

## О РАЗМЕРЕ ИСТОЧНИКА ГЕНЕРАЦИИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

В.В.Кузнецов

В модели геодинамо, принято считать, что дипольный источник геомагнитного поля расположен во внешнем ядре, ближе к границе с мантией, или на самой границе. В геомагнетизме вопрос о местоположении источника генерации, как правило, не обсуждается, тем не менее, попытки определить размер источника (глубину его расположения, в долях земного радиуса  $R$ ), - известны. Оценить его можно на основании имеющихся данных о структуре геомагнитного поля. Рассмотрим несколько способов оценки размера источника генерации геомагнитного поля, и сравним с результатами аналогичных оценок, полученных различными авторами.

**Компьютерная модель.** В цикле работ Олдриджа [Allredge, Hurwitz, 1964; Alldridge, Stearns, 1969; Alldridge, 1980; Alldridge, 1987], а так же в работе [Peddie, Zunde, 1987] проводилось компьютерное моделирование геомагнитного поля набором токовых колец (current-loop). Подбиралось оптимальное число колец и радиус их расположения. Во всех этих исследованиях был получен однозначный результат: источник геомагнитного поля располагается на радиусе  $a = 0.2 R$ , где  $R$  - радиус Земли.

### Оценка по размеру диполя.

Размер области генерации магнитного поля Земли оценивался Жижимовым [1988] на основе анализа сферических коэффициентов. В этой работе он полагал, что разложение поля по сферическим функциям на поверхности Земли и разложение этого поля по малому параметру, - отношению размера источника к расстоянию до него, эквивалентны. Зная величину малого параметра, можно оценить характерный размер источника, если предположить, что источник генерирует лишь самые низшие мультиполи в виде магнитных зарядов, диполей и квадруполей. При моделировании на четных и нечетных гармониках разложения геомагнитного поля, - получался один однозначный результат: глубина генерации магнитного поля оказывалась равной  $x = a/R = 0.2 R$  ( $R$  - радиус Земли). Рассмотрим этот подход немного подробнее.

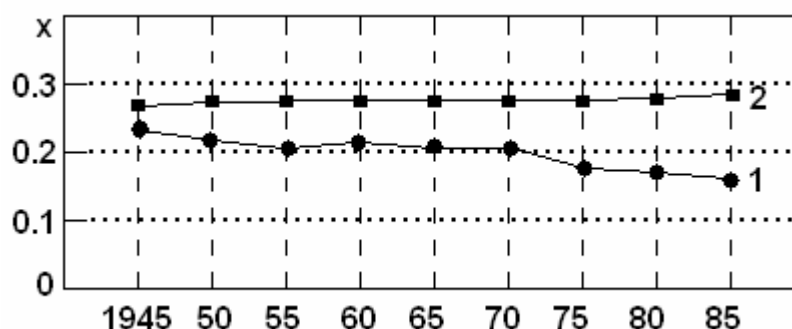


Рис. 1. Размер модельного источника для диполя (1) и квадруполя (2).

Самая простая модель источника с дипольным моментом, это система двух разноименных зарядов, симметрично расположенных относительно центра Земли. Потенциал диполя конечного размера (расстояние между зарядами  $2a$ ):

$$V(\vec{R}) = \sum_{lm} A_{lm} l_{em}(\vec{R}), \quad (1)$$

где коэффициенты  $A_{lm}$  связаны со стандартными гармоническими коэффициентами линейными соотношениями:

$$(-1)^m \frac{R}{2} \sqrt{\frac{2\pi}{2l+1}} (g_l^m + i h_l^m), \quad A_{l0} = R \sqrt{\frac{2\pi}{2l+1}} g_l^0, \quad A_{l-m} = (-1)^m A_{lm}. \quad (2)$$

Параметры модельного диполя приводят к выражению:

$$x = \left\{ \frac{A_3^+ C_3 + C_3^+ A_3}{2C_3^+ C_3} \right\}^{1/2}, \quad (3)$$

что является оценкой собственного размера диполя. Здесь под величинами  $A_3$  и  $C_3$  следует понимать матрицы-столбцы, каждая из которых составлена из коэффициентов  $A_{3m}$ ,  $C_{3m}$ . Значок «+» означает эрмитово сопряжение. Численные значения  $x$  приведены на рис. 1.

### Оценка по расстоянию между виртуальными магнитными полюсами (ВМП).

В работе [Кузнецов и др. 1987], посвященной оценке степени недипольности источника геомагнитного поля, исследовалась зависимость расстояний между различными ВМП и точками, в которых они определялись. Если бы все ВМП попадали в одну точку, то расстояние между ними было бы равно нулю. Если бы расстояния между парами ВМП оказались равными расстояниям между этими же парами точек их определения, то это показывало бы на отсутствие дипольного характера поля. В таком случае, ни о каком дипольном характере поля нельзя вести речь, т.к. наклон такой прямой был бы равен  $45^\circ$ . В действительности этот угол значительно меньше, что говорит о дипольном характере геомагнитного поля. Если расстояние  $L$  между обсерваториями, т.е. точками определения ВМП принять равным величине земного радиуса  $R_E$ , то расстояние между самими ВМП оказывается  $0.2 R_E$ , что равняется радиусу внутреннего ядра  $R_G$  (рис. 2-а). Это еще раз подтверждает справедливость прежних оценок.

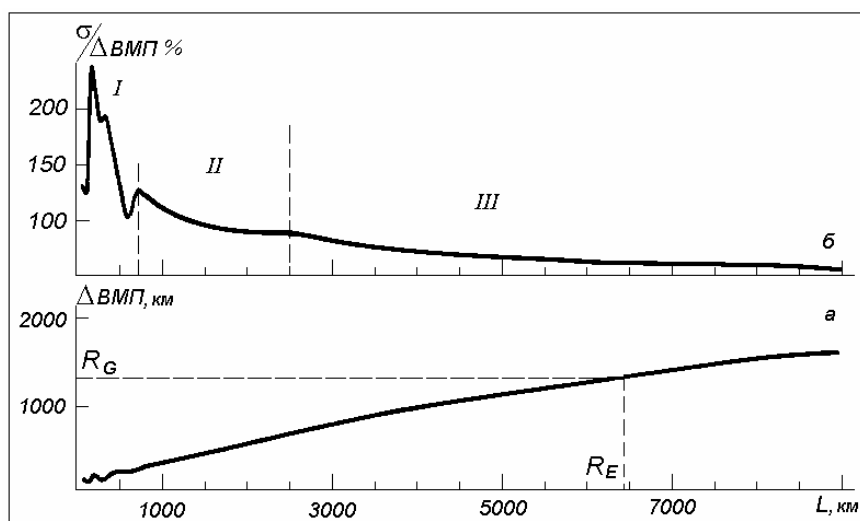


Рис. 2. Расстояние между виртуальными магнитными полюсами, определенными на обсерваториях и расстояние между этими обсерваториями  $L$  – а; б - относительное среднеквадратичное отклонение  $\sigma$  от среднего значения ВМП в зависимости от  $L$ .

На рис. 2-б показано как изменяется относительное среднеквадратичное отклонение  $\sigma$  от среднего значения ВМП ( $\sigma/\Delta\text{ВМП}$ ) с расстоянием  $L$ . Кривая рис. 2-б состоит как бы из трех частей, обозначенных I, II, III. В части I наблюдаются резкие перепады  $\sigma/\Delta\text{ВМП}$ . Возможно, это объясняется тем, что при малых расстояниях между обсерваториями ( $L < 700$  км) сказываются магнитные аномалии присущие земной коре. Во второй части (II) кривой уменьшение  $\sigma/\Delta\text{ВМП}$  обязано увеличением влияния глубинных факторов над - коровыми, а в третьей (III) части ( $L > 2500$  км) – наблюдается плавный характер уменьшения  $\sigma/\Delta\text{ВМП}$ , связанный с уменьшением влияния глубинного источника при увеличении интервала осреднения (последняя точка на кривой  $L \approx 9000$  км получена осреднением 16110 значений).

### Оценка по пространственному размеру аномалий.

Глобальные магнитные аномалии (ГМА) в нашей модели представляется магнитными диполями. Известно, что если это центральный диполь (его центр на оси вращения Земли), то компоненты его:

$$Z = (2m/4\pi) \times \cos \theta / r^3 ; H = (m/4\pi) \times \sin \theta / r^3, \quad (4)$$

где  $m$  дипольный момент, а угол  $\theta$  между точкой на земной поверхности, куда “смотрит” диполь и где  $Z = \max$  и точкой, в которой мы хотим определить значения поля диполя (см. рис. 3). Из этого рисунка следует, что на картах  $E$ - и  $N$ -компонент геомагнитного поля мы должны наблюдать максимумы и минимумы этих компонент, отстоящих от центра диполя. (Надо сказать, что такие максимумы и минимумы на картах действительно есть). Если нам удастся оценить расстояния (в географических градусах) от центра диполя до максимумов этих компонент, то мы могли бы оценить глубину, на которой происходит генерация ГМА. Нас интересует величина угла  $\theta$ , однако, для оценки величины  $x$  (см. рис. 3), мы обязаны пользоваться величиной угла  $\alpha$  (в географических градусах). Заметим, что зависимости координат поля диполя ГМА не совпадает с формой центрального диполя. Получим эти зависимости, приравняв радиус Земли единице ( $R = 1$ ), полагая, что:

$$H_\theta = \sin \theta / r^3 = \max.$$

и учитывая очевидную зависимость:  $\sin \theta = \sin \alpha / r$ , получаем:

$$H_\theta = \sin \alpha / r^4.$$

Угол между векторами  $H_\alpha$  и  $H_\theta$  обозначим как:  $\beta$  ( $\beta = \theta - \alpha$ ), тогда величина  $H_\theta$  должна быть умножена на:  $\cos \beta = (1 - x \cos \alpha) / r$ .

В результате получаем:

$$H_\alpha = \sin \alpha (1 - x \cos \alpha) / r^5, \quad r = (1 + x^2 - 2x \cos \alpha)^{1/2}. \quad (5)$$

Определив по картам  $E$ - и  $N$ -компоненты магнитного поля Земли величины углов  $\alpha$  для ГМА и современных фокусов векового хода, получаем среднее значение величины  $x$ . Она оказывается равной:  $x = 0.2 (\pm 0.1) R$ .

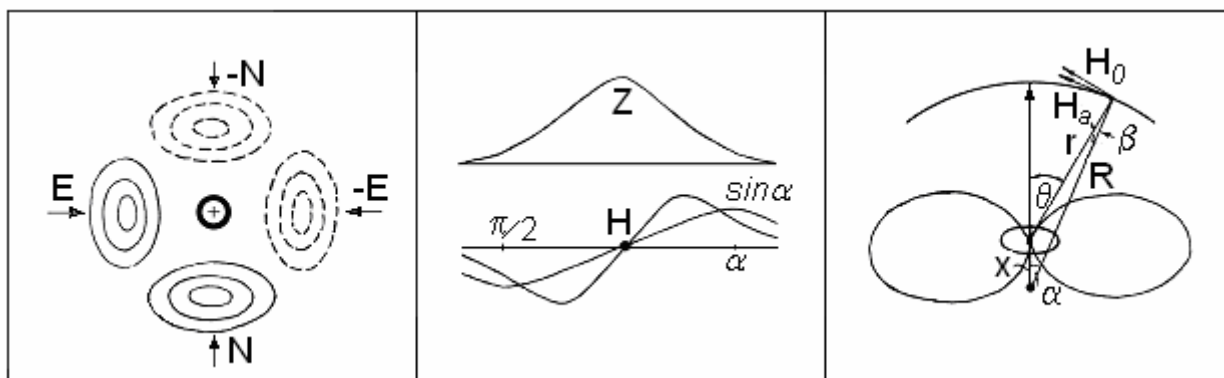


Рис. 3. Оценка доли радиуса Земли, соответствующей области источника генерации поля магнитных аномалий.

### Оценка размера источника по геомагнитному спектру

В работах [Langel, Estes, 1982; Gregori et al., 1999; Nevanlinna, 1987] изучался спектр геомагнитного поля. Спектр геомагнитного поля, - это изменение  $R_n$  - среднеквадратической интенсивности геомагнитного поля, оцененной на поверхности Земли (размерность  $R_n$  - в  $(\text{нТл})^2$ ), как сумма гармоник  $n$ -ой степени от номера гармоники:

$$R_n = (n+1) \sum_{m=0}^n [(g_n^m)^2 + (h_n^m)^2]. \quad (6)$$

Набор величин  $R_n$  сведен в [Gregori et al., 1999] в таблицу, из которой видно, что основная часть интенсивности поля (95%) сосредоточена в области генерации геомагнитного поля (дипольное поле) с гармоникой  $n = 1$ . Характер спектра представляет собой падающую кривую для гармоник степени от 1 до  $n = 13$ . Для гармоник более высшего порядка кривая становится горизонтальной.

$$R_n = 1.349 \times 10^9 (0.270)^n (nT)^2. \quad (7)$$

При оценке формы спектра геомагнитного поля относительно границы ядро-мантия было показано [Langel, Estes, 1982; Gregori et al., 1999], что коэффициенты  $R_n$  плавно уменьшаются до определенной величины  $n$ , соответствующей этой границе, а затем - начинают расти. Природа возрастания величины  $R_n$  окончательно не выяснена. Этот рост (точки на рис 4-б) не соответствует формуле (7). Авторы [Gregori et al., 1999] пытаются объяснить этот феномен якобы влиянием магнитного поля коры и мантии. По всей видимости, обнаруживаемый в некоторых работах подъем спектра связан с вычислительным алгоритмом, в котором не учитывался тот факт, что коэффициенты Гаусса  $g_n^m$  и  $h_n^m$  были определены для поверхности Земли, а использовались при оценке спектра на внутренних сферах. Это равносильно тому, что если бы, к примеру, некоторую функцию ограниченную заданным интервалом, разложить в ряд по полиномам, а затем перенести конечный уровень разложения внутрь определенного для функции интервала. В этом случае мы должны бы увидеть аналогичную картину: коэффициенты при гармониках ряда, который не вписывался в новый интервал, - будут возрастать по мере увеличения номера гармоники, в то время как они убывали в пределах ограниченного интервала, при начальной постановке задачи.

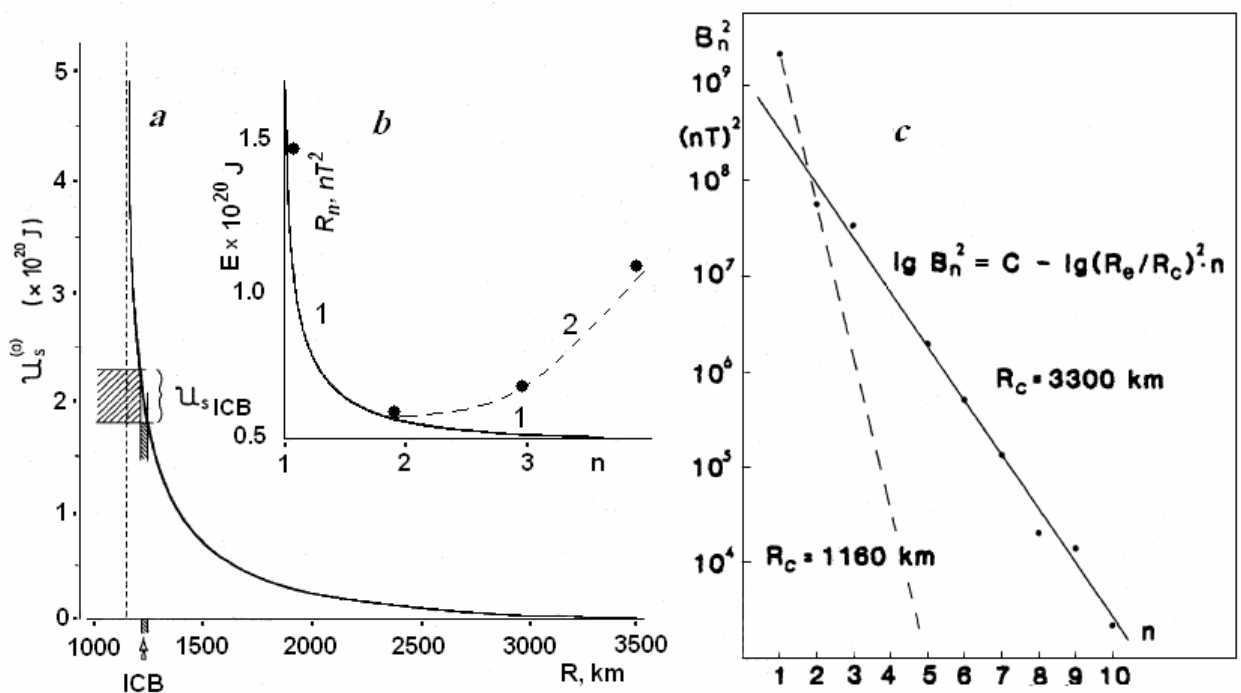


Рис. 4. Оценка величины энергии геомагнитного поля в зависимости от радиуса Земли (a) (Gregori et al, 1999), от номера сферической гармоники (b) для поверхности внутреннего ядра, спектр геомагнитного поля (c) для двух поверхностей радиусом  $R_c$  (Nevanlinna, 1987).

Средний квадрат полной области ( $B$ ) как функция гармонической степени ( $n$ ) как вычислено с 1980 IGRF, используя уравнение 1 (Nevanlinna, 1987). Наклон линии регресса (сплошная линия) дает радиус (3300 км) очевидной границы ядра. Пунктирная линия,

проходящая через два первых гармонических коэффициентов, представляет пространственный магнитный спектр источника, находящегося во внутреннем ядре.

### **Моделирование с помощью магнитных диполей и токовых контуров.**

При моделировании использовался итерационный демпфированный метод Ньютона-Гаусса для минимизации целевой функции. В качестве целевой функции использован усредненный по поверхности Земли квадрат остаточного поля - разностного между модельным и наблюдаемым [Ботвиновский, 2000].

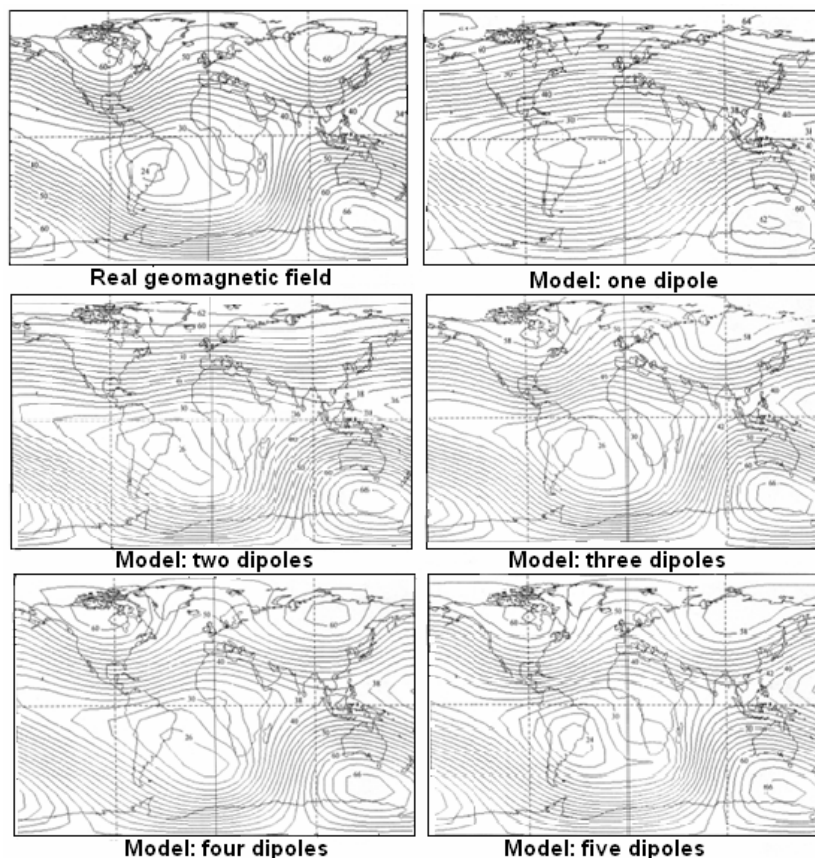


Рис. 5. Структура геомагнитного поля для различного количества диполей, расположенных на сфере радиусом  $a = 0.2 R$

Показано, что наиболее оптимальный генератор представляет собой дифференциальную токовую структуру с небольшим расстоянием между круговыми контурами. В результате перебора положений токовых колец, их размеров и величин магнитных диполей на внутренних земных сферах, получено, что главная (доминирующая) часть магнитного момента Земли создаётся в объёме, непосредственно окружающем внутреннее ядро ( $R_G = 0.2 R_E$ ). Наиболее оптимальное количество токовых колец дополнительных к центральному осевому диполю, оказалось равным четырем, как и четырем наблюдаемым глобальным магнитным аномалиям. Конфигурация геомагнитного поля, состоящая из центрального диполя и четырех диполей (токовых колец), наиболее соответствующая наблюдаемой (рис. 5), получается при условии, что вычисленные координаты диполей не совпадают с координатами диполей ГМА, а векторы этих диполей находятся под некоторыми углами к поверхности внутреннего ядра. Направления диполей показаны в таблице стрелками, а модули поля диполей (Мд) - в величинах: Тесла на объём ( $\text{в м}^3$ )  $\times 10^{15}$ . Из таблицы видно, что величины модулей центрального и модулей ГМА соизмеримы, а также модули трех аномалий усиливают основное поле, а модуль соответствующий Бразильской аномалии – уменьшает.

Таблица

Диполь	Центральный	Канадский	Сибирский	Бразильский	Южный
Координаты	78.3° S 106° E	60° N 90° W	60° N 120° E	15° S 90° W	70° S 150° E
Выч. коорд.	63.3° S 25.3° E	24° N 62.8° W	45° N 66.8° E	69.1° S 9.9° W	72.5° S 133° E
Мд. $\times 10^{15} \text{ Гм}^3$	7.8	1.8	2.4	4.3	2,5
Напр. дип.	↓	↓	↓	↑	↓

Таким образом, все известные нам способы оценки размера источника дают один и тот же результат: *генерация геомагнитного поля происходит на границе внутреннего ядра*. Этот фундаментальный результат противоречит классической модели геодинамо. Как известно, граница между внутренним (G) и внешним (E) ядром хорошо выделяется сейсмологическими методами. Граница имеет реальную толщину порядка 100 км и носит название F-слой. Судя по распределению скоростей Р-волн в F-слое, возможно, что здесь происходит фазовый переход первого рода. Это означает, что в слое могут образовываться электрические заряды, происходить их разделение при массопереносе и возникать двойной электрический слой. Учитывая эти обстоятельства, существует значительная вероятность того, что генерация геомагнитного поля происходит именно в этом слое.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ботвиновский В.В.** Моделирование генератора главного магнитного поля Земли с помощью магнитных диполей и токовых контуров. Дисс. на соиск. уч. ст. к.ф.-м.н. Новосибирск. 2000.
- Жижимов О.Л.** Оценка размера области генерации магнитного поля Земли. 1988. Новосибирск: Препринт ИГиГ № 13. 12 с.
- Кузнецов В.В., Павлова И.В., Семаков Н.Н.** Оценка степени недипольности главного магнитного поля Земли // ДАН СССР. 1987. Т. 296. № 4. С. 819-821.
- Паркинсон У.** Введение в геомагнетизм. М. Мир.: 1986. 525 с.  
Parkinson W.D. Introduction to Geomagnetism (Scottish Academic Press, Edinburgh and London), 1983, pp.433.
- Allredge L.R., Hurwitz L.** Radial dipoles as the sources of the Earth's main magnetic field // J. Geophys. Res. 1964. V. 69. P. 2631- 2636.
- Alldrige, L.R., Stearns C.O.** Dipole model of the sources of the Earth's magnetic field // J. Geophys. Res. 1969. V. 74. P. 6583-6593.
- Alldrige, L.R.** Circular current loops, magnetic dipoles and spherical harmonic analyses // J. Geomag. Geoelectr. 1980. V. 32. P. 357-364.
- Alldrige, L.R.** Current loops fitted to geomagnetic model spherical harmonic coefficients // J. Geomag. Geoelectr. 1987. V. 39. P. 271-296.
- Gregori G.R., Dong W-J., Gao X-Q., Gizzi F.T.** The separation of the geomagnetic field originated in the core, in the asthenosphere, and in the crust // Ann. Geoph. 1999. V.42, N. 2. P. 191-209.
- Peddie N.W., Zunde A.K.** A model of geomagnetic secular variation for 1980-1983 // Phys. Earth Planet. Inter. 1987. V. 48. P. 324-329.
- Barraclough D.R.** International Geomagnetic Reference Field^ the fourth generation // PEPI 1987. V. 48. P. 279-292.
- Langel R.A., Estes R.H.** A geomagnetic field spectrum // Geophys. Res. Lett. 1982, V.9 (4), P. 250-253.
- Nevanlinna H.** Notes on global mean-square values of the geomagnetic field and secular variation // J. Geomag. Geoelectr. 1987 V. 39 (3), P.165-174.