

## О СПОСОБЕ ПОСТРОЕНИЯ ПЛОТНОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ СЛОЙСТО-НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД

*Бызов Д.Д., Колмогорова В.В., Ладовский И.В., Мартышко П.С., Цидаев А.Г.* – Институт геофизики УрО РАН, Екатеринбург

**Аннотация.** Рассмотрен вопрос о выборе «плотности вмещающей среды» (плотности относимости) при построении региональных моделей земной коры и верхней мантии. Предложена схема вычисления избыточной плотности неоднородных элементов модели на фоне переменной плотности вмещающих пород. Разработан практический алгоритм вычисления фрагментарных аномалий гравитационного поля от отдельных частей модельного пласта с переменной плотностью. Показано, что избыточная плотность элементов внутри слоя, отнесенная к переменной по глубине «гидростатической» плотности нормальной модели, имеет существенно меньшую величину по всей глубине расчетной области и минимизирует гравитационное влияние плотностного контакта обрамляющих границ криволинейного слоя.

*Неоднородный слой с криволинейными границами, прямая задача гравиметрии, нормальная плотностная модель.*

## ONE METHOD OF DENSITY MODELS CONSTRUCTION FOR INHOMOGENEOUS LAYERED MEDIA

*Byzov D.D., Kolmogorova V.V., Ladovskiy I.V., Martyshko P.S., Tsidaev A.G.* – Institute of Geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg

**Abstract.** We consider the background density selection problem, which occurs in the Earth crust and upper mantle regional modeling process. Method of excessive density selection for the models structural elements with respect to background density is offered. Practical algorithm is developed, it is based on the partial gravity anomalies calculation for separate parts of model layer with variable density. We showed that the excessive density inside the layer has much lower value on all depths than the “hydrostatical” density of normal model and minimizes gravity effect of density boundary.

*Inhomogeneous layer with curvilinear boundaries, direct gravity problem, normal density model.*

### **Введение**

В практике гравитационного моделирования зачастую используют прием разделения суммарного поля по отдельным слоям (и блокам) неоднородной плотностной модели. Расчет гравитационных аномалий от элементов известного плотностного фрагмента и введение соответствующей поправки в наблюденное поле получило название «геологического редуцирования» (Фотиади и др., 1990). Как правило, подобным образом исключается вклад осадочного чехла (реже – кристаллической земной коры) с тем, чтобы из разности аномалий выделить глубинную (мантийную) составляющую гравитационного поля (Куприенко и др., 2007; Мартышко и др., 2011; Павленкова и др., 1991). При этом возникает проблема выбора «плотности вмещающей среды» (плотности относимости) для вычисления и надлежащего учета

фрагментарных аномалий как от глубинных, так и приповерхностных объектов. Решение этой проблемы имеет важное значение для разработки устойчивых методов разделения наблюденного поля по глубине и построения послойных плотностных моделей кристаллической земной коры и верхней мантии.

Аномальное гравитационное поле от однородного изолированного включения вычисляется по скачку его плотности относительно плотности вмещающих пород. Для сложно построенных моделей неоднородных сред практически невозможно однозначно определить избыточную плотность какого-либо отдельного фрагмента относительно переменной плотности вмещающей среды. Соответственно, в реальности выбирают самый простой путь решения проблемы. Плотность «вмещающей среды» для модели неоднородного слоя

приравнивают к некоторой постоянной величине. Это либо нулевая (Страхов, Романюк, 1984; Романюк, 1995), либо средне-взвешенная плотность слоя (Дружинин и др., 2000а; Мартышко и др., 2011), либо максимальная плотность мантийных блоков (Куприенко и др., 2007; 2010). Относительно принятой постоянной рассчитывают избыточную плотность для всей совокупности неоднородных элементов внутри слоя. Однако следует учесть гравитационное влияние и внешних границ обрамления слоя. К аномалиям от источников внутри слоя обязательно добавится составляющая фона от плотностного контакта на внешних границах. Для плоских границ аномальный гравитационный эффект равняется нулю; для криволинейных – появляется переменная составляющая уровня фона гравитационных аномалий (Мартышко и др., 2010). Амплитуда составляющей переменной фона пропорциональна скачку плотности на внешних границах криволинейного слоя. В таком случае не только морфология границ обрамления, но и перепад плотности в приграничной области имеет решающее влияние на результат выделения из суммарного поля собственно аномалий от плотностных неоднородностей внутри слоя, ограниченного криволинейными границами.

#### **Задача геологического редуцирования**

Решение задачи геологического редуцирования предусматривает вычисление аномального поля от изначально заданной конфигурации модельных плотностных фрагментов. Их влияние учитывается исключением (редукцией) фрагментарных аномалий из общего поля модели. Амплитуда редуцируемых аномалий зависит от соотношения между плотностью исключаемого объекта и плотностью пород сопредельных областей. В настоящей работе предлагается способ построения переменной «плотности вмещающей среды», на фоне которой вычисляется избыточная плотность элементов неоднородной плотностной модели. Предлагаемый алгоритм позволяет корректно рассчитать, а затем и исключить влияние плотностных слоев с

криволинейными границами раздела и переменной плотностью.

Аномальное гравитационное поле от некоторой области  $D$  с плотностью  $\sigma_D$  вычисляется по интегральной формуле:

$$\Delta g(\mathbf{r}_A) = -f \frac{\partial}{\partial z_A} \iiint_D \frac{\sigma_D(\mathbf{r}_P) - \sigma_0(\mathbf{r}_P)}{|\mathbf{r}_A - \mathbf{r}_P|} dV_P, \quad (1)$$

где  $f$  – гравитационная постоянная;  $\mathbf{r}_A$ ,  $\mathbf{r}_P$  – радиус-векторы точки наблюдения  $A$  и текущей точки интегрирования  $P$  внутри масс;  $\sigma_D$  – плотность внутри области  $D$ ;  $\sigma_0$  – плотность вмещающей среды (далее плотность относимости), относительно которой находится избыточная плотность в каждой точке области  $D$ :

$$\Delta\sigma_D = \sigma_D(\mathbf{r}_P) - \sigma_0(\mathbf{r}_P).$$

Амплитуда и градиент модельного поля  $\Delta g$  линейно зависит от избыточной плотности  $\Delta\sigma_D$ . И, в соответствии с принятым распределением плотности относимости  $\sigma_0(\mathbf{r}_P)$ , будет меняться не только форма, но и знак расчетной аномалии (1).

Для исключения гравитационного эффекта области  $D$  формула (1) предписывает выполнение очевидного действия: значение фактической плотности  $\sigma_D$  внутри области следует поменять на плотность вмещающей среды  $\sigma_0$ :

$$\begin{aligned} \sigma_D(\mathbf{r}_P) &\rightarrow \sigma_0(\mathbf{r}_P); \\ \Delta\sigma_D &\rightarrow 0; \quad P \in D. \end{aligned} \quad (2)$$

В случае однородной плотности вмещающей среды  $\sigma_0(\mathbf{r}_P) = \sigma_0 = \text{const}$  подобная замена не представляет технических трудностей, а решение (1) и (2) задачи геологического редуцирования однозначно определено: вклад исключенной из гравитационной модели области  $D$  равен нулю. Если же неоднородная геологическая среда моделируется набором соприкасающихся тел  $D(k) (k = 1, 2, \dots)$  с различной плотностью  $\sigma(k)$  (что и реализуется в большинстве практических случаев), то задача становится намного сложнее. Даже если плотность  $\sigma_D(k)$  внутри каждого отдельного объекта  $D(k)$  известна или предполагается таковой, то «плотность вмещающей среды  $\sigma_0$ » для совокупного ансамбля неоднородных тел требует уточнения. Невозможно определить нулевую избыточную плотность (2)

отдельного редуцируемого фрагмента неоднородной среды, так как при замещении  $\sigma_D(k) \rightarrow \sigma_0$  появится составляющая переменного фона исключаемых аномалий. Поэтому, выбор обобщающего распределения плотности относимости  $\sigma_0$  следует унифицировать таким образом, чтобы для всей совокупности элементов  $D(k)$  неоднородной модели минимизировать расчетные значения избыточной плотности  $\Delta\sigma_D(k)$  и уменьшить составляющую переменного фона редуцируемых аномалий.

### **Нормальная плотность региональной модели**

Нормальная плотностная модель региона рассматривается как часть верхней оболочки планетарной модели Земли, поэтому принципы их построения должны быть взаимосвязанными. Кроме того, региональная модель должна отражать специфику глубинного строения исследуемой территории, сохраняя значимость интегральных оценок петрофизических параметров различных геологических провинций. Обои́м этим требованиям, в какой-то мере, удовлетворяет плотностная модель для горизонтально-однородной слоистой среды, наследующая как планетарные, так и региональные признаки.

Приведение инструментально измеренных значений силы тяжести к аномалиям Фая (аномалиям в свободном воздухе) фактически решает вопрос о выборе плотностной модели Нормальной Земли – планетарной модели гидростатически равновесного сфероида с эквивалентным распределением масс. Распределение плотности «жидкого» сфероида зависит только от расстояния до притягивающего центра. Конфокальные поверхности постоянной плотности имитируют слоистую структуру оболочек планетарной модели (Картвелишвили, 1982). При переходе к задачам регионального масштаба сфероидальный сегмент внешней оболочки (литосферы) фактически заменяется моделью плоского слоя. Это наиболее распространенный формат региональных построений (Красовский, 1989; Дружинин и др., 2000а; Павленкова и др., 1991; Куприенко и др.,

2007; Дружинин и др., 2014). Соответствующий одномерный аналог нормального распределения плотности в плоском слое  $\sigma_0(z)$  будет зависеть только от глубины. Для конкретной территории параметры одномерной зависимости уточняются по имеющимся данным региональных геолого-геофизических работ. Причем безусловный приоритет сохраняют сейсмические методы исследований (Павленкова и др., 1991; Романюк, 1995).

Например, можно исходить из априорно заданных значений объемной плотности для модели начального приближения, построенной по сейсмогеологическим и скоростным разрезам (Мартышко и др., 2012; Дружинин и др., 2014). В таком случае нормальную (одномерную) модель неоднородного плоского слоя восстанавливают усредненными значениями плотности по набору горизонтальных сечений. Шаг по глубине между секущими плоскостями определяется минимальной мощностью плотностных неоднородностей; горизонтальный базис усреднения задается рамками модельного планшета.

Поскольку давление, как и плотность в горизонтально-однородной модели слоистой среды, зависит только от глубины, то усредненную модель плоского слоя с одномерным распределением плотности можно назвать «условно гидростатической» (Красовский, 1989).

При вычислении избыточной плотности относительно одномерно-гидростатического распределения нормальной модели не требуется вводить поправку за постоянную составляющую расчетного поля: аномальная часть на любом глубинном срезе всегда будет отнесена к нулевому уровню. Сравнительно с редукцией на постоянную плотность, надгидростатические добавки избыточной плотности имеют существенно меньшую амплитуду и минимизируют компенсационные составляющие расчетного поля от отдельных фрагментов на любой глубине.

В дальнейшем будем придерживаться следующей терминологии. Первичную модель неоднородного слоя с горизонтальными

ми внешними границами назовем основной или опорной моделью. Плотность опорной модели задается в абсолютных единицах. Усредненная по горизонтальным сечениям плотность неоднородного пласта принимается за плотность горизонтально-слоистой нормальной модели. Плотность нормальной модели зависит только от глубины; относительно нее вычисляется избыточная плотность аномалиеобразующих тел на всех горизонтальных срезах. Основную модель с исключенным каким-либо плотностным фрагментом назовем редуцированной. Амплитуда редуцируемых аномалий зависит от избыточной плотности исключаемых объектов. В той же степени будет изменяться и остаточное поле модели. Проявление скомпенсированных аномалий фона при переходе от основной к редуцированной плотностной модели покажем на тестовом примере.

#### **Тестовый пример**

По схеме «геологического редуцирования» плотность исключаемого фрагмента в неоднородном слое замещается плотностью нормальной модели, принимаемой за плотность относимости  $\sigma_0$ . Редукция приповерхностных аномалий в неоднородном слое с параметрами, близкими к модели земной коры, позволяет оценить степень привнесенных искажений поля только за счет выбора плотности относимости, которая, в некотором смысле, отождествляется с плотностью «вмещающей среды».

На рис. 1а (цветная вкладка) представлен схематический плотностной разрез глубиной до 80 км. Такой разрез воспроизводит основные черты модели глубинного строения земной коры и верхней мантии по одному из широтных пересечений Уральского региона (Дружинин и др., 2000б; Мартышко и др., 2011). Приповерхностная прямоугольная вставка с плотностью  $\sigma_D = 2,2 \text{ г/см}^3$  имитирует фрагмент низкоплотностного осадочного чехла (структурной впадины); нижележащий слой с криволинейной границей соответствует кристаллическому фундаменту с плотностью  $\sigma_F = 2,8 \text{ г/см}^3$ ; глубинный горизонтальный пласт с переменной плотно-

стью моделирует тяжелые мантийные блоки с плотностью  $\sigma_M \in (3,2-3,4) \text{ г/см}^3$ .

Справа от разреза вынесена колонка горизонтально усредненных значений плотности нормальной модели. Усреднение выполняется по числу сеточных элементов модели, аппроксимирующих плотностные неоднородности разреза в пределах каждого слоя.

Для приповерхностного включения подстилающие породы однородного фундамента являются вмещающей средой. Избыточная плотность включения  $\Delta\sigma_D = \sigma_D - \sigma_F = -0,6 \text{ г/см}^3$  формирует локальную отрицательную аномалию на общем региональном фоне глубинных масс. Мы проанализировали четыре практически применяемые схемы замещения плотности  $\sigma_D$  на плотность относимости  $\sigma_0$  и сопоставили между собой полученные результаты. Плотность относимости – это внешний параметр гравитационного моделирования, но от его значения зависят амплитуда, форма и даже знак расчетных аномалий отдельных плотностных фрагментов. В суперпозиции аномалий обязательно проявится составляющая фонового поля. Для модели неоднородного слоя с горизонтальными границами обрамления фоновая составляющая поля – постоянная величина, которая исключается из схемы интерпретации. Если же граница слоя криволинейна, то составляющая фона будет переменна. Эти переменные составляющие фона проявляются при расчетах гравитационного поля от каждого криволинейного слоя, но компенсируют друг друга в результирующей модели плоского литосферного пласта. Поскольку при интерпретации гравитационных аномалий не задействованы составляющие компенсационного фона, то их влияние необходимо свести к минимуму.

На рис. 1б (цветная вкладка) приведен теоретически возможный вариант исключения приповерхностной аномалии, когда плотность приповерхностной неоднородности заменяют плотностью однородного фундамента, в соответствии с формулой (2):  $\sigma_D \rightarrow \sigma_F = 2,8 \text{ г/см}^3$ . Поле редуцированной модели (кривая 2 на рис. 1б, цветная

вкладка) с точностью до постоянного фона совпадает с полем глубинных мантийных блоков.

Любая редукция относительно иной плотности относимости, замещающей  $\sigma_D$ , приводит к появлению дополнительной составляющей некомпенсированных остатков гравитационных аномалии. Варианты схемы «геологического редуцирования» для трех значений плотности относимости и сравнение величин редуцированных аномалий показаны на рис. 1в (кривые 3, 4, 5, цветная вкладка). Здесь же пунктиром продублирована кривая 2 теоретической модели.

Из приведенной на рис. 1в (цветная вкладка) схемы редуцированных остатков видно, что минимальное отклонение от теоретической модели (кривая 2) вносит избыточная плотность, заданная относительно гидростатической плотности:  $\sigma_D \rightarrow \sigma_0(z) = 2,66 \text{ г/см}^3$ . В этом случае эффект некомпенсированной отрицательной аномалии проявляется весьма незначительно (кривая 3). Редукция на средневзвешенную плотность  $\sigma_D \rightarrow \sigma_{\text{ср}} = 3,09 \text{ г/см}^3$  дает сравнительно заметную перекомпенсацию остаточной аномалии (кривая 4). Чем выше избыточная плотность (с учетом знака) редуцируемого объекта, тем больше искажений вносится в остаточное поле гравитационной модели. Совершенно неприемлема редукция низкоплотностных объектов осадочного чехла относительно мантийной плотности:  $\sigma_D \rightarrow \sigma_M = 3,4 \text{ г/см}^3$ . Здесь мы имеем дело уже с двукратной перекомпенсацией остаточной аномалии (кривая 5).

Еще хуже редукция относительно нулевой плотности «вмещающей среды». В данном примере, при мощности включения 5 км, в остаточное поле редуцируемых аномалий добавляется отрицательная составляющая переменного фона более 400 мГал.

### ***Градиентная модель литосферы Тимано-Печерской плиты***

Региональные плотностные модели земной коры и верхней мантии (верхней части литосферы) чаще всего имеют форму неограниченного по простиранию пла-

ста с горизонтальными границами обрамления. И как мы ранее отмечали, такое ограничение является непременным условием для вычисления гравитационных аномалий от неоднородного слоя с точностью до постоянной составляющей фона. Не возникает вопроса и с выбором плотности относимости (или «плотности вмещающей среды») для плоской модели литосферного слоя. Это может быть любая постоянная величина, относительно которой вычисляется избыточная плотность для всех элементов неоднородной модели.

Мы предлагаем рассматривать подобранное (по заданному полю) распределение плотности в неоднородном слое с горизонтальными границами как предварительный этап решения задачи гравитационного моделирования. Для разделения суммарного гравитационного поля на фрагментарные составляющие от разнесенных по глубине криволинейных слоев, следует заменить постоянную плотность относимости для каждого слоя на одномерное распределение гидростатической плотности нормальной модели. Это не изменит переменную составляющую подобранного поля, но приведет к существенному уменьшению компенсационного фона разделенных аномалий. Алгоритм вычисления полей от 3D слоев с переменной плотностью и криволинейными границами разработан на основе сеточных технологий трехмерного гравитационного моделирования (Мартышко и др., 2013а, б). Способ исключения (редуцирования) аномалий поля от слоев с криволинейными границами и переменной плотностью покажем на практическом примере.

Плотностная модель литосферы Тимано-Печерского региона опирается на пространственный каркас двумерных скоростных и сейсмоплотностных разрезов, покрывающих градусную трапецию с координатами 59–68° с.ш. и 48–64° в.д. (Дружинин и др., 2014). Глубина разрезов соответствует первому региональному уровню изостатической компенсации около 80 км (Дружинин и др., 2000б). Интерполированные с разрезов исходные значения двумер-

ных плотностей представлены матричным массивом трехмерного «цифрового» параллелепипеда в формате сеточных функций (Мартышко и др., 2012).

Вычисляя средние значения по горизонтальным срезам плотностного параллелепипеда, получаем зависящую только от глубины гидростатическую плотность  $\sigma_0(z)$  нормальной модели. На рис. 2 (цветная вкладка) показан фрагмент опорной плотностной модели Тимано-Печорской плиты в сечении по сейсмическому геотраверсу «РУБИН 1» и распределение по глубине соответствующей «гидростатической» плотности нормальной модели. Для средневзвешенной плотности литосферного слоя мощностью 80 км получено значение  $\sigma_{cp} = 3,09 \text{ г/см}^3$ ; максимальная плотность мантийных блоков составляет  $\sigma_M = 3,4 \text{ г/см}^3$  (на рисунке эти постоянные выделены красными прямыми линиями).

Как видно из рис. 2, перепад плотности по глубине меняется в достаточно широких пределах:  $2,2\text{--}3,4 \text{ г/см}^3$ . Такому диапазону переменных значений невозможно сопоставить одну постоянную средневзвешенную (или иную) плотность, адекватно описывающую гравитационные модели отдельных фрагментарных частей неоднородного слоя. Вместе с тем, изменение максимальных и минимальных значений плотности по глубине, в общих чертах, повторяет гидростатическая плотность  $\sigma_0(z)$  нормальной модели. Поэтому она дает более представительные оценки для избыточной плотности аномальных масс на разных глубинах. Так при  $\sigma_{cp} = 3,09 \text{ г/см}^3$  избыточная плотность сеточный элементов слоя меняется в интервале  $\Delta\sigma = (0,31\text{--}0,89) \text{ г/см}^3$ ; интервал изменения «надгидростатических» добавок значительно уже  $\Delta\sigma = (0,2\text{--}0,4) \text{ г/см}^3$ . Тем самым уменьшится амплитуда расчётных аномалий гравитационного поля для одних и тех же фрагментарных частей неоднородной плотностной модели.

Трёхмерная плотностная модель, построенная в виде цифрового параллелепипеда послойно-интерполированных значений плотности, открывает дальнейшую

возможность использования высокоэффективных методов гравитационного моделирования. Расчетное поле от исходной модели не совпадает с наблюдаемым. Невязка полей минимизируется в процессе решения линейной обратной задачи гравиметрии итерационным методом локальных поправок с адаптивной регуляризацией (Мартышко и др., 2013б). Устойчивый алгоритм послойной линейной инверсии реализован в классе двумерных корректирующих добавок с нулевым средним значением. Плотность физической модели восстанавливается мультипликативной функцией плотности нормальной модели и латеральной корректирующей добавки. В таком случае характер изменения подобранной плотности по глубине остается неизменным.

На рис. 3 (слева, цветная вкладка) построено искомое распределение послойно-подобранной плотности в том же формате сеточного параллелепипеда, что и на рис. 2. По принятой терминологии такой «сеточный параллелепипед» будем называть опорной (или основной) градиентной плотностной моделью.

Градиентная плотностная модель является первым приближением к реальному строению земной коры. При решении задач тектонического районирования возникает необходимость перейти от трехмерного распределения плотности континуальной модели к некоторому содержательному набору структурных геологических границ, разделяющих слои и блока с постоянной или переменной плотностью. Разделение литосферного слоя на отдельные сейсмо-структурные комплексы предусматривает и соответствующее разделение полей гравитационной модели. Сеточный формат полученного выше решения обеспечивает простоту алгоритмической реализации и физическую наглядность ожидаемого результата.

#### ***Редуцированная модель трехслойной литосферы***

Упорядоченные элементы плотностной модели литосферы организованы в иерархическую систему слоисто-блоковых

структурных комплексов. Конфигурация межблочных границ лежит в основе построения региональных схем тектонического районирования и оконтуривания геологических структур (Дружинин и др., 2009; 2014). По характерному скачку сейсмических и плотностных параметров прослеживаются две основные, регионально выдержанные, структурные границы – поверхность фундамента и поверхность Мохо. Положение предполагаемой кровли консолидированного фундамента определялось скоростными уровнями (5,6–5,8) км/с; положение кровли мантии – уровнями (7,75–8,25) км/с. Эти границы разделяют литосферный слой на три неоднородных плотностных фрагмента: осадочный чехол, кристаллическую земную кору и верхнюю мантию (рис. 3а, б, в). Для вычисления глубин  $z(x, y, \sigma)$  структурной поверхности производится выборка сеточных значений плотности основной модели (см. рис. 3) в заданном интервале ( $\sigma_{\min}$ – $\sigma_{\max}$ ) с последующей пересортировкой полученного массива данных по глубине

$$z(x, y, \sigma) = \inf_z [z(\sigma(x, y))]; \quad (3)$$

$$\sigma_{\min} \leq \sigma(x, y) < \sigma_{\max}, z > 0.$$

Выборочный интервал значений плотности относится к породам нижележащего слоя. После сортировки в выборке остаются минимальные плотности сеточных ячеек, примыкающих к границе (3). Отметки глубин приграничных элементов воспроизводят рельеф структурной поверхности  $z(x, y, \sigma)$ . На рис. 4 (цветная вкладка) представлены схематические карты рельефа подошвы осадочного чехла и кровли верхней мантии. Извлечение данных по алгоритму (3) выполнено в следующих диапазонах: ( $\sigma_{\min}$ – $\sigma_{\max}$ ) = (2,67–2,86) г/см<sup>3</sup> для подошвы осадочного чехла и ( $\sigma_{\min}$ – $\sigma_{\max}$ ) = (3,24–3,42) г/см<sup>3</sup> для кровли верхней мантии. Последовательное исключение сеточных элементов трехмерной плотностной модели в интервалах глубин между указанными поверхностями позволяет выделить структурные элементы отдельных литосферных слоев (см. рис. 3а, б, в). Гравита-

ционный эффект для каждого из них рассчитывается в рамках модели криволинейного пласта с переменной плотностью.

Обозначим через  $H$  мощность литосферного пласта;  $F$  и  $M$  – разделяющие его промежуточные границы. Результирующее модельное поле на дневной поверхности представим суммой аномалий от трех слоев

$$\Delta g(x_A, y_A, 0) = f \iint dx_p dy_p \times \left( \int_0^{F(x,y)} + \int_{F(x,y)}^{M(x,y)} + \int_{M(x,y)}^H \right) K(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_P) \times [\sigma(x_p, y_p, z_p) - \sigma_0(z_p)] dz_p, \quad (4)$$

где  $K(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_P)$  – интегральное ядро Пуассона формулы (1)

$$K(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_P) = - \frac{d}{dz_A} \left( \frac{1}{|\mathbf{r}_A - \mathbf{r}_P|} \right) \Big|_{z_A=0} = \frac{z_p}{[(x_A - x_p)^2 + (y_A - y_p)^2 + z_p^2]^{3/2}}.$$

Формула (4) дает возможность практической реализации схемы (2) задачи «геологического редуцирования» для переменной плотности криволинейных слоев. Избыточная плотность элементов внутри каждого слоя вычисляется относительно интервальных значений гидростатической плотности  $\sigma_0(z)$  нормальной модели. Чтобы исключить гравитационное влияние отдельного слоя, достаточно приравнять его трехмерную плотность к одномерной гидростатической плотности вмещающей среды.

Слой с переменной плотностью, ограниченный поверхностью фундамента  $F(x, y)$  и поверхностью верхней мантии  $M(x, y)$ , моделирует строение кристаллической земной коры. Это часть сеточной модели литосферного слоя. Оставляя в формуле (4) интеграл от избыточной плотности земной коры, мы исключаем из расчетов гравитационное влияние чехла и мантии. На рис. 5а (цветная вкладка) приведена плотностная модель земной коры, построенная путем бланкирования сеточных элементов основной модели выше и ниже границ  $F$  и  $M$ . Здесь же приведены расчетные аномалии гравитационного поля. Поле на рис. 5б вычислялось по избыточной плотности, вы-

численной относительно интервальных значений гидростатической плотности  $\sigma_0(z)$  нормальной модели; поле на рис. 5в – относительно постоянного значения средне-взвешенной плотности  $\sigma_{cp}$  основной модели. Из результатов вычислений следует, что любое постоянное значение плотности относимости по сравнению с гидростатической плотностью нормальной модели приводит к завышению расчетных амплитуд аномалий гравитационного поля. Так, в одном случае (см. рис. 5б) интервал значений поля составляет  $\Delta g \in (-68 - +50)$  мГал; в другом (см. рис. 5в) – в полтора раза выше  $\Delta g \in (-86 - +81)$  мГал.

Амплитуда переменного фона разделенных аномалий пропорциональна скачку плотности на границах раздела «чехол-кора» и «кора-мантия». Переменная по глубине гидростатическая плотность  $\sigma_0(z)$  минимизирует величину приграничного скачка плотности и, следовательно, уменьшает влияние плотностного контакта на внешних границах криволинейного слоя.

Проблема, затронутая в настоящей работе, касается обоснования способа вычисления и надлежащего учета гравитационного эффекта структурных (криволинейных) поверхностей, разделяющих слои с переменной плотностью. Поле плотностной границы задается перепадом сопредельных плотностей выше- и нижележащих слоев. На внутренних межфрагментарных границах плотность меняется за счет напластования пород в их естественном залегании, и величина избыточной плотности в приграничной зоне однозначно определена. На внешних криволинейных границах обособленного слоя избыточная плотность вычисляется относительно модельного (выбранного интерпретатором) распределения «плотности вмещающей среды» (Мартышко и др., 2010). Соответственно, в расчетном поле появится переменная составляющая фона, пропорциональная скачку плотности на внешних границах слоя. В таком случае не только морфология границ обрамления, но и априорно заданная плотность относимости «вме-

щающей среды» будут иметь решающее значение на результат количественного эксперимента и разделения суммарного поля по отдельным слоям неоднородной плотностной модели.

Рельеф сейсмических структурных поверхностей уточняется по результатам гравитационного моделирования (Голиздра, 1988). Корректное вычисление гравитационных аномалий от неоднородной плотностной модели и ее отдельных частей предопределяет обоснованность последующих выводов геологической интерпретации. Особую актуальность данная проблема приобретает в свете задач построения гравитационной модели продуктивных горизонтов верхней части геологического разреза. Так, переменный рельеф подошвы осадочного слоя, равно как и переменная плотность пород подстилающего фундамента, может полностью замаскировать оценку перспективных аномалий локальных зон на переменном уровне гравитационного фона неоднородного плотностного контакта региональной границы.

### **Заключение**

Разработан метод выбора «плотности относимости» для модели сложно построенной геологической среды с переменной плотностью и алгоритм вычисления аномального поля от неоднородных плотностных фрагментов. Показано, что выбор зависящей от глубины гидростатической плотности  $\sigma_0(z)$  нормальной модели минимизирует влияние плотностного контакта на внешних границах обособленного криволинейного слоя. Это позволяет корректно разделить гравитационные эффекты от отдельных фрагментов неоднородной плотностной модели и сопоставить аномалии разделенных полей по всей глубине расчетной области.

Эффективность алгоритма продемонстрирована на тестовом и практическом примерах. Построена сеточная модель трехмерного распределения плотности в земной коре Тимано-Печорского региона.

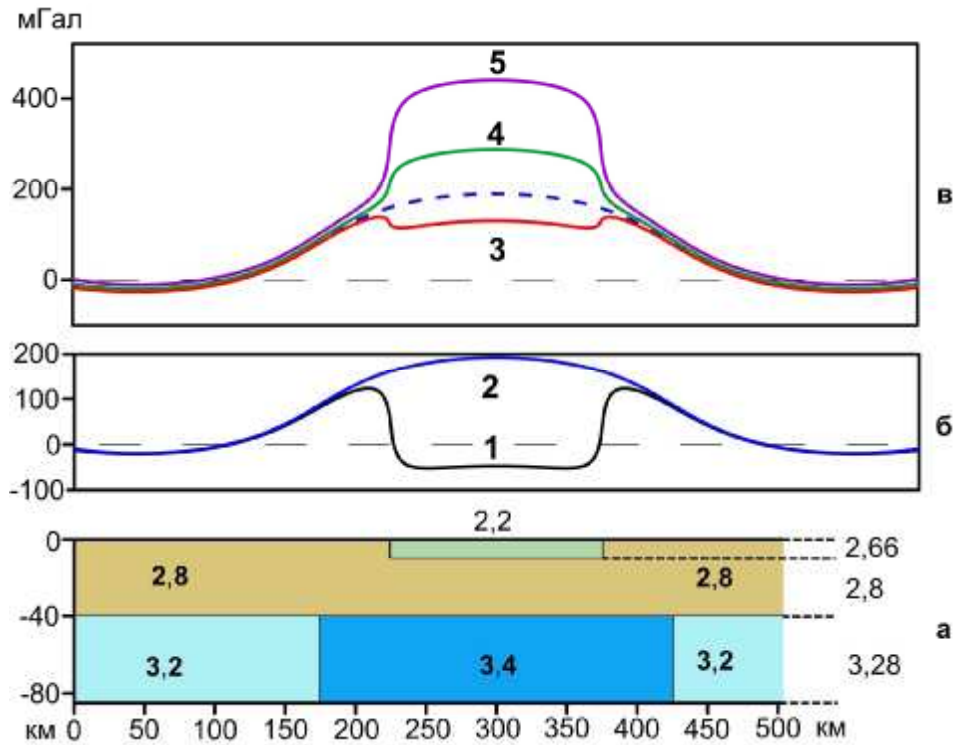
Работа выполнена в рамках проекта РНФ (№ 14-27-00059).



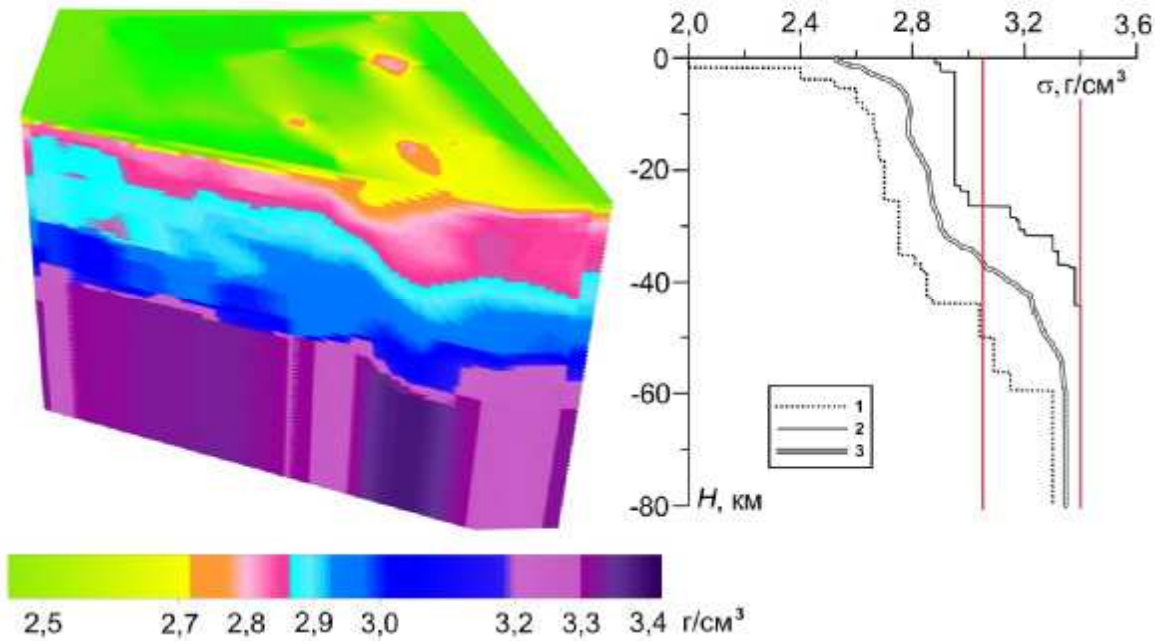
**Литература**

- Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин Н.И., Бахвалов А.И.* Использование результатов геофизических исследований на региональных профилях для глубинного геокартирования // Разведка и охрана недр. 2000а. № 2. С. 2–6.
- Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин Н.И., Бахвалов А.И.* Разработка методики объемного моделирования верхней части литосферы Урала // Уральский геофизический вестник. 2000б. № 1. С. 56–60.
- Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Брехунцов А.М., Нестеров И.И. (мл.), Плесовских И.А.* Карта доюрских вещественных комплексов северо-западной части Западно-Сибирской равнины на основе объемной модели земной коры // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 104–112.
- Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю.* Строение верхней части литосферы и нефтегазоносность недр Уральского региона. Екатеринбург: ИГФ УрО РАН, 2014. 226 с.
- Голыздра Г.Я.* Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения земной коры. М.: Недра, 1988. 212 с.
- Картвелишвили К.М.* Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли. М.: Наука, 1982. 95 с.
- Красовский С.С.* Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наукова Думка, 1989. 246 с.
- Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В.* Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Украинского щита // Геофизический журнал. 2007. Т. 29. № 5. С. 3–27.
- Куприенко П.Я., Макаренко И.Б., Старостенко В.И., Легостаева О.В., Савченко А.С.* Трехмерная плотностная модель земной коры и верхней мантии Днепровско-Донецкой впадины и Донбасса // Геофизический журнал. 2010. Т. 32. № 6. С. 175–214.
- Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г.* Построение региональных геофизических моделей на основе комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных // Физика Земли. 2010. № 11. С. 23–35.
- Мартышко П.С., Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Фёдорова Н.В., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г.* Методика и результаты создания объемной геолого-геофизической модели верхней части литосферы северного и среднего сегментов Уральского региона // Динамика физических полей Земли. М.: ИФЗ РАН, 2011. С. 9–30.
- Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д.* Применение сеточных функций в задачах трехмерного плотностного моделирования // Уральский геофизический вестник. 2012. № 1. С. 30–34.
- Мартышко П.С., Ладовский И.В., Осипов В.Ю., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г.* Методика и новые сеточные алгоритмы построения 3d плотностных моделей // Геофизика. 2013а. № 1. С. 41–47.
- Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д.* О решении обратной задачи гравиметрии на сетках большой размерности // Доклады Академии наук. 2013б. Т. 450. № 6. С. 702–707.
- Павленкова Н.И., Егорова Т.П., Старостенко В.И., Козленко В.Г.* Трехмерная плотностная модель литосферы Европы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 4. С. 3–23.
- Романюк Т.В.* Сейсмоплотностное моделирование коры и верхней части мантии вдоль геотраверса «КВАРЦ» // Физика Земли. 1995. № 9. С. 11–23.
- Страхов В.Н., Романюк Т.В.* Восстановление плотностей земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 6. С. 44–63.
- Фотиади Э.Э., Захарова Т.Л., Ладынин С.А., Тычков С.А., Шарловская Л.А.* Основные черты структуры и динамики литосферы Сибири по геолого-геофизическим данным. Новосибирск: Наука, Сибирское отд-ние, 1990. Вып. 738. 116 с.

К статье Бызов Д.Д., Колмогорова В.В., Ладовский И.В., Мартышко П.С., Цидаев А.Г. – «О способе построения плотностных моделей слоисто-неоднородных сред»



**Рис. 1.** Схема гравитационного редуцирования для приповерхностного включения: а) неоднородный плотностной разрез; б) суммарное модельное поле (1); поле без приповерхностного включения (2); в) поле в редукции относительно одномерной плотности  $\sigma_0(z)$  (3); то же, но относительно средневзвешенной плотности (4) и максимальной плотности разреза (5)



**Рис. 2.** Цифровой параллелепипед трехмерной сеточной функции интерполированных плотностей и график изменения по глубине «гидростатической» плотности нормальной модели (кривая 3). Здесь же приведены графики минимальных (кривая 1) и максимальных (кривая 2) значений плотности по горизонтальным срезам цифрового параллелепипеда литосферного слоя

К статье Бызов Д.Д., Колмогорова В.В., Ладовский И.В., Мартышко П.С., Цидаев А.Г. – «О способе построения плотностных моделей слоисто-неоднородных сред»

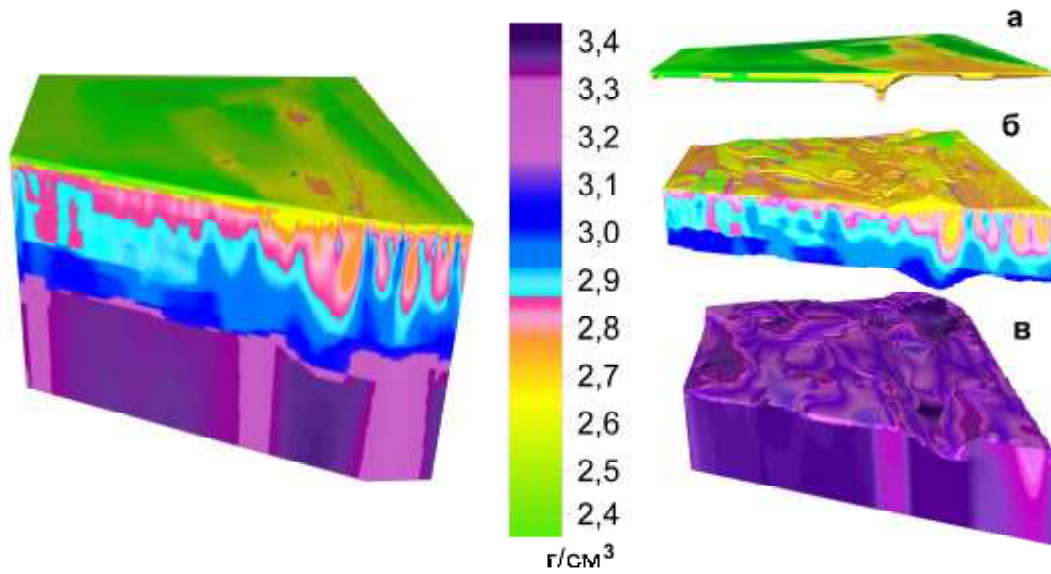


Рис. 3. Трехмерная плотностная модель литосферы Тимано-Печорской плиты, разделенная по поверхности кровли кристаллического фундамента и кровли верхней мантии: осадочный чехол (а), кристаллическая кора (б), верхняя мантия (в)

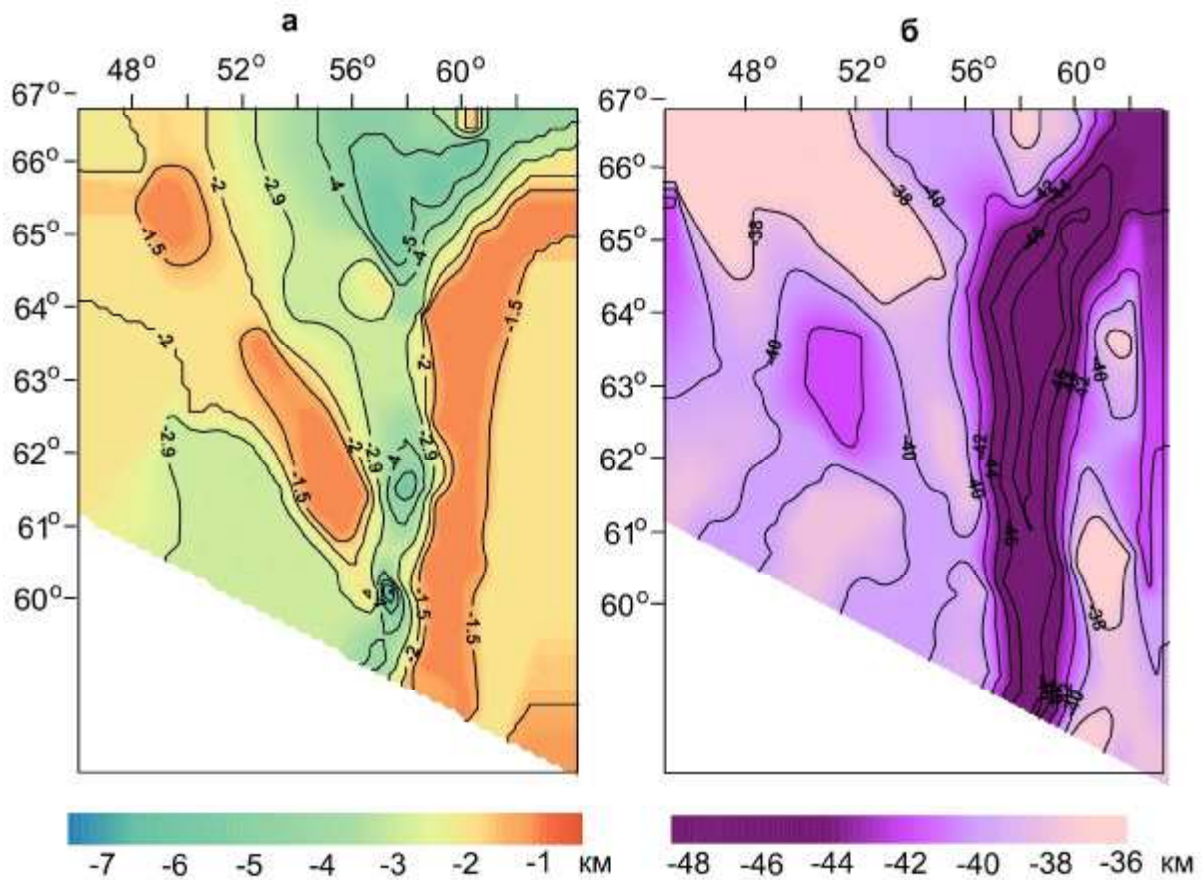
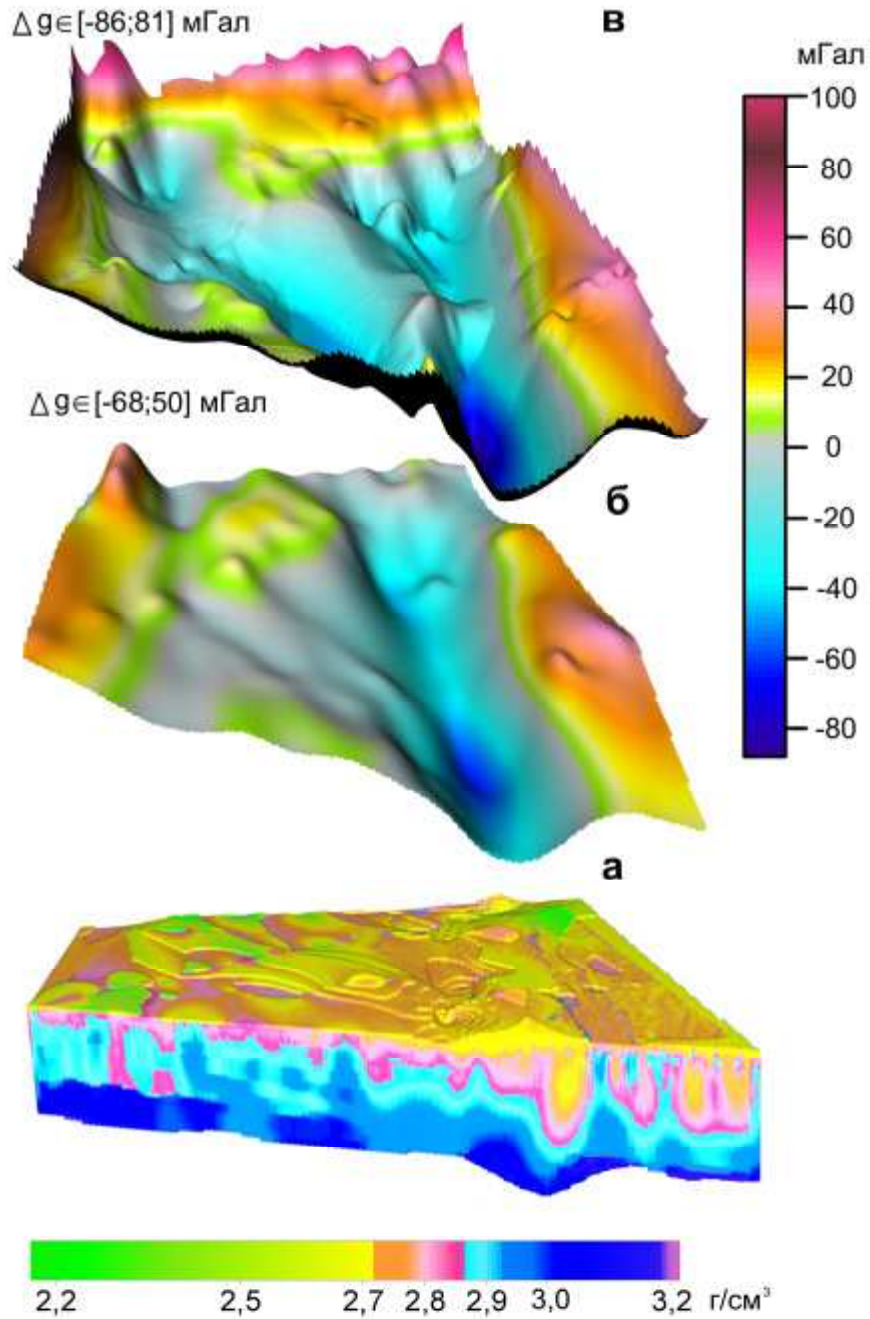


Рис. 4. Схемы рельефа основных поверхностей раздела литосферы Тимано-Печорской плиты: а) изогипсы подошвы осадочного чехла; б) изогипсы кровли верхней мантии

К статье Бызов Д.Д., Колмогорова В.В., Ладовский И.В., Мартышко П.С., Цидаев А.Г. – «О способе построения плотностных моделей слоисто-неоднородных сред»



**Рис. 5.** Гравитационная модель земной коры (а) и графики вычисленных аномалий гравитационного поля для двух распределений избыточной плотности: аномалии (б) отнесены к одномерному распределению  $\sigma_0(z)$  нормальной модели; аномалии (в) отнесены к постоянной средневзвешенной плотности  $\sigma_{cp} = 3,09 \text{ г/см}^3$