

УДК 551.465

ЭВОЛЮЦИЯ ВИРТУАЛЬНОГО ДИПОЛЬНОГО МОМЕНТА В ПАЛЕОАРХЕЕ–ФАНЕРОЗОЕ

© 2015 г. А. А. Шрейдер¹, Ал. А. Шрейдер², П. Варга³, К. Денис⁴¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия²ООО НИИГазэкономика, Москва, Россия

e-mail: aschr@ocean.ru

³Сейсмологическая обсерватория Института геодезии и геофизики ВАН Будапешт, Венгрия⁴Институт астрофизики Льежского университета Льеж, Бельгия

Поступила в редакцию 15.03.2013 г., после доработки 08.10.2013 г.

В рамках концепции дипольности земного магнитного поля данные интернационального банка цифровой информации о распределении во времени величины виртуального дипольного момента, дополненные данными более поздних исследований (всего 7082 значения), послужили основой исследования поведения виртуального дипольного момента (ВДМ) в палеоархейское–фанерозойское время. Поведение ВДМ характеризуется наличием положительного линейного тренда с величины 4.1×10^{22} Ам² (3.5 млрд. лет назад) до 5.5×10^{22} Ам² в настоящее время. На фоне линейного возрастания поля фиксируются неравномерно распределенные по времени ундуляции ВДМ, варьирующие по амплитуде от 1.7 до 3.7×10^{22} Ам² с длиной волны, меняющейся от 220 до 920 млн. лет. Средняя длина волны таких ундуляций оценивается в 570 млн. лет, что по порядку величины приближается к периоду вилсоновской геологической цикличности. Впервые выявлена относительно спокойная область ВДМ 4.7 – 4.9×10^{22} Ам² в интервале 0.84–1.3 млрд. лет. Впервые выявленный глубокий минимум, описываемый 10 точками, с экстремумом 2.3×10^{22} Ам² (2.15 млрд. лет назад), связан с завершением образования основной геометрии ядра планеты и инициализацией формирования дипольного поля современного типа.

DOI: 10.7868/S0030157415020173

1. ВВЕДЕНИЕ

Земля имеет магнитное поле около 3.5 млрд. лет. В рамках концепции дипольного магнитного поля основной характеристикой поведения земного магнитного поля во времени является распределение значений виртуального дипольного момента ВДМ ($VDM \times 10^{22}$ Ам²), который рассматривается как дипольный момент эквивалентного геоцентрического диполя, продуцирующего известную величину и наклонение вектора древнего дипольного поля [50] в определенный момент в прошлом. Носителями результатов работы магнитного геодинамо в истории Земли являются величины виртуального дипольного момента, эксгумированные в процессе изучения геомагнетизма пород Земли.

В работах Е. Телье и О. Телье был предложен метод определения склонения, наклонения и величины напряженности геомагнитного поля путем сравнения поведения естественной и искусственной остаточной намагниченности при нагреве и охлаждении на одном и том же образце [5]. О. Телье и Е. Телье разработали методы восстановления ориентации при отборе образцов в поле, кроме того в лаборатории Телье был создан прибор индукционного типа для измерения остаточной намагниченности образцов произвольной формы.

Исследованиями методом Телье [5] и развивающимися его методиками [24, 48 и др.] были получены данные о распределении дипольной составляющей земного магнитного поля во времени, которые свидетельствуют о существенных ее вариациях в протерозое–фанерозое [10–17, 25, 26, 42, 47, 54–56, 58–63, 67–70 и др.]. Значительный разброс индивидуальных данных ВДМ до недавнего времени позволял наметить какие-либо закономерности лишь на качественном уровне. В ряду прочих изложенных в литературе способов представления результатов исследований в работе [11] был предложен общий методический подход к обработке данных ВДМ и продемонстрированы результаты его применения для анализа ВДМ в интервале 0–160 млн. лет [11], 0–400 млн. лет [12], а затем и для всего фанерозоя (0–541 млн. лет) [13] и далее для интервала 0–2.5 млрд. лет [14]. Приложение сформулированного в [11] и развитого в [12–14], количественного подхода к анализу таких данных для палеоархея – фанерозоя (0–3500 млн. лет) составляет предмет настоящей работы. Все расчеты проводятся в рамках предположения, что геомагнитное поле может быть аппроксимировано полем осесимметричного диполя. Вместе с тем отметим, что в ряде работ представление о дипольности магнитного поля в истории Земли для того или иного момента в

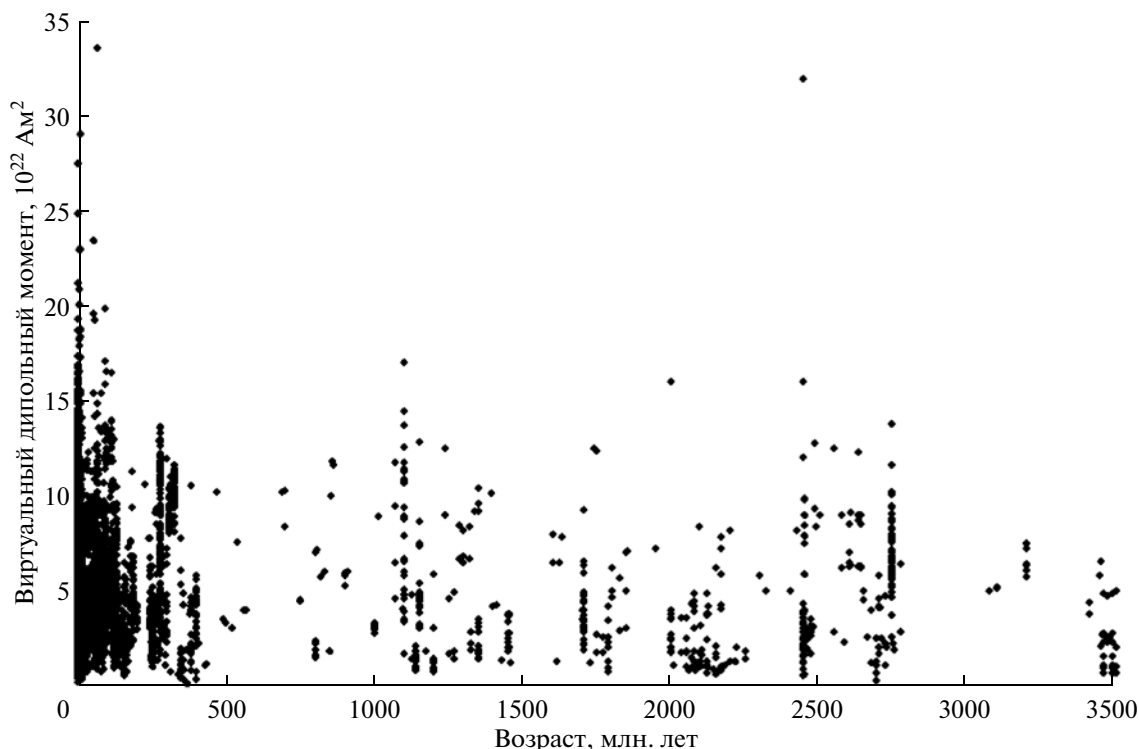


Рис. 1. Распределение во времени величин виртуального дипольного момента (10^{22} Ам^2).

прошлом подвергается сомнениям (например [16 и др.]).

2. ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Для анализа изменения ВДМ во времени в последние десятилетия была собрана интернациональная база данных – IAGA PALEOINTENSITY DATABASE, которая доступна на сайте Геофизического центра в г. Боулдер (Колорадо, США) [32, 43]. База в последние годы была обновлена [19, 20] и на середину 2013 г. для фанерозоя–палеоархея, нижняя граница которого определена как 3600 млн. лет [29, 41], составляет несколько тысяч значений ВДМ по более чем 290 литературным источникам [20]. Эта интернациональная база данных с учетом дополнительных сведений из базы данных обсерватории Борок [23] и дополненная нами результатами исследований [18, 21, 22, 27, 28, 31, 34, 37–39, 40, 44–46, 49, 51–53, 55, 57, 64–66] послужила основой этой работы. Используемая в работе обновленная база на середину 2013 г. включает в себя 7082 значения ВДМ и соответствующие им определения абсолютного возраста.

Литературные источники свидетельствуют о том, что на качественном уровне величина напряженности земного магнитного диполя не оставалась постоянной во времени. В то же время количественный анализ качественных закономерностей затруднялся значительным разбросом реальных

индивидуальных значений виртуального дипольного момента ВДМ (рис. 1).

Многочисленные опробования различных методов, изложенные в литературе [34, 37, 38, 56 и др.], не создавали возможность уверенного представления закономерностей изменения ВДМ. В то же время, среди прочих интерпретационных подходов предложенный в работе [11] метод скользящего среднего позволяет в значительной степени сгладить спонтанные флуктуации используемых данных. Многочисленные оценки [11–14], проведенные нами, показали, что наиболее оптимальным окном осреднения имеющихся данных для фанерозоя может служить интервал в 10 млн. лет, а оптимальный шаг скользящего окна и шаг скользящего окна неприемлемы для архейского–протерозойского времени. В его пределах количество расчетных точек оказывается существенно меньше и требует укрупнения размера окна осреднения. Оценки показали, что в качестве оптимального окна осреднения может быть выбран интервал в 200 млн. лет, а оптимальный шаг скользящего окна будет при этом составлять 100 млн. лет. Этот же интервал оказался оптимальным и для палеоархея и был выбран в качестве рабочего для настоящего исследования (рис. 2).

В целом, в палеоархейское–фанерозойское время максимальное количество точек, использованных нами в настоящем анализе, приходится на интервалы 0–0.2 млрд. лет (5976 точек), 0.1–

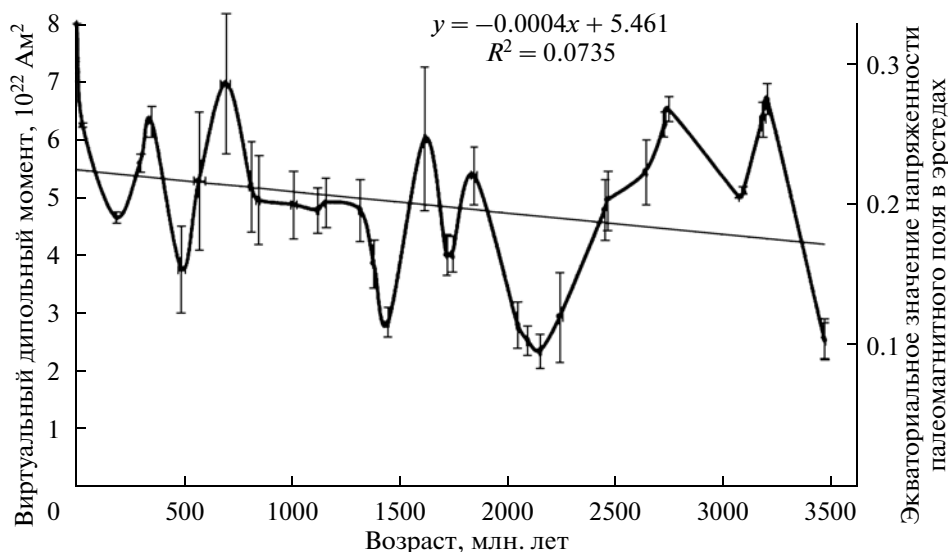


Рис. 2. Распределение средних величин виртуального дипольного момента (10^{22} Ам^2) в интервале 0–3500 млн. лет. Значения вычислены методом скользящего среднего в окне 200 млн. лет с шагом в 100 млн. лет. Показана линейная аппроксимации значений, отражающая рост величины дипольной составляющей магнитного поля Земли в сторону современности. Правая вертикальная ось показывает пересчет величин ВДМ в экваториальную напряженность палеомагнитного поля в эрстедах. Вертикальные и горизонтальные бары показывают стандартные ошибки среднего в каждом из окон расчета.

0.3 млрд. лет (888 точек), 0.2–0.4 млрд. лет (486 точек), 0.3–0.5 млрд. лет (191 точка), 1.0–1.2 млрд. лет (93 точки), 2.6–2.8 млрд. лет (159 точек), 2.7–2.9 млрд. лет (128 точек). В остальных интервалах количество точек не превосходит 85. При этом менее 10 точек приходится на интервалы 0.5–0.7, 0.6–0.8, 1.5–1.7, 3.0–3.2, 3.1–3.3, 3.2–3.4 млрд. лет, а в интервале 2.8–3.0 млрд. лет данные вообще отсутствуют (рис. 3).

Во всех случаях при расчетах и построениях графического материала во внимание принимались средние величины ВДМ и их стандартные ошибки в интервале осреднения. Эти величины соотносились с соответствующими значениями

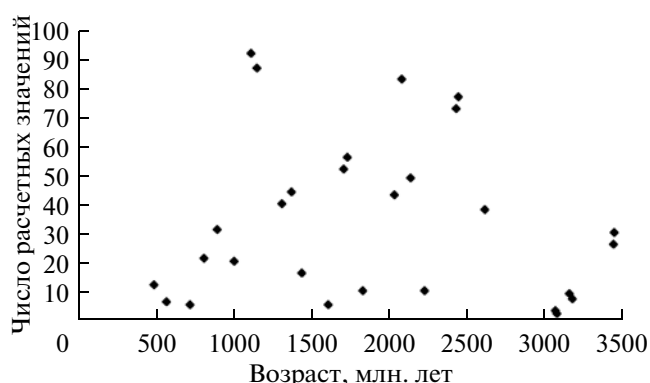


Рис. 3. Число расчетных значений в каждом из окон, исключая окна с количеством точек более сотни: 0–0.2 млрд. лет (5976 точек), 0.1–0.3 млрд. лет (888 точек), 0.2–0.4 млрд. лет (486 точек), 0.3–0.5 млрд. лет (189 точек), 2.6–2.8 млрд. лет (158 точек), 2.7–2.9 млрд. лет (127 точек).

для возраста, определенными в тех же интервалах осреднения. Мода распределения стандартных ошибок среднего значения возраста в каждом окне составляет 6–7 млн. лет. Имеются три значения, превосходящих 15 млн. лет в интервале 0.4–0.6, 0.5–0.7 и 0.6–0.8 млрд. лет. Мода распределения разброса стандартных ошибок среднего ВДМ в каждом окне составляет $0.5\text{--}0.6 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ млн. лет. При этом имеются два значения, превосходящие $1 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ в интервале 0.5–0.7 и 0.6–0.8 млрд. лет.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

На рис. 2 представлено распределение средних значений ВДМ для интервала 0–3.5 млрд. лет в окне 200 млн. лет со сдвигом 100 млн. лет, а также в график включено современное значение ВДМ ($8 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$). По горизонтальной оси отложены возрасты, которые соответствуют средним величинам возрастов в млн. лет в окне осреднения. По вертикальной оси отложены значения виртуального магнитного момента, которые соответствуют средним величинам ВДМ $\times 10^{22} \text{ Ам}^2$ в окне осреднения. Вертикальными и горизонтальными барами обозначены стандартные ошибки соответствующего среднего.

График свидетельствует, что виртуальный дипольный момент, современное значение которого составляет $8 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ [11, 33, 47 и др.], во времени не оставался постоянным за последние 3.5 млрд. лет. Осредненные величины ВДМ достигают максимальных значений $6.9 \pm 1.2 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ 0.7 \pm 0.03 млрд. лет назад, а минимальных значе-

ний — $2.3 \pm 0.3 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ 2.15 ± 0.005 млрд. лет назад. В целом, распределение ВДМ характеризуются наличием положительного линейного тренда с величины $4.1 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ 3.5 млрд. лет назад до $5.5 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ в настоящее время. Сразу отметим, что далее в фигурных скобках указываются значения возраста границ подразделений геохронологической шкалы по данным наиболее современной ее версии [29].

На рис. 2 видно, что кривая ВДМ флуктуирует во времени. Если рассмотреть расстояние в млн. лет между экстремумами (как отрицательными так и положительными), то можно зафиксировать по 5 флуктуаций.

В архе при этом фиксируется локальный максимум с экстремумом 3200 млн. лет, что совпадает с границей между палеоархеем и мезоархеем, с абсолютной величиной до $6.7 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ при магнитуде более $1.5 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ и длине волны, превышающей 390 млн. лет. Локальный максимум сложной конфигурации центрируется на 2740 млн. лет в области границы между метанским (Methanian) и сидерийским (Siderian) периодами (2630 млн. лет) с абсолютной величиной до $6.5 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ при магнитуде около $2.8 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ и длине волны 920 млн. лет.

В протерозое экстремальные значения максимумов приходятся на 1840 млн. лет, что близко к границе (1800 млн. лет) между оросирийским (Orosirian) и статерийским (Statherian) периодами с абсолютной величиной до $5.4 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ при магнитуде около $2.2 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ и длине волны 430 млн. лет. Еще одно экстремальное значение максимума приходится на 1613 млн. лет, что близко к границе между статерийским (Statherian) и калумийским (Calymmian) периодами (1600 млн. лет) с абсолютной величиной до $6 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ при магнитуде около $2.6 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ и длине волны 270 млн. лет. Максимум с экстремумом на 693 млн. лет близок к границе между криогением и эдиакарием (635 млн. лет) с абсолютной величиной $7 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ при магнитуде $3.7 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ и длине волны 957 млн. лет.

В палеозое максимум на 346 млн. лет приходится на границу между турнейским и визейским веками нижнего мела (346.7 млн. лет) с абсолютной величиной $6.3 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ при магнитуде $2.1 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ и длине волны 305 млн. лет.

Между рассмотренными максимумами располагаются минимумы ВДМ. Наиболее ранний из них отмечен в мезоархее и приходится на 3.07 млрд. лет, что близко к границе между ваалбаранским (Vaalbaran) и понголийским (Pongolan) периодами (3.02 млн. лет) с абсолютной величиной $5 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ при магнитуде $1.6 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ и длине волны 459 млн. лет.

В палеопротерозое минимум с экстремумом на 2148 млн. лет близок к границе между рясинским (Rhyasian) и оросирийским (Orosirian) периодами (2050 млн. лет) с абсолютной величиной

$2.3 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ при магнитуде $3.6 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ и длине волны 900 млн. лет.

Минимум с экстремумом на 1714 млн. лет с абсолютной величиной $4 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ при магнитуде $1.7 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ и длине волны 226 млн. лет не находит своего соответствия границам в геохронологической шкале [29, 41]. Вместе с тем он является близким по времени к границе на 1650 млн. лет между карельским и рифейским периодами в рамках геохронологической шкалы из работы [4].

В мезопротерозое сложно построенный минимум с экстремумом на 1444 млн. лет близок к границе между калумианским (Calymmian) и эктазианским (Ectasian) периодами (1400 млн. лет) с абсолютной величиной $2.8 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ при магнитуде $3.7 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ и длине волны 920 млн. лет.

В палеозое минимум на 486 млн. лет близок к границе между ордовикским и силурийским периодами (485 млн. лет) с абсолютной величиной $3.8 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ при магнитуде $2.8 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ и длине волны 347 млн. лет.

В мезозое минимум на 181 млн. лет близок к границе между тоарским веком нижней юры и ааленским веком средней юры (174.1 млн. лет) с абсолютной величиной $4.7 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ при магнитуде более $2.7 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ и длине волны превышающей 346 млн. лет. Начиная с этого возраста, величина ВДМ претерпевает рост в сторону современности.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты расчетов значений ВДМ, полученных методом скользящего среднего, свидетельствуют о том, что их распределение во времени не хаотично и демонстрирует линейное возрастание средних величин ВДМ за последние 3.5 млрд. лет на 30% в сторону современности с декрементом $0.0004 \times 10^{22} \text{ Ам}^2/\text{млн. лет}$. На фоне линейного возрастания фиксируется неравномерно распределенные по времени аperiodические флуктуации ВДМ, варьирующие по величине магнитуды от 1.6 до $3.6 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ с длиной волны (расстояние между соседними одноименными экстремумами) меняющейся от 226 до 957 млн. лет и в этом смысле в значительной степени обладающие нерегулярностью. По длине волны флуктуации распадаются на две группы. В первую входят четыре сложно построенные флуктуации с длиной волны 900—957 млн. лет. Другие шесть составляют вторую группу с длиной волны 226—460 млн. лет. Для второй группы средняя величина длины волны составляет 341 ± 38 млн. лет, в то время как с учетом остальных флуктуаций (всего 10 определенных) средняя длина волны возрастает до 574 ± 98 млн. лет. По порядку величины средняя длина волны этих ундуляций соответствует продолжительности периодов вилсоновской геологической цикличности, названной в честь канадского геофизика Дж.Т. Вилсона, впервые их уста-

новившего на примере повторного закрытия и раскрытия Атлантики [6].

Вилсоновская цикличность описывает периодическое становление и распад Пангей во взаимосвязи с изменением режима конвекции в мантии. Такая крупная мегацикличность имеет период 395 (400) млн. лет [1] или даже 400–500 млн. лет [9]. Поскольку распад Пангеи означает одновременно раскрытие вторичных океанов – Атлантического, Индийского, Арктического, Средиземноморского и их предшественников, а возрождение единого материка – закрытие этих океанов и соответственно расширение первичного океана с его превращением в Панталассу, эти мегациклы можно отождествить с переходами [9] между двух- или многоячейковой структурой мантийной конвекции и одноячейковой. Отметим, что по времени (которое варьирует в различных исследованиях) [4, 7–9 и др.], существование Мегагеи (Пангея 1) и Пангеи соотносится с максимумами ВДМ, центрирующимися на 1613 и 350 млн. лет назад, соответственно. В то же время существование Протогеи (Пангея 0) и Прогеи соотносится с минимумами ВДМ, центрирующимися на 3.07 и 2.15 млрд. лет назад соответственно (впрочем, как и существование Археогей, соответствующее минимальным значениям ВДМ во время старше 3.4 млрд. лет назад).

Сопоставления возраста экстремумов ВДМ и ближайших к ним границ геологических периодов по геохронологической шкале [29] показали, что превышения по возрасту первых над вторыми изменялись от 0 до 114 млн. лет при средней величине 44 ± 12 млн. лет по 12 определениям. Тем самым экстремальные значения ВДМ достигаются, в целом, ранее различного рода биотических катастроф, фиксируемых сменой подразделений в геохронологической шкале.

Одной из важнейших особенностей распределения ВДМ во времени является установление минимума его значений, центрирующегося на возраст 2150 млн. лет назад. В рамках выяснения физической природы его существования необходимо отметить, что геодинамический режим раннего и среднего архея скорее всего определялся плюмтектоникой (и/или тектоникой малых плит) с наличием струй конвектирующей мантии [8 и др.].

Первоначально магнитное поле возникло, видимо, с появлением этих мантийных струй и интенсивность поля росла с увеличением массы конвектирующей мантии, сопровождавшимся обособлением жидкого ядра, в котором пока отсутствовала твердая сердцевина – внутреннее ядро. Вероятно, магнитное поле тогда было по природе мультипольным или тороидальным [2–4 и др.].

Но по мере выделения жидкого ядра мультипольно-тороидальная природа его деградировала в течение 600 (или даже более) млн. лет, в основном в интервале 2.75–2.15 млрд. лет назад, что со-

провождалось уменьшением напряженности поля, осредненное значение которого (в рамках аппроксимации его полем гипотетического диполя) в конце этого интервала достигло своего абсолютного минимума в истории Земли 2.3×10^{22} Ам². Этот момент связывается нами с созданием взаимной геометрии внешнего и внутреннего ядра Земли, обусловившей начало формирования дипольного магнитного поля современного типа.

Необходимо подчеркнуть, что внутреннее ядро растет при кристаллизации внешнего жидкого ядра и состоит в основном из железа, в то время как внешнее ядро состоит из железа с небольшой примесью легких элементов, которые понижают его плотность. В результате процесса затвердевания за более чем 2 млрд. лет радиус внутреннего ядра увеличился на 200 км [3 и др.].

При затвердевании на границе внутреннего ядра оставшаяся в жидкой фазе более легкая составляющая поднимается через внешнее ядро, инициируя движение в жидкости в радиальном направлении. Указанная легкая компонента может оседать на границе ядра и мантии, где последняя растет за счет затвердевания и образования нижнемантийного слоя D" [3 и др.]. Магнитное поле современного типа генерируется течениями проводящей жидкости во внешнем ядре. Источником конвекции служит, в том числе, охлаждение внешнего ядра за счет контакта с мантией, а сама конвекция в электрически проводящем внешнем ядре идет со скоростями в несколько сантиметров в минуту [2 и др.].

С достижением оптимального соотношения размеров внутреннего и внешнего ядра нами связывается инициализация становления дипольного магнитного поля современного типа (которое играет основную роль в последующей истории Земли) и начало роста ВДМ в палеопротерозое начиная с 2150 млн. лет (минимум рясинского периода с абсолютной величиной до 2.3×10^{22} Ам²). Наиболее интенсивно рост ВДМ происходил в интервале 2150–1840 млн. лет при относительной амплитуде роста около 3×10^{22} Ам². Возможно, именно в этом интервале произошло становление основной геометрии ядра. Данный вывод не противоречит оценкам работ [30, 35, 36, 56 и др.].

Наличие положительного линейного тренда в сторону современности свидетельствует о том, что магнитное поле еще не достигло пика своего развития. Если данный процесс последовательного возрастания ВДМ связывать с эволюцией ядра, напрашивается вывод о продолжении становления оптимальных соотношений абсолютных и относительных размеров внутреннего и внешнего ядра.

Значение виртуального дипольного момента и модуля величины напряженности древнего магнитного поля $H_{др}$ для одного и того же возраста на фиксированной широте прямо связаны между со-

бой, что позволяет использовать ВДМ для характеристики напряженности основной (дипольной) части древнего магнитного поля. Соответствующие величины мы будем характеризовать в долях современной величины $H_{\text{совр}}$, экваториальное значение которой составляет 0.33 э (26.3 А/м) или 33000 нТл (более подробно см. [14]). Линейная тенденция возрастания напряженности дипольной составляющей геомагнитного поля за последние 3.5 млрд. лет может быть оценена величиной $0.0004 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ (около 2 нТл)/млн. лет. Тенденция возрастания поля сохраняется и в случае принятия во внимание только значений поля, начиная с 2150 млн. лет.

Значительные вариации (от значений $6 \times 10^{22} \text{ Ам}^2 - 24700 \text{ нТл}$ на экваторе и более до $3 \times 10^{22} \text{ Ам}^2 - 12300 \text{ нТл}$ на экваторе и менее) усредненной величины дипольной составляющей магнитного поля Земли прямо свидетельствуют о необходимости учета таких вариаций при моделировании физических процессов развития нашей планеты в геологическом прошлом и прогнозировании ее эволюции в будущем.

Полученное распределение (рис. 2) существенно уточняет ранее имевшиеся данные из работ [15–17, 34, 47, 68, 69 и др.] об изменениях ВДМ в архейское–фанерозойское время.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как видно из изложенного выше, в иерархии закономерностей эволюции магнитного поля Земли первое место принадлежит направленности, второе – неравномерности (нерегулярно распределенные по времени ундуляции ВДМ, варьирующие по величине длины волны и магнитуды).

В этом контексте анализ данных обновленного интернационального банка цифровой информации о распределении во времени виртуального дипольного момента свидетельствует о том, что это распределение характеризуется наличием положительного линейного тренда с $4.1 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ до $5.5 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ за последние 3.5 млрд. лет. Наличие положительного линейного тренда в сторону современности свидетельствует о том, что магнитное поле еще не достигло пика своего развития. Если данный процесс последовательного возрастания ВДМ связывать с эволюцией ядра планеты, то напрашивается вывод о продолжении становления оптимальных соотношений абсолютных и относительных размеров внутреннего и внешнего ядра.

На этот тренд накладываются неравномерно распределенные по времени ундуляции ВДМ, варьирующие по величине магнитуды от 1.6 до $3.6 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ с длиной волны (расстояние между соседними одноименными экстремумами) меняющейся от 226 до 957 млн. лет и в этом смысле в значительной степени обладающие нерегулярностью. Средняя величина длины волны этих ун-

дуляций в первом приближении может быть оценена в 570 млн. лет, что по порядку величины соответствует продолжительности периодов вилсоновской геологической цикличности геодинамических процессов.

Магнитное поле возникло, видимо, с появлением конвекции в мантийных расплавах в недрах Земли и интенсивность поля росла с увеличением массы конвектирующей мантии. Вероятно, магнитное поле тогда было по природе мультипольным или тороидальным. Но по мере выделения ядра мультипольно-тороидальная природа его деградировала, что сопровождалось уменьшением напряженности поля, которая 2.15 млрд. лет назад достигла своего абсолютного минимума $2.3 \times 10^{22} \text{ Ам}^2$ в палеопротерозойской–фанерозойской истории Земли. Этот момент связывается нами с созданием такой взаимной геометрии внешнего и внутреннего ядра Земли, которая обусловила инициализацию формирования дипольного поля современного типа, которое играет основную роль в последующей истории Земли.

Полученное методом скользящего среднего распределение ВДМ существенно уточняет ранее имевшиеся данные о поведении древнего геомагнитного поля в архейское–фанерозойское время и может приниматься в расчет при моделировании физических процессов развития нашей планеты в геологическом прошлом и прогнозировании ее геологической, экологической и энергетической эволюции в будущем.

Работа выполнена в рамках проекта № 38 Соглашения о совместных исследованиях РАН и ВАН и проекта ОТКА К60394 венгерского научного фонда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Божко Н.А., Барыкин Ю.В. Суперконтинентальная цикличность и ее возможные механизмы // Ломоносовские чтения 2002 года. М.: МГУ, 2002. С. 4–6.
2. Жарков В.Н. Физика земных недр. М.: Наука и образование, 2012. 384 с.
3. Паркинсон У. Введение в геомагнетизм. М.: Мир, 1986. 528 с.
4. Подобина В.М., Родыгин С.А. Историческая геология. Томск: Изд-во НТЛ, 2000. 264 с.
5. Телье Е., Телье О. Об интенсивности магнитного поля Земли в историческом и геологическом прошлом // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1959. № 9. С. 1296–1331.
6. Хаин В.Е. Циклы Бертрана и циклы Вилсона // Докл. РАН. 1992. Т. 325. С. 557–559.
7. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
8. Хаин В.Е., Короновский Н.В. Планета Земля от ядра до ионосферы. М.: КДУ, 2007. 244 с.
9. Хаин В.Е., Халилов Э.Н. Цикличность геодинамических процессов: ее возможная природа. М.: Научный мир, 2009. 520 с.

10. Шрейдер А.А. Геомагнитные исследования Индийского океана. М.: Наука, 2001. 319 с.
11. Шрейдер А.А., Шрейдер Ал.А., Варга П., Денис К. Изменение величины геомагнитного диполя в интервале хронов С1-М43 // Океанология. 2005. Т. 45. № 5. С. 785–789.
12. Шрейдер А.А., Шрейдер Ал.А., Варга П., Денис К. Изменение величины геомагнитного диполя за последние 400 млн. лет // Океанология. 2008. Т. 48. № 2. С. 271–275.
13. Шрейдер А.А., Шрейдер Ал.А., Варга П., Денис К. Вариации величины виртуального дипольного момента в фанерозое // Океанология. 2011. Т. 51. № 3. С. 537–541.
14. Шрейдер А.А., Шрейдер Ал.А., Варга П., Денис К. Вариации величины дипольного геомагнитного поля в протерозое–фанерозое // Океанология. 2012. Т. 52. № 4. С. 582–587.
15. Щербаков В.П., Солодовников Г.М., Сычева Н.К. Изменение величины геомагнитного диполя за последние 400 миллионов лет (вулканические породы) // Физика Земли. 2002. № 2. С. 26–33.
16. Щербаков В.П., Сычева Н.К., Щербакова В.В. Эволюция величины магнитного момента Земли в геологическом прошлом // Геофизические исследования. 2008. Т. 9. № 2. С. 7–24.
17. Щербакова В.В., Щербаков В.П., Диденко А.Н., Виноградов Ю.К. Определение палеонапряженности в раннем протерозое по гранитоидам Шумихинского комплекса Сибирского кратона // Физика Земли. 2006. № 6. С. 80–89.
18. Alva-Valdivia L., Goguitchaichvili A., Urrutia-Fucugauchi J. Further constraints for the Plio-Pleistocene geomagnetic field strength: new results from the los Tuxtlas volcanic field (Mexico) // Earth Planet. Space. 2001. V. 53. P. 873–881.
19. Biggin A., McCormik A., Roberts A. Paleointensity database updated and upgraded // EOS. 2010. V. 91. № 2. P. 15.
20. Biggin A., Stirk G., Langeris C. The intensity of the geomagnetic field in the late Archaean: new measurements and an analysis of the updated IAGA paleointensity database // Earth Planets Space. 2009. V. 61. P. 9–22.
21. Bohnel H., Molina-Garza R. Secular variation in Mexico during the last 40,000 years // Phys. Earth Planet. Int. 2009. V. 133. P. 99–109.
22. Bohnel H., Morales C., Caballero L. et al. Variation of rock-magnetic parameters and paleointensities over a single Holocene lava flow // J. Geomag. Geoelectr. 1997. V. 49. P. 523–542.
23. Borokpint // <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index/html>, 2013.
24. Coe S. The determination of paleointensities of the Earth magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non ideal behavior in Thellier method // J. Geomag. Geoelectr. 1967. V. 19. P. 157–179.
25. Denis C., Schreider A.A., Varga P., Zavoti J. Despinning of the Earth rotation in the geological past and geomagnetic paleointensities // J. of Geodynamics. 2002. V. 34. P. 667–685.
26. Denis C., Rybicki K., Schreider A.A. et al. Length of the day and evolution of the Earth's core in the geological past // Astron. Nachr. 2011. V. 332. P. 24–35.
27. Goguitchaichvili A., Camps P., Urrutia-Fucugauchi J. On the features of the geodynamo following reversals and excursions: by absolute geomagnetic intensity data // Phys. Earth Planet. Int. 2000. V. 124. P. 81–93.
28. Gomez-Paccard M., Chauvin A., Lanos P., Thiriot J. New archeointensity data from Spain and the geomagnetic dipole moment in western Europe over the past 2000 years // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. B09103. 6 p.
29. Gradstein F., Ogg J., Schmitz M., Ogg G. The Geologic Timescale 2012. Amsterdam: Elsevier, 2012. 1139 p.
30. Hale C. Paleomagnetic data suggest link between Archaean–Proterozoic boundary and inner core nucleation // Nature. 1987. V. 329. P. 233–236.
31. Heunemann C., Krasa D., Gurevitch E. et al. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian Trap Basalts, Russia // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 218. P. 197–213.
32. IAGA paleointensity database. <http://www.isteem.univmontp2.fr/PERSO/perrin/2007>.
33. Jacobs J. The evolution of the earth core and magnetic field // Phys. Earth Planet. Int. 1970. V. 3. P. 513–518.
34. Juarez M., Tauxe L. The intensity of time averaged geomagnetic field: the last 5 My // Earth and Planet. Sci. Lett. 2000. V. 175. P. 169–180.
35. Labrosse S., Macouin M. The inner core and the geodynamo // Geoscience. 2003. V. 335. P. 37–50.
36. Labrosse S., Porier J., Mouel J. The age of the inner core // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 190. P. 111–123.
37. Macouin M., Valet J., Besse J. Long-term evolution of the geomagnetic dipole moment // Phys. Earth and Planet. Int. 2004. V. 147. P. 239–246.
38. Macouin M., Valet J., Besse J. et al. Low paleointensities recorded in 1 to 2.4 Ga Proterozoic dykes, Superior province, Canada // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 213. P. 79–95.
39. Miki M., Taniguchi A., Yokoyama M. et al. Palaeomagnetism and geochronology of the Proterozoic dolerite dyke from southwest Greenland: indication of low palaeointensity // Geophys. J. Int. 2009. V. 179. P. 18–34.
40. Morales J., Goguitchaichvili A., Urrutia-Fucugauchi J. A rock-magnetic and paleointensity study of some Mexican volcanic lava flows during the Latest Pleistocene to the Holocene // Earth and Planet. Space. 2001. V. 53. P. 693–902.
41. Ogg J., Ogg G., Gradstein F. The concise geologic time scale. Cam.: Univ. Press, 2010. 177 p.
42. Pan Y., Hill M., Zhu R., Shaw J. Future evidence for low intensity of the geomagnetic field during the early Cretaceous time: using the modified Shaw method and microwave technique // Geophys. J. Int. 2004. V. 157. P. 553–564.
43. Perrin M., Schnepf E. IAGA paleointensity database: distribution and quality of the data set // Phys. Earth and Planet. Inter. 2004. V. 147. P. 255–267.
44. Plenier G., Camps P., Coe R., Perrin M. Absolute paleointensity of Oligocene (28–30 Ma) lava flows from the Kergelen archipelago (southern Indian ocean) // Geophys. J. Int. 2003. V. 154. P. 877–890.
45. Salminen J., Donadini F., Pesonen L. et al. Paleomagnetism and petrophysics of the Jänisjärvi impact structure, Russian Karelia // Meteor. Planet. Sci. 2006. V. 41. P. 1853–1870.
46. Selkin P., Gee J., Meurer W., Hemming S. Paleointensity record from the 2.7 Ga Stillwater Complex, Montana // Geochim. Geophys. Geos. 2008. V. 9. № 12. 23 p.

47. *Selkin P., Tauxe L.* Long-term variations in paleointensity // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 2000. V. 358. P. 1065–1088.
48. *Shaw J.* A new method of determining the magnitude of paleomagnetic field. Application to five historic lavas and five archeological samples // *Geoph. J. R. Astr. Soc.* 1974. V. 39. P. 133–141.
49. *Shi R., Zhu R., Pan Y., Shi G.* Paleointensity study of Early Miocene lavas from Pingzhuang, Inner Mongolia, China // *Geoph. Res. Lett.* 2002. V. 29. P. 221–223.
50. *Smith P.* The intensity of the tertiary geomagnetic field // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1967. V. 12. P. 239–258.
51. *Strik G., Tauxe L., Langereis C.* Similarity between the late Archean and current geodynamo: secular variation analysis of 2.8–2.7 Ga flood basalts from the Pilbara Craton, Australia // *Geophys. Res. Abst.* 2005. V. 7. P. 119–138.
52. *Sumita I., Hatakeyama T., Yoshihara A., Hamano Y.* Paleomagnetism of late Archean rocks of Hamersley basin, Western Australia and the paleointensity at early Proterozoic // *Phys. Earth Planet. Int.* 2001. V. 128. P. 223–241.
53. *Taki A., Shibuya H., Yoshihara A., Hamano Y.* Paleointensity measurements of piroclastic flow deposits co-born with widespread tephra in Kyushu Island, Japan // *Physics of the Earth and Planet. Int.* 2002. V. 133. P. 159–179.
54. *Tanaka H., Kono M.* Paleointensities from a Cretaceous basalt platform in inner Mongolia, northeastern China // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 133. P. 147–157.
55. *Tarduno J., Cotterell R.* Dipole strength and variation of the time-averaged reversing and nonreversing geodynamo based on Thellier analyses of single plagioclase crystals // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. B11101. 10 p.
56. *Tarduno A., Cotterell R., Smirnov A.* The paleomagnetism of single silicate crustals: recording geomagnetic field strength during mixed polarity intervals, superchrons, and inner core growth // *Rev. Geophys.* 2006. V. 41. RG1002. P. 1–31.
57. *Tema E., Goguitchaichvili A., Camps P.* Archaeointensity determinations from Italy: new data and the Earth magnetic field strength variations over the past three millennia // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 180. P. 596–608.
58. *Valet J.* Time variations in geomagnetic intensity // *Reviews in geophysics.* 2003. V. 41. № 1. P. 4.1–4.44.
59. *Varga P., Bus Z., Süle B., Schreider A.* Variation in the rotation rate of the Earth and the geomagnetic field // *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica.* 2007. V. 42. № 4. P. 433–448.
60. *Varga P., Bus Z., Süle B. et al.* Correspondence of EOP and geomagnetic field // *Systèmes de Référence Temps-Espace UMR8630/ CNRS.* 2008. P. 226–227.
61. *Varga P., Krumm F., Doglioni C. et al.* Did a change in tectonic regime occur between the Phanerozoic and earlier Epochs? // *Rend. Fis. Acc. Lincei.* 2012. V. 23. № 2. P. 139–148.
62. *Varga P., Süle B., Schreider A.A.* Short-term (decadal) and long-term (over geological history) correspondence of length of day and geomagnetic field. // *Geophysical Research Abstracts.* 2006. V. 8. 02230. Sref:1607-7962/gra/EGU06-A-02230.
63. *Varga P., Zavoti J., Denis C., Schreider A.A.* Complex interpretation of the Earth despinning history // *Vistas for geodesy in the new Millennium.* Berlin: Springer-Verlag, 2002. P. 417–422.
64. *Wang D., Van der Voo R., Peacor D.* Why is the remanent magnetic intensity of Cretaceous MORB so much higher than that of mid to late Cenozoic MORB? // *Geosph.* 2005. V. 1. P. 138–146.
65. *Yamamoto Y., Tsunakawa H.* Geomagnetic field intensity during the last 5 Myr: LTD-DHT Shaw palaeointensities from volcanic rocks of the Society Islands, French Polynesia // *Geophys. J. Int.* 2005. V. 162. P. 79–114.
66. *Yang S., Odah H., Shaw J.* Variations in the geomagnetic dipole moment over the last 12000 years // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 140. P. 158–162.
67. *Zhu R., Hoffman K., Nomande S. et al.* Geomagnetic paleointensity and direct age determination of the ISEA (M0r) chron // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 217. P. 285–295.
68. *Zhu R., Hoffman K., Pan Y., Li S. et al.* Evidence for weak geomagnetic field intensity prior to the Cretaceous normal superchron // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 136. P. 187–199.
69. *Zhu R., Pan Y., Shaw J. et al.* Geomagnetic paleointensity just prior to the Cretaceous normal superchron // *Phys. Earth and Planet. Int.* 2001. V. 128. P. 207–222.
70. *Zhu R., Lob C., Ruiping Shi R., Shi G. et al.* Palaeointensities determined from the middle Cretaceous basalt in Liaoning Province, northeastern China // *Phys. Earth and Planet. Int.* 2004. V. 142. P. 49–59.

Virtual Dipole Moment Evolution in the Paleoproterozoic–Phanerozoic Time

A. A. Schreider, Al. A. Schreider, P. Varga, C. Denis

The data of the International Bank of Digital Information on the time distribution of the virtual dipole moment (VDM), supplemented by the data of more recent studies (a total of 7082 values) were used as the basis of the virtual dipole moment values distribution analysis for the Paleoproterozoic–Phanerozoic time (0–3.5 billion years) within the concept of the Earth's magnetic dipole field. The results revealed the positive linear trend from $4 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ to $5.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. Unevenly distributed VDM fluctuations varying in time from 1.7 to $3.7 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ with a wavelength varying from 220 to 920 million years and with the average periodicity near 570 Ma were estimated on the background of linear increase of the field. By the order of magnitude this corresponds to the duration of the geological Wilson cycle. A relatively calm VDM area ($4.7\text{--}4.9 \times 10^{22} \text{ Am}^2$) was revealed for the first time in a range of 0.84–1.3 billion years. A deep minimum described by 10 points, with an extreme value of $2.3 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ 2.15 billion years ago, which was revealed for the first time, is related to the completion of the planet core basic geometry creation and beginning of the formation of the dipole field of the modern type.