

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.838

ДИПОЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ ГЛАВНОГО ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

А.В. Ладынин

Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Изложены результаты оценок параметров 15 произвольных диполей, в совокупности представляющих главное геомагнитное поле (ГГМП), с целью получения информации о распределении источников ГГМП внутри Земли в форме диполей произвольного положения и значения вектора магнитного момента.

Для адекватной оценки полученных результатов приводятся сведения о методе их получения: модель эксцентричного диполя и вывод исходных формул для компонент магнитного поля произвольного диполя; описание методики оценки параметров таких диполей — вычислительная схема и метод оптимизации; необходимые ограничения на параметры диполей и обоснование выбора начальных значений в оптимизационном подборе параметров.

Результаты представляют собой карту размещения центров диполей и их северных осевых полюсов для эпох 1955 и 2005 годов, графики изменения за 50 лет всех шести параметров 15 диполей. Большинство центров диполей размещаются в нижней мантии.

В итоге обсуждения результатов сделан вывод о существовании в нижней мантии токовых систем, создающих дипольные магнитные поля. Эти токи обеспечиваются высокой проводимостью важного компонента мантии — вюстита, который на глубинах 1000—2200 км переходит в низкоспиновое состояние железа с повышением плотности и электропроводности.

Главное геомагнитное поле, эксцентричные диполи, неустойчивость дипольного представления, начальные значения, ограничения, вюстит, системы токов в нижней мантии.

DIPOLE SOURCES OF THE MAIN GEOMAGNETIC FIELD

A.V. Ladynin

The parameters of 15 arbitrary dipoles that, in aggregate, represent the main geomagnetic field (MGF) are estimated to obtain information on the distribution of MGF sources within the Earth in the form of dipoles with an arbitrary position and value of the magnetic moment vector. For an adequate estimation of the results, the method of obtaining the data is described, including: the eccentric dipole model and the derivation of the basic formulas for the magnetic field components of an arbitrary dipole; the method of estimating the parameters of these dipoles, including the computational scheme and optimization method; necessary constraints on the dipole parameters and a justification of the choice of the initial values in the optimization fitting of the parameters. The results are presented as a map of the location of the centers of the dipoles and their northern axial poles for the epochs 1955 and 2005 and plots of changes in all six parameters of 15 dipoles for 50 years. Most of the dipole centers are located in the lower mantle. The results suggest the existence of current systems in the lower mantle that produce dipole magnetic fields. These currents are provided by the high conductivity of wüstite, an important component of the mantle, which, at a depth of 1000–2200 km, transforms to the low-spin state of iron with increased density and electrical conductivity.

Main geomagnetic field, eccentric dipoles, instability of dipole representation, initial values, constraints, wüstite, systems of currents in the lower mantle

ВВЕДЕНИЕ

В истории геомагнетизма неоднократно предпринимались попытки представить главное геомагнитное поле (ГГМП) суммой полей системы эксцентричных диполей. Теоретическая возможность такого представления известна. Хотя диполь применительно к главному магнитному полю является математической абстракцией, моделью, физическими источниками дипольных полей служат вихревые токи в

недрах Земли. Главный геомагнитный диполь представляет систему вихревых токов во внешнем ядре. Они распределены вокруг внутреннего ядра в форме соленоидов, которые ориентированы почти по оси вращения Земли с противоположными направлениями линий тока в Северном и Южном полушариях [Jacobs, 1987].

Дипольное представление геомагнитного поля преследовало две цели.

Первая — это аналитическое описание гладкими функциями поля, измеренного разнообразными системами дискретных наблюдений (обсерватории, пункты векового хода, наземные, аэромагнитные, морские съемки и спутниковые измерения). В этом качестве дипольное представление использовалось наряду со сферическим гармоническим анализом — некоторое время, пока точность ряда Гаусса была невелика, и описание поля системой диполей давало такую же точность [Кропачев, Колесова, 1967; Колесова, 1985]. В таком случае не имела большого значения ориентировка каждого диполя, поэтому довольно широко применялась система простых радиальных (вертикальных) диполей [Пудовкин и др., 1968; Яновский, 1978; Колесова, 1985]. В настоящее время более сложное дипольное описание ГГМП не может конкурировать по точности со сферическим гармоническим анализом, и интерес к нему в этом качестве угас.

Вторая цель — это описание источников ГГМП, их распределения внутри Земли в форме диполей произвольного положения, значения и ориентировки вектора магнитного момента. Данная работа выполнялась с этой целью.

В проблеме источников ГГМП ведущее направление исследований связано с моделированием таких источников во внешнем ядре Земли на основе интегрирования уравнений магнитной гидродинамики (МГД) с краевыми условиями:

структурой дипольного поля, которое считается осевым и потому задается первыми тремя коэффициентами ряда Гаусса;

вариациями дипольного поля — изменением модуля магнитного момента и его направления (инверсии);

вариации недипольной части поля — западный дрейф [Старченко, 2013].

В нашей работе область дипольных источников ограничивалась только объемом Земли. Оказалось, что центры 13 из 15 диполей расположены в нижней мантии.

Практически описание ГГМП совокупностью полей диполей сталкивается с проблемой некорректности решения задачи посредством многопараметрического оптимизационного подбора. Для описания каждого диполя требуются шесть параметров, определяющих координаты его центра, значение и элементы ориентировки вектора магнитного момента. До последнего времени задача осложнялась, кроме того, отсутствием удобных формул для вычисления компонентов магнитного поля эксцентричного диполя на земной поверхности, что необходимо для сравнения полей совокупности диполей с геомагнитным полем, заданным на поверхности Земли. Для оценки параметров диполя часто использовались решения прямой задачи в форме сферических гармонических коэффициентов для заданных параметров диполя [Калинин, 1963; Stearns, Alldredge, 1973; Fraser-Smith, 1987].

Некоторые исследователи строили модели распределения источников с большим числом радиальных диполей [Пудовкин и др., 1968; Alldredge, Stearns, 1969; Nevanlinna, 1980], (Ю.А. Бишаев, 2005, устное сообщение). Это упрощает задачу, так как такой диполь определяется всего четырьмя параметрами. И для него имеются довольно простые формулы вычисления поля на поверхности Земли. Физических оснований для моделей с радиальной ориентацией диполей не существует, и эти модели в основном имели значение для аппроксимации геомагнитного поля.

В работе [Касьяненко и др., 2002], авторы которой решали задачу представления ГГМП системой оптимальных по ориентации и местоположению диполей, есть формулы для вычисления компонент поля эксцентричного диполя на земной поверхности. Но ими воспользоваться трудно из-за ошибок (опечаток?) в тексте, из-за чего эти формулы приводили к неверным результатам в частных случаях центрального осевого и неосевого диполей. Указанная публикация не давала возможности проверки формул по способу их получения, так как они выведены на основе формулы для потенциала эксцентричного диполя Ю.Д. Калинина, предложенной в 1953 г. Ее авторы не привели, но в использованных ими условных обозначениях формулы есть явные несообразности. Параметры, определяющие ориентировку оси диполя, введены так [Касьяненко и др., 2002, с. 838]: « ψ — угол между магнитным моментом диполя и плоскостью касательной (в какой точке? — А.Л.) к сфере, концентричной с поверхностью Земли; ω — угол между магнитным моментом диполя и плоскостью меридиана» (какого? — А.Л.). Это не позволяет сравнить результаты работы [Касьяненко и др., 2002] с нашими, которые представлены ниже.

Необходимые формулы для вычисления компонент магнитного поля ЭД были нами получены в работах [Ладынин, 2008; Ладынин, Попова, 2009]. Это сделало возможной не только оценку параметров эксцентричного диполя (ЭД) по данным пространственного распределения геомагнитного поля для лю-

бого времени, на которое имеются данные (IGRF), но и выявление по значениям компонент магнитного поля на поверхности Земли изменений параметров главного ЭД за 50 лет [Ладынин, Попова, 2009].

В статье представлены результаты оценок параметров 15 диполей свободного положения и ориентации, в совокупности представляющих ГГМП эпох с 1955 по 2005 г. Исходными данными послужили значения компонент геомагнитного поля X , Y , Z (IGRF-10) в узлах сетки $30 \times 30^\circ$, полученные с помощью калькулятора BGS Geomagnetism www.geomag.bgs.ac.uk. Эти же исходные значения поля были использованы в работе [Ладынин, Попова, 2009].

Учитывая, что результаты нельзя оценить без отчетливого представления о методе их получения, ниже приводятся:

а) модель эксцентричного диполя, его параметры, вывод исходных формул для компонент магнитного поля диполя с произвольными значениями модуля магнитного момента, координат его центра и его ориентировки, которая задается координатами северного осевого полюса;

б) описание методики оценки параметров диполей свободного положения: вычислительная схема, метод оптимизации;

в) необходимые ограничения на параметры диполей и обоснование выбора начальных значений в оптимизационном подборе параметров по критерию минимума среднеквадратического отклонения поля каждого диполя от входных данных; этими данными являются значения компонент остаточного поля после исключения эффекта диполя с предыдущим номером.

МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЭКСЦЕНТРИЧНОГО ДИПОЛЯ

В описании магнитного поля диполя произвольного положения и ориентировки внутри Земли используются три системы координат:

— сферическая система — 0 в центре Земли, ρ — радиус, θ , λ — коширота и долгота точки определения поля;

— принятая в геомагнетизме прямоугольная система — 0 в точке определения поля на поверхности Земли, z по вертикали вниз, x по географическому меридиану на север, y по параллели на восток;

— картезианская система — 0 в центре Земли, z по оси вращения, x по линии пересечения плоскостей экватора и Гринвичского меридиана, y по линии пересечения плоскостей экватора и меридиана 90° .

Потенциал диполя с магнитным моментом M определяется по формуле

$$U(A) = \frac{M}{r^2} \cos \gamma, \quad (1)$$

где r — модуль радиус-вектора диполя в точке A ; γ — угол между осью диполя и радиус-вектором \mathbf{r} точки определения потенциала.

Обозначим стороны треугольника с вершинами $D(x_D, y_D, z_D)$ — центр диполя, $N(x_N, y_N, z_N)$ — северный осевой геомагнитный полюс, A — точка определения потенциала диполя $U(x, y, z)$: $DA = r$, $DN = d$, $NA = a$. По теореме косинусов имеем

$$\cos \gamma = \frac{r^2 + d^2 - a^2}{2rd}. \quad (2)$$

Определим r , d и a как длину радиус-векторов:

$$\begin{aligned} r^2 &= (x - x_D)^2 + (y - y_D)^2 + (z - z_D)^2, \\ d^2 &= (x_N - x_D)^2 + (y_N - y_D)^2 + (z_N - z_D)^2, \\ a^2 &= (x - x_N)^2 + (y - y_N)^2 + (z - z_N)^2. \end{aligned} \quad (3)$$

Компоненты вектора магнитной индукции \mathbf{T} в картезианских координатах (X_c, Y_c, Z_c) вычисляются как производные потенциала (1) по соответствующим координатам:

$$\begin{aligned} X_c &= -\frac{\partial U}{\partial x} = \frac{M}{r^3} \left(2\cos \gamma \frac{\partial r}{\partial x} - r \frac{\partial \cos \gamma}{\partial x} \right), \\ Y_c &= -\frac{\partial U}{\partial y} = \frac{M}{r^3} \left(2\cos \gamma \frac{\partial r}{\partial y} - r \frac{\partial \cos \gamma}{\partial y} \right), \\ Z_c &= -\frac{\partial U}{\partial z} = \frac{M}{r^3} \left(2\cos \gamma \frac{\partial r}{\partial z} - r \frac{\partial \cos \gamma}{\partial z} \right). \end{aligned} \quad (4)$$

Входящие в формулы (4) производные $\cos \gamma$ по координатам выражаются так:

$$\begin{aligned}\frac{\partial \cos \gamma}{\partial x} &= K_r \frac{\partial r}{\partial x} + K_a \frac{\partial a}{\partial x}, \\ \frac{\partial \cos \gamma}{\partial y} &= K_r \frac{\partial r}{\partial y} + K_a \frac{\partial a}{\partial y}, \\ \frac{\partial \cos \gamma}{\partial z} &= K_r \frac{\partial r}{\partial z} + K_a \frac{\partial a}{\partial z}.\end{aligned}\quad (5)$$

где

$$K_r = \frac{r^2 - d^2 + a^2}{2r^2 d}, \quad K_a = -\frac{a}{rd}, \quad (6)$$

$$\begin{aligned}\frac{\partial r}{\partial x} &= \frac{x - x_D}{r}, & \frac{\partial a}{\partial x} &= \frac{x - x_N}{a}, \\ \frac{\partial r}{\partial y} &= \frac{y - y_D}{r}, & \frac{\partial a}{\partial y} &= \frac{y - y_N}{a}, \\ \frac{\partial r}{\partial z} &= \frac{z - z_D}{r}, & \frac{\partial a}{\partial z} &= \frac{z - z_N}{a}.\end{aligned}\quad (7)$$

Подстановка величин (6) и (7) в формулы (5), а затем величин (2), (3) и (5) в формулы (4) приводит к громоздким выражениям для компонент поля в картезианских координатах X_c, Y_c, Z_c , но в этих выражениях нет необходимости. Вычисления по этим формулам можно выполнять последовательно с подстановкой числовых значений в формулы (4).

Затем значения $X_c(x, y, z), Y_c(x, y, z), Z_c(x, y, z)$ в точке $A(\theta, \lambda)$ преобразуются в обычную для геомагнетизма систему декартовых координат (ось x — на север, ось y — на восток, ось z — вертикально вниз) с использованием соотношений:

$$\begin{aligned}X &= X_c \cos \theta \cos \lambda + Y_c \cos \theta \sin \lambda - Z_c \sin \theta, \\ Y &= -X_c \sin \theta \sin \lambda + Y_c \sin \theta \cos \lambda, \\ Z &= X_c \sin \theta \cos \lambda + Y_c \sin \theta \sin \lambda + Z_c \cos \theta.\end{aligned}\quad (8)$$

Значения компонент вектора удобно определять по равномерной сетке географических координат в виде $X(\theta, \lambda), Y(\theta, \lambda), Z(\theta, \lambda)$, поэтому значения координат x, y, z задаются по формулам

$$x = \rho \sin \theta \cos \lambda, \quad y = \rho \sin \theta \sin \lambda, \quad z = \rho \cos \theta.$$

Координаты южного геомагнитного полюса x_S, y_S, z_S определяются по уравнению прямой, соединяющей точки N и D и точку полюса с этими координатами:

$$\begin{aligned}x_S &= Kx_D - x_N, \\ y_S &= Ky_D - y_N, \\ z_S &= Kz_D - z_N,\end{aligned}\quad (9)$$

где

$$K = 2 \frac{x_D x_N + y_D y_N + z_D z_N}{x_D^2 + y_D^2 + z_D^2}.$$

Это рассмотрение велось для сферической поверхности Земли. Последние модели IGRF дают поле на поверхности сфероид (эллипсоида вращения с малым сжатием α) WMG-84. Поле эксцентричного диполя на этом эллипсоиде можно вычислять с учетом только зависимости радиуса от широты. Несовпадение нормали к эллипсоиду с радиус-вектором приводят к отличию производных по нормали и по радиус-вектору не более $6 \cdot 10^{-6}$ (это максимум на широте 45°) [Грушинский, 1963]. Зависимость $\rho(\varphi)$ — это формула Клеро (без учета малых второго порядка):

$$\rho(\theta) = \rho_e (1 - \alpha \sin^2 \varphi),$$

где $\rho_e = 6378.178$ км — экваториальный радиус, $\alpha = 1/298.2528$.

В работе [Ладынин, Попова 2009] показано, что вычисление компонент полей на эллипсоиде не приводит к существенным отклонениям параметров главного ЭД по сравнению с заданием поля на сфере. Можно ожидать, что и для других диполей это различие невелико. В этой работе компоненты магнитных полей диполей вычислялись на сферической поверхности Земли.

ОПТИМИЗАЦИОННЫЙ АЛГОРИТМ ПОДБОРА ПАРАМЕТРОВ ДИПОЛЕЙ

Параметры диполей оцениваются последовательно: после определения параметров главного диполя его поле исключается из исходного (IGRF) и по остаточному полю вычисляются параметры следующего диполя, который заранее никоим образом не задается. Его поле также исключается, по остаточному полю оцениваются параметры следующего диполя и так далее.

Сравнение компонент полей диполей и исходных для каждого диполя остаточных полей ведется по среднеквадратическим отклонениям (СКО):

$$\|F\| = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_{Mi} - X_{Di})^2 + (Y_{Mi} - Y_{Di})^2 + (Z_{Mi} - X_{Di})^2}{3n}}, \quad (10)$$

где компоненты с индексом Mi — реальное поле конкретной модели (IGRF или остаточного поля), а компоненты с индексом Di — поле конкретного диполя в той же i -й точке (их общее число — n).

Параметры главного эксцентричного диполя 1 определялись по IGRF по технологии и с ограничениями, указанными в работе [Ладынин, Попова 2009].

Значения магнитного момента ЭД в разные эпохи определяются как геометрическая сумма коэффициентов первой гармоники $m = \sqrt{g_{10}^2 + g_{11}^2 + h_{11}^2}$. Эта величина (нТл) связана с магнитным моментом M (А·м²) соотношением $M = R^3 m$. В данной работе значения m подбирались для всех диполей, включая диполь 1.

На рис. 1 показаны изменения за 50 лет значений магнитного момента главного ЭД, определенных по коэффициентам первой гармоники (m_1), в сравнении с его значениями, полученными оптимизационным подбором (m_o). Магнитный момент закономерно уменьшается, при этом значения m_1 систематически больше, чем m_o , и разность $m_1 - m_o$ со временем уменьшается почти пропорционально значениям m_o .

Параметры следующего диполя 2 вычисляются по остаточному полю диполя 1: поле IGRF минус поле диполя 1. Параметры других диполей (i) оценивались по остаточным полям ($i - 1$). Последовательность диполей и подбираемых параметров каждого диполя определяется программно. Как правило, приоритет имеют диполи с максимальным значением m . Параметры диполей программа подбирает в таком порядке: расстояние центра диполя от центра Земли r_D , коширота θ_D и долгота λ_D центра диполя, коширота θ_p и долгота λ_p северного осевого полюса (СОП), значение магнитного момента диполя m .

В оптимизационном алгоритме, реализованном с помощью опции «подбор решения» в Excel, использовался метод Ньютона, линейные оценки по прямым разностям; максимальное время получения решения 100 с, предельное число итераций — 100, относительная погрешность 10^{-6} , допустимое отклонение 5 %.

Естественные ограничения на параметры диполя: $0 < r_D < 1$, $0 < \theta_D < 180^\circ$, $-180^\circ < \lambda_D < 180^\circ$, $0 < \theta_p < 180^\circ$, $-180^\circ < \lambda_p < 180^\circ$, $m > 10$.

Когда подбор параметров диполей проводился без ограничений, неустойчивость оценок параметров проявлялась следующим образом:

- R_D иногда оказывался отрицательным, в других случаях превышал 1;
- значения угловых параметров иногда выходили за разумные пределы;
- значения магнитного момента оказывались отрицательными.

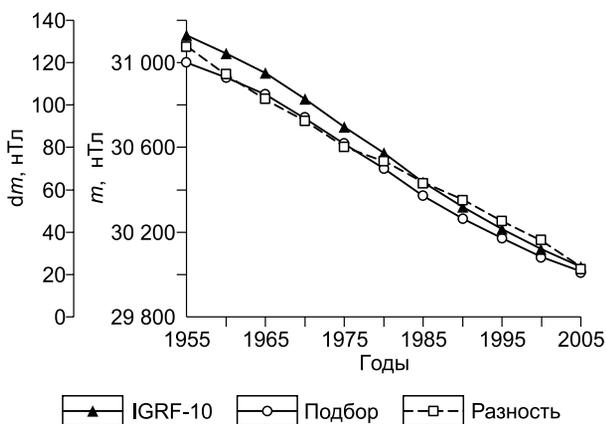


Рис. 1. Изменения магнитного момента главного ЭД, определенные по коэффициентам первой гармоники и полученные подбором.

Серьезнее вопрос выбора хороших начальных значений параметров в оптимизационном подборе. Это главное условие преодоления неустойчивости решения.

Неоднократно отмечался факт сложного овражистого рельефа целевой функции (10) [Alldredge, Stearns, 1969; Bochev, 1969; Касьяненко и др., 2002]. Это проявляется в существовании локальных минимумов, выбор главного из которых не является однозначным. Если начальные значения выбраны неудачно, значения полученных параметров сильно отличаются от окончательных значений параметров решения, в результате подбора значения параметров часто падают на ограничения (если они введены) или получаются неразумными. Поэтому в автоматическом режиме удавалось подобрать значения параметров 2—3 диполей [Bochev, 1974], параметры других диполей оценивались некорректно. В другой работе [Bochev, 1975] удалось подобрать шесть диполей, определить координаты их центров и проекции векторов магнитных моментов на оси картезианской системы координат.

Можно предположить, что от одной эпохи к другой (за 5 лет) параметры диполей изменяются не очень сильно. Тогда в качестве начальных значений параметров диполей данной эпохи можно использовать значения параметров тех же диполей предшествующей эпохи. В таком случае главной проблемой становится выбор параметров диполей для исходной эпохи. Такой была принята эпоха 1980 г. — середина изучаемого временного интервала 1955—2005 гг.

В подборе параметров диполей исходной эпохи 1980 г. применялся интерактивный подход. Для эпох 1955 и 2005 годов параметры диполей определялись при двух вариантах начальных значений: 1) почти нулевые значения; 2) значения параметров диполей с номерами $(n - 1)$. Если определяемые параметры диполей совпадали, они принимались в список исходных значений для этих эпох. Большинство параметров диполей удалось определить таким образом.

При несовпадении значений параметров или когда эти значения падали на ограничения в подборе принудительно варьировались начальные значения, чтобы получить разумные результаты. Обычно проблемы возникали с радиусом диполя r_D (он принимал граничные значения 1 или 0) и с коширотой СОП θ_p (значения 0 или 180°), реже с коширотой центра диполя θ_D (граничные значения 0 или 180°). Так были сформированы исходные значения для эпох 1955 и 2005 годов. Считая, что изменения параметров за 50 лет почти линейны во времени, в качестве исходных значений для эпохи 1980 г. приняты средние из значений параметров всех диполей 1955 и 2005 годов. Затем эти исходные значения использованы в качестве начальных значений при подборе параметров диполей 1980 г. А уже эти значения служили начальными для оценки параметров диполей других эпох — с 1975 по 1955 г. и с 1985 по 2005 г. (табл. 1).

В табл. 1 дано сравнение исходных (начальных) значений параметров диполей эпохи 1980 г. и значений, полученных в результате оптимизационного подбора. Здесь и далее коширота и долгота измеряются в градусах.

Начальные и подобранные значения существенно различаются, особенно они велики для диполей с большими номерами. Однако видно, что приемлемые интервалы задания начальных значений для

Таблица 1. Параметры диполей 1980 г.

№ диполя	Исходные значения					Значения, полученные подбором				
	r_D	θ_D	λ_D	θ_p	λ_p	r_D	θ_D	λ_D	θ_p	λ_p
2	0.763	39.50	20.35	-14.31	-64.77	0.760	168.78	116.73	143.20	-16.24
3	0.682	-0.17	-38.48	53.73	-29.17	0.492	51.24	34.81	59.39	128.73
4	0.735	57.19	2.88	-90.95	-1.36	0.698	128.90	9.36	154.74	-18.82
5	0.638	24.64	-8.40	0.04	39.47	0.745	73.43	-27.36	34.52	-79.96
6	0.634	119.43	74.89	-10.88	2.35	0.656	40.82	126.30	54.76	83.29
7	0.667	71.96	23.95	18.99	17.41	0.761	81.47	86.36	20.44	91.35
8	0.753	3.73	1.99	0.36	110.82	0.820	25.36	96.08	61.34	105.83
9	0.741	54.49	1.82	64.88	2.90	0.722	29.99	-114.80	60.96	-89.46
10	0.682	37.28	1.90	57.12	42.32	0.675	123.09	6.79	158.91	36.94
11	0.614	100.92	-21.46	49.27	49.46	0.870	16.38	119.14	66.18	121.42
12	0.808	18.69	38.65	-15.51	48.01	0.634	170.59	-77.18	119.14	-9.33
13	0.825	36.43	50.83	-37.00	37.15	0.589	64.53	-48.04	51.17	-106.59
14	0.685	100.02	-63.58	-29.05	34.25	0.689	72.78	94.76	38.65	87.50
15	0.678	54.07	21.99	-55.00	-3.68	0.683	126.57	7.47	159.18	46.30
16	0.807	19.14	29.56	-55.89	2.46	0.999	89.98	29.99	54.20	16.69

подбора могут быть довольно широкими. И в пределах этих интервалов начальных значений подобранные значения параметров устойчиво определяются с точностью до 0.001 для r_D и до 0.01° для угловых параметров.

Не удалось получить разумные значения для диполя 16 и в эпоху 1980 г., и во все другие. Видимо, это связано с тем, что остаточное поле стало малым и трудно однозначно выделить в нем поле диполя. Поэтому дальше рассматриваются значения параметров диполей до 15-го включительно.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПОДБОРА ПАРАМЕТРОВ ДИПОЛЕЙ ЭПОХ 1955—2005 гг.

Магнитные моменты диполей уменьшаются с увеличением номера диполя, но неравномерно (рис. 2). Отдельные увеличения m (диполи 6, 9, 12 и 15) отражаются заметным уменьшением СКО на кривых среднеквадратических значений остаточного поля, по которому подбираются параметры следующего диполя. Для малых номеров диполей значения m эпохи 1955 г. закономерно лежат выше этих значений для эпохи 2005 г. Значения СКО 1955 г. ниже значений СКО 2005 г. во всем диапазоне номеров диполей.

В табл. 2 приведены необходимые для дальнейшего обсуждения данные о глубине от земной поверхности (км) диполей 1955 и 2005 годов — значения глубины центров диполей h этих эпох, их средние значения h_{cp} и изменения глубины диполей за 50 лет в абсолютном Δh и относительном δh выражении.

У некоторых диполей со временем увеличивается глубина центров — это относится, в частности, к диполю 3, центр которого размещается во внешнем ядре. Относительные расстояния (в долях радиуса) центров диполей от центра Земли эпох 1995 и 2005 годов показаны на рис. 3. Как видим, изменения расстояний центров диполей от центра Земли за 50 лет невелики, и они частично вызваны погрешностью оценок. Важный результат, отраженный на этом рисунке, — факт, что диполь 3 — единственный, центр которого находится во внешнем ядре. Центры других диполей лежат в нижней мантии на глубинах от 900 до 2600 км.

Итоговая карта размещения диполей эпох 1955—2005 гг. приведена на рис. 4. Здесь видно, как диполи группируются в некотором соответствии с расположением ММА: Сибирской и Канадской положительных аномалий в Северном полушарии и отрицательной Бразильской и положительной Антарктической в Южном полушарии.

Большинство центров диполей за 50 лет смещены на расстояния менее 200 км с поворотами векторов магнитных моментов, хотя есть исключения.

Центр диполя 3 (он расположен во внешнем ядре) за 50 лет сместился примерно на 500 км к 3-ЮЗ из-под Кавказа под восточную часть Средиземного моря, оставшись под Альпийской горной системой. Такое же по величине смещение отмечено у центра диполя 5 из-под Срединно-Атлантического хребта под запад Африки.

Диполи 10 и 15, расположенные над Африканским суперплюмом, смещены на 200—300 км без существенного изменения ориентировки их магнитных моментов. Смещения СОП большинства диполей невелики, но у некоторых диполей (4, 5) они достигают 1000 км.

Изменения координат центров и СОП диполей за 50 лет вполне закономерны и в большинстве случаев невелики. Это и обеспечило устойчивость оценок параметров диполей, когда при исследовании

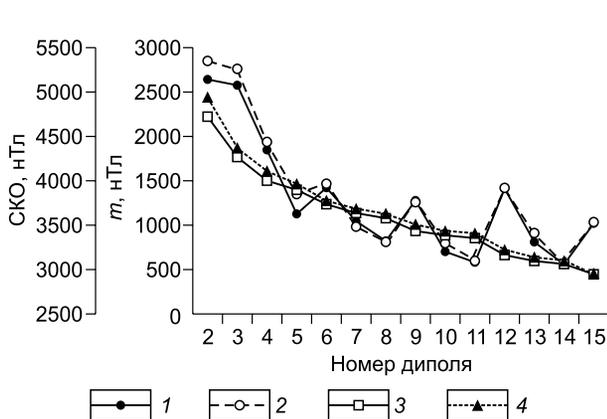


Рис. 2. Значения магнитных моментов диполей (1, 2) и СКО остаточного поля (3, 4) эпох 1955 и 2005 годов в зависимости от номера диполя.

1, 3 — 1955 г., 2, 4 — 2005 г.

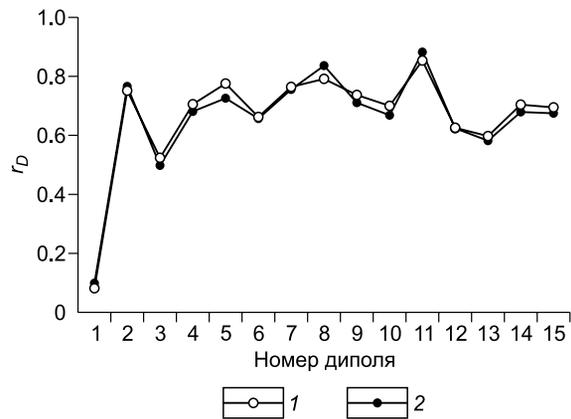


Рис. 3. Относительные расстояния центров диполей от центра масс Земли и их изменение за 50 лет.

1 — 1955 г., 2 — 2005 г.

Таблица 2.

Характеристики глубины (км) центров диполей

№ диполя	h , 1955 г.	h , 2005 г.	h_{cp}	Δh	δh
1	6318	5741	6030	-577	-0.096
2	1583	1567	1575	-16	-0.010
3	3033	3197	3115	164	0.052
4	1877	2159	2018	282	0.140
5	1430	1746	1588	316	0.199
6	2152	2058	2105	-94	-0.045
7	1501	1557	1529	56	0.037
8	1329	1233	1281	-96	-0.075
9	1677	1513	1595	-164	-0.103
10	1911	1923	1917	12	0.006
11	932	751	842	-181	-0.215
12	2385	2396	2390	11	0.005
13	2565	2281	2423	-284	-0.117
14	1886	2139	2012	253	0.126
15	1943	2070	2006	-127	-0.063

диполей очередной эпохи в качестве начальных значений в оптимизационном подборе использовались значения параметров тех же диполей в предшествующую эпоху.

Центр диполя 1 находится под западной частью Тихого океана, а его СОП — это северный геомагнитный полюс (такие же результаты по главному диполю получены многими исследователями). Центры нескольких диполей размещены в областях Мировых магнитных аномалий (ММА) — Антарктической (диполь 2), Канадской (диполь 9), Сибирской (диполи 8 и 11). Центр диполя 3 (во внешнем ядре) расположен под Кавказским хребтом. Центры двух диполей — 4 и 5 расположены под Срединно-Атлантическим хребтом. Компактная группа двух почти одинаково ориентированных диполей (10 и 15) имеет центры на близкой глубине (~ 1920 км) в области Африканского суперплюма (интенсивного минимума скоростей сейсмических волн в нижней мантии вблизи границы с ядром). Центры диполей 7 и 14 расположены под Юго-Восточной Азией. Отмечается закономерная приуроченность центров дипо-

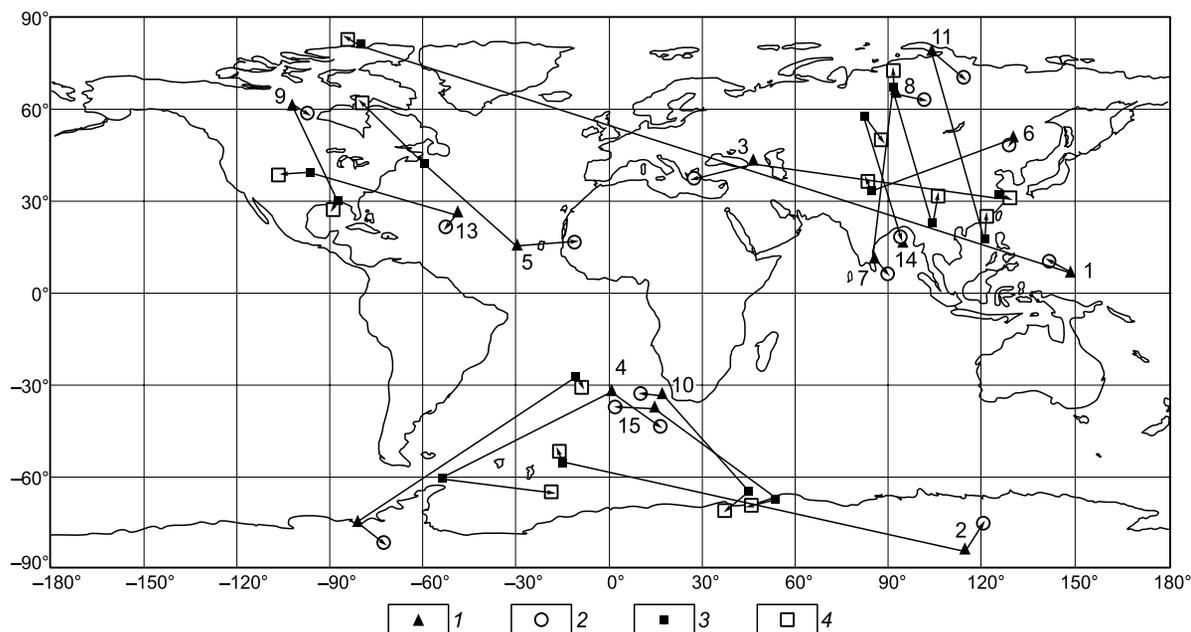


Рис. 4. Положение диполей эпох 1955 и 2005 годов.

Линиями соединены центры (1, 2) и СОП (3, 4) диполей. Цифры у центров — номера диполей, стрелками показано смещение центров и СОП диполей за 50 лет. 1, 3 — 1955 г., 2, 4 — 2005 г.

Таблица 3. Относительные изменения значений магнитных моментов за 50 лет

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
δm	-0.031	0.124	0.072	0.081	0.198	0.032	-0.059	-0.013	-0.013	0.135	0.027	0.005	0.149	0.079	0.013

лей к областям нижней мантии, которые имеют, по данным сейсмической томографии, пониженные скорости, т.е. повышенную температуру.

Дальше рассмотрим, как изменяются во времени значения магнитных моментов, координаты центров диполей и их СОП (рис. 5—10). Эти изменения в большинстве случаев довольно плавные, что свидетельствует об удовлетворительной устойчивости оценок параметров диполей.

Магнитные моменты большинства диполей (см. рис. 5) неравномерно возрастают в отличие от магнитного момента главного диполя (см. рис. 1). Для наглядности в табл. 3 приведены относительные изменения значений магнитных моментов за 50 лет.

Это соответствует ранее полученным данным, что энергия (полный квадрат амплитуды) первой гармоники геомагнитного поля уменьшается, что частично компенсируется увеличением энергии высоких гармоник [Бенькова, Пушков, 1980; Паркинсон, 1986; Langel, 1987; Ладынин, Попова 2009]. Только диполи 7—9 нарушают это правило, обнаруживая уменьшение магнитного момента.

Что касается изменений расстояний центров диполей от центра Земли (см. рис. 6), то в большинстве своем они уменьшаются.

Быстрее других приближаются к центру Земли центры диполя 5 и 9. Напротив, быстрее других удаляются от центра Земли центры диполей 8 и 11. Центры компактной группы диполей 10, 14, 15 с небольшой и примерно одинаковой скоростью приближаются к центру Земли. Уникальное поведение демонстрирует диполь 3, центр которого во внешнем ядре до эпохи 1980 г. приближался к центру Земли, а позже стал немного удаляться.

Изменение планового положения центров диполей описывается изменением во времени кошироты (полярного расстояния) (см. рис. 7) и долготы (см. рис. 8).

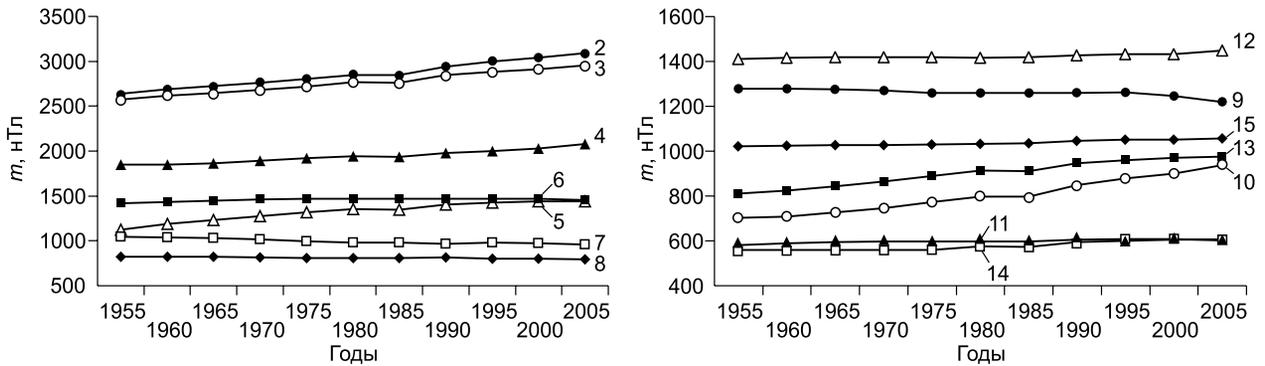


Рис. 5. Изменение значений магнитных моментов диполей.

Здесь и далее цифрами обозначены номера диполей.

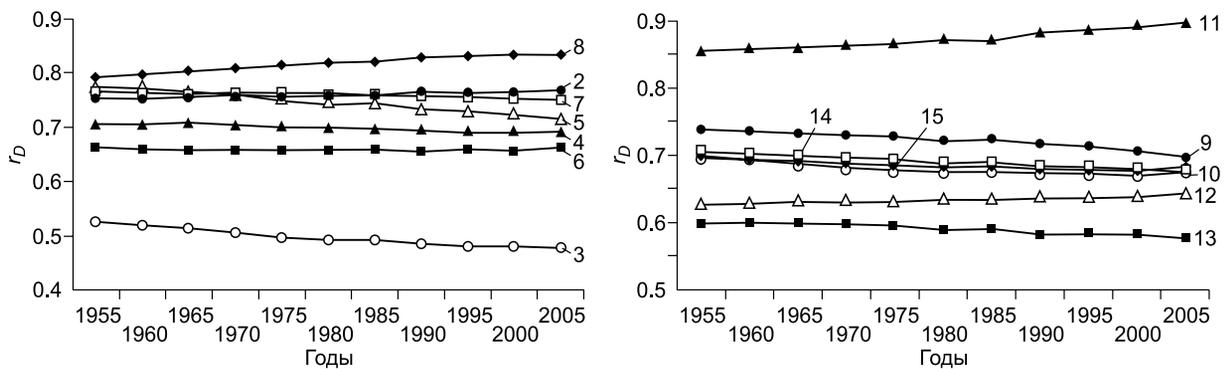


Рис. 6. Изменение положения центров диполей по глубине.

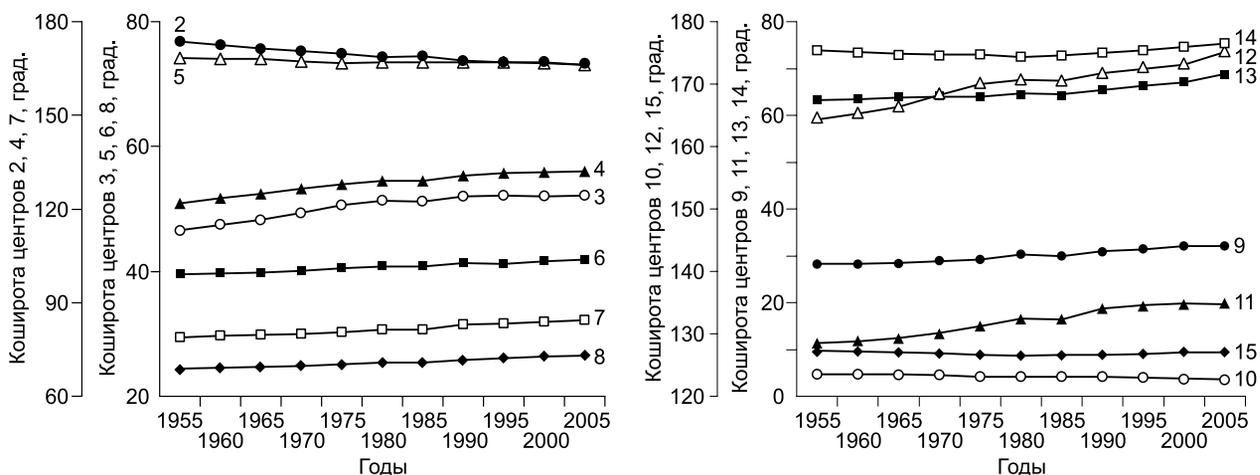


Рис. 7. Изменение значений кошироты центров диполей.

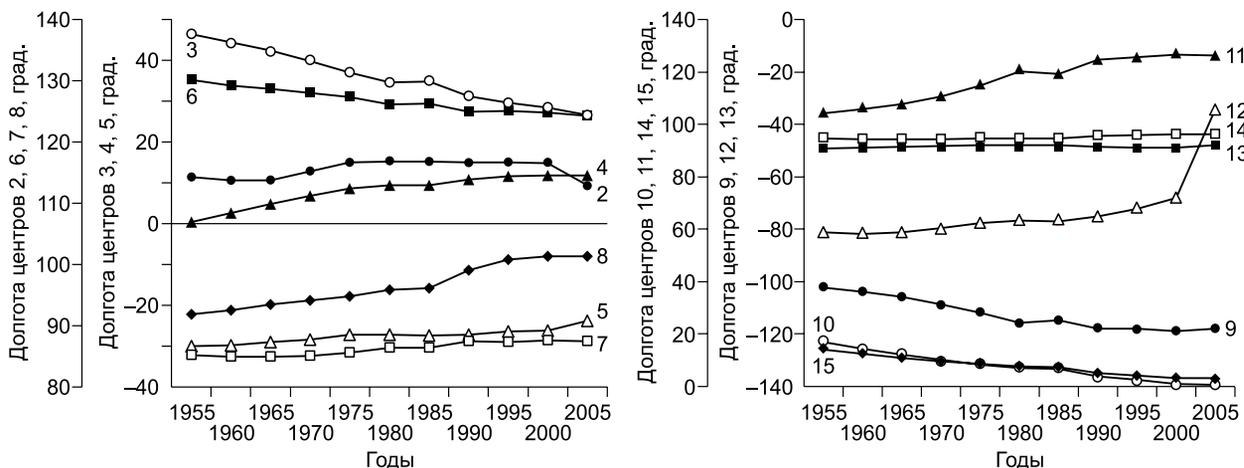


Рис. 8. Изменение долготы центров диполей.

По кошироте центров диполи разделились на две группы (см. рис. 4): в Южном полушарии находятся (центры и СОП) 2, 4, 10, 12, 15, остальные 10 диполей — в Северном.

Чтобы графики изменения кошироты центров диполей (см. рис. 7) были читаемы, ее изменения для диполей Северного и Южного полушарий отложены по разным осям графиков.

Смещение центра на север обнаруживает только диполь 2, из остальных заметное смещение центра на юг имеют диполи 3, 4, 13 и особенно 11 и 12.

По долготе центры диполей распределены похожим образом: 5 — в Западном полушарии и 10 — в Восточном (см. рис. 8).

Тенденцию смещения на запад имеют центры диполей 3, 6, 9, 10 и 15; центры остальных диполей смещаются на восток, из них наибольшую скорость имеют центры диполей 2, 4, 8, 11 и 12.

Распределение изменений северных осевых полюсов (СОП) диполей по широте и долготе показано на рис. 9, 10.

Обращает на себя внимание (см. рис. 9) нелинейность тренда СОП диполя 4 — быстрое движение на юг с 1955 по 1970 г., а затем практически стабильное положение. Элементы нелинейности есть в поведении и других СОП, но они невелики и могут быть связаны с погрешностью оценок положения диполей. СОП ряда других диполей обнаруживают небольшие смещения — 8, 5 и 11 на север, 14 на юг.

По долготе СОП большинство диполей более или менее стабильны или обнаруживают небольшие разнонаправленные смещения. Выделяются диполи 4 и 5 — первый значительно смещался на восток, а второй — на запад.

Ориентация векторов магнитных моментов диполей довольно разнообразна.

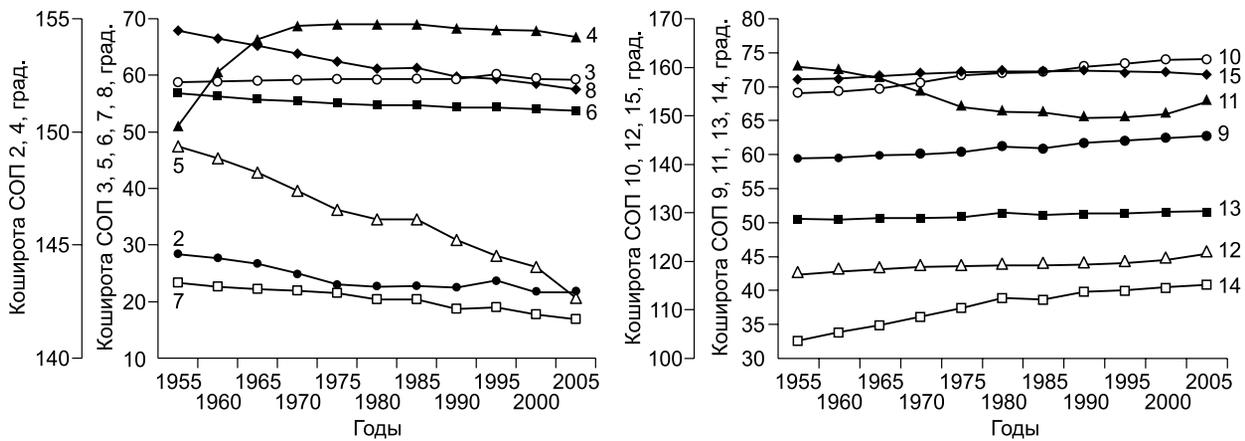


Рис. 9. Изменение кошироты СОП диполей.

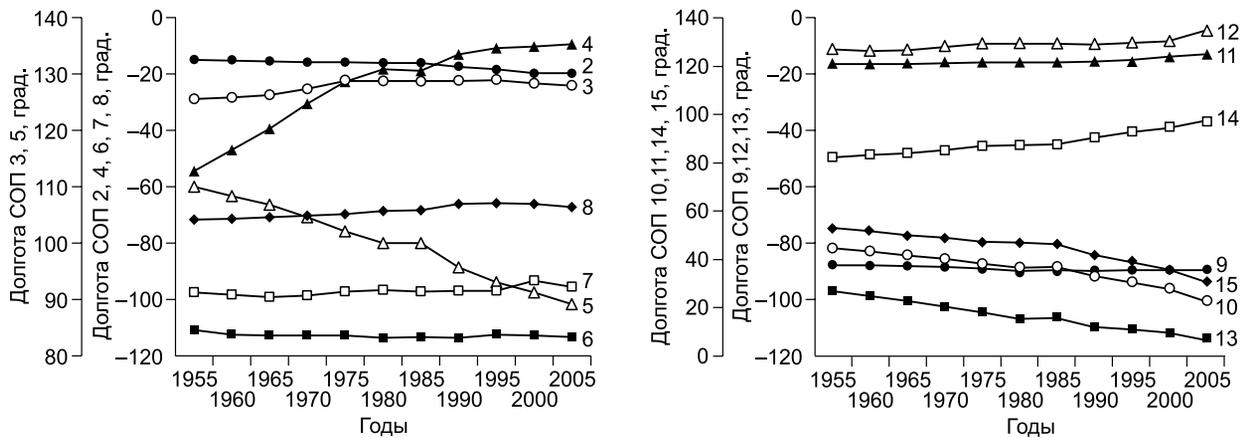


Рис. 10. Изменение долготы СОП диполей.

Отклонения вектора магнитного момента диполя от радиуса в точках северных осевых полюсов (СОП) диполей измеряются десятками градусов (табл. 4).

В этой таблице приведены углы β наклона осей диполей 1—15 к радиусам в точках СОП в плоскостях, содержащих радиусы СОП R и радиусы диполей r_D . Углы определены по теореме косинусов для треугольников со сторонами R , r_D и L (длина отрезка оси диполя от его центра до СОП):

$$\beta = \arccos \frac{R^2 + L^2 - r_D^2}{2RL}.$$

Отклонения векторов магнитных моментов большинства диполей от вертикали довольно велики. У всех диполей, центры которых расположены в нижней мантии, эти отклонения от вертикали 45° , достигая 80 — 81° (диполи 4 и 8 в эпоху 2005 г. и диполь 5 в эпоху 1955 г.). У некоторых диполей со временем отклонение увеличилось, у других уменьшилось. У главного диполя 1 отклонение увеличилось на 8° , у диполя 4 — на 11° , у диполя 11 — на 18° . У диполей 5 и 7 — отклонение уменьшилось на 14 — 15° , у диполя 13 — на 10° . Наиболее значительное уменьшение отклонения от вертикали отмечено у диполя 3 (с центром во внешнем ядре): за 50 лет отклонение изменилось с 48 до 17° .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Использование комбинированного интерактивно-автоматического подхода к дипольной аппроксимации геомагнитного поля позволило выделить 15 диполей и надежно оценить их параметры. Автоматически выделялся лучший диполь по остаточному полю (после исключения полей диполей нижних уровней) и оценивались его параметры по интерактивно выбранным начальным значениям этих пара-

Таблица 4.

Углы наклона (град.) осей диполей к радиусам в точках СОП

Эпоха	Номер диполя														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1955	0.6	74	48	69	80	73	61	72	78	75	55	55	68	71	74
1960	2.7	74	46	71	78	73	60	74	78	75	56	55	67	72	74
1965	4.6	73	44	73	77	73	59	75	77	74	59	56	66	73	74
1970	6.1	72	39	75	76	74	58	76	77	73	63	56	64	74	73
1975	7.4	71	34	77	74	74	57	77	77	72	67	56	63	75	73
1980	8.2	71	31	78	72	74	54	78	76	72	70	56	61	76	73
1985	8.6	70	29	78	71	75	52	79	76	72	72	56	60	76	73
1990	9.2	70	26	79	69	75	50	80	75	71	73	56	59	76	73
1995	9.7	70	23	79	68	75	49	80	75	71	73	56	58	75	73
2000	9.2	69	19	79	67	75	48	81	75	71	73	57	58	76	74
2005	8.8	68	17	80	66	75	46	81	75	71	73	57	58	76	74

метров. Выбор удачных начальных значений параметров диполей для оптимизационного их подбора является важнейшим фактором устойчивости оценок параметров диполей.

Главный результат работы состоит в том, что центры почти всех диполей (кроме 1-го (главного) и диполя 3) фиксируются в нижней мантии. Это значит, что ответственные за них системы токов в основном находятся в нижней мантии.

Такой вывод кажется неожиданным — в геомагнетизме давно сложилось мнение, что источников магнитных аномалий в твердой силикатной мантии быть не может. Это мнение основывается, в частности, на данных о спектре магнитных аномалий [Alldredge et al., 1963] (рис. 11). Здесь на длинах волн 1000—4000 км, которые могут иметь нижнемантийные аномалии, наблюдается «провал».

Считается, что источниками внутреннего геомагнитного поля могут быть, с одной стороны, электрические токи в проводящем жидком ядре и, с другой, — ферромагнитные минералы в горных породах магнитоактивного слоя литосферы (при температурах ниже точки Кюри, ~ 700 °С) толщиной в первые десятки километров. Между жидким ядром и изотермической поверхностью Кюри ферромагнетизм невозможен, а условий для токовых систем здесь нет [Адам, Бенькова, 1976; Колесова, 1985].

Есть несколько возражений против этого тезиса.

По данным глобальных магнитных съемок выделены сотни аномалий, которые при аналитическом продолжении вверх до высоты 400 км затухают незначительно [Берлянд, Цирель, 1974]; аналогичные аномалии промежуточного типа выявлены по спутниковым измерениям [Benkova et al., 1973]. И на рис. 11 видно, что провал — не абсолютный, аномалии в этом диапазоне длин волн имеются.

Железосодержащие минералы мантии (оливины, пироксены и др.) являются парамагнетиками в условиях выше температуры Кюри. Магнитная восприимчивость этих парамагнетиков на 2—4 порядка меньше их ферромагнитной восприимчивости (10^{-2} — 10^{-4} ед. СИ), но она не нулевая. Неоднородности температуры в парамагнитной нижней мантии могут создавать небольшие региональные аномалии, так как парамагнитная восприимчивость κ_p по закону Кюри—Вейса обратно пропорциональна температуре: $\kappa_p = C / (T - T_Q)$, где C — константа материала, T_Q — температура Кюри. Но этот фактор, видимо, мал.

Существенны возражения против невозможности токовых систем в мантии.

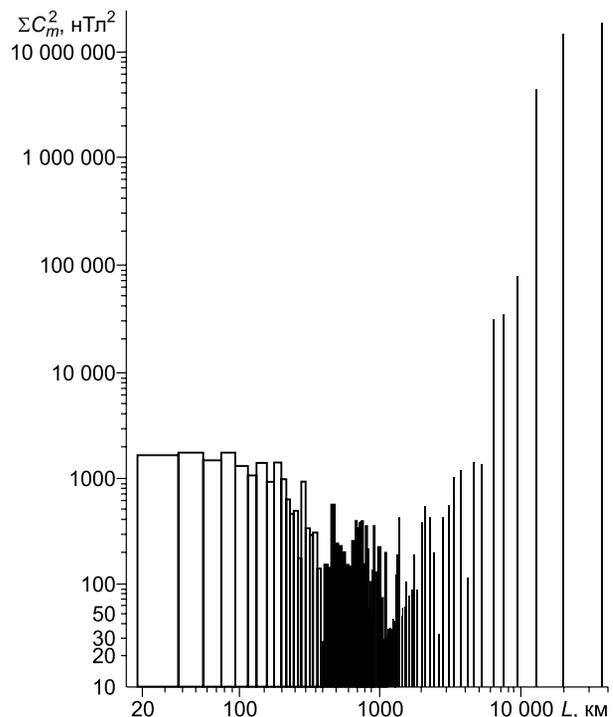


Рис. 11. Спектральная плотность модуля полного вектора геомагнитного поля вдоль кругового профиля, по [Alldredge et al., 1963].

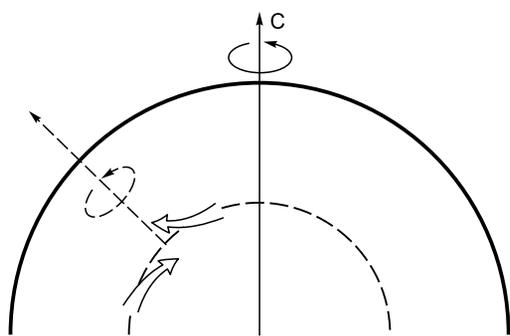


Рис. 12. Вращение материала относительно оси плюма, по [Каула, 1971].

О проводимости нижней мантии в настоящее время известно довольно много. Источниками данных об электропроводности нижней мантии служат магнитотеллурические и глубинные магнитовариационные зондирования, в которых источниками электромагнитного поля являются разнообразные вариации внешнего магнитного поля Земли, и пространственная структура вековых вариаций главного геомагнитного поля с периодами около 60 лет [Ковтун, 1980]. Установлено, что электропроводность нижней мантии 1—10 См/м [Ковтун, 1997; Olsen, 1999], но она возрастает с глубиной от 0.1—1 См/м вблизи верхней границы нижней мантии в различных по геотермическим условиям регионах до 10^3 См/м в слое D'' [Shankland et al., 1993; Lin et al., 2007]. Это значение примерно на 2 порядка меньше электропроводности жидкого внешнего ядра ($\sim 10^5$ См/м). Такое же соотношение имеют магнитные моменты главного и других диполей, начиная с 3-го (см. рис. 3).

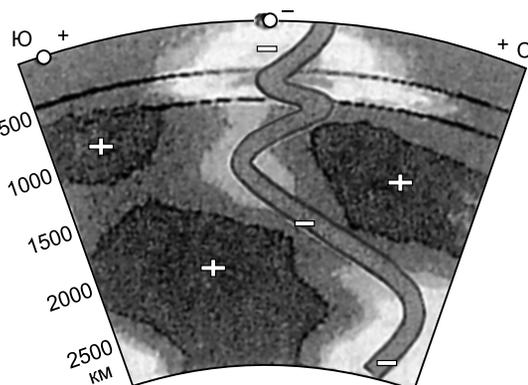
На возможность индукционных процессов в мантии как причине некоторых промежуточных аномалий протяженностью ~ 4000 км указывалось в работах [Benkova et al., 1973; Regan et al., 1975], но большая часть таких аномалий на континентах удовлетворительно объясняется магнитной структурой литосферы [Колесова, 1985]. Предлагаемые же разными авторами объяснения крупных региональных аномалий океанов моделями литосферных неоднородностей [Колесова, 1985] для значительной их части (особенно в пределах океанических котловин с однородной структурой литосферы) представляются необоснованными.

В нижней мантии с неоднородностью состава ниже 1000 км [Kellogg et al., 1999; van Der Hilst, Karason, 1999] есть компоненты состава, имеющие высокую электропроводность. Ферропериклаз (магнезиовюстит) (Mg, Fe)O (20 % состава мантии) при температуре и давлении, соответствующих глубинам от 1000 до 2200 км, претерпевает спиновый HS—LS переход [Пушаровский, Пушаровский, 1998; Lin et al., 2007; Кантор, 2007; Любутин, Гаврилюк, 2009]. Он обусловлен преобразованием ионов железа из высокоспинового HS- (суммарный спин 4-валентных электронов равен 2) в низкоспиновое LS-состояние (суммарный спин 0). Переход нерезкий, он происходит в интервале 1000—2000 км; выше 1000 км железо находится в HS-состоянии, а ниже 2200 км — в LS. Поэтому ему не соответствует какая-то сейсмическая граница. При этом уменьшается средний параметр решетки вюстита FeO, что дает увеличение плотности. На несколько порядков увеличивается электропроводность вюстита — в LS-состоянии он приобретает проводимость металлического типа [Lin et al., 2007; Кантор, 2007; Любутин, Гаврилюк, 2009]. Термодинамические условия перехода способствуют фракционированию магнезиовюстита на периклаз MgO и вюстит FeO. Вюстит как более плотный компонент состава мантии стремится опуститься вниз к ядру. Начиная с глубины 1000 км, зерна вюстита в своем движении вниз объединяются, образуя нисходящий плюм. В этом движении материал вюститового плюма приобретает вращение под действием кориолисовых сил, аналогичное тому, что обосновал У. Каула [1971] для восходящего плюма (рис. 12). Пересечение проводящими струями силовых линий тороидального магнитного поля генерирует в плюме электрический ток, вторичное магнитное поле которого (полоидальное) и наблюдается на земной поверхности как поле диполя.

Вращение материала в плюме может быть обусловлено не только кориолисовыми силами. Экспериментальное (физическое) моделирование плюма показало [Добрецов и др., 2001], что для этого имеются внутренние причины, связанные с неустойчивостью процесса: материал выбирает траекторию соответственно малым флуктуациям свойств среды и затем наследует получившееся отклонение от вертикали. В мантии по этой причине плюмы могут значительно отклоняться от

Рис. 13. Конфигурация Гавайского плюма по данным сейсмической томографии [Добрецов, 2011].

Знаками показаны положительные и отрицательные аномалии скорости сейсмических волн до ± 1 %. Серая линия — вероятная траектория оси плюма.



вертикальной траектории, что и наблюдается в данных сейсмической томографии о скоростной структуре плюмов в нижней мантии [Nolet et al., 2006; Добрецов, 2011]. На рис. 13 приведена траектория движения Гавайского плюма по меридиональному сечению. Как видим, отклонения плюма от вертикали довольно прихотливы и велики.

У погружающегося вюститового плюма такие отклонения еще более вероятны ввиду механизма наращивания тела плюма присоединением зерен вюстита при его движении. Надо отметить, что из-за малых размеров вюститовые плюмы вряд ли могут найти отражение в томографической скоростной модели нижней мантии [Nolet et al., 2006].

ВЫВОДЫ

1. Методом интерактивно-автоматического подбора последовательно выделены (по остаточным полям) 15 диполей и надежно оценены их параметры при обоснованно заданных начальных значениях.

2. Центры почти всех диполей (кроме 1-го (главного) и диполя 3) фиксируются в нижней мантии. Это значит, что ответственные за них системы токов в основном находятся в нижней мантии.

3. Центры четырех диполей размещены в областях Мировых магнитных аномалий (ММА). Центр диполя 3 (во внешнем ядре) расположен под Альпийским горным поясом Европы. Центры двух диполей расположены под Срединно-Атлантическим хребтом. Компактная группа двух почти одинаково ориентированных диполей с центрами на близкой глубине расположена над Африканским суперплюмом. Центры двух диполей расположены под Южной Азией. Отмечается закономерная приуроченность центров диполей к областям нижней мантии с повышенной температурой.

4. Значения магнитных моментов диполей уменьшаются с увеличением номера диполя; начиная с диполя 3 эти значения на 1.5—2.0 порядка меньше значения магнитного момента главного диполя. Ориентировка векторов магнитных моментов диполей довольно разнообразна. Отклонения вектора магнитного момента диполя от радиуса в точках северных осевых полюсов (СОП) диполей измеряются десятками градусов, кроме главного диполя, угол наклона которого к вертикали в СОП за 50 лет увеличился с 0.6 до 8.8°.

5. Изменение координат центров и СОП диполей за 50 лет в большинстве случаев довольно закономерно. Это и обеспечило устойчивость оценок параметров диполей, когда при исследовании диполей очередной эпохи в качестве начальных значений в оптимизационном подборе использовались значения параметров тех же диполей в предшествующую эпоху.

6. Предполагается, что в нижней мантии существуют токовые системы, создающие дипольные магнитные поля. Эти токи обеспечиваются высокой проводимостью важного компонента мантии — вюстита, переходящего на глубинах 1000—2200 км в низкоспиновое состояние железа с повышением плотности и электропроводности. Плотность вюстита существенно больше плотности перовскитовой мантии. Его погружение к ядру с глубины 1000 км создает узкие плюмы, в которых материал закручивается из-за вращения Земли. Пересечение таких проводящих соленидов силовыми линиями тороидального поля создает ток, магнитное поле которого и наблюдается на поверхности Земли как поле диполей.

ЛИТЕРАТУРА

Адам Н.В., Бенькова Н.П. Модели главного геомагнитного поля и его вековых вариаций // Итоги науки и техники, 1976, т. 3, с. 88—122.

Берлянд Н.Г., Цирель В.С. О наличии в геомагнитном поле крупных региональных аномалий // Геомагнетизм и аэрономия, 1974, т. 14, № 3, с. 530—536.

Бенькова Н.П., Пушков А.Н. Магнитное поле Земли // Итоги науки и техники, 1980, т. 5, с. 5—95.

Грушинский Н.П. Теория фигуры Земли. М., Физматгиз, 1963, 448 с.

Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2011, 488 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 409 с.

Калинин Ю.Д. Выражение в сферических координатах потенциала магнитного диполя, расположенного в любой точке пространства и имеющего магнитный момент любого направления // Геомагнетизм и аэрономия, 1963, т. 3, № 6, с. 1058—1059.

Кантор И.Ю. Фазовые соотношения, структурные и электронные свойства ферропериклаза при высоких давлениях и температуре: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., МГУ, 2007, 25 с.

Касьяненко Л.Г., Демина И.М., Сас-Ухрыновский А. Представление главного магнитного поля Земли системой оптимальных по ориентации и положению диполей // Геомагнетизм и аэрономия, 2002, т. 42, № 6, с. 838—844.

- Каула У.** Введение в физику планет земной группы. М., Мир, 1971, 536 с.
- Ковтун А.А.** Использование естественного электромагнитного поля при изучении электропроводности Земли. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1980, 196 с.
- Ковтун А.А.** Электропроводность Земли // Соросовский образовательный журнал, 1997, № 10, с. 111—117.
- Колесова В.И.** Аналитические методы магнитной картографии. М., Наука, 1985, 222 с.
- Кропачев Э.П., Колесова В.И.** Об аналитическом представлении главного геомагнитного поля // Геомагнетизм и аэрономия, 1967, т. 7, № 2, с. 390—393.
- Ладынин А.В.** Потенциальные геофизические поля в задачах геологии. Новосибирск, Изд-во Новосибир. ун-та, 2008, 264 с.
- Ладынин А.В., Попова А.А.** Оптимизационный подбор параметров эксцентричного диполя путем сравнения модельных полей с магнитным полем Земли // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 266—278.
- Любутин И.С., Гаврилюк А.Г.** Современные достижения в исследовании фазовых превращений в оксидах 3d-металлов при высоких и сверхвысоких давлениях. Обзор // Успехи физических наук, 2009, т. 179, № 40, с. 1047—1078.
- Паркинсон У.** Введение в геомагнетизм. М., Мир, 1986, 528 с.
- Пудовкин И.М., Валуева Г.Е., Колесова В.И.** Дипольная модель главного магнитного поля Земли (на основе анализа поля Z) // Геомагнетизм и аэрономия, 1968, т. 8, № 4, с. 732—742.
- Пушаровский Д.Ю., Пушаровский Ю.М.** Состав и строение мантии Земли // Соросовский образовательный журнал, 1998, № 11, с. 111—119.
- Старченко С.В.** Источники наблюдаемого магнитного поля в ядре Земли. 2013, hnu.docdat.com/index-173650.htm.
- Яновский Б.М.** Земной магнетизм. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1978, 592 с.
- Aldredge L.R., Stearns Ch.O.** Dipole model of the sources of the Earth's main magnetic field // J. Geophys. Res., 1969, v. 74, p. 6583—6593.
- Aldredge L.R., van Voorhis G., Davis T.M.** A magnetic profile around the world // J. Geophys. Res., 1963, v. 68, p. 3679—3692.
- Benkova N.P., Dolginov S.S., Simonenko T.N.** Residual geomagnetic field from the satellite Cosmos-49 // J. Geophys. Res., 1973, v. 78, p. 798—803.
- Bochev A.** A dipole approximating to the highest possible degree the Earth's magnetic field // Pure Appl. Geophys., 1969, v. 74, № 3, p. 25—28.
- Bochev A.Z.** Two and three dipoles approximating the Earth's main magnetic field // Pure Appl. Geophys., 1974, v. 79, № 4, p. 29—34.
- Bochev A.Z.** Presenting the Earth's magnetic field as a field of six optimal dipoles // C. R. Acad. Bulg. Sci., 1975, v. 28, № 4, p. 469—471.
- Fraser-Smith A.C.** Centered and eccentric geomagnetic dipoles and their poles, 1600—1985 // Rev. Geophys., 1987, v. 25, № 1, p. 1—16.
- Jacobs J.** Geomagnetism. London, Academic Press, 1987, 540 p.
- Kellogg L.H., Hager B.H., van Der Hilst R.D.** Compositional stratification in the deep mantle // Science, 1999, v. 283, p. 1881—1884.
- Langel R.A.** The main field // Geomagnetism / Ed. J.A. Jacobs. V. 1. London, Academic Press, 1987, p. 249—492.
- Lin J.-F., Vankó G., Jacobsen S.D., Iota V., Struzhkin V.V., Prakapenka V.B., Kuznetsov A., Yoo C.-S.** Spin transition zone in Earth's lower mantle // Science, 2007, v. 317, № 5845, p. 1740—1743.
- Lin J.-F., Weir S.T., Jackson D.D., Evans W.J., Vohra Y.K., Qiu W., Yoo C.-S.** Electrical conductivity of the lower-mantle ferropericlas across the electronic spin transition // Geophys. Res. Lett., 2007, v. 34, L16305, doi:10.1029/2007 GL030523.
- Nevanlinna H.** Interpreting regional geomagnetic anomalies and their secular variations with the aid of radial dipoles and current loops // J. Geomag. Geoelectr., 1980, v. 32, № 8, p. 483—506.
- Nolet G., Karato S.-I., Montelli R.** Plume fluxes from seismic tomography // Earth Planet. Sci. Lett., 2006, v. 248, p. 685—699.
- Olsen N.** Long-period (30 days-1 year) electromagnetic sounding and the electrical conductivity of the lower mantle beneath Europe // Geophys. J. Int., 1999, v. 138, p. 179—187.
- Regan R.D., Cain J.C., Davis W.M.** A global magnetic anomaly map // J. Geophys. Res., 1975, v. 80, p. 794—802.

Shankland T.J., Peyronneau J., Poirier J.-P. Electrical conductivity of the Earth's lower mantle // *Nature*, 1993, v. 366, p. 453—455.

Stearns Ch.O., Alldredge L.R. Models of the sources of the Earth's magnetic field // *Meth. Comput. Phys.*, 1973, v. 13, p. 61—92.

van Der Hilst R.D., Karason H. Compositional heterogeneity in the bottom 1000 kilometers of Earth's mantle: toward a hybrid convection model // *Science*, 1999, v. 283, p. 1885—1888.

*Рекомендована к печати 11 октября 2013 г.
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию
29 марта 2013 г.*