

ОЦЕНКА МОЩНОСТИ ГРАВИАКТИВНОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

В.Н. Глазнев, О.М. Муравина, Т.А. Воронова, В.М. Холин

Воронежский государственный университет

Поступила в редакцию 15 сентября 2014 г.

Аннотация: рассмотрены корреляционные функции 2D и 3D стохастических потенциальных полей, порождаемых сингулярными источниками, сосредоточенными в горизонтальной полосе. Предложена аналитическая модель, описывающая корреляционные функции стохастических потенциальных полей через геометрические параметры носителя масс. Приведены практические примеры оценки мощности гравиактивного слоя – слоя с максимальной плотностной дифференциацией пород. Рассчитана схематическая карта глубины залегания подошвы гравиактивного слоя Воронежского кристаллического массива, необходимая для выполнения трехмерного плотностного моделирования.

Ключевые слова: стохастическая модель, сингулярные источники, корреляционная функция, гравиактивный слой, Воронежский кристаллический массив.

EVALUATION OF GRAVIACTIVE LAYER THICKNESSES OF THE VORONEZH CRYSTALLINE MASSIF

Abstract: the stochastic model of 2D and 3D potential field generated by singular sources distributed in a horizontal layer was considered. The theoretical correlation functions of stochastic potential fields of the specified type have been proposed. Analytical model described the correlation functions of stochastic potential fields through geometrical parameters of the media have been obtained. The practical examples for estimation of the thickness for graviactiv layer - the layer with the maximum differentiation of species rocks density, have been established. Designed schematic map of the depth for graviactiv layer of the Voronezh crystalline massif required to perform three-dimensional density modeling.

Key words: stochastic model, singular sources, correlation function, graviactiv layer, the Voronezh Crystalline Massif.

Введение

Известно, что любое наблюдаемое поле можно рассматривать как некоторую реализацию случайного процесса, обусловленного вероятностными свойствами изучаемой среды и неизбежными ошибками измерений [1, 2]. В силу этого поля содержат в себе, как правило, сложную интерференционную картину влияния отдельных аномалий, а также некоторый уровень помех, что и допускает использование стохастического подхода к анализу и истолкованию результатов полевых наблюдений.

Основной областью применения стохастического подхода является первичный анализ геофизических данных в условиях сложной интерференционной картины аномалий потенциальных полей: гравитационного и магнитного. Именно использование стохастического подхода (стохастических моделей среды) позволяет оценить с самых общих позиций глубинное положение источников полей и тем самым ограничить область искомого решения обратных задач теории потенциала в процессе последующего геофизического моделирования строения земной коры.

Задачи такого рода возникают в самых различных

масштабах изучения аномалий потенциальных полей – от планетарных исследований до детальных геофизических построений при поисках полезных ископаемых.

Теоретические стохастические модели

В качестве наиболее общей стохастической модели источников потенциальных (гравитационного и магнитного) полей можно рассматривать горизонтальный слой, заполненный сингулярными источниками [3]. В предположении о стохастически изотропном распределении сингулярных источников полей в пространстве (в пределах слоя), ранее были получены выражения для автокорреляционных функций гравитационного и магнитного полей от такой модели. При этом полагалось, что распределение зарядов элементарных источников (их масс или магнитных моментов) является некоторым центрированным и симметричным. Приведённые в [3] аналитические выражения нормированных автокорреляционных функций гравитационного (V_z) и аномального магнитного (B_a) полей для 3D модели слоя с точечными источниками имеют, соответственно, следующий вид:

$$B_N(\tau, h, H)_{V_z} = \left(\frac{2hH}{H-h} \right) \left[(4h^2 + \tau^2)^{-1/2} - (4H^2 + \tau^2)^{-1/2} \right] \quad (1)$$

$$B_N(\tau, h, H)_{B_a} = \left(\frac{4h^3 H^3}{H^3 - h^3} \right) \left[\frac{8h^2 - \tau^2}{(4h^2 + \tau^2)^{5/2}} - \frac{8H^2 - \tau^2}{(4H^2 + \tau^2)^{5/2}} \right] \quad (2),$$

где обозначено: τ – пространственный аргумент усреднённой на окружности двумерной корреляционной функции; h и H – глубины, соответственно, до верхней и нижней грани слоя с источниками.

Полученные выражения нормированных автокорреляционных функций гравитационного (1) и магнитного (2) полей, обусловленные горизонтальным слоем со случайным расположением сингулярных источников, использовались при определении усреднённой мощности грави- и магнитоактивного слоёв земной коры [4]. Однако наглядность соответствия таких модельных полей реально наблюдаемым геофизическим аномалиям пока оставалась без внимания. В отдельных публикациях, касающихся исследования главного геомагнитного поля, рассматриваются аспекты соответствия полей модельного сферического слоя с сингулярными источниками, имеющими радиальное намагничение [5 – 7].

Рассмотренные стохастические модели источников ранее не проверялись решением прямой задачи потенциала, а из общих соображений о корреляционной функции процесса невозможно представить характер топологии самих аномальных полей. Полученные простые выражения автокорреляционных функций в виде (1) и (2) могут отвечать достаточно сложным интерференционным картинам случайных потенциальных полей. Очевидно, что характер сложности этих полей существенно зависит от параметров модельного слоя h и H .

Таким образом, первой задачей нашего исследования являлось численное моделирование потенциальных полей, обусловленных горизонтальным слоем с сингулярными источниками. Решение прямой задачи выполнялось с использованием пакета компьютерной

математики MathCad 14. Фактически при моделировании полей вначале задавалась глубина до верхней и нижней грани слоя с источниками. Далее, исходя их принятой точности вычислений поля, оценивались плановые размеры квадратной области с источниками полей так, чтобы краевые эффекты модели мало сказывались на результатах решения прямой задачи. Для принятой области моделирования генерировались равномерно распределённые x_s, y_s, z_s координаты положения сингулярных источников и нормально распределённые значения масс M_s и намагниченностей J_s элементарных модельных источников. Выбор равномерного распределения для генерации координат источников в пределах заданной модельной области наиболее точно отвечает сущности задачи изучения геофизических плотностных и магнитных неоднородностей в литосфере планеты. Относительно ориентировки вектора намагничения J , заметим, что углы склонения (A) и наклонения (i) вектора J генерировались как равномерно распределённые в диапазоне $0 - 2\pi$, что отвечает наиболее неоднородному процессу намагниченности в модельной среде. В результате всех указанных построений создаётся вектор параметров размером K – определяющим количество сингулярных элементов в моделируемом пространстве.

Собственно решение прямой задачи расчёта потенциального поля организуется на основе канонических выражений для сингулярных источников [8]. Вертикальная компонента гравитационного поля вычисляется как

$$V_z(x, y, z) = f \sum_{m=1}^K M_{sm} \frac{z_{sm} - z}{r_m^{3/2}} \quad (3),$$

где f – гравитационная постоянная и r_m – расстояние от точки вычисления поля до соответствующего сингулярного источника. А в случае магнитного поля вычислялись все три компоненты индукции поля и модуль вектора индукции на основании соотношений:

$$B_x(x, y, z) = \frac{\mu_0 v}{4\pi} \sum_{m=1}^K J_{sm} \frac{1}{r_m^{5/2}} \{ [2(x-x_s)^2 - (y-y_s)^2 - (z-z_s)^2] \cos i \sin A + 3(x-x_s)(y-y_s) \cos i \cos A - 3(x-x_s)(z-z_s) \sin i \} \quad (4)$$

$$B_y(x, y, z) = \frac{\mu_0 v}{4\pi} \sum_{m=1}^K J_{sm} \frac{1}{r_m^{5/2}} \{ -3(x-x_s)(y-y_s) \cos i \sin A + [2(y-y_s)^2 - (x-x_s)^2 - (z-z_s)^2] \cos i \cos A - 3(y-y_s)(z-z_s) \sin i \} \quad (5)$$

$$B_z(x, y, z) = \frac{\mu_0 v}{4\pi} \sum_{m=1}^K J_{sm} \frac{1}{r_m^{5/2}} \{ -3(x-x_s)(z-z_s) \cos i \sin A - 3(y-y_s)(z-z_s) \cos i \cos A + [2(z-z_s)^2 - (x-x_s)^2 - (y-y_s)^2] \sin i \} \quad (6)$$

$$B(x, y, z) = [B_x(x, y, z) + B_y(x, y, z) + B_z(x, y, z)]^{1/2} \quad (7)$$

В выражениях (4) – (6) v – единичный объём сингулярного источника.

Примеры вычисления полей от горизонтального слоя с сингулярными источниками показаны на рис. 1 в области с размерами 10 условных единиц по осям x и y , для случая $K = 2000$. Рассчитанные модели стохастических потенциальных полей показывают их непротиворечивость с реальными данными для литосферы (модель 1) и планетарными полями (модель 2).

Заметим, что вычисление корреляционных функций от приведённых ансамблей потенциальных полей даёт почти идеальное совпадение с теоретическими выражениями (1) и (2). Характер сходимости к точным значениям нормированных корреляционных функций (1) и (2) зависит только от числа сингулярных источников и практически перестаёт влиять при $K > 200$ для области моделирования.

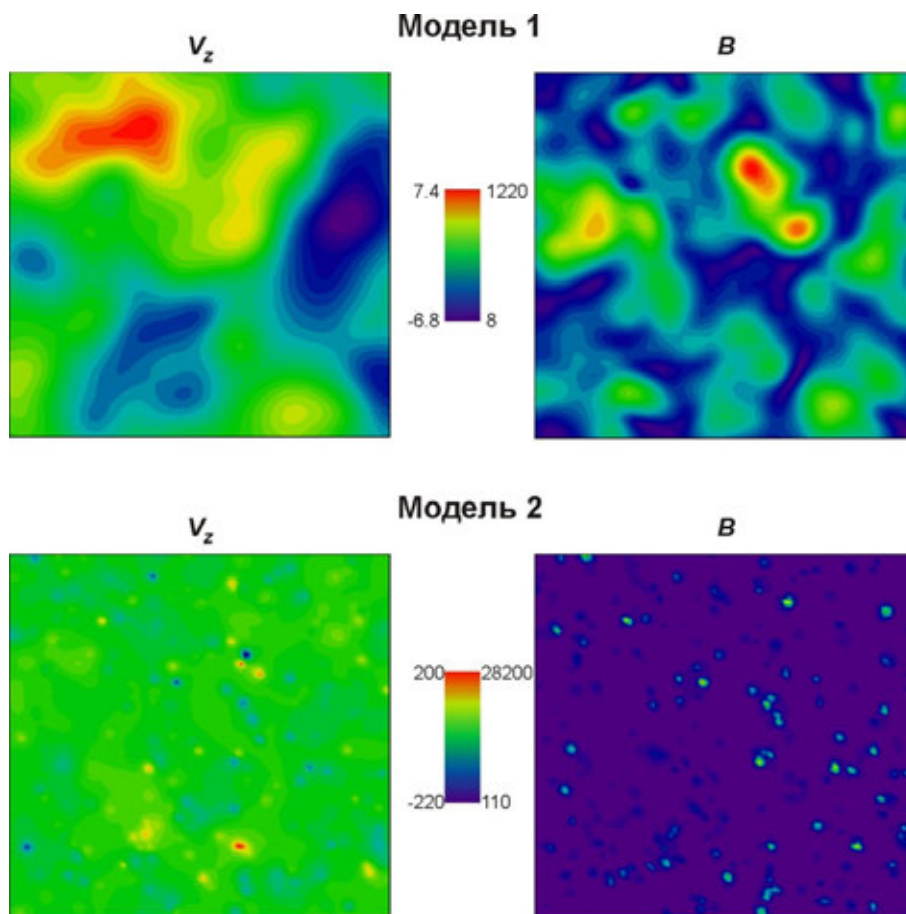


Рис. 1. Гравитационное поле (V_z , мГл) и модуль вектора индукции магнитного поля (B , нТл) для горизонтального слоя с сингулярными источниками: модель 1: $h = 1, H = 2, z = 0$; модель 2: $h = 0,1, H = 1,1, z = 0$

Вторая задача нашего исследования – реализация нового подхода к использованию автокорреляционных функций стохастических потенциальных полей при оценке мощности горизонтального слоя с сингулярными источниками. Рассмотрим, для при-

мера, часто используемую трансформацию гравитационного поля в форме разности исходного (на уровне $z = 0$) и аналитически продолженного в верхнее полупространство (на высоту Δh) полей:

$$V_{res}(x, y, dh) = V_z(x, y, 0) - V_z(x, y, \Delta h) \quad (8).$$

Двухмерный спектр разностного поля, с учётом спектрального представления оператора аналитического продолжения в верхнее полупространство [8], определяется как

$$S_{V_{res}}(\omega_x, \omega_y, \Delta h) = S_{V_z}(\omega_x, \omega_y, 0) - S_{V_z}(\omega_x, \omega_y, 0)e^{-|\omega|\Delta h} \quad (9), \text{ где } |\omega| = (\omega_x^2 + \omega_y^2)^{1/2}.$$

Тогда для усреднённых на окружности энергетических спектров разностного поля запишем выражение:

$$G_{V_{res}}(\omega, \Delta h) = G_{V_z}(\omega, 0)(1 - e^{-|\omega|\Delta h})^2 \quad (10).$$

На основании теоремы Винера-Хинчина, корреляционную функцию разностного гравитационного поля, для средних на окружности энергетических спектров, вычислим через преобразование Ханкеля [8] от энергетического спектра (10):

$$\begin{aligned}
 B_{V_{res}}(\tau, \Delta h) &= \int_0^{\infty} G_{V_z}(\omega, 0)(1 - e^{-|\omega|\Delta h})^2 J_0(\omega, \tau) d\omega = \\
 &= \int_0^{\infty} G_{V_z}(\omega, 0) J_0(\omega, \tau) d\omega + \int_0^{\infty} G_{V_z}(\omega, 0) e^{-2|\omega|\Delta h} J_0(\omega, \tau) d\omega - 2 \int_0^{\infty} G_{V_z}(\omega, 0) e^{-|\omega|\Delta h} J_0(\omega, \tau) d\omega = \\
 &= B_{V_z}(\tau, 0) + B_{V_z}(\tau, \Delta h) - 2 \int_0^{\infty} G_{V_z}(\omega, 0) e^{-2|\omega|(\Delta h/2)} J_0(\omega, \tau) d\omega = \\
 &= B_{V_z}(\tau, 0) + B_{V_z}(\tau, \Delta h) - 2B_{V_z}(\tau, \Delta h/2). \quad (11)
 \end{aligned}$$

Приведённое соотношение (11) показывает что, автокорреляционная функция разностного гравитационного поля (8) может быть явно выражена через автокорреляционные функции: исходного поля на уровне $z = 0$, поля аналитически продолженного на уровень Δh и поля продолженного на уровень $\Delta h/2$. Таким образом, при известном аналитическом выражении функции автокорреляции гравитационного поля, в нашем случае в форме (1), можно записать относительно простое аналитическое выражение и для трансформированного разностного гравитационного поля от стохастической модели горизонтального слоя с сингулярными источниками. Пример вычисления нормированной автокорреляционной функции вида (11) приведён на рисунке 2 для двух вариантов формирования разностных аномальных гравитационных полей. Как явствует из характера графиков на рисунке 2, функции $B_M(\tau)$ трансформированного гравитационного поля обладают достаточной разрешимостью, зависящей от параметров h , H и Δh модельного слоя.

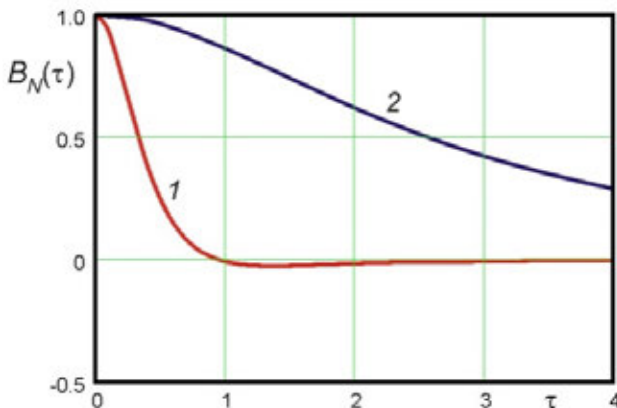


Рис. 2. Автокорреляционные функции разностного гравитационного поля для модели горизонтального слоя с сингулярными источниками: 1 – модель внутрикоровых аномалий ($h = H = 0,25, \Delta h = 1$); 2 – модель литосферных аномалий ($h = 1, H = 20, \Delta h = 10$)

Приведённое соотношение (11) позволяет построить процедуру стохастической оценки мощности гравиактивного слоя земной коры, по аналогии с подобными оценками в [4], используя существующие данные о разностных гравитационных аномалиях. Такие разностные аномалии гравитационного поля часто являются промежуточными материалами в процессе создания тектонических схем районирования территорий, но до настоящего времени они не использовались в интерпретационных построениях. Решение

обратной задачи для стохастической модели слоя можно построить как двухпараметрический минимизированный подбор автокорреляционной функции разностного гравитационного поля.

Практическое применение стохастических моделей

Предложенный новый подход позволяет обратиться к содержательной интерпретации разностного гравитационного поля (в локальном или планетарном масштабах), опираясь на известное выражение для корреляционной функции (1), обусловленного стохастической моделью слоя с сингулярными источниками, и полученное соотношение (11) для автокорреляции разностного гравитационного поля. Рассмотрим практические примеры применения предложенной методики для предварительной оценки слоя, который характеризуется максимальной степенью плотностной неоднородности слагающих пород.

Впервые на территории ВКМ рассмотренная методика была применена при построении трёхмерной плотностной модели гранитных массивов Хоперского мегаблока. Оценка мощности гравиактивного слоя носила локальный характер и выполнялась в пределах участка площадью 20×20 км. Предварительная оценка залегания аномальных источников на глубине, не превышающей 8 км, позволила построить эффективную стартовую модель, что обеспечило быструю сходимость итерационного процесса [9].

Для решения региональной задачи построения комплексной трёхмерной модели литосферы ВКМ и сопредельных территорий возникла необходимость оценки мощности гравиактивного слоя для всего региона исследования. Расчёты выполнялись в рамках ГИС-проекта «Потенциальные поля ВКМ», аккумулирующего различную цифровую пространственную информацию, необходимую для выполнения трёхмерного моделирования. Для решения поставленной задачи была использована карта рельефа поверхности, карта глубин залегания кристаллического фундамента, изолинии остаточных аномалий гравитационного поля.

На первом этапе изолинии остаточных аномалий гравитационного поля с помощью стандартных ГИС-процедур были трансформированы в точки, а затем выполнена их гармоническая интерполяция в узлы регулярной сетки 1×1 км. Площадь исследования (свыше 1000 км^2) была разбита на полигоны с перекрытием размером 100×100 км. Далее каждого

полигона значение мощности гравиактивного слоя определялось следующим образом: рассчитывались осреднённые значения глубин залегания кровли фундамента с учётом рельефа местности (параметр h). На следующем шаге вычислялась усреднённая на окружности двумерная нормированная автокорреляционная функция остаточных аномалий гравитационного поля R_{Vz} , которая сравнивалась с семейством модельных автокорреляционных функций для разных значений параметра H ($B_n(H)$). Оптимальное значение H выбиралась по минимуму нормы:

$$\|R_{Vz} - B_n(H)\| = \min . \quad (12)$$

Все вычисления выполнялись с использованием программы, разработанной в пакете компьютерной математики MathCad 14. Рисунки 3, 4 иллюстрируют определение мощности гравиактивного слоя для одного из полигонов, условно обозначенного как «Полигон А». На рисунке 3 представлена карта остаточных гравитационных аномалий полигона. Соответствие экспериментальной и модельной автокорреляционных функций для фиксированного значения $H = 10$ км продемонстрировано на рисунке 4.

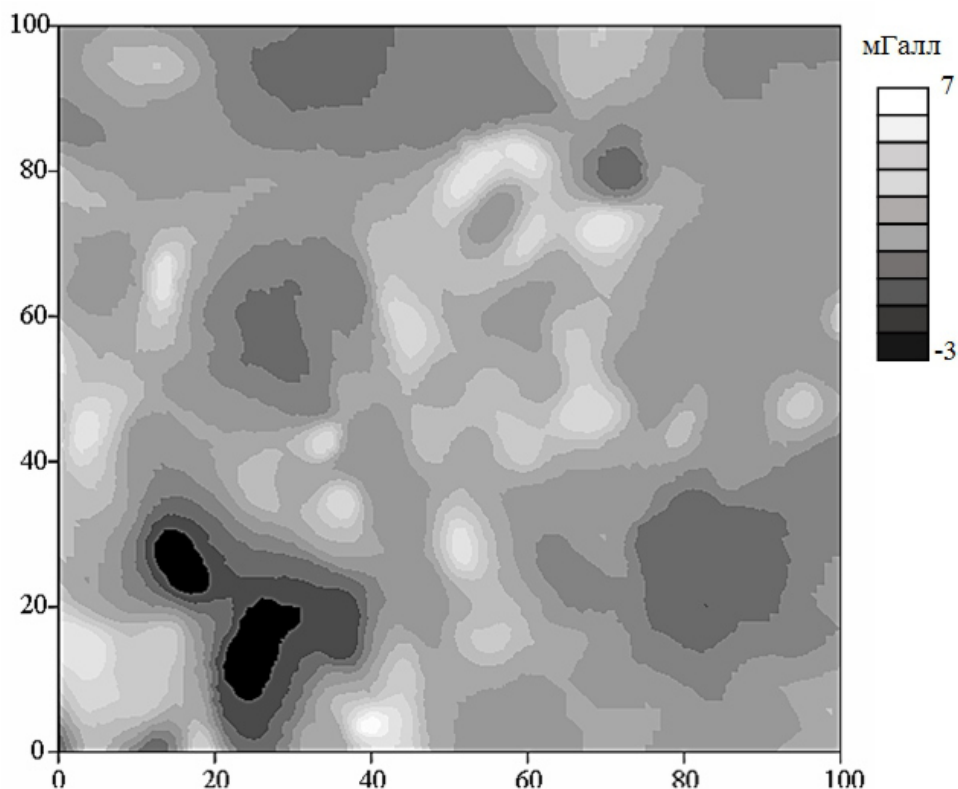


Рис. 3. Карта локальных гравитационных аномалий (полигон А)

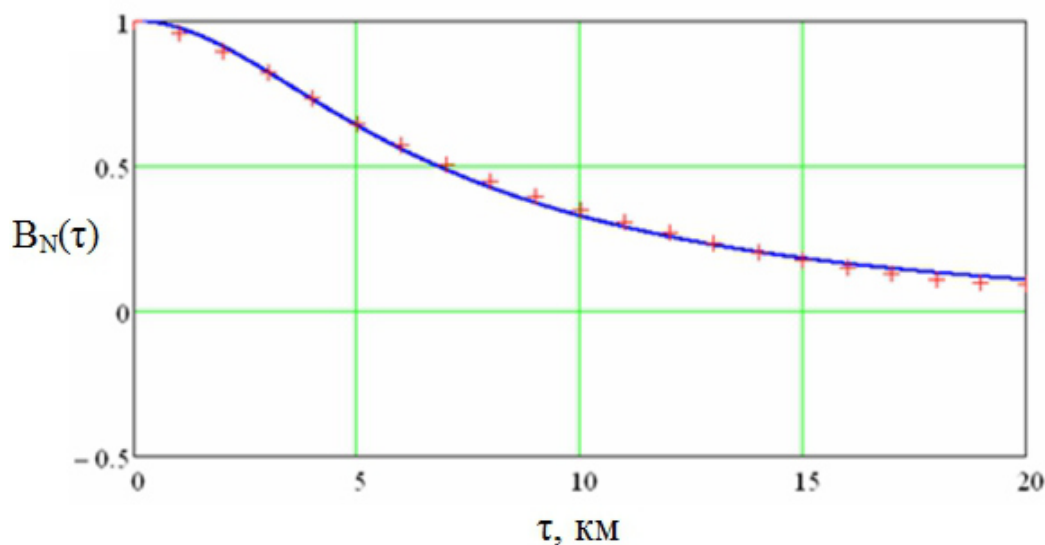


Рис. 4. Практическая и модельная двумерная нормированная автокорреляционная функция локальных аномалий гравитационного поля (полигон А). Модель: 3D слой с сингулярными источниками, $h = 0,359$ км, $H = 10$ км

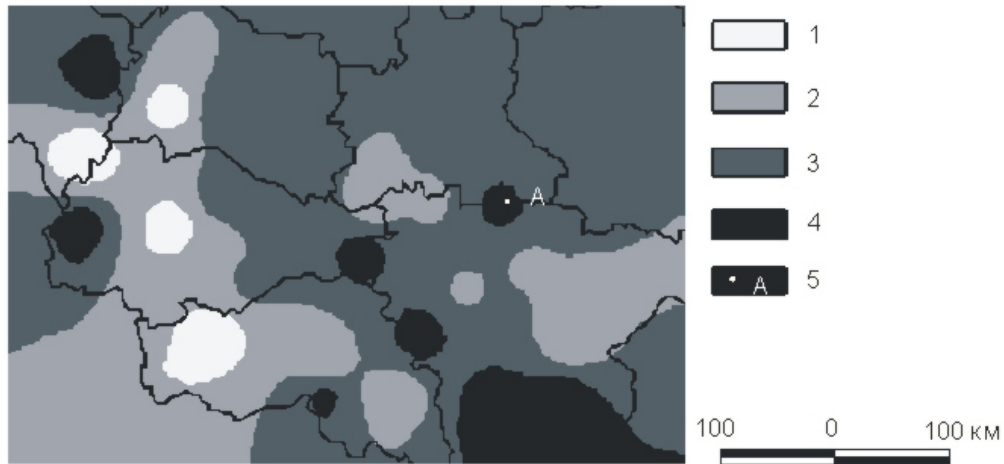


Рис. 5. Фрагмент схематической карты глубины залегания подошвы гравиактивного слоя для ВКМ и сопредельных территорий. Условные обозначения: 1 – глубины 1–4 км; 2 – глубина 4–6 км; 3 – глубина 6–9 км; 4 – глубина 9–12 км; 5 – центр полигона А

На заключительном этапе была выполнена гармоническая интерполяция полученных значений глубины залегания подошвы гравиактивного слоя в узлы 3 минутной сетки, что соответствует примерно сетке 5 x 5 км. Итогом вычислений стала схематическая карта глубины залегания подошвы гравиактивного слоя ВКМ и сопредельных территорий, фрагмент которой представлен на рис. 5.

Результаты и обсуждение

Согласно полученным данным глубина залегания подошвы гравиактивного слоя для всего региона исследований изменяется от 1 до 12 км и составляет в среднем 6 – 8 км. Максимальные значения (свыше 9 км) отмечаются в восточной и юго-восточной частях территории, минимальные (1 – 2 км) – в северной и северо-восточной частях.

Предварительная геологическая интерпретация полученных результатов основывается на предположении, что максимальной неоднородностью обладают блоки, где совмещены структурно-вещественные комплексы (СВК) различных геодинамических обстановок. Глубина переработки также зависит от тех процессов, которым были подвержены первично «однородные» блоки. Наибольшая глубина переработки должна присутствовать в зонах субдукции, где магмогенерация находится в нижних частях коры или на границе кора-мантия. Если это предположение верно, то такими свойствами на Воронежском кристаллическом массиве должна обладать Лосевская шовная зона. В Лосевской шовной зоне совмещены палеопротерозойские надсубдукционные (лосевская серия, рождественский габбровый, усманский плагиогранитный комплексы) и коллизионные (павловский гранит-мигматитовый и лискинский умеренно щелочных гранитов) СВК интенсивно переработавшие архейское основание. На рис. 5 видно, что наибольшей глубиной (мощностью) «неоднородного» слоя обладает именно Лосевская зона и особенно зоны развития павловского комплекса гранитоидов S-типа. В западном направлении мощность «неоднородного» слоя

уменьшается, что также хорошо согласуется с геологическим строением. Наименьшей мощностью гравиактивного слоя обладает Белгородско-Михайловская структурно-формационная зона, где палеопротерозойские СВК проявились незначительно и представлены протоосадочным чехлом (курская серия), активизированным в оскольское время (курбакинская, яковлевская, висловская свиты), а архейское основание преимущественно слагают «однородные» «серые» гнейсы обоянского комплекса [10]. Промежуточное положение между этими двумя зонами занимает Воронежско-Алексеевская структурно-формационная зона. В этой зоне, кроме образований курской серии, в значительной мере проявилась оскольская активизация (вулканогенные, вулканогенно-осадочные образования тимской свиты, золотухинский габброноритовый комплекс) и в незначительной степени J-тип гранитоиды стойло-николаевского комплекса [11].

В строении Хоперского блока принимает участие воронцовская серия палеопротерозойского возраста, вмещающая тела ультраосновных и основных пород (часто без корневых) мамонского и еланского комплексов. Согласно представлениям [11] отложения воронцовской серии сформировались в обстановке пассивной окраины Волго-Уральского континента, которая на определенном этапе подверглась активизации (рассеянный рифтогенез). В результате субдукции океанической плиты под Сарматский континент и сближения с Волго-Уральским континентом была сформирована аккреционная призма, основанием которой являются архейские гранулиты Волго-Уралии (?). Гранитоиды бобровского комплекса, вероятно, сформировались за счет плавления пород аккреционной призмы. Таким образом, гравиактивный слой, вероятно, совпадает с распространением пород воронцовской серии. Мощность образований воронцовской серии, с учетом складкообразования и шарьирования, оценивается 8 – 11 км (по Н.С. Афанасьеву и др., 1998), что также хорошо согласуется с приведенными выше результатами.

Предложенная схема глубины залегания подошвы гравитационного слоя верхней коры ВКМ является необходимым исходным элементом плотностного моделирования литосферы. Более детальные выводы глубинном положении отдельных объектов в верхней части земной коры региона будут сделаны после создания общей трехмерной плотностной модели литосферы ВКМ, которая послужит некоторой референц-моделью при расчетах детализированных геолого-геофизических образов верхней коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гольцман, Ф.М. Статистическая интерпретация магнитных и гравитационных аномалий / Ф.М. Гольцман, Т.Б. Калинина. – Л.: Недра, 1983. – 248 с.
2. Никитин, А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. – М.: Недра, 1986. – 342 с.
3. Глазнев, В.Н. / В.Н. Глазнев, В.И. Павловский, А.Б. Раевский / Автокорреляционные функции потенциальных полей, обусловленных горизонтальным слоем со случайным расположением источников // Известия АН СССР, сер. Физика Земли. – 1978. – № 8. – С. 85–90.
4. Глазнев, В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии / В.Н. Глазнев. – Апатиты: «Казэм», 2003. – 252 с.
5. Jackson, A. Statistical Treatment of Crustal Magnetization / A. Jackson // Geophysical Journal International. – 1994. – V. 119. – N 3. – P. 991–998.
6. Walker, M.R. Robust modelling of the Earth's magnetic field / M.R. Walker, A. Jackson // Geophysical Journal International. – 2000. – V. 143. – N 3. – P. 799–808.
7. Stockmann, R. Imaging Earth's crustal magnetic field with satellite data: a regularized spherical triangle tessellation approach / R. Stockmann, C.C. Finlay, A. Jackson // Geophysical Journal International. – 2009. – V. 179. – N 3. – P. 929–944.
8. Вычислительная математика и техника в разведочной геофизике: Справочник геофизика. / Ред. В.И. Дмитриев. – М.: Недра, 1990. – 498 с.
9. Воронова, Т.А. Трехмерная плотностная модель гранитного массива Хоперского мегаблока (Воронежский кристаллический массив) / Т.А. Воронова, В.Н. Глазнев // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: материалы 41-й сессии международного семинара им. Д.Г. Успенского. – Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2014 г. – С. 82–84.
10. Чернышов, Н.М. Эволюция рифтогенных структур в раннем докембрии Воронежского кристаллического массива / Н.М. Чернышов, В.М. Холин, В.М. Ненахов [и др.] // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: материалы совещания. – М., 1988. – Том 2. – С. 131–133.
11. Чернышов, Н.М. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива / Н.М. Чернышов, В.М. Ненахов, И.П. Лебедев, Ю.Н. Стрик // Геотектоника. – 1997. – № 3. – С. 21–30.

Воронежский государственный университет

Voronezh State University

Глазнев В.Н., зав. кафедры геофизики геологического факультета, д.ф.-м.н.

Glaznev V.N., chief of the geophysical department of the geological faculty, doctor of physical and mathematical sciences. E-mail: glaznev@geol.vsu.ru Tel.: 8 (473) 2208385

E-mail: glaznev@geol.vsu.ru Тел.: 8(473) 220-83-85

Муравина О.М., доцент кафедры геофизики, кандидат геолого-минералогических наук.

Muravina O.M., Professor assistant, geophysical department, candidate of geology and mineralogical sciences.

E-mail: muravina@geol.vsu.ru Тел.: 8(473)220-83-85

E-mail: muravina@geol.vsu.ru Tel.: 8(473)220-83-85

Воронова Т.А., доцент кафедры геофизики, кандидат геолого-минералогических наук.

Voronova T.A., Professor assistant, geophysical department, candidate of geology and mineralogical sciences.

E-mail: voronova28@yandex.ru Тел., 8(473)220-83-85

E-mail: voronova28@yandex.ru Tel.: 8(473)220-83-85

Холин В.М., доцент кафедры полезных ископаемых и недропользования, кандидат геолого-минералогических наук.

Kholin V.M., Professor assistant, department of the natural resources and exploration, candidate of geology and mineralogical sciences.

E-mail: kholin@geol.vsu.ru Тел.: 8(473)222-64-19

E-mail: kholin@geol.vsu.ru Tel.:8(473)222-64-19