределением. Расчеты, проведенные по вышеописанной схеме, показали, что такая вероятность не превышает 1%. Попытка представить “урезанные” данные как наложение двух нормальных распределений также не привела к успеху – вероятность справедливости этой гипотезы оказалась равной 10%. Конечно, отсутствие согласия между данными борковской группы и остальными данными в столь важном вопросе, как характер рас-

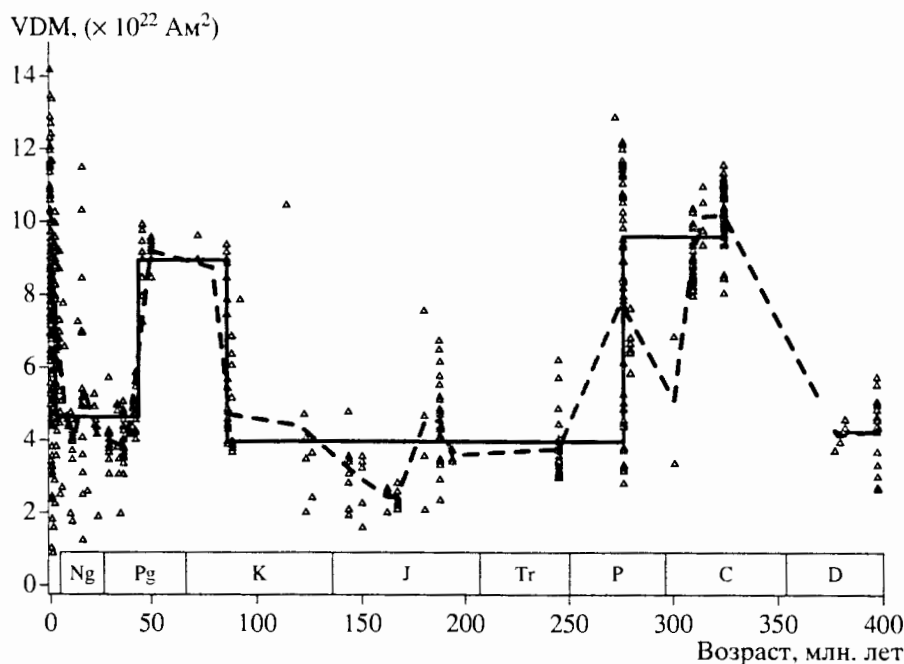


Рис. 2. Изменение VDM в интервале 0–400 млн. лет по 620 данным BOROKPINT.MDB. Штриховая линия на этом рисунке соответствует усредненным данным с окном усреднения 5 миллионов лет.

пределения палеонапряженности в значительной части фанерозоя, может настораживать, но в пользу справедливости выводов, полученных по полному массиву данных, говорят следующие доводы. Во-первых, каждое отдельное определение Большакова и Солодовникова сделано на базе большого количества индивидуальных определений на десятках образцов, что выгодно отличает эти работы от остальных. Во-вторых, подавляющая часть их определений выполнена на наиболее надежных в палеомагнитном отношении объектах — обожженных контактах и обжигающих лавах, что также является уникальной особенностью этих исследований.

Общая картина поведения палеонапряженности в интервале времени $t = 0$ –400 млн. лет представлена на рис. 2. Напомним, что для селективных данных их относительная ошибка не превышает 10%, поэтому ее величина не указана на диаграмме, чтобы не загромождать рисунок. Как видно из этого рисунка, основные выводы работы [Perrin and Shcherbakov, 1997] сохраняются и для расширенной базы данных, но вместе с тем большее наполнение BOROKPINT.MDB позволяет сделать новые заключения.

Как и следовало ожидать, плио-плейстоцен наиболее насыщен материалом, при этом интервал 0–2.6 млн. лет имеет в среднем высокий уровень палеонапряженности $(7.79 \pm 0.18) \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ (рис. 3а). С увеличением возраста пород, при $t \approx 2.6$ млн. лет VDM резко понижается: согласно Солодовникову [1999], в верхнем плиocene проис-

ходит переход с низкого на высокий уровень величины VDM. (Любопытно, что этот переход по времени близок к инверсии Гаусс–Матуяма.) Отметим, что период пониженного поля в кайнозое достаточно плотно покрывается 110 данными, из которых 35 принадлежат зарубежным авторам, что дает возможность с уверенностью утверждать реальность понижения поля в неогене–палеогене. Третий подобный период намечается в раннем карбоне–девоне, но для обоснованности этого заключения мы пока не располагаем достаточным количеством данных. Что же касается периода пониженного поля в мезозое, то его границы теперь могут быть отождествлены с интервалом 86–276.5 млн. лет.

Для лучшей визуализации временных интервалов повышенного и пониженного уровней по ним было проведено усреднение величин VDM (сплошная ступенчатая линия на рис. 2). Вертикальные отрезки этой линии отвечают зонам перехода с высокого на низкий уровень и наоборот. Детали этих переходов не видны на рисунке 2 ввиду несоответствия временных масштабов, подробное их описание можно найти в работах [Солодовников, 1992, 1998, 1999, 2000, 2001]. Для того, чтобы (по возможности) избежать произвола, критериями разбиения на интервалы были минимально возможная дисперсия σ^2 распределения VDM и отсутствие двугорбости гистограмм VDM для каждого из анализируемых периодов (рис. 3). В результате получена серия интервалов повышенных (близких к современному) и пониженных значений VDM

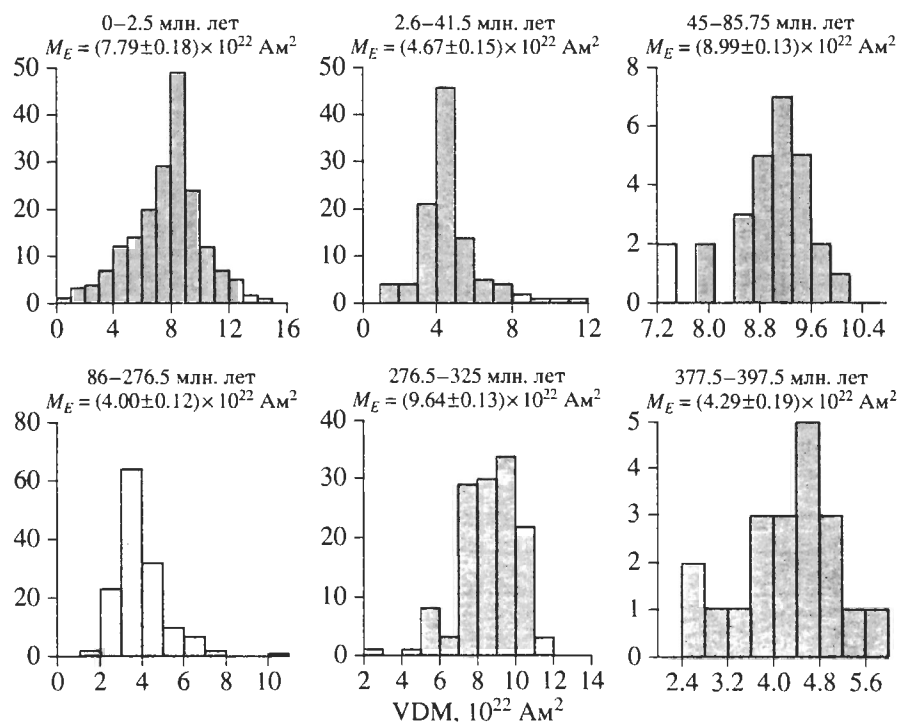


Рис. 3. Гистограммы распределения VDM для интервалов повышенных и пониженных значений VDM.

(рис. 3). Что касается данных на стыке интервалов, то отнесение их к правому или левому интервалу производилось либо в соответствии с их декларируемым возрастом (когда это было возможно), либо по стратиграфическому залеганию, если возраст пород формально был одинаков.

Любопытно, что общая длительность пониженных значений VDM (≈ 230 млн. лет) в 2.5 раза превышает общую длительность повышенных значений (≈ 90 млн. лет). При этом средняя величина VDM для периодов низкого поля составляет $(4.29 \pm 0.1) \times 10^{22} \text{ Am}^2$, то есть около 0.5 от его современного значения. Соответственно, для периодов высокого поля в среднем $M_E \approx (8.59 \pm 0.12) \times 10^{22} \text{ Am}^2$, что очень близко к современной величине геомагнитного диполя.

Осторожности ради следует сказать, что, несмотря на хорошее разделение данных на периоды повышенного и пониженного уровней, не стоит все же абсолютизировать этот результат. Дело в том, что внутри любого из этих периодов (кроме разве плиоплейстоцена) существуют интервалы времени длиной в миллионы и даже десятки миллионов лет при полном отсутствии данных. Эти пробелы достаточно длинны даже по геологическим масштабам времени, чтобы с равной вероятностью соответствовать как повышенному, так и пониженному уровню поля. По этой причине нельзя с уверенностью говорить, например, о повышенном поле во всем интервале 45–86 млн. лет, поскольку внутри этого интервала существу-

ют лишь два определения [Juares et al., 1998; Selkin, Tauxe, 2000] (хотя оба они и обладают высокой степенью надежности, поскольку получены на образцах из верхнего слоя пиллоу-лав). В качестве другого примера остановимся на значении $VDM \approx 10.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, полученном для лавы возраста 113–115 млн. лет Cottrell and Tarduno [2000]. Это определение следует признать достаточно надежным, хотя и оно заметно выпадает из общей массы данных для мезозоя, согласно которым в интервале 86–276.5 млн. лет $VDM \approx (4.00 \pm 0.12) \times 10^{22} \text{ Am}^2$ (рис. 3). В этом случае эксперименты Телье проводились не на целых образцах, а на отдельных мелких зернах плагиоклаза размером 0.5–2 мм, содержащих, в свою очередь, внедрения одно- и псевдооднодоменных зерен титаномагнетита размером 100–350 нм и температурой Кюри до 450°C . Как показали специальные эксперименты, подобное расположение магнитных частиц внутри кристалла эффективно защищает их от химических изменений, зачастую имеющих место при проведении нагревов по методике Телье, что и является основной причиной непригодности большинства образцов для определения палеонапряженности. Возможно, что высокое значение VDM для среднего мела, полученное Cottrell and Tarduno [2000], как раз и является свидетельством того, что внутри периодов длительного преобладания пониженного поля могут существовать и более короткие интервалы повышенного поля (и наоборот).

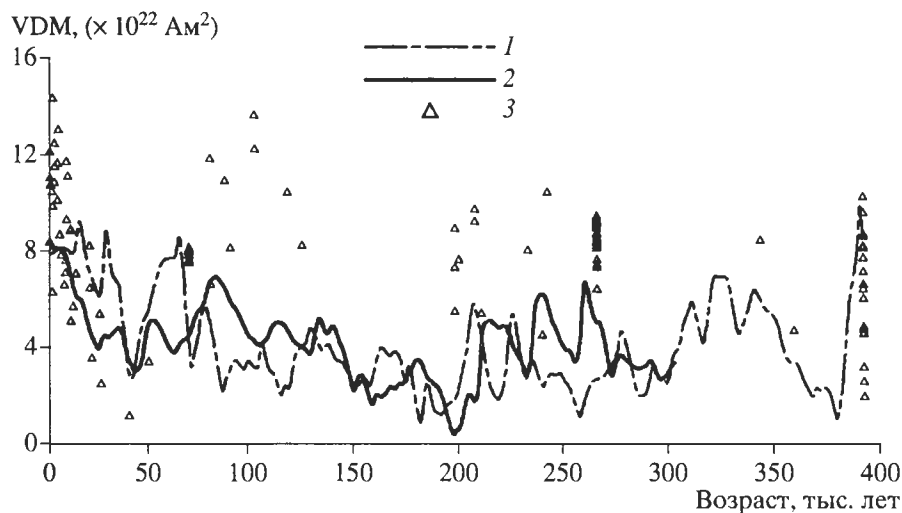


Рис. 4. Изменение VDM в интервале 0–400 тыс. лет по данным: 1 – [Valet, Meynadier, 1993]; 2 – [Tauxe, Shackleton, 1994]; 3 – по данным, полученным методом Телье (104 определения).

В этой связи следует заметить, что в окрестности обеих границ принятого здесь интервала пониженного поля в мезозое 86–276.5 млн. лет Телье-определения палеонапряженности практически отсутствуют (рис. 2), поэтому с уверенностью можно утверждать лишь о низком палеополе в интервале 122–180 млн. лет, где плотность данных достаточно велика, к тому же низкие значения VDM здесь подтверждаются и данными зарубежных авторов [Selkin and Tauxe, 2000; Kostrov et al., 1997].

Перейдем теперь к сравнению данных, полученных на молодых изверженных и осадочных породах возраста до 400 тысяч лет. Петрова [2000] привела ряд вариационных кривых $M_E(t)$, где t – время, полученное разными авторами по колонкам морских и озерных осадков. Два примера таких кривых воспроизведены на рис. 4, из которого явствует, что сопоставление данных по изверженным и осадочным породам приводит к противоречивым выводам. С одной стороны, наиболее молодые породы возраста до 50 тыс. лет демонстрируют хорошее согласие между поведением $M_E(t)$ для изверженных и осадочных пород: в обоих случаях VDM монотонно падает при удалении от настоящего момента, достигая минимума $M_E \approx (1/3)M_0$ при $t \approx 45$ тыс. лет. Однако далее, в районе 70–100 тыс. лет, изверженные породы демонстрируют отчетливый подъем к высоким значениям $M_E \approx M_0$, в то время как подобная тенденция видна лишь на некоторых вариационных кривых $M_E(t)$, например, на кривой 1 на рис. 4. При дальнейшем движении в прошлое, в интервале 90–400 тыс. лет, величины VDM, полученные методом Телье, существенно превышают аналогичные величины, полученные по любым вариационным кривым $M_E(t)$, приведенным в работе [Петрова, 2000].

Для проверки статистической значимости этого расхождения мы прибегли к простому численному эксперименту. Во временном интервале 70–400 тыс. лет имеется 73 определения палеонапряженности по методу Телье, поэтому, исходя из предположения о независимости и равноправности совокупностей исследуемых данных, такое же число определений было отобрано нами с помощью генератора псевдослучайных чисел из вариационных кривых $M_E(t)$, приведенных в работе [Петрова, 2000].

Для проверки статистической значимости этого расхождения мы прибегли к простому численному эксперименту. Во временном интервале 70–400 тыс. лет имеется 73 определения палеонапряженности по методу Телье, поэтому, исходя из предположения о независимости и равноправности совокупностей исследуемых данных, такое же число определений было отобрано нами с помощью генератора псевдослучайных чисел из вариационных кривых $M_E(t)$, приведенных в работе [Петрова, 2000].

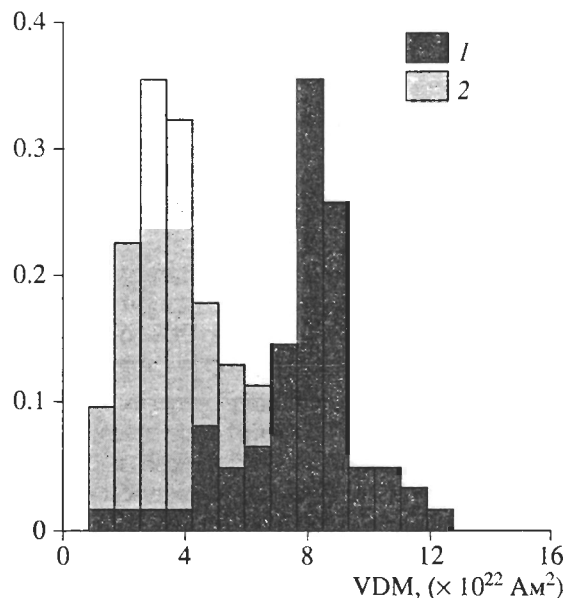


Рис. 5. Гистограмма распределения VDM для интервала 70–400 тыс. лет: 1 – по данным, полученным методом Телье (73 определения); 2 – полученным путем случайной выборки из кривой 1 на рис. 4.

ационных кривых. В качестве примера была взята вариационная кривая из работы [Valet, Meunadier, 1993]. На рис. 5 представлена комбинированная гистограмма распределения VDM для интервала 70–400 тыс. лет, включающая оба ряда данных. Естественно, что, ввиду отмеченного выше различия средних величин VDM по изверженным и осадочным породам, эта гистограмма является бимодальной. При этом средние величины VDM составляют $M_E = (7.84 \pm 0.73) \times 10^{22}$ Ам² (Телье), $M_E = (3.4 \pm 0.44) \times 10^{22}$ Ам² (осадки) при дисперсиях $\sigma^2 = 4.312$ и $\sigma^2 = 1.563$ соответственно. Для большей надежности наших умозаключений здесь члены типа (± 0.73) представляют собой ошибки определения средних величин, найденных по правилу “трех сигм”. Это значит, что возможные интервалы средних значений определены с вероятностью 0.99. Поскольку эти интервалы с очевидностью не перекрываются, постольку мы вынуждены заключить, что расхождения между данными по Телье и по морским и озерным осадкам статистически значимы.

Вопрос о природе этого расхождения лежит вне рамок настоящей работы. Заметим только, что он представляет собой серьезную проблему для палеомагнетизма (а может быть, и петромагнетизма), поскольку данные как по осадкам, так и по изверженным породам получены в различных районах земного шара и имеют глобальное представительство в исследуемом интервале времени. Следовательно, противоречие между результатами определения палеонапряженности по вулканическим и осадочным породам нельзя списать за счет региональных аномалий или субъективности подхода того или иного автора.

ВЫВОДЫ

1. Создана расширенная база мировых данных по палеонапряженности за последние 400 млн. лет, включающая в себя почти 2000 определений, из которых более 600 – определения, полученные методом Телье.

2. Распределение величины дипольного магнитного момента Земли за этот период является бимодальным и с вероятностью 90% описывается суммой двух нормальных распределений.

3. Бимодальность отражает существование двух уровней генерации геомагнитного поля – трех с высокой напряженностью (близкой к современной) и трех с низкой, которая в среднем в два раза ниже современной.

4. Показано, что в интервале 70–400 тыс. лет величины VDM, полученные методом Телье, более чем в два раза превышают аналогичные величины, полученные по осадкам.

Работа выполнена при поддержке INTAS, грант 99-0348, и РФФИ, грант 99-05-64879.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большаков А.С., Солодовников Г.М. Палеомагнитные данные о напряженности магнитного поля Земли // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1980. № 8. С. 87–100.
- Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики // М.: Наука. 1983. 416 с.
- Петрова Г.Н. Изменение магнитного момента Земли за последние 340 тыс. лет // Физика Земли. 1996. № 10. С. 48–54.
- Петрова Г.Н. Планетарные черты изменения палеонапряженности за последние 300 тысяч лет // Физика Земли. 2000. № 5. С. 3–10.
- Солодовников Г.М. Палеонапряженность геомагнитного поля в низах ранней перми // Физика Земли. 1992. № 8. С. 100–105.
- Солодовников Г.М. Данные о напряженности магнитного поля Земли в интервале 80–320 млн. лет и их интерпретация // Физика Земли. 1995. № 5. С. 38–42.
- Солодовников Г.М. Напряженность магнитного поля в эоцене // Физика Земли. 1998. № 10. С. 84–88.
- Солодовников Г.М. Палеонапряженность геомагнитного поля, определенная на породах олигоценевого и миоценового возраста // Физика Земли. 1999. № 4. С. 85–90.
- Солодовников Г.М. Напряженность магнитного поля Земли в плиоцене // Физика Земли. 1999. № 10. С. 84–89.
- Солодовников Г.М. Палеонапряженность геомагнитного поля в плейстоцене, определенная на эффузивных породах Армении // Физика Земли. 2000. № 6. С. 35–44.
- Солодовников Г.М. Определения напряженности магнитного поля Земли в сантон-коньяке верхнего мела, полученные на эффузивном разрезе Азербайджана // Физика Земли. 2001. № 7. С. 78–85.
- Cottrell R.D. and Tarduno J.A. In search of high-fidelity geomagnetic paleointensities: A comparison of single plagioclase crystal and whole rock Thellier-Thellier analyses // J. Geophys. Res. V. 105. N. B10. P. 23579–23594.
- Juarez M.T., Tauxe L., Gee J.S., Pick T. The intensity of the Earth's magnetic field over the past 160 million years // Nature. 1998. V. 394. P. 878–881.
- Kosterov A.A., Prevot M., Perrin M., Shashkanov V.A. Paleointensity of the Earth's magnetic field in Jurassic: new results from a Thellier study of the Lesotho Basalt, southern Africa // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 859–872.
- Lehman B., Lay C., Kissel C. et al. Relative changes of the geomagnetic field intensity during the last 280000 years, obtained from piston cores in the Azores Area // PEPI. 1996. V. 93. P. 269–284.
- 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. V. 49. P. 601–614.
- Perrin M., Schnepf E., Shcherbakov V.P. Paleointensity Database updated // EOS. 79. 198. 1998.
- Prevot M., Derder M., McWilliams M. and Thompson J. Intensity of the Earth's magnetic field: Evidence for a Mesozoic dipole low // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 97. P. 129–139.
- Riisager J., Perrin M., Riisager P., Ruffet G. Paleomagnetism, paleointensity and geochronology of Miocene basalts and baked sediments from Velay Oriental, French Mas-