

УДК 528.88

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ МАГНИТОМЕТРИИ ДЛЯ АНАЛИЗА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ, ИЗМЕРЕННОГО НА СПУТНИКЕ «СНАМР»

© 2007 Г.А. Фонарев¹, А.Л. Харитонов², Г.П. Харитонova²

¹ Центр геоэлектромагнитных исследований Объединенного Института Физики Земли РАН, 142190, Троицк Московской области.

² Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Троицк Московской области, E-mail: ahariton@izmiran.ru

В статье изложена методика пространственно-временной спутниковой магнитометрии, в основе которой лежит вычисление частного дифференциала геомагнитного поля по времени, измеренного на спутнике. Методика предназначена для фильтрации полей внешнего (магнитосферного) происхождения из измеренного геомагнитного поля и выделения полей внутреннего (тектоносферного) происхождения. В работе приведены примеры выделения полей тектоносферного происхождения, связанных с глубинными неоднородностями в районе Курского железорудного месторождения и полей от сейсмоактивных разломов Африканского континентального рифта.

Пространственно-временная магнитометрия (ПВМ) с использованием частного дифференциала по времени применима в широком диапазоне скоростей от дрейфующих льдов до спутников. Первыми публикациями на эту тему являлись работы Г.А. Фонарева с соавторами (Фонарев, 2005; Fonarev et al., 1997). Суть ПВМ заключается в выборе виртуальной временной измерительной базы $\Delta t = a \Delta L$, где a – скорость движущегося магнитометра, ΔL – отрезок пути или виртуальная пространственная измерительная база. Необходимо, чтобы за время Δt одно из приращений F_a или F_v было меньше чувствительности магнитометра (ε). F_a и F_v – соответственно одна из компонент аномального магнитного поля в движущейся системе координат и магнитная вариация. Тогда F_a или F_v будет отсутствовать на дифференциальной кривой. При $\Delta t \ll T$, F_a и F_v будут меньше чувствительности магнитометра (ε), то есть в основе ПВМ лежит фильтрация исследуемых полей. При проведении гидромагнитных измерений мы имеем возможность сравнивать результаты ПВМ с данными буксируемой установки с разнесенными в пространстве магнитометрами (Fonarev et al., 1997). В случае спутниковых магнитных съемок такой возможности нет. Однако, в случае спутниковой магнитной съемки возможно повторение маршрута на очень близких по координатам витках, что также позволяет успешно

использовать данный метод (ПВМ). В решении этой задачи большую помощь могут оказать надежные спутниковые магнитные съемки аппаратами «MAGSAT» и «СНАМР» (Ротанова и др., 2005; Rotanova et al., 2004). Несомненное достоинство спутниковых съемок заключается в скорости проведения измерений на огромных территориях, что избавляет от ошибок учета поправок связанных с так называемыми изменениями векового хода геомагнитного поля. Но при этом, наблюдаемое на искусственных спутниках Земли (ИСЗ) «СНАМР», «MAGSAT» геомагнитное поле является суммарным отражением различных детерминированных и случайных физических процессов и явлений, происходящих в различных слоях Земли. Одним из методов разделения магнитного поля Земли, являются методы дифференциальной магнитометрии.

ОБРАБОТКА ГЕОМАГНИТНЫХ ДАННЫХ ИСКУССТВЕННОГО СПУТНИКА ЗЕМЛИ «СНАМР» С ПОМОЩЬЮ МЕТОДИКИ ПВМ

На рассматриваемую временную эпоху геофизической съемки выполняемой спутником «СНАМР» геомагнитное поле можно представить как сумму постоянного и переменного полей, обусловленных источниками, расположенными как внутри Земли, так и вне ее пределов

(солнечно-магнитосферные источники) (Харитонов и др., 2005). Изучение пространственно-временной структуры геомагнитного поля (F_e), измеренного на спутниках (Цветков и др., 2004; Ротанова и др., 1999) можно рассматривать как сумму векторов напряженности нескольких полей

$$F_e(\varphi, \lambda, h) = F_m(\varphi, \lambda, h) + F_a(\varphi, \lambda, h) + F_v(\varphi, \lambda, h), \quad (1)$$

где F_m – составляющая вектора индукции главного геомагнитного поля, обусловленная источниками в ядре Земли (так называемое постоянное магнитное поле Земли); F_a – составляющая вектора индукции геомагнитного поля, обусловленная неоднородностями земной коры и мантии Земли (так называемое поле региональных аномалий); F_v – составляющая вектора индукции переменного геомагнитного поля, обусловленная источниками внешнего солнечно-магнитосферного происхождения. Это поле также часто называют переменным электромагнитным полем Земли; φ, λ, h – соответственно географические широта, долгота и высота пунктов измерения геомагнитного поля на орбите спутника.

Обычно для описания главного геомагнитного поля используют сферический гармонический анализ, где потенциальная функция представляется в виде сферического гармонического ряда Гаусса. Для расчетов была использована модель главного геомагнитного поля с длиной ряда равной 13 гармоникам, разработанная (Bondar et al., 2000).

Для анализа пространственной структуры геомагнитного поля в пределах Восточно-Европейской платформы (в особенности района самой интенсивной на Земле Курской магнитной аномалии) и прилегающих территорий была проведена математическая обработка и численная интерпретация вдоль 100 витков ИСЗ «СНАМР» покрывающих территорию от 1° до 60° восточной долготы и в пределах географических широт от +60° до -60° (Ротанова и др., 2005).

Таким образом, были рассчитаны разностные поля для каждого из отобранных ста витков. Полученные таким образом разностные поля обусловлены как внешними солнечно-магнитосферными токовыми системами, так и внутренними источниками (намагниченностью земной коры, электромагнитными неоднородностями в мантии Земли); имеется также небольшая составляющая, связанная со случайными ошибками измерений.

Одним из методов выделения магнитного поля связанного с внутриземными коро-мантийными неоднородностями исследуемого региона на фоне поля помех, связанных с внешними солнечно-магнитосферными источниками и погрешностями измерений являются методы дифференциальной магнитометрии (Фонарев, 2005, Харитонов и др., 2005; Цветков и др., 2004; Fonarev et al., 1997).

Поскольку, как было показано выше, из измеренных данных предварительно было исключено главное магнитное поле (F_m), то в остаточном поле присутствуют, в основном, магнитные аномалии тектоносферного происхождения (F_a) и вариации переменного магнитного поля (F_v).

Во всех компонентах остаточного геомагнитного поля (рис. 1) очень сложно на фоне аномалий-помех выделить даже самую крупную на Земле Курскую магнитную аномалию. Для устранения из спутниковых магнитных данных помех внешнего происхождения рассмотрим формулы дифференциальной магнитометрии, на которые мы опирались при компьютерных расчетах. Согласно (Фонарев, 2005; Харитонов и др., 2005; Fonarev et al., 1997; Kharitonov et al., 2006), если спутник движется прямолинейно вдоль оси X со скоростью a , то показания магнитометра, установленного на спутнике, через интервал времени равный $\Delta t = 1$ сек можно вычислить через выражение:

$$F_a(\varphi, \lambda, h, t) = F_e(\varphi, \lambda, h, t) [exp(-i\omega\Delta t) - 1] exp(-i\omega t), \quad (2)$$

где F_e – составляющая полного вектора индукции геомагнитного поля, $\omega = (2\pi/T)$ – круговая частота поля.

Определение интервалов времени Δt_v и Δt_a , при которых разности остаточного геомагнитного поля по данным спутника «СНАМР» F_v и F_a будут меньше чувствительности магнитометра (ε), установленного на борту этого спутника, можно определить из формулы (3):

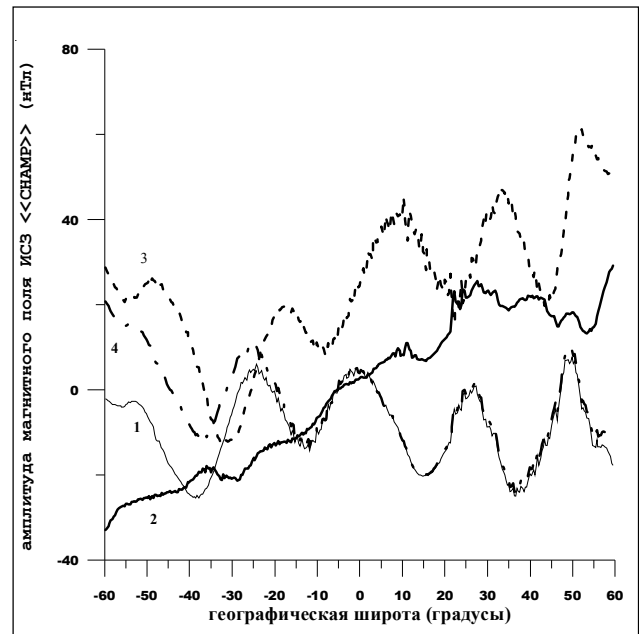


Рис. 1. График изменения значений вертикальной составляющей - 1, модуля индукции - 2, северной составляющей - 3 и восточной составляющей - 4 остаточного геомагнитного поля, полученного в результате вычитания главного геомагнитного поля из измеренного на спутнике поля.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ МАГНИТОМЕТРИИ

$$\Delta t_v < \varepsilon / (\omega_v F_v), \quad \Delta t_a < \varepsilon / (\omega_a F_a). \quad (3)$$

Однако, существует одно ограничение данного метода (ПВМ), когда невозможно разделить вариации переменного геомагнитного поля, вызываемые источниками внешнего происхождения и измеряемыми на спутнике аномалиями постоянного поля, создаваемых источниками в тектоносфере Земли:

$$\omega_a F_a = \omega_v F_v. \quad (4)$$

Виртуальная пространственная измерительная база (ΔL) дифференциального метода для данного спутника с магнитометром на борту будет определяться из следующей формулы:

$$\Delta L = a \Delta t = 8 \text{ (км)}, \quad (5)$$

где a — скорость движения спутника на орбите Земли в среднем 8 км/сек.

Горизонтальные размеры (L) Курской магнитной аномалии (КМА) по данным ИСЗ «СНАМР» в проекции на земную поверхность составляют около 1000 км. Тогда временной период (T) КМА будет составлять около 125 сек.

$$T = L / a = 1000 / 8 = 125 \text{ (сек)} \quad (6)$$

Неравенства (3) определяют рабочие интервалы дифференциального метода обработки спутниковых данных. Известно, что чувствительность (ε) компонентного магнитометра, установленного на борту спутника «СНАМР» составляет примерно 0.1 нТл. Известно также, что амплитуда суточных вариаций геомагнитной активности даже возмущенного переменного магнитного поля в средних и нижних широтах, как например, на обсерватории Москва, составляет около $F_v = 30$ нТл. Тогда на основании вышеперечисленных данных легко вычислить значения величин Δt_a и Δt_v . Были выполнены расчеты для различных компонент ($B_{av}, Z_{av}, Y_{av}, X_{av}$) частного дифференциала остаточного геомагнитного поля по времени. Хотя в них уже просматривается в некоторых компонентах Курская магнитная аномалия, но для лучшей фильтрации помех был применен высокочастотный фильтр Лагранжа.

Из графиков разных компонент частного дифференциала остаточного геомагнитного поля по времени видно, что выделение КМА по данным некоторых компонент дифференциала поля, производится лучше, чем по собственно остаточному геомагнитному полю, но, тем не менее, все же остается далеким от идеала в связи с зашумленностью исследуемой реализации поля. Для того, чтобы улучшить ситуацию с выделением

из спутниковых данных КМА на фоне помех внешнего происхождения был применен алгоритм высокочастотных фильтров Лагранжа (Серкеров и др., 2005) к значениям комбинированного частного дифференциала остаточного геомагнитного поля по времени, по данным спутника «СНАМР»:

$$\partial F^*(\varphi, \lambda, h, t) = \partial F(0, \lambda, h, 0) / \partial t - 1.33 \partial F(0, \lambda, h, \Delta t) / \partial t + 0.33 \partial F(0, \lambda, h, 2\Delta t) / \partial t, \quad (7)$$

где $\partial F^*(0, \lambda, h, 0) / \partial t$ — значения комбинированного частного дифференциала остаточного геомагнитного поля по времени, по данным спутника «СНАМР».

В результате применения фильтрации помех внешнего солнечно-магнитосферного происхождения (рис. 2), прекрасно выделяются почти синусоидальные сигналы на кривой комбинированного частного дифференциала по времени (пункты измерения поля, начиная с 20° ю.ш. до 32° с.ш.), которые, по-видимому, связаны с системой трансформных разломов Африканского континентального рифта.

Интенсивная КМА на пунктах измерения от 40° ю.ш. до 55° с.ш., связанна с Курским железорудным районом и его глубинными корнями в тектоносфере. Аналогичные квазисинусоидальные сигналы просматриваются на всех повторных витках спутника «СНАМР», проходящих в пределах 10° по долготе (28° в.д. - 38° в.д.) от центра Африканской континентальной рифтовой сейсмоактивной системы, связанной с Африканским мантийным плюмом.

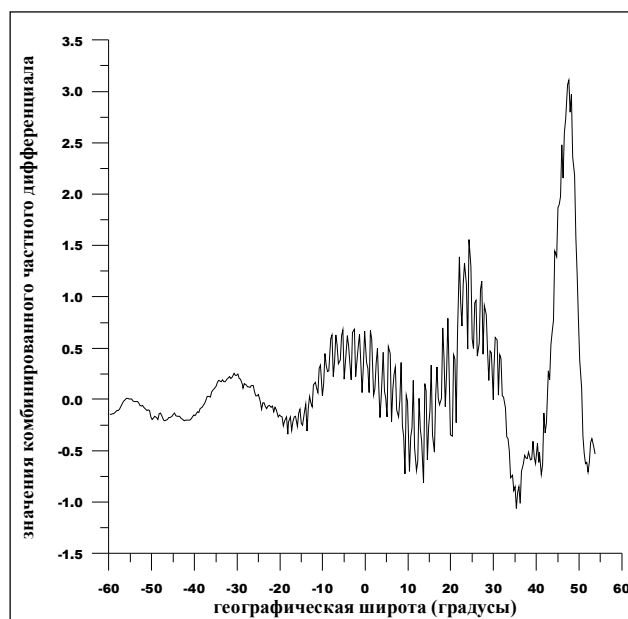


Рис. 2. Значения комбинированного частного дифференциала по времени остаточного геомагнитного поля, измеренного на искусственном спутнике Земли «СНАМР».

Для вычисления интегральных характеристик частного дифференциала геомагнитного поля по времени была использована следующая формула:

$$I = \int [\partial F^*(\theta, \lambda, h, t) / \partial t] \quad (8)$$

Пример расчетов интегральных характеристик частного дифференциала геомагнитного поля представлен на рис. 3.

Выделение магнитных аномалий двумя разными градиентометрическими способами повышает доверие к результатам интерпретации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное по спутниковым дифференциальным магнитным данным изучение самой крупной континентальной сейсмоактивной Африканской рифтовой системы, которая может быть вызвана внедрением в земную кору двух симметрично расположенных, в северном и южном полушариях, активно развивающихся мантийных плюмов: Южно-Африканского и Восточно-Европейского, связанного с Курским железорудным районом позволило выделить по данным спутника «СНАМР» аномалии от активных трансформных разломов Африканского рифта. При этом решен ряд важных задач, имеющих самостоятельное значение.

1. Все компоненты геомагнитного поля X, Y, Z, W, измеренные на спутнике «СНАМР» сильно зашумлены от источников переменного геомагнитного поля внешнего магнитосферного происхождения и поэтому мало информативны при выделении даже крупных магнитных аномалий

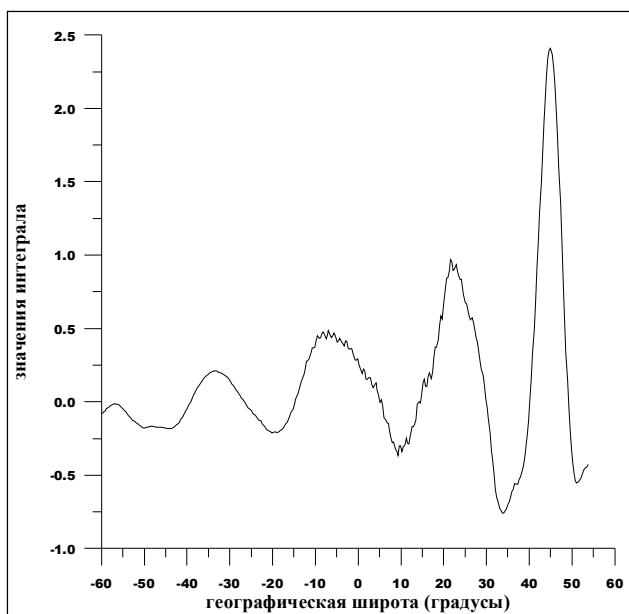


Рис. 3. Значения интеграла частного дифференциала по времени остаточного геомагнитного поля, измеренного на искусственном спутнике Земли «СНАМР».

типа Курской, связанной с внутриземными источниками в тектоносфере (рис. 1).

2. Компоненты частного дифференциала геомагнитного поля по времени, по данным спутника «СНАМР» лучше выделяют аномалии связанные с тектоническими неоднородностями, чем просто по значениям аномального магнитного поля.

3. Применение высокочастотных фильтров Лагранжа комбинированного частного дифференциала геомагнитного поля по времени, по данным спутника «СНАМР» дает наиболее хорошие результаты при выделении поля Курской магнитной аномалии на фоне помех переменного поля, связанного с источниками внешнего, солнечно-магнитосферного происхождения (рис. 2).

4. Гладкие интегральные кривые частного дифференциала геомагнитного поля, измеренного на спутнике дают гладкие аномалии, по-видимому, связанные только с глубинными источниками в тектоносфере Земли (рис. 3).

5. Предполагается, что система квазисинусоидальных аномалий на кривой комбинированного частного дифференциала геомагнитного поля по времени, по данным спутника «СНАМР» возможно, отражает сейсмомагнитные неоднородности, связанные с разломными трансформными структурами вокруг рифта Африканского континента (от 20° ю.ш. до 32° с.ш. градуса широты на рис. 2).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 05-05-65239, № 07-05-90006).

Список литературы

- Гордин В.М., Розе Е.Н., Углов Б.Д. Морская магнитометрия, М.: Недра, 1986. 232 С.
- Ротанова Н.М., Головков В.П., Фрунзе А.Х., Харитонов А.Л. Анализ спутниковых измерений с помощью разложения поля на естественные ортогональные составляющие // Геомагнетизм и аэрномия. 1999. Т. 39. № 4. С. 92-99.
- Ротанова Н.М., Харитонов А.Л., Фрунзе А.Х. и др. Аномальные магнитные поля из измерений на спутнике СНАМР для территории Курской магнитной аномалии // Геомагнетизм и аэрномия. 2005. Т. 45. № 5. С. 712-719.
- Серкерев С.А., Кульдеев Е.И. Определение плотности пород промежуточного слоя с применением интерполяционного многочлена Лагранжа // Известия вузов. Нефть и газ. 2005. № 3. С. 22-30.
- Фонарев Г.А. Градиентные измерения с движущимся магнитометром // Геомагнетизм и аэрномия. 2005. Т. 45. № 4. С.576.
- Харитонов А.Л., Фонарев Г.А., Гайдаш С.П. и др. Использование дифференциальной спутниковой магнитометрии для разделения полей

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДОВ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ МАГНИТОМЕТРИИ

внешнего (солнечного) и внутриземного происхождения // Тезисы Всероссийской конференции “Экспериментальные и теоретические исследования основ прогнозирования гелиогеофизической активности”. Троицк, 2005. С. 72.

Харитонов А.Л., Фонарев Г.А., Энпельбаум Л., Кица П.В. Использование дифференциальной магнитометрии для разделения полей на спутниках // Материалы Всероссийской конференции “Экспериментальные и теоретические исследования основ прогнозирования гелиогеофизической активности”. Троицк, 2005. С. 335-340.

Цветков Ю.П., Ротанова Н.М., Харитонов А.Л. Повысотная структура магнитных аномалий по градиентным измерениям в стратосфере // Геомagnetизм и аэрономия. 2004. Т. 44. № 3. С. 412-418.

Bondar T.N., Burdelnaja I.A., Golovkov V.P., et al.

Main geomagnetic field model and space-time structure of external, internal and induced geomagnetic variations derived from satellite magnetic survey // Proceedings of the 3rd International Science Team Meeting. Grasse. France, 2000. CD.

Fonarev G.A., Shneyer V.S., Gaidash S.P. Marine magnetic survey (MMS) and geomagnetic variations // Abstracts of the International Conf. on Marine Electromagnetics. London, 1997. P. 7.

Kharitonov A.L., Fonarev G.A., Serkerov S.A., et al. Structure of deep heterogeneities of the mantle from the satellite magnetic and gravity data // Abstracts of 10-th Symposium on Study of the Earth's Deep Interior (SEDI-2006). Prague, 2006. P. 16.

Rotanova N.M., Kharitonov A.L., Frunze A.Kh. Anomaly crust field from satellite measurements: their processing and interpretation // Annals of Geophysics. 2004.V. 47. № 1. P. 179-190.

USE OF THE SPATIAL - TEMPORARY MAGNETIC MEASUREMENT METHODS FOR THE ANALYSIS OF THE GEOMAGNETIC FIELD, MEASURED ON THE SATELLITE «CHAMP»

G.A. Fonarev¹, A.L. Kharitonov², G.P. Kharitonova²

¹ Center of Geoelectromagnetic Researches of Integrated Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, 142190, Троицк of Moscow region.

² Pushkov Institutes of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave propagation of the Russian Academy of Sciences, Троицк of Moscow region, E-mail: ahariton@izmiran.ru

In the paper the technique spatial - temporary satellite magnetic measurement is explained, in which fundamentals the evaluation of a private differential of a geomagnetic field on time measured on a satellite passes. The technique is intended for a filtration of fields of external (magnetosphere) origin from the measured geomagnetic field and the extraction of interior (tectonosphere) origin fields. In the paper the examples of extraction of fields of a tectonosphere origin connected with the deep heterogeneities in the region of a Kursk iron-ore deposit and fields of seismic active faults of African continental rift are presented.