Глубины залегания источников аномального магнитного поля по наземным и аэростатным магнитным данным

Ю. П. Цветков[1], К. В. Новиков[2], А. А. Иванов[3], С. В. Филиппов[1], О. М. Брехов[4], Т. Н. Бондарь[1]

[1] *Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н. В. Пушкова РАН, Троицк, Москва, 108840, Россия*
E-mail: tsvetkov@izmiran.ru

[2] *Гидроспецгеология, Москва, 123060, Россия*
E-mail: novikovkv@gmail.com

[3] *Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, Москва, 117997, Россия*
E-mail: biwolf@mail.ru

[4] *Московский авиационный институт, Москва, 125993, Россия*
E-mail: obrekhov@mail.ru

Представлен метод определения глубины залегания изотермы Кюри по геомагнитному полю. Предполагается, что глубина изотермы Кюри совпадает с нижней границей источников аномального (литосферного) геомагнитного поля. В основе метода лежит фурье-анализ разных типов экспериментальных данных геомагнитного профиля. Использовались аэромагнитные измерения модуля геомагнитного поля на приземных высотах и аэростатные измерения градиента модуля геомагнитного поля на высотах 20–40 км. По аэромагнитным данным определялась глубина залегания верхней границы магнитоактивного слоя, по аэростатным данным — глубина залегания центра масс магнитоактивного слоя. По найденным значениям определена глубина залегания нижней границы магнитоактивного слоя, соответствующая изотерме Кюри. Новизна и преимущество данного подхода состоит в том, что именно использование аэростатных данных, несущих в себе поля от глубинных магнитных источников, позволяет определять глубины залегания последних более точно по сравнению с использованием только аэромагнитных данных.

Ключевые слова: аномальное магнитное поле Земли, аэростатные магнитные съёмки, глубины источников аномального магнитного поля

Одобрена к печати: 04.05.2018
DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-3-80-87

Введение

В изучении глубинного строения земной коры важную роль играет аномальное геомагнитное поле (АГМП). АГМП какого-либо региона может быть представлено или аналитическими моделями, или графическими (цифровыми) наземными картами, например магнитной картой для территории России (Карта..., 2004). В основу этой карты положены данные аэромагнитной съёмки с небольшой высотой полёта (первые сотни метров). Данные такой съёмки несут в себе информацию как от глубинных источников аномалий, так и от высокоинтенсивных приповерхностных источников. По этой причине указанная карта не вполне адекватно отражает поля глубинных источников, так как они на порядки меньше, чем поля от локальных источников аномалий (Цветков и др., 2015). Для детального изучения магнитного поля глубинных источников принципиально необходимы магнитные съёмки на подспутниковых высотах 20–40 км, численно сопоставимых с вертикальной мощностью земной коры, на которых аномальное геомагнитное поле формируется с естественным осреднением локальных аномалий. При этом сглаженные магнитные поля от поверхностных и глубинных источников на этих высотах имеют величины одного и того же порядка, так как удалённость точки измерения от земной поверхности и от подошвы земной коры отличается всего лишь в два раза и поля глубинных источников выделяются в полной мере.

Высоты 20–40 км освоены стратосферными аэростатами. Выше велопаузы (~18 км) в атмосфере существуют регулярные зональные воздушные течения, вместе с которыми стратосферный аэростат может совершать кругосветные полёты вдоль географических параллелей (Школьный, Майборода, 1973). Следовательно, аэростатные магнитные съёмки можно успешно выполнять над территорией всего земного шара. Схема разновысотных геомагнитных съёмок и структура литосферы представлены на *рис. 1.*

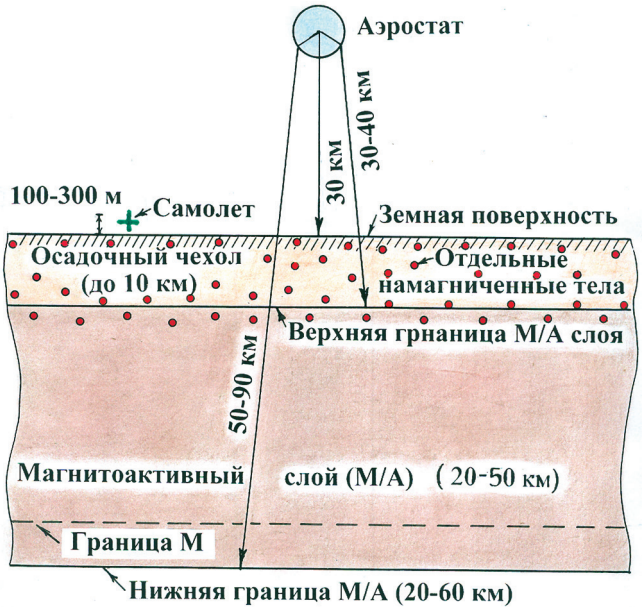

Рис. 1. Схема разновысотных геомагнитных съёмок и структура литосферы

Основными магнитными породами глубинных слоёв земной коры являются магнетит и титаномагнетит (Петромагнитная..., 1994), для которых температура Кюри составляет ~600 °C. Таким образом, если будет известна глубина залегания изотермы Кюри, то с большой долей уверенности можно утверждать, что на этой глубине температура составляет +600 °C. Определение глубины залегания изотермы Кюри позволяет оценить термические характеристики литосферы и, возможно, в сочетании с другими методами уточнить тип горных пород, обеспечивающих изотерму Кюри на найденной глубине. Таким образом, глубина залегания изотермы Кюри является одним из важнейших геофизических параметров. Традиционно этот параметр определяли по данным о тепловом потоке, который определяется, в частности, измерением величин температур земной коры в шахтах и скважинах. Метод довольно трудоёмкий и затратный и определяет температуры поверхностного слоя земной коры в пределах глубин в несколько километров. По этим данным оценивать температуры глубинной среды земной коры весьма проблематично, в чём геологи убедились при бурении Кольской сверхглубокой скважины (Кольская сверхглубокая..., 1998).

Связь магнитного поля глубинных источников и температуры среды впервые дала возможность строить по магнитным данным более полные и точные, чем полученные раньше, карты глубины залегания изотермы Кюри.

В настоящей статье демонстрируется один из таких результатов.

Метод анализа экспериментальных данных

Определение источников магнитных аномалий является одной из основных задач при исследовании потенциальных полей. По существу, это обратная задача магнитометрии, трудности которой хорошо известны. На сегодняшний день нет таких подходов, которые переводили бы данные о литосферном магнитном поле в пространственное распределение источника. Методы, применяемые для идентификации источников магнитных аномалий, основываются главным образом на результатах их спектрального анализа. Широкую известность использования спектров для оценки глубины залегания геологических объектов получили работы А. Спектора и Ф. Гранта (Spector, Grant, 1970). Позже в работе (Tanaka et al., 1999) был разработан метод оценки глубины залегания магнитоактивного слоя литосферы и его верхней и нижней границ по аэромагнитным данным. Авторы, опираясь на общее выражение спектра поля магнитных источников (Blakely, 1995), путём частотного ограничения получили два выражения спектров: соответственно для высоких и низких гармонических частот.

Для исследуемого магнитного профиля авторы вычисляют амплитудный или энергетический спектр раздельно для высоких и низких частот и вычисляют их логарифмы. По углу наклона асимптоты логарифма высокочастотной части спектра определяют глубину залегания верхней границы магнитоактивного слоя. По углу наклона асимптоты логарифма низкочастотной части спектра определяют глубину залегания центра масс магнитоактивного слоя. После этого глубину залегания нижней границы магнитоактивного слоя (изотермы Кюри) определяют по известной формуле: $Z_{be} = 2Z_{ac} - Z_{te}$, где Z_{be} — глубина залегания изотермы Кюри; Z_{ac} — глубина центра масс; Z_{te} — глубина залегания верхней границы. В описанном выше подходе используется энергетический спектр.

В. К. Иванов (Иванов, 1956) пришёл к аналогичным выводам, но для амплитудного спектра магнитного профиля. Он показал, что для оценки глубины залегания объектов по амплитудному спектру справедлива формула:

$$H = -\lim_{\omega\to\infty}\sup\frac{\ln\left|R(\omega)\right|}{\left|\omega\right|}.$$

Это соотношение показывает, что график логарифма амплитудного спектра для рассматриваемых полей при $\omega \to \infty$ стремится к наклонной асимптоте с уравнением:

$$y = c - H\left|\omega\right|,$$

где параметр H характеризует глубину самой верхней из особых точек функции; c — свободный член линейной функции.

Проанализировав указанные выше работы, мы предлагаем для оценок глубин залегания магнитоактивного слоя использовать не различные части спектра АГМП, а спектры АГМП двух типов данных — аэромагнитных и аэростатных.

Поставленную задачу предлагается решить путём дополнительных аэростатных измерений вертикальных градиентов модуля геомагнитного поля на высотах 20–40 км, позволяющих выделить поля магнитных источников, расположенных на предельных глубинах их существования. Заметим, что если геомагнитная съёмка выполняется на небольшой высоте, то основной вклад в АГМП вносят приповерхностные источники. На больших высотах съёмки основной вклад в АГМП вносят магнитные источники, расположенные на уровне глубин центра масс (Блох, 2009). Таким образом, геомагнитное поле верхней границы магнитоактивного слоя должно быть хорошо представлено в данных аэромагнитной съёмки, а геомагнитное поле центра масс магнитоактивного слоя — данными аэростатных градиентных магнитных съёмок на высотах 20–40 км. Следовательно, положение верхней и нижней границ магнитоактивного слоя литосферы можно определять по разновысотным магнитным данным.

В отличие от подходов, рассмотренных в статье (Tanaka et al., 1999), вместо аэромагнитных данных мы использовали данные градиентов аномального геомагнитного поля, полученных на борту стратосферного аэростата, дрейфующего на высоте ~30 км от поверхности Земли (Цветков и др., 2015). По сути, на базе длиной 6 км мы получаем не градиенты, а дифференциалы, градиенты же вычисляются при использовании данных трёх магнитометров. Дифференциалы главного геомагнитного поля, получаемые по аналитическим моделям для точек, разнесённых на расстояние 6 км, не содержат заметной систематической погрешности этих моделей, как и моделей вековой вариации геомагнитного поля. Это следует из того, что для источников, расположенных на глубинах свыше 3000 км, на таком относительно малом расстоянии между датчиками градиентометра (6 км) указанные погрешности практически идентичны и взаимно исключаются при вычислении дифференциалов. Таким образом, данные магнитных градиентов аномального геомагнитного поля имеют повышенную точность выделения — выше, чем самого аномального геомагнитного поля. Это особенно важно для оценок глубин центров масс магнитных источников в условиях ослабленного магнитного поля глубинных источников, выделяемых над земной поверхностью. Данные вертикальных магнитных градиентов по аналогичной причине не содержат и значимых полей внешних источников.

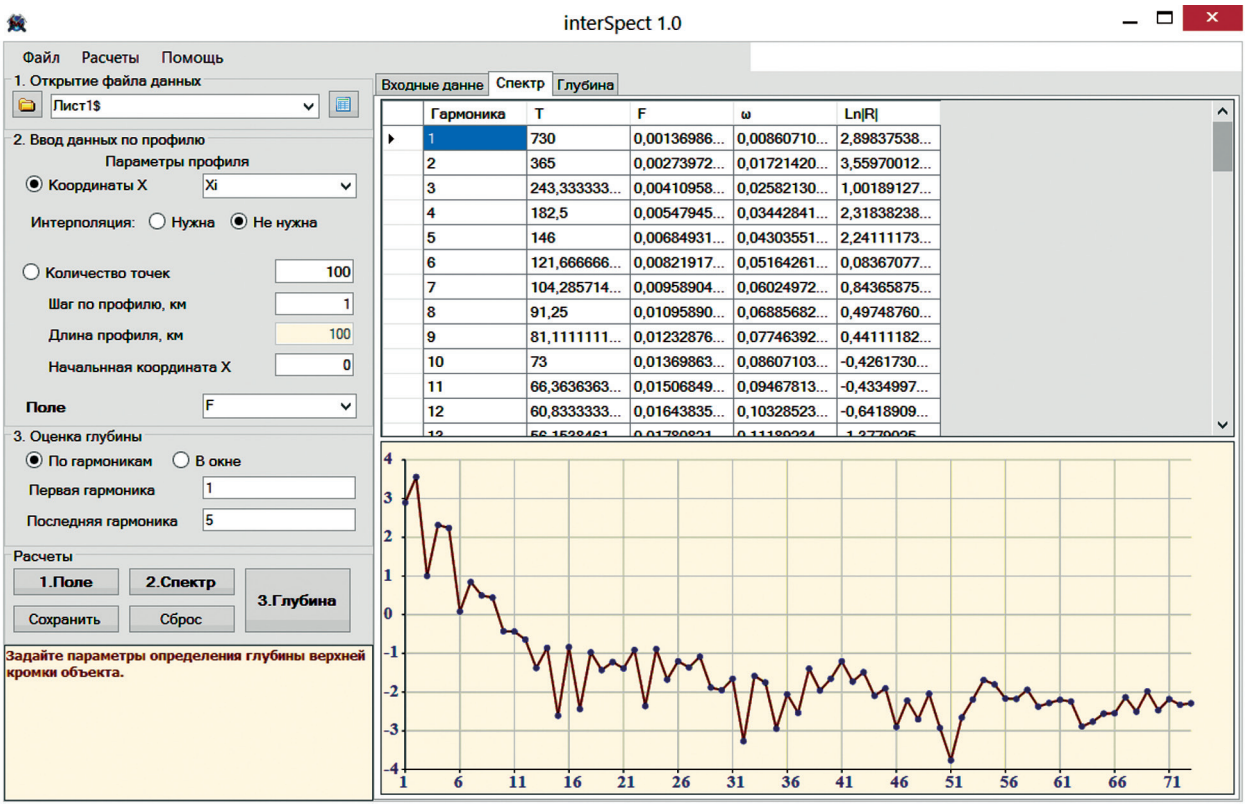

Рис. 2. Пример работы программы interSpect 1.0 (Новиков К. В., Иванов А. А.)

Данные и результаты их анализа

Спектральный анализ магнитных профилей проводился с помощью пакета программ interSpect 1.0 (авторы: Новиков К. В., Иванов А. А.). Пакет позволяет рассчитывать спектр Фурье для профильных съёмок (в скользящем окне) и проводить оценку глубины положения верхней кромки аномалеобразующих объектов по углу наклона асимптоты логарифма амплитудного спектра по выбранным гармоникам. Пример работы программы показан на *рис. 2.* Из статьи (Цветков и др., 2015) следует, что аномальное магнитное поле на высоте 30 км в основном формируется из полей источников в полосе 100 км по поверхности Земли. Повторение полётов из-за разброса их траекторий позволяет получить расширенную полосу заснятости, т. е. иметь некоторый аналог 3D-съёмки для обработки данных в скользящем окне. Интерпретация в программе проводится в интерактивном режиме. Определение уравнения асимптотической прямой производится по методу наименьших квадратов.

Траектории полётов аэростатов ИЗМИРАН 2008 и 2013 гг. представлены на *рис. 3* (см. с. 84). Вдоль этих траекторий с помощью карты АГМП (Карта..., 2004) были получены аэромагнитные данные, которые были обработаны программой interSpect 1.0 — получены значения логарифма спектра Фурье. Далее проводилась оценка глубины по наклону асимптоты логарифмов спектров. Для данных аэромагнитной съёмки логарифм амплитудного спектра на всём диапазоне частот имеет, по сути, одну асимптоту. Глубина залегания верхних кромок источников, по материалам 2008 и 2013 гг., составила приблизительно 8,5 км, что демонстрирует пример на *рис. 4* (см. с. 84), где приведено уравнение для асимптоты.

Для аэростатного магнитного профиля 2013 г., как наиболее протяжённого из двух, получены логарифмы спектров для низкочастотной области и их асимптоты. Коэффициент, характеризующий угол наклона асимптоты, составил 66,4 (*рис. 5*, см. с. 84). С учётом высоты полёта аэростата (~30 км) оценена глубина залегания нижней границы слоя:

$$Z_{be} = (66{,}4\ \text{км} - 30\ \text{км}) \times 2 - 8{,}5\ \text{км} = 64{,}3\ \text{км}.$$

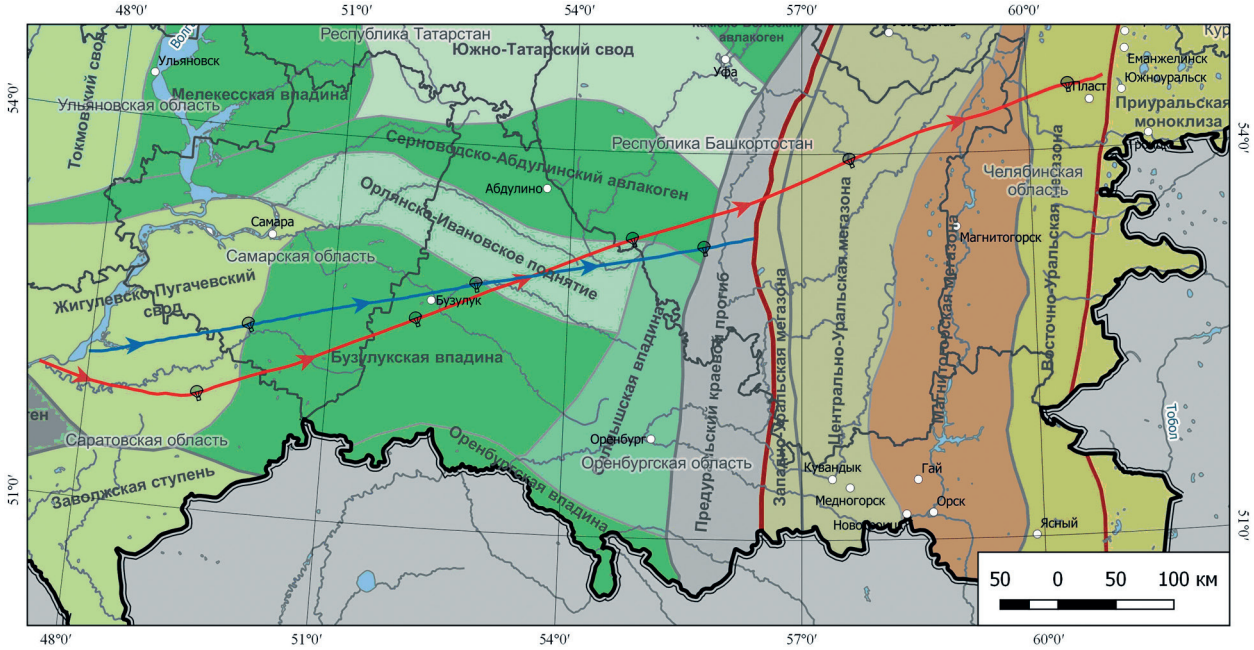

Рис. 3. Траектории полётов аэростатов ИЗМИРАН
(голубая линия — полёт 2008 г., красная линия — полёт 2013 г.)

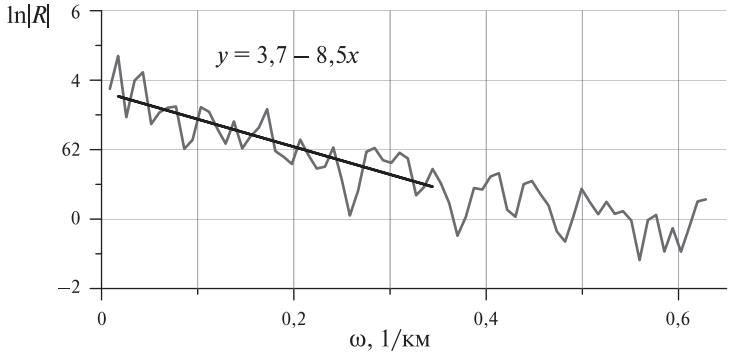

Рис. 4. Логарифм спектра (ось *Y*) наземного магнитного профиля
в зависимости от частоты (ось *X*) и его асимптота (прямая линия)

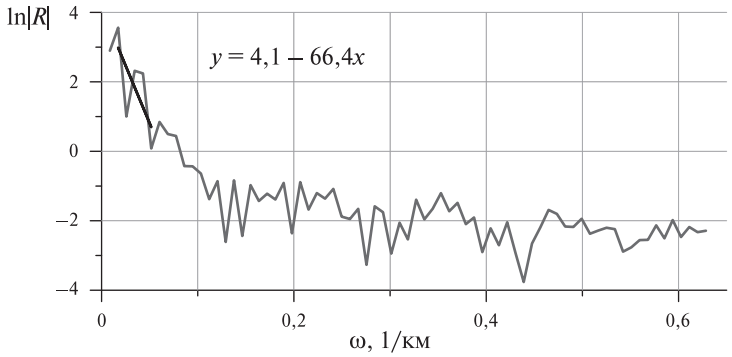

Рис. 5. Логарифм спектра (ось *Y*) аэростатного магнитного профиля полёта
2013 г. в зависимости от частоты (ось *X*) и его асимптота (прямая линия)

Обсуждение результатов и выводы

Полученный в работе опыт анализа аэромагнитных данных показал, что глубина залегания верхней границы магнитоактивного слоя литосферы для различных профилей исследуемого региона лежит в довольно узком диапазоне значений. Если эти же данные использовать для оценки нижней границы магнитоактивного слоя, то результаты для разных профилей имеют значительный разброс по глубинам. Таким образом, можно утверждать, что верхняя граница магнитоактивного слоя определяется хорошо и уверенно с помощью описанного выше метода анализа наземных магнитных данных. По-видимому, это связано с тем, что магнитные поля глубинных источников на поверхности Земли микшируются с полями интенсивных локальных (приповерхностных) источников. Это особенно чётко проявляется для полей самых глубинных источников в земной коре. На наш взгляд, это является причиной неудовлетворительного результата попыток пересчёта АМГП поля с поверхности Земли вверх. При анализе высотных данных (30 км) наблюдается обратная картина: глубины залегания верхней границы магнитоактивного слоя определяются неуверенно, а глубины залегания нижней границы магнитоактивного слоя определяются более достоверно. По-видимому, это объясняется тем, что в данном случае поля от поверхностных источников сглажены, а поля глубинных источников на этих высотах представлены в полной мере. Таким образом, мы считаем, что для оценки глубин залегания верхних и нижних кромок магнитного слоя земной коры нужно сочетать использование наземных и высотных (20–40 км) магнитных данных. То есть мы приходим к следующим выводам:

1. Использование только аэромагнитных данных для оценки глубины залегания нижней границы магнитоактивного слоя литосферы может приводить к ошибочным результатам.
2. Применение спектрального метода анализа аэромагнитных данных даёт достоверные оценки положения верхней кромки магнитоактивного слоя литосферы, но не даёт достоверные положения центров масс магнитных источников. Анализ аэростатных магнитных данных не фиксирует положение верхней кромки, но уверенно даёт глубины залегания центров масс магнитных источников. Следовательно, включение в анализ аэромагнитных и аэростатных магнитных данных даёт наиболее достоверный результат определения границ магнитоактивного слоя.

Литература

1. *Блох Ю. И.* Количественная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Учеб. пособие. М.: МГГА, 2009. 231 с.
2. *Иванов В. К.* О распределении особенностей потенциала // Успехи математических наук. 1956. Т. 11. Вып. 5(71). С. 67–70.
3. Карта аномального магнитного поля России и прилегающих акваторий. Масштаб 1:5 000 000 / ред. Морозов А. В., Петров О. В. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004.
4. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыты исследования / ред. Лаверов Н. П., Орлов В. П. М.: МФ «Технонефтегаз», 1998. 260 с.
5. Петромагнитная модель литосферы / отв. ред. Д. М. Печерский. Киев: Наукова Думка, 1994. 175 с.
6. *Цветков Ю. П.*, *Брехов О. М.*, *Бондарь Т. Н.*, *Цветкова Н. М.* Особенности геомагнитного поля, выявленные по градиентным магнитным измерениям на стратосферных высотах // Геомагнетизм и аэрономия. 2015. Т. 55. № 1. С. 130–138.
7. *Школьный Е. П.*, *Майборода Л. А.* Атмосфера и управление движением летательных аппаратов. Л.: Гидрометиздат, 1973. 307 с.
8. *Blakely R. J.* Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge: Cambridge University Press, 1995.
9. *Spector A.*, *Grant F. S.* Statistical models for interpreting aeromagnetic data // Geophysics. 1970. V. 35. P. 293–302.
10. *Tanaka A.*, *Okubo Y.*, *Matsubayashi O.* Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia // Tectonophysics. 1999. No. 306. P. 461–470.

Depths of anomalous magnetic field sources based on ground and balloon magnetic data

Yu. P. Tsvetkov[1], K. V. Novikov[2], A. A. Ivanov[3], S. V. Filippov[1], O. M. Brekhov[4], T. N. Bondar[1]

[1] *Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation RAS, Troitsk, Moscow 108840, Russia*
E-mail: tsvetkov@izmiran.ru

[2] *Hydrospetsgeology, Moscow 123060, Russia*
E-mail: novikovkv@gmail.com

[3] *Sergo Ordzhonikidze Russian State Geological Prospecting University, Moscow 117997, Russia*
E-mail: biwolf@mail.ru

[4] *Moscow Aviation Institute, Moscow 125993, Russia*
E-mail: obrekhov@mail.ru

We consider the method of determination of the Curie isotherm depth from the geomagnetic field data. The Curie isotherm depth is assumed to coincide with the bottom of the layer containing the anomalous (lithospheric) geomagnetic field sources. The method is based on the Fourier analysis of different types of experimental data on a geomagnetic profile. We used aeromagnetic observations of the geomagnetic field module at near-surface altitudes and balloon measurements of gradient of the geomagnetic field module at the altitudes of 20–40 km. The top and weight center depths of the magnetoactive layer were calculated from the aeromagnetic and balloon data respectively. From the obtained depths we estimated the bottom of the magnetoactive layer corresponding to the Curie isotherm depth. The novelty and advantages of the suggested approach are in usage of balloon data containing the fields of deep magnetic sources that allow us to determine their depths more precisely comparing with analysis of only aeromagnetic data.

Keywords: anomalous magnetic field of the Earth, balloon magnetic surveys, depths of anomalous magnetic field sources

Accepted: 04.05.2018
DOI: 10.21046/2070-7401-2018-15-3-80-87

References

1. Blokh Yu. I., *Kolichestvennaya interpretatsiya gravitatsionnykh i magnitnykh anomalii. Uchebnoe posobie* (Quantitative interpretation of gravity and magnetic anomalies. Textbook), Moscow: MGGA, 2009, 231 p.
2. Ivanov V. K., O raspredelenii osobennostei potentsiala (On the distribution of characteristics of the potential), *Uspekhi matematicheskikh nauk*, 1956, Vol. 11, Issue 5(71), pp. 67–70.
3. *Karta anomal'nogo magnitnogo polya Rossii i prilegayushchikh akvatorii. Masshtab 1:5 000 000* (Map of anomalous magnetic field (ΔT)a of Russia and adjacent waters. Scale 1:5 000 000), Morozov A. V., Petrov O. V. (eds.), Saint Petersburg: VSEGEI, 2004.
4. *Kol'skaya sverkhglubokaya. Nauchnye rezul'taty i opyty issledovaniya* (The Kola superdeep. Scientific results and experiences of the study), Laverov N. P., Orlov V. P. (eds.), Moscow: MF "Tehnoneftegaz", 1998, 260 p.
5. *Petromagnitnaya model' litosfery* (Petromagnetic model of the lithosphere), D. M. Pecherskii (ed.), Kiev: Naukova Dumka, 1994, 175 p.
6. Tsvetkov Yu. P., Brekhov O. M., Bondar' T. N., Tsvetkova N. M., Osobennosti geomagnitnogo polya, vyyavlennye po gradientnym magnitnym izmereniyam na stratosfernykh vysotakh (Features of the geomagnetic field detected at the magnetic gradient measurements at stratospheric altitudes), *Geomagnetizm i aeronomiya*, 2015, Vol. 55, No. 1, pp. 130–138.
7. Shkol'nyi E. P., Maiboroda L. A., *Atmosfera i upravlenie dvizheniem letatel'nykh apparatov* (Atmosphere and traffic control aircraft), Leningrad: Gidrometizdat, 1973, 307 p.

8. Blakely R. J., *Potential theory in gravity and magnetic applications*, Cambridge: Cambridge University Press, 1995.
9. Spector A., Grant F. S., Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 1970, Vol. 35, pp. 293–302.
10. Tanaka A., Okubo Y., Matsubayashi O., Curie point depth based on spectrum analysis of the magnetic anomaly data in East and Southeast Asia, *Tectonophysics*, 1999, No. 306, pp. 461–470.