

Аэростатные градиентные магнитные съемки в стратосфере для диагностики глубинного строения земной коры в полярных областях Земли

Ю.П. Цветков¹, С.В. Филиппов¹, О.М. Брехов², С.П. Черников³, Е.М. Тейменсон⁴,
Н.С. Николаев², А.В. Крапивный², А.А. Иванов¹, А.В. Пчелкин¹

¹ *Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова (ИЗМИРАН)*

142190, г. Троицк, М.О. ИЗМИРАН, E-mail: tsvetkov@izmiran.ru

² *Московский авиационный институт (МАИ)*

E-mail: obrekhov@mail.ru

³ *Воздухоплавательный центр «Авгурь»*

E-mail: chernikov_sp@mail.ru

⁴ *Российско-американское совместное предприятие "Химия и информационные
технологии" ("ХИМИТ", г. Череповец), E-mail: brothers@mail.tchercom.ru*

Рассмотрены проблемы внутреннего строения Земли, решаемые с помощью аномальных магнитных полей. В этих целях важным параметром магнитных аномалий является их вертикальный градиент, так как он весьма информативен к глубинам залегания магнитных источников, следовательно, с его помощью можно достаточно точно определить эти глубины, что является одной из важнейших проблем геофизики. Показано, что для спутниковых геомагнитных съемок и для аэромагнитных съемок с целью изучения структуры магнитных полей в полярных областях Земли существует проблема выделения этих полей из измеренных значений. Главная проблема, особенно важная при получении значений аномального магнитного поля – устранение влияния переменного магнитного поля на результат. Анализируется возможность решения этой задачи с использованием магнитных градиентов. Аэростатные градиентные магнитные съемки на длинной измерительной базе (6 км) позволяют: а) получить значимые величины вертикальных градиентов от всех магнитных источников в литосфере Земли; б) исключить влияние переменного магнитного поля на измеренные магнитные градиенты. Для этих целей создан аэростатный магнитный градиентометр и разработана специальная методика измерений и обработки научных данных. Передача этих данных с борта аэростата в режиме реального времени осуществляется с использованием спутниковой системы радиосвязи. Показано, что точность измерения вертикальных магнитных градиентов составляет ~0,3 нТл/км даже в условиях высокоширотных геомагнитных съемок.

Введение

Актуальной задачей современной геофизики является проблема строения земных недр. Практика показала, что применение сейсмических и других современных методов исследования внутреннего строения Земли и законов ее эволюции является одной из труднейших задач естествознания. Применяемых методов недостаточно для детального исследования строения земной коры. Требуется внедрение новых методов, дающих принципиально новые знания. Среди геофизических полей аномальное магнитное поле является одним из наиболее информативных в вопросах изучения строения земной коры. Для решения этой и других, столь же актуальных задач, необходимо иметь надежную карту аномального магнитного поля Земли, построенную для всего околоземного пространства, представленную в виде глобальной аналитической модели. При построении глобальной модели первым встает вопрос о разделении исходных данных магнитного поля на составляющие в зависимости от их физических источников. При исключении переменного магнитного поля проблема состоит в том, что на настоящий момент нет надежного способа разделения геомагнитного поля на нормальную и аномальную части. В этой связи целесообразно строить модель совместно для главного и аномального полей Земли.

Поскольку для гармонической функции $U(x, y, z)$ в верхнем полупространстве плоскость $z=0$

является множеством единственности, то по заданным на этой плоскости значениям $U=(x, y, 0)$ можно при помощи интеграла Пуассона получить значения $U=(x, y, h)$ для $h>0$. Но для уверенного пересчета вверх требуется располагать точными значениями поля на весьма обширных площадях, что практически нереально [1] Это ставит вопрос о необходимости проведения повысотных магнитных съемок. До настоящего времени глобальные модели магнитного поля внутренних источников строятся по спутниковым и наземным данным и являются моделями средних свойств сходимости. Для описания аномальной составляющей геомагнитного поля на этих высотных уровнях, на которых измерены магнитные поля, явно недостаточно. Известно, что интерпретацию поля, как и его пересчет вверх, заданного на нескольких наземных профилях, в трехмерном пространстве надежно выполнить невозможно. В то время как поле, заданное на одном – трех профилях на нескольких высотах, можно интерпретировать как трехмерное. Ясно, что целесообразно выполнять одновременные повысотные (градиентные) магнитные съемки. Аномальное магнитное поле обычно представляется негармонической функцией $(\Delta T)_a$, для которой разработан математический аппарат для геофизической интерпретации магнитных аномалий. Для выполнения съемок, если необходимо изучить строение всей мощности магнитоактивного слоя земной поверхности, необходимо определиться с высотами таких съемок. В такой постановке съемки требуется выполнять на высотах, соизмеримых с вертикальной мощностью этого слоя, равного ~ 30 км.

Новым подходам в изучении морфологии аномального магнитного поля Земли и изучению глубинного строения земной коры в том числе и полярных районов, посвящена настоящая статья.

1. Анализ видов геомагнитных съемок

1.1. Аэромагнитные съемки

Как правило, аэромагнитные съемки выполняются по отдельным квадратам с размерами 100×100 км. Полигон обслуживается обычно тремя магнитовариационными станциями. Из данных съемок с поправкой за вариацию выделяется аномальная составляющая магнитного поля путем вычитания нормального поля, полученного по стандартной методике. Данные съемок, выполненных по отдельным квадратам, объединяются для составления региональной карты магнитных аномалий. Так как съемки проводятся в течении нескольких лет и на разных высотах, то при их объединении для каждого квадрата принятый при съемках уровень нормального поля искажается за счет ошибок вековой вариации и высотных поправок. Вследствие этого возникает ошибка отображения региональной компоненты поля [2]. Можно утверждать, что аэромагнитные съемки хорошо отображают локальную компоненту аномального магнитного поля и весьма ненадежно отображают их региональную компоненту. При налаженной вариационной службе и при проведении магнитных съемок в магнитоспокойные дни локальная компонента поля надежно выделяется и при съемках в полярных регионах Земли. Во всех случаях съемок выделение низкочастотной (региональной) компоненты магнитных аномалий из аэромагнитных данных, большей частью связанной с магнитными источниками на глубоких горизонтах земной коры, сопряжено с определенными трудностями. Так как аэромагнитные съемки выполняются на довольно низких высотах (0,5 – 3 км), то на датчики поля приповерхностные магнитные источники действуют во много раз сильнее, чем глубинные. Существует проблема выделения региональной компоненты поля, свободной от локальных высокоинтенсивных полей поверхностных источников [3]. Геофизикам известно, что магнитные съемки на стратосферных высотах дают новую дополнительную информацию для изучения магнитных аномалий и их источников. При этом локальная компонента аномального поля сглаживается естественным путем. Однако аэромагнитные съемки на больших высотах вдоль протяженной трассы полета требуют множества магнитовариационных станций, что дорого и/или невозможно осуществить в труднодоступных местах (горы, море и др.). Несмотря на это, в США разработан проект сверхвысотной (20-22 км) аэромагнитной съемки территории Северной Америки [4]. Однако этот проект еще не реализован.

1.2. Спутниковые магнитные съемки

Данный вид съемок направлен в основном на изучение главного магнитного поля Земли. С этих позиций все другие (ионосферная, магнитосферная, литосферная) составляющие геомагнитного поля являются помехами. Тем не менее, эти составляющие так же пытаются выделять и изучать с помощью данного вида съемок, учитывая особенности последних. Для таких съемок (высоты 350 – 800 км от поверхности Земли) характерно уменьшение внутренней составляющей поля и увеличение – внешней. Как правило, локальные и региональные особенности аномального поля не достигают указанных высот и можно выделять лишь длинноволновую часть аномального магнитного поля Земли. Преимущество (и одновременно трудность) таких съёмок в большом объеме измерений, они позволят, применяя методы статистики, получить представление об аномальном поле на всей поверхности планеты. Однако, из-за неоднозначности разделения главного и аномального полей, для проверки получаемых моделей требуются дополнительные измерения поля близко к поверхности Земли.

1.3. Аэростатные магнитные съемки

Самыми дешевыми, экологически чистыми и широко используемыми для полетов на высотах 20–40 км летательными аппаратами являются стратосферные аэростаты. В атмосфере на высотах 18 км и выше существуют устойчивые зональные воздушные течения, благодаря которым аэростат способен совершать кругосветные полеты вдоль географических параллелей.

Стратосферные магнитные наблюдения с использованием аэростатов были выполнены в Китае [5], во Франции [2] и в Японии [6]. В этих случаях, без измерения магнитных градиентов очень трудно или практически даже невозможно по протяженным маршрутам с требуемой точностью извлечь сигналы магнитных аномалий из измеренного магнитного поля, особенно в условиях заметного влияния экваториального и авроральных электроджетов.

Градиенты магнитного поля не содержат заметных полей внешних источников и вертикальные магнитные градиенты наиболее чувствительны из всех составляющих геомагнитного поля к глубинам залегания магнитных источников в земной коре, поэтому выполнение градиентных измерений является прогрессивным методом.

Попытки исследователей в создании самолета, оснащенного высокочувствительными, основанными на новейших технологиях, магнитными градиентометрами для измерения магнитных градиентов полей источников, размещенных на глубоких горизонтах земной коры, не привели к ожидаемому результату [7]. Эта проблема решается за счет очень длинной (несколько километров) измерительной базы, ориентированной вдоль вертикальной линии, что может быть реализовано только на аэростате. На этих летательных аппаратах, ввиду их больших габаритов существуют места, где магнитная девиация не превышает величины 0,05 нТл. Благодаря этому свойству, аэростаты являются единственными летательными аппаратами, позволяющими выполнять в стратосфере высокоточные градиентные магнитные съемки на длинной измерительной базе.

Для проведения градиентных геомагнитных съемок в стратосфере в ИЗМИРАН совместно с МАИ и другими российскими организациями создан прибор – аэростатный магнитный градиометр (АМГ). АМГ состоит из трех скалярных магнитометров, два из которых подвешены под корзиной аэростата один за другим через 3 км на тросе длиной 6 км, ориентированным вдоль вертикальной линии за счет силы тяжести. Магнитные измерения всеми тремя магнитометрами выполняются строго синхронно с периодичностью одно измерение в минуту. Три датчика магнитного поля позволяют получить истинные магнитные градиенты [8]. Измерительная база указанной длины позволяет получить магнитные градиенты от источников, расположенных на всех горизонтах земной коры, в том числе и на нижних. Первые полеты аэростатов с магнитными градиентометрами на борту выполнялись по более простой схеме (два магнитометра), состоялись в 1983 году, а с тремя магнитометрами – в 1994 году.

Особый, аналогичный нашему предложению подход, использующий тросовую систему в исследовании процессов, происходящих внутри литосферы Земли, в изучении ее строения, разрабатывается в США [9]. С этой целью создается новый класс стратосферных аэростатов – аэростаты сверхдавления, способные в течение нескольких месяцев и даже лет находиться в непрерывном полете. Такой аэростат проходит еще стадию разработки. В этой связи рассматриваемая разработка может служить основой для новых технологий и иметь потенциальную промышленную и рыночную ценность, а также закрепить российский приоритет градиентных съемок в стратосфере до их массового внедрения исследователями США.

2. Конструкция градиентометра

Аэростатный градиентометр в рабочей позиции представляет собой три аппаратных контейнера со скалярными протонными магнитометрами, GPS-приемниками и системой передачи научных данных по спутниковому радиоканалу, установленных на борту аэростата таким образом, что первый контейнер располагается непосредственно на основной подвеске аэростата, а два других спущены вниз от этой подвески: один – на 3 км, а другой – на 6 км [10]. Передача научных данных с борта аэростата в режиме реального времени осуществляется с помощью аппаратуры ГПСС "Глобалстар", адаптированной СП "ХИМИТ". В стартовой позиции спускаемые вниз контейнеры, каждый из которых соединен с тормозным парашютом, подвешены к балке аэростата на пирозамках и соединены с несущими тросами, которые в стартовой позиции уложены в специальные накопители. Накопитель состоит из матерчатого полотна длиной порядка 9 м с ячейками, расположенными поперек длинной его стороны, в которые U-образными петлями уложен несущий трос. Полотно с заправленным в него тросом свертывается в рулон и подвешивается на аэростат в вертикальном положении. При взлете аэростата в процессе разворачивания градиентометра несущий трос из каждого накопителя последовательно выбирается так, что на одном его конце остается подвешенным один из контейнеров, а другой конец закреплен в соответствующем месте конструкции градиентометра. Автоматическое разворачивание градиентометра начинается при всплытии аэростата на высоте 3 км по команде от барореле. При этом нижний аппаратный контейнер отсоединяется от балки аэростата и на тормозном парашюте плавно спускается вниз. При выборке всего фала из накопителя спущенный вниз на 3 км контейнер задерживается на якоре следующего пирозамка. На высоте 6 км срабатывает второе барореле и процесс разворачивания градиентометра продолжается до приобретения им рабочего состояния.

Для любых летательных аппаратов тросовые системы, особенно когда речь идет о километровой длине тросов, сопряжены с пониженной надежностью их автоматического разворачивания. Для оптимизации конструкции тросовой системы градиентометра создана компьютерная модель для просмотра процесса автоматического разворачивания градиентометра на экране монитора. Модель позволила сформулировать и реализовать требования к элементам системы и принять меры к устранению нежелательных явлений, возникающих в процессе разворачивания. Для накопителя несущего троса ячеистого типа рассмотрены варианты процесса разворачивания при различных внешних условиях, различных массах контейнеров и характеристиках несущего троса. Для указанного многообразия исходных параметров модель позволила оценить усилия, возникающие в несущих тросах в процессе разворачивания градиентометра, а также условия самопроизвольного выхода троса из накопителя под действием веса вышедшего троса. Разработан метод устранения самопроизвольного выхода троса из накопителя за счет уравновешивания веса вышедшего троса силой трения системы: несущий трос – ячейки накопителя.

Получена формула, описывающая процесс движения при разворачивании первого контейнера:

$$m_1 \times (d^2x/dt^2) = C_{XP} \times q_x \times S_P + T_1 \sin \alpha_1,$$

$$m_1 \times (d^2y/dt^2) = C_{YP} \times q_y \times S_P + (T_1 \cos \alpha_1) - m_1 g$$

Здесь C_{XP} , C_{YP} – коэффициенты сопротивления парашюта, зависящие от величины относительной скорости среды; S_P – площадь парашюта; q_x , q_y проекции скоростного напора ветра q ,

действующего на контейнер с парашютом и равного $q = \rho \times v_1^2/2$; ρ - плотность окружающей среды на высоте y_1 .

Уравнения, описывающие процесс движения при разворачивании двух контейнеров:

$$m_j (d^2x/dt^2) = c_N \times q_x \times d_{TR} \times L_{j-1} - T_{j-1} \sin \alpha_{j-1} + T_j \sin \alpha_j - c_x (dx_j/dt - w_j) \times \text{abs}(dx_j/dt - w_j),$$

$$m_j (d^2y/dt^2) = c_N \times q_y \times d_{TR} \times L_{j-1} - m_j g - T_{j-1} \cos \alpha_{j-1} + T_j \cos \alpha_j - c_y (dy_j/dt) \times \text{abs}(dy_j/dt)$$

Здесь c_N – коэффициент нормального аэродинамического сопротивления троса; c_x , c_y – коэффициенты демпфирования, выбираемые из условий устойчивости счета; d_{TR} – диаметр троса.

Эти уравнения решались численным методом Эйлера для различных вариантов исходных данных. Варьировались коэффициенты демпфирования, жесткость троса, усилие вытягивания троса из накопителя, распределение горизонтальной скорости ветра по высоте, вертикальная скорость аэростата, высота полета, на которой начинается разворачивание системы, шаг интегрирования дискретных масс.

Выполнены расчеты максимальных усилий в тросах в процессе разворачивания градиентометра для площади купола парашюта 15 м^2 и веса приборных контейнеров в 30 кг каждый. Расчетные величины этих усилий составили не более 500 кг .

3. Погрешность измерения вертикальных магнитных градиентов

Выполненный анализ погрешностей измерения вертикальных геомагнитных градиентов показал, что преобладающая погрешность измерений связана с отклонениями положения измерительной базы АМГ от вертикальной линии в процессе дрейфа аэростата в воздушном течении. Эти отклонения изучены для реального полета аэростата по данным навигационных GPS-приемников и составили в среднем 5° , но в некоторых случаях достигали величины 15° . Экстремальные величины в 15° заметно снижают точность определения градиентов магнитных аномалий из-за внесения ошибок в задание нормального магнитного поля, используемого для их выделения и из-за уменьшения действующей длины измерительной базы градиентометра. Рассматриваемые ошибки устраняются путем введения поправок, вычисляемых по модели нормального магнитного поля IGRF и координатам обсервации магнитометров в моменты синхронных магнитных измерений. При этом влияние отклонений положения измерительной базы на результат измерения градиентов не превышает $0,25 \text{ нТл/км}$.

Итак, точность измерения вертикальных магнитных градиентов при совокупном действии дестабилизирующих факторов можно оценить теми же $0,25 - 0,3 \text{ нТл/км}$ даже в условиях высокоширотных геомагнитных съемок.

4. Достоинства аэростатных градиентных магнитных съемок

Актуальной проблемой геомагнетизма, как было отмечено выше, является задача разделения геомагнитного поля на составляющие, каждая из которых обусловлена своим физическим источником. Основными из этих составляющих являются следующие геомагнитные поля: переменное, главное и аномальное.

Переменное геомагнитное поле, создаваемое ионосферными и магнитосферными источниками, в магнитных градиентах имеет незначимую, по сравнению с градиентами главного и аномального полей, величину. Для доказательства этого положения были использованы данные магнитных вариаций за период, равный 1 году, полученные по мировой сети магнитных обсерваторий. По этим данным методом сферического гармонического анализа была построена глобальная карта средних значений вертикальных градиентов переменного магнитного поля, предельные значения которых не превышали $0,05 \text{ нТл/км}$ [11] даже для полярных и экваториальных широт.

Для сравнения среднее значение вертикальных магнитных градиентов аномального магнитного поля составляет 2,2 нТл/км [12].

Градиент главного магнитного поля может быть вычислен с точностью ~ 0.05 нТл/км и даже лучше при использовании современных аналитических моделей нормального магнитного поля (например, IGRF).

Итак, задача разделения магнитных полей в соответствии с их физическими источниками надежно решается только при проведении аэростатных градиентных магнитных съемок в стратосфере на длинной измерительной базе [13]. Следовательно, даже в районах за полярным кругом, только градиентные магнитные съемки в стратосфере позволяют надежно решить задачу разделения полей, т.е. строго выделить из измеренных данных аномальное магнитное поле и отдельно его исследовать. В этом состоит одно из главных преимуществ предложенного метода и среди других известных методов магнитных съемок в полярных областях Земли не имеет альтернативы. Аэростатный магнитный градиентометр позволяет получать градиенты корового магнитного поля, не содержащие заметных помех магнитного поля внешних источников. Это обстоятельство очень полезно в случае протяженных (кругосветных) полетов аэростатов, особенно полетов в полярных областях Земли, позволяющих выделить длинноволновые составляющие геомагнитного поля. Это очень важно для верификации спутниковых данных и дальнейшего изучения их природы.

При построении глобальной аналитической модели магнитного поля внутренних источников следует учитывать, что в связи с ограниченной вертикальной мощностью земной коры, составляющей ~ 30 км, аномальное магнитное поле до высот ~ 30 км формируется от 3-D источника, а в диапазоне высот 30-1000 км – от 2-D. Это накладывает свои особенности на закономерности формирования аномального поля в околоземном пространстве и объясняет необходимость геомагнитных съемок на высотах 20-40 км [14]. Данные аэростатных измерений магнитных градиентов позволяют пролонгировать магнитные аномалии до высот ~ 100 км и тем самым добавить важный диапазон высот, в котором известно распределение геомагнитного поля, позволяющий построить улучшенную модель поля в околоземном пространстве.

5. Выводы

Создан аэростатный магнитный градиентометр (АМГ), имеющий вертикально-ориентированную измерительную базу длиной 6 км, способствующий решать следующие фундаментальные и прикладные задачи:

- впервые в мировой практике геомагнетизма выполняются градиентные магнитные съемки в диапазоне высот 20-40 км, промежуточном между высотами аэромагнитных и спутниковых магнитных съемок, на измерительной базе длиной 6 км, позволяющие получать вертикальные геомагнитные градиенты от всеглубинных источников в земной коре;
- впервые надежно решить задачу о выделении магнитных аномалий в поле градиентов для любых районов земного шара, в том числе Арктики и Антарктики;
- впервые с помощью вертикальных магнитных градиентов провести экстраполирование экспериментально полученных магнитных полей на диапазон высот 10-100 км;
- построить уточненную модель внутреннего магнитного поля для околоземного пространства;
- новыми магнитометрическими методами с помощью АМГ можно эффективно исследовать и получать новые знания об аномальном магнитном поле Земли и его источниках, и изучать глубинное строение земной коры территории Сибири, Дальнего Востока, Арктики (Северного Ледовитого океана) и других районов России, т.е. уточнять знания о фундаментальных свойствах аномального магнитного поля Земли, его источников;
- получаемые в стратосфере экспериментальные данные позволяют построить уточненную глубинную магнитную модель земной коры исследуемого региона, например, Полярного Севера.

Эта модель может быть использована в магниторазведке, изучении эволюции земной коры и предсказании районов возможных природных катастроф в различных районах Земли.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 07-05-00190.

Литература

1. *Цирульский А.В., Майер В.Н.* Об интерпретации повысотных аэромагнитных наблюдений // Физика Земли, 1986. № 5. С. 76-82.
2. *Achache J., Y.Cohen, and G.Unal.* The French program of circumterrestrial magnetic surveys using stratospheric balloons // EOS, Transactions, American Geophysical Union. 1991. Vol. 72. P. 97-101.
3. *Крутиховская З.А., Пашкевич И.К., Подольско С.М.* Методика выделения региональных магнитных аномалий докембрийских щитов // В кн. «Магнитные аномалии земных глубин». Киев: Наукова думка, 1975. С. 29-38.
4. *Hindenbrand T.G., R.J.Blakely, W.J.Hinze, et al.* Aeromagnetic survey over U.S. To advance geomagnetic research // EOS, Transactions, American Geophysical Union, 1996. Vol. 77. P. 265.
5. *Jia Wen-kui.* Using the exploration of the Earth's magnetic field with balloon for geophysical research // Paper of 15th ISTS. Tokyo. 1986. P. 1-9.
6. *Ejiri M., J.Nishimura, N.Yajima, et. al.* Polar Patrol Balloon Project in Japan // Adv. Space Res., 1994. Vol. 14. No. 2. P. (2) 201 - (2) 209.
7. *Nelson J.B., Marcotte D.V., Hardwick C.D.* Comments on “Magnetic field gradients and their use in the study of the Earth's magnetic field” of by Harrison and Southam // J. Geomag. Geoelectr., 1992. V. 44. P. 367-370.
8. *Белкин В.А., Резников А.Е., Цветков Ю.П.* Способ измерения вертикального градиента магнитного поля Земли на борту аэростата и устройство для его осуществления // Патент № 2006889 С1, 30.01.1994. Бюл. № 2. С. 141-146.
9. *Nock K.T., M.K. Heun, K.M. Aaron.* Global constellations of stratospheric satellites // [See [http:// gaerospace.com](http://gaerospace.com)].
10. *Цветков Ю.П., Макарецев О.В., Белкин В.А., Куриаков В.Х., Зверев А.С.* Стратосферный комплекс для измерения градиента индукции геомагнитного поля // Приборы и техника эксперимента, 1996. № 6. С 87-90.
11. Учет временных вариаций при проведении морской магнитной съемки. Под ред. В.Н. Луговенко и Ю.Р. Ривина. М.: ИЗМИРАН, 1984. С.112-135.
12. *Цветков Ю.П.* Исследование аномального магнитного поля Земли на стратосферных высотах // Геомагнетизм и аэрномия, 1993. Т. 33. № 6. С.159-164.
13. *Цветков Ю.П., Ротанова Н.М., Бондарь Т.Н.* О разделении поля магнитного градиента на нормальную и аномальную части // Доклады Академии наук, 1997. Т. 354. № 5. С. 679-682.
14. *Webers W., Tsvetkov Yu., Filippov S., Brekhov O., Krapivny A., Nikolaev N., Pchelkin A., Ivanov A.* Magnetic Fields Measured by Stratospheric Balloon Flights and their Role for the Problem of Constructing an Analytical Model of the Magnetic Field of the Earth's Crust // 18-th ESA Symposium: European rocket and balloon programmes and related research. June 3-7, 2007. Visby, Sweden. P.601-602.