УДК 550.831.017 + 551.5.001.57

О КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ПОСТРОЕНИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

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

Аннотация. В работе проведена комплексная интерпретация гравитационных и сейсмических данных при помощи метода локальных поправок для структурных границ. Предложены модифицированные способы решения прямой и обратной задачи гравиметрии. При помощи описанного метода исследован участок северо-западной части Западно-Сибирской равнины и восстановлено положение K_M – переходной зоны коромантийного комплекса.

Прямая задача гравиметрии, обратная задача гравиметрии, метод локальных поправок, сейсмоплотностная модель.

ON GRAVITY AND SEISMIC DATA COMPLEX INTERPRETATION FOR CONSTRUCTING GEOLOGIC-GEOPHYSICAL MODELS

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

Abstract. We have constructed complex interpretation algorithm using gravity and seismic data. Local corrections method for construction structure boundaries was used. forward and inverse problem solving modification offered. A part of north-west area of West-Siberian plain has been analyzed using this method. K_M (earth's crust and mantle complex transition zone) position has been restored.

Forward gravity problem, inverse gravity problem, local corrections method, seismic-density model.

Введение

Построение региональных геолого-геофизических моделей вдоль протяжённых сейсмических маршрутов, их уточнение и петрографическая детализация опирается на метод гравитационного моделирования.

Центральная проблема метода – выбор максимально устойчивых решений обратной задачи гравиметрии из семейства возможных эквивалентов. Хорошо известно, что обратная задача гравиметрии является некорректной: имеет неединственное решение и неустойчиво зависит от исходных данных. В настоящей работе предпринята попытка с помощью совместной интерпретации гравитационных и сейсмических данных (в рамках выбранных модельных представлений) построить геолого-геофизические модели, представляющие практический интерес. При этом комплексная интерпретация позволяет сузить класс возможных решений и повысить устойчивость к помехам.

Прямая задача гравиметрии для модели слоистых сред

Формула для вычисления поля от криволинейного пласта, ограниченного сверху и снизу двумя поверхностями $z_1(x,y)$ и $z_2(x,y)$ является следствием решения прямой задачи гравиметрии для трехмерного объекта (Мартышко, Кокшаров, 2005).

$$\Delta g(x',y',0) = \\ = -f\cdot\Delta\sigma\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z_2^2(x,y)}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z_1^2(x,y)}}\right)dxdy, \quad (1)$$

где $\Delta g(x',y',0)$ – аномальное гравитационное поле криволинейного пласта, рассчитанное на уровне дневной поверхности,

$\Delta\sigma$ – избыточная плотность слоя, вычисленная относительно средней плотности моделируемого разреза.

В формуле (1) обозначим через $S(z_2, z_1)$ (далее структурный интеграл) аномальное поле от криволинейного пласта единичной плотности.

$$S(z_2, z_1) = -f \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z_2^{\,2}}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z_1^{\,2}}} \right) dxdy. \qquad (2)$$

Тогда, при сохранении мнемоники принятых обозначений, поле от криволинейного пласта, ограниченного сверху дневной поверхностью $z_1=0$, а снизу поверхностью $z_2=z(x', y')$ (рис. 1а) будет вычисляться по формуле:

$$S(z,0) = -f \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2}} \right) dxdy. \qquad (3)$$

Сопоставляя (2) и (3) получаем для очевидных свойства структурного интеграла $S(z_2, z_1)$:

Свойство 1. Антикоммутативность:

$$S(z_2, z_1) = -S(z_1, z_2). \qquad (4)$$

Свойство 2. Антиассоциативность:

$$S(z_2, z_1) = S(z_2, 0) - S(z_1, 0). \qquad (5)$$

Из свойства антиассоциативности (5) вытекают два важных следствия:

Следствие 1. Пусть $z_1=z(x,y)$ – криволинейная граница раздела; $z_2=h$ – асимптотическая плоскость этой границы (рис. 1б). Тогда

$$S(h,z) = -f \int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty} \left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + h^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + z^2(x,y)}} \right) dxdy \qquad (6)$$

представляет собой гравитационное поле избыточных масс единичной плотности, заключенных между криволинейной поверхностью и её асимптотической плоскостью. Причем, над плоскостью массы положительны, а под плоскостью – отрицательны. Такое представление $S(h, z)$ аномального поля называется гравитационным эффектом плотностной границы (Страхов, 1974; Федорова, Цирульский, 1976).

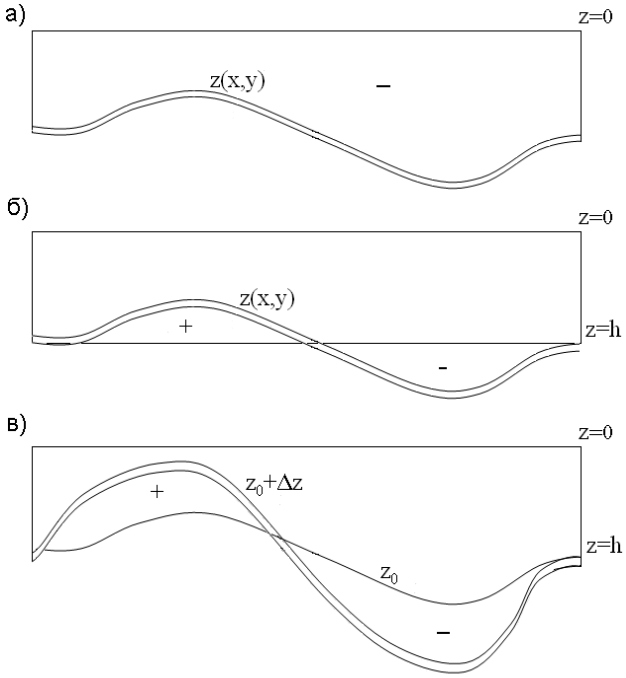


Рис. 1. Модели криволинейного пласта, соответствующие различным представлениям структурного интеграла $S(z_2, z_1)$, вычисленного от границы z_2 (одинарная линия) до границы z_1 (двойная линия):
а) пласт $S(z,0)$ – от границы $z=z(x,y)$ до дневной поверхности $z=0$; б) пласт $S(h,z)$ – от асимптотической плоскости $z=h$ до границы $z=z(x,y)$; в) пласт $S(z_0, z_0+\Delta z)$ от границы нулевого приближения $z=z_0$ до её уточненного положения $z=z_0+\Delta z$

Следствие 2. Пусть $z_1=z_0(x, y)$ – положение плотностной границы, принятое как начальное; $z_2=z_0+\Delta z$ – уточненное положение криволинейной границы (рис. 1в).

Тогда

$$S(z_0, z_0+\Delta z)=$$
$$=-f\int_{-\infty}^{\infty}\int_{-\infty}^{\infty}\left(\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z_0^{\,2}}}-\right.$$
$$\left.-\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+(z_0+\Delta z)^2}}\right)dxdy \quad (7)$$

представляет поле избыточных масс единичной плотности, заключенных между начальной (нулевой) и уточненной криволинейными поверхностями. Причем над нулевой границей избыточные массы положительны, а под ней – отрицательны. Такое представление аномального поля по аналогии с (6) будем называть гравитационным эффектом плотностной границы относительно криволинейной топологической асимптоты.

Формула (1) решения прямой задачи для криволинейного пласта, выделяемого в пространстве вмещающих пород по избыточной плотности $\Delta\sigma$ с учетом представления (2) имеет вид:

$$\Delta g(x',y',0)=\Delta\sigma\cdot S\big(z_2(x',y'),z_1(x',y')\big). \quad (8)$$

Свойства (4–7) структурного интеграла позволяют унифицировать различные распределения аномальной плотности в слоистой среде, встречающиеся в практике гравитационного моделирования (Шванк, Люстих, 1947).

Обратная задача гравиметрии для плотностных границ

При известном значении аномального поля на дневной поверхности $\Delta g(x',y',0)$, формулу (1) или (8) можно рассматривать как интегральное уравнение относительно избыточной плотности $\Delta\sigma$ и координат плотностной границы $z=z(x',y')$. Если к тому же распределение плотности известно, то мы приходим к классическому интегральному уравнению Фредгольма I-го рода относительно искомых координат границ раздела слоистой среды. Алгоритмическая основа его решения – метод локальных поправок (Пруткин, 1986; Мартышко, Пруткин, 2003).

Рассмотрим модельный пример. Пусть на глубине h ниже уровня дневной поверхности расположены локальные объекты (выступ и впадина) с избыточной плотностью $\Delta\sigma=\pm0{,}1$ г/см^3 (рис. 2).

Аппроксимируя эти неоднородности кусочно-линейной границей раздела $z(x,y)$ с асимптотической плоскостью $z=h$, приходим к формуле решения прямой задачи в записи (8):

$$\Delta g(x',y',0)=\Delta\sigma\cdot S\big(h,z(x',y')\big).$$

Результат расчета – кривая 2 на рис. 2.

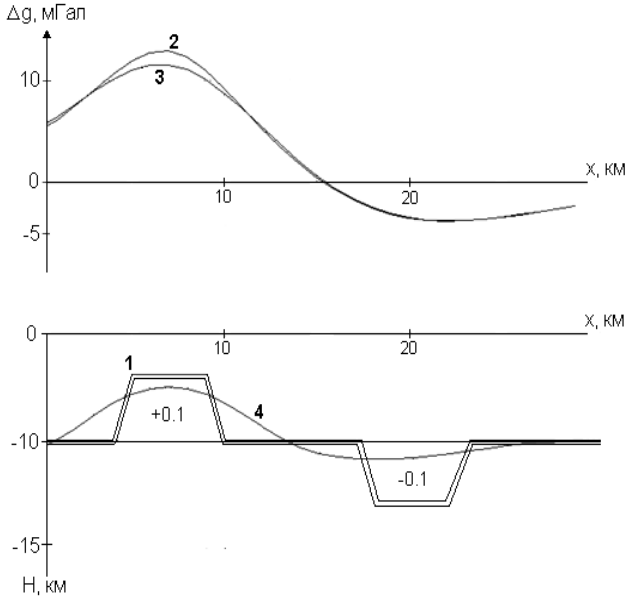


Рис. 2. Модельный пример:
1 – исходная криволинейная граница, 2 – гравитационный эффект исходной границы, 3 – поле восстановленной криволинейной границы, 4 – восстановленная криволинейная граница

Обозначим ядро структурного интеграла (6) за

$$K(x',y',x,y,z(x,y))=$$
$$=\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+z(x,y)^2}}-$$
$$-\frac{1}{\sqrt{(x-x')^2+(y-y')^2+h^2}}.$$

Итерационный метод (локальных поправок) решения интегрального уравнения реализуется следующим образом:

Пусть $\{z_{ij}^n\}$ – значения искомой функции, полученные на n - ом шаге.

Обозначая

$$U_{i_0j_0}^n=c\sum_i\sum_j K_{i_0j_0}(z_{ij}^n),$$

где c – коэффициент кубатурной формулы,

$$z_{ij}^{(n)} = z^{(n)}(x_i, y_j),$$

$$U_{i_0 j_0} = \Delta g(x_{i_0}, y_{j_0}, 0),$$

$$K_{i_0 j_0}(z_{ij}) = K(x_{i_0}, y_{j_0}, x_i, y_j, z_{ij}),$$

имеем следующее приближение

$$K_{ij}(z_{ij}^{n+1}) - K_{ij}(z_{ij}^{n}) = U_{ij} - U_{ij}^{n}.$$

Поскольку

$$K_{ij}(z_{ij}^{n}) = \frac{1}{z_{ij}^{n}} - \frac{1}{H},$$

то

$$\frac{1}{z_{ij}^{n+1}} - \frac{1}{z_{ij}^{n}} = U_{ij} - U_{ij}^{n}$$

или, окончательно,

$$z_{ij}^{n+1} = \frac{z_{ij}^{n}}{1 + z_{ij}^{n} \cdot \left(U_{ij} - U_{ij}^{n}\right)}.$$

На практике используют модификацию данной формулы с применением следующего метода регуляризации:

$$K_{ij}(z_{ij}^{n+1}) - K_{ij}(z_{ij}^{n}) = \alpha(U_{ij} - U_{ij}^{n}),$$

тогда

$$\frac{1}{z_{ij}^{n+1}} - \frac{1}{z_{ij}^{n}} = \alpha(U_{ij} - U_{ij}^{n}),$$

и итерационная формула принимает вид

$$z_{ij}^{n+1} = \frac{z_{ij}^{n}}{1 + \alpha \cdot z_{ij}^{n}\left(U_{ij} - U_{ij}^{n}\right)}. \qquad (9)$$

При этом параметр регуляризации α подбирается в результате численного эксперимента. Поле U^n_{ij} на каждом шаге итерации вычисляется по формуле решения прямой задачи (8).

Невязка между полем нулевой модели (рис. 2, кривая 2) и восстановленной криволинейной границы модели (рис. 2, кривая 3) служит исходными данными для реализации модифицированного метода локальных поправок.

Модифицированный метод локальных поправок

Для решения практически важных задач регионального плотностного моделирования нами был модифицирован метод локальных поправок в варианте (7) записи структурного интеграла с привлечением методики разделения поля по глубине (Мартышко, Пруткин, 2003):

$$\Delta g(x', y', 0) = \Delta\sigma \cdot S(z_0, z_0 + \Delta z) = \\ = \Delta\sigma \cdot \left[S(z_0, 0) - S(z_0 + \Delta z, 0)\right]. \qquad (10)$$

Структурный интеграл (3) *S(z,0)* имеет слабую особенность в точке *(x=x', y=y', z=0)*, и при расчете поля от приповерхностных структур квадратурная формула Римана становится неприменимой. Поэтому в расчетах был применен метод разбиения криволинейного пласта на элементарные параллелепипеды, для каждого из которых первообразную для *S(z,0)* можно вычислить в явном виде (Шванк, Люстих, 1947). Пусть T разбиение x и y так, что

$$Tx: \left\{ x = \sum_i (\xi_{i+1} - \xi_i) \right\},$$

$$Ty: \left\{ y = \sum_j (\eta_{j+1} - \eta_j) \right\}.$$

Структурный интеграл с точностью до гравитационной постоянной для каждого из элементарных параллелепипедов рассчитывается по формуле (Мудрецова, Веселов, 1990):

$$S_{ij}(z(x', y'), 0) = \\ = (\eta - y') \cdot \ln\left[(\xi - x') + \sqrt{(\xi - x')^2 + (\eta - y')^2 + \zeta^2}\right] + \\ + (\xi - x') \cdot \ln\left[(\eta - y') + \sqrt{(\xi - x')^2 + (\eta - y')^2 + \zeta^2}\right] - \\ - \zeta \cdot arctg\left[\frac{(\xi - x') \cdot (\eta - y')}{\zeta \cdot \sqrt{(\xi - x')^2 + (\eta - y')^2 + \zeta^2}}\right]\Bigg|_{\xi_i}^{\xi_{i+1}}\Bigg|_{\eta_j}^{\eta_{j+1}}\Bigg|_{z_1}^{z_2}.$$

Первообразная S_{ij} уже не содержит устранимых особенностей. Очевидно, что в особой точке *(x'=ξ, y'=η, ζ=0)* S_{ij}=0.

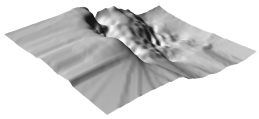
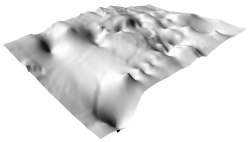
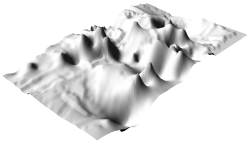
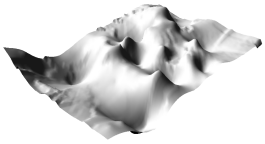
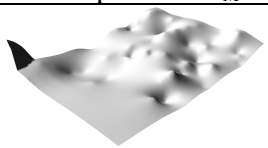
Гравитационное поле криволинейного пласта вычисляется как суммарное поле эквивалентных параллелепипедов

$$\Delta g(x', y', 0) = \Delta\sigma \cdot \sum_{i,j}\left[S_{ij}(z_0, 0) - S_{ij}(z_0 + \Delta z, 0)\right]. \qquad (11)$$

Такое представление расчетной формулы намного упрощает вычисление поля прямой задачи и обеспечивает повышенную устойчивость алгоритма решения обратной задачи методом локальных поправок.

Таким образом, модифицированный метод локальных поправок позволяет по невязке гравитационного поля (разнице между повысотной трансформацией наблюденного поля и расчетного поля глубинной границы) уточнить положение последней относительно своего начального положения.

Таблица 1. Исходная сейсмо-плотностная модель (модель «нулевого уровня»)

№	Условная вертикальная зональность сейсмо-геологических этажей (СГЭ)	Рельеф нижней поверхности слоя СГЭ и его название	Отметки глубин подошвы СГЭ, км	Физические параметры	
				Граничные скорости V_P, км/с	Интервал пластовой плотности и среднее значение, σ, г/см^3
1	Осадочный M_Z-K_Z чехол: дневная поверхность – отражающий горизонт А.	 Горизонт А	0,0 – 3,3	4,8 – 5,5	2,18 – 2,54 2,36
2	Доюрский фундамент: горизонт А - поверхность K_0.	 Поверхность K_0	0,2 – 16,2	5,8 – 6,2	2,57 – 2,71 2,64
3	Верхняя кристаллическая кора: поверхность K_0-K_2	 Поверхность K_2	4,2 – 32,2	6,5 – 6,8	2,78 – 2,86 2,82
4	Нижняя кора: поверхности K_2-K_M.	 Поверхность K_M	33,0 – 51,6	7,7 – 8,2	2,92 – 2,99 2,95
5	Переходная зона Кора-Мантия: поверхности K_M-М	 Поверхность М	26,7 – 60,3	8,0 – 8,5	3,18 – 3,28 3,23

Практический пример

По имеющимся сейсмическим данным по ряду профилей северо-западной части Западно-Сибирской равнины была построена осредненная скоростная модель верхней части земной коры (Дружинин, Колмогорова, Начапкин, Осипов, Брехунцов, Нестеров, Плесовских, 2009). В разрезе выделены пять однородных субгоризонтальных слоев, отвечающих усредненным значениям пластовых скоростей $V_P \in$ (2,5 – 8,0) км/с. По кусочно-линейной корреляционной зависимости, принятой для кристаллических пород Урала (Дружинин, Кашубин, Сивкова, Вальчак, Кашубина, 1982), им соответствуют пластовые плотности $\sigma \in$ (2,2 – 3,24) г/см^3. Скоростные модели, построенные по сейсмическим профилям, принципиально являются двумерными. Их сведение на один планшет с использованием схем интерполяции графических редакторов (например, Surfer) дает лишь видимое представление о трехмерности сейсмоплотностной модели, но не саму 3D-модель, соответствующую наблюден-

ному полю Δg планшета. Особенно это относится к участкам вне сейсмических профилей ГСЗ, МОВ-ОГТ. Для уточнения плотностных границ, расположенных вне сейсмических профилей и был применен описанный выше модифицированный метод локальных поправок. В качестве сейсмоплотностной 3D модели «нулевого» уровня использовались профильные данные двумерной скоростной модели, сведенные на единый планшет по интерполяционной схеме программы Surfer «блочный кригинг».

В таблице 1 показано условное деление по глубине на сейсмо-геологические этажи (СГЭ) с заданным скоростным рельефом нижней границы и усредненной плотности пород каждого слоя. Данная сейсмоплотностная модель принята как плотностная модель «нулевого уровня». Наблюденное поле в редукции Буге снято с листа Р40 карты проекции Гаусса-Крюгера миллионного масштаба. Разность между наблюденным и расчетным гравитационным полем модели «нулевого уровня» даны на рис. 3а.

В соответствии с принятой методикой повысотной трансформации для разделения полей на глубине (Мартышко, Пруткин, 2003; Мартышко, Цидаев, 2008) был выделен гравитационный эффект от глубинной границы K_M промежуточного комплекса, разделяющей слои с плотностями σ_1=2,95 г/см^3 и σ_2=3,23 г/см^3. Невязка, соответствующая аналитическому продолжению поля до глубины границы K_M показана на рис. 3б.

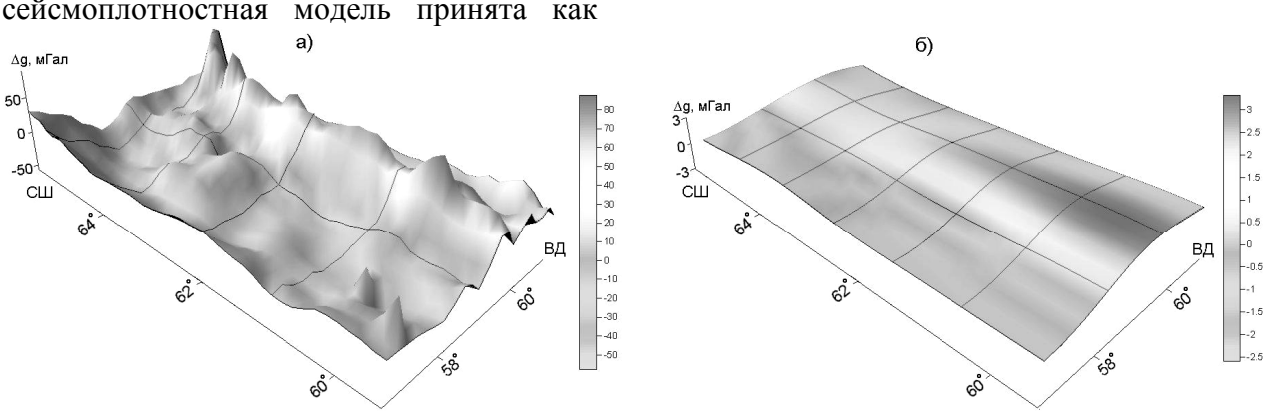


Рис. 3. Гравитацонные поля: а – разностное между наблюденным и расчетным полем модели «нулевого уровня»; б – невязка поля глубинной границы K_M

Модифицированный метод локальных поправок, реализованный для интегрального уравнения (1) в представлении (7) позволяет вычислить превышение Δz над уровнем z_0 глубинной криволинейной поверхности (в данном случае уточнялась плотностная граница K_M переходной зоны коромантийного комплекса) На рис. 4а показан рельеф «нулевой» поверхности модели, а на рис. 4б – рельеф восстановленной плотностной границы.

При наличии разделенных по глубине аномалий гравитационного поля, описанная выше процедура может применяться для уточнения структурной плотностной границы любого сейсмогеологического этажа. Поскольку все найденные частные решения обратной задачи априори удовлетворяют заданному наблюденному гравитационному полю, то их сумма и дает истинное представление о 3D плотностной модели в рамках принятой сейсмогеологической гипотезы слоистого строения реальной среды.

Программа для решения прямой и обратной задачи описанными методами написана на языке C# (Си-шарп) с использованием технологии «.NET». Для вывода двух- и трехмерных изображений используется Windows Presentation Foundation. Части программы, требующие особого быстродействия, реализованы на языке Си в отдельной библиотеке и вызываются из «.NET» посредством технологии Platform Invoke.

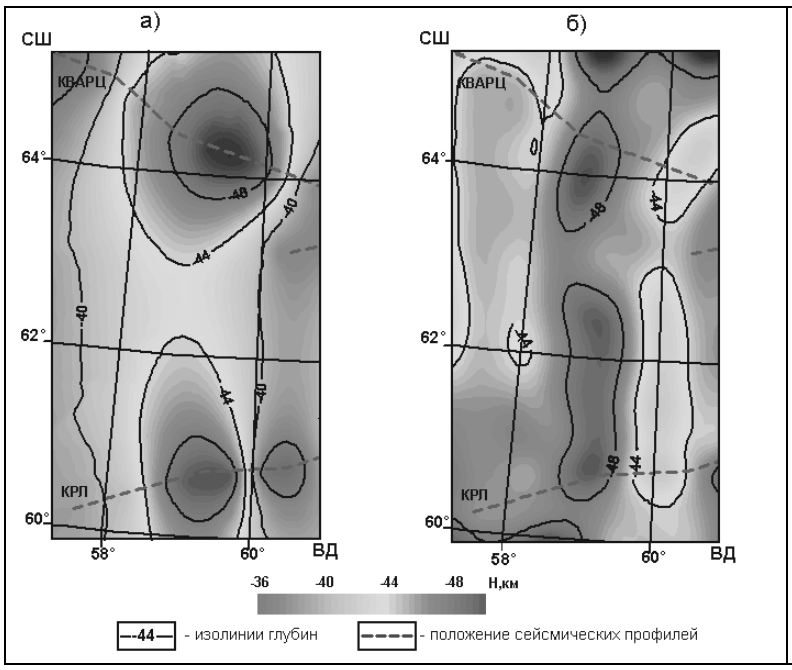


Рис. 4. Граница переходной зоны коромантийного комплекса КМ: а – модель «нулевого уровня», б – восстановленная методом локальных поправок

Заключение

Разработан алгоритм совместной интерпретации гравитационных и сейсмических данных при построении геолого-геофизической модели. В рамках алгоритма выполнена модификация метода локальных поправок для решения обратной задачи гравиметрии в классе структурных границ. С использованием алгоритма построен пример практической интерпретации по ряду профилей северо-западной части Западно-Сибирской равнины, восстановлен рельеф глубинных структур, расположенных вне сейсмических профилей. Реализация алгоритма выполнена с использованием новейших технологий разработки программного обеспечения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (№ 08-05-00168а) и программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН.

Литература

Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Сивкова Л.В., Вальчак В.И., Кашубина Т.В. Опыт глубинных сейсмических зондирований на Урале. Свердловск. НТО Горное. 1982. 72 с.

Дружинин В.С., Колмогорова В.В., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Брехунцов А.М., Нестеров И.И., 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.

Мартышко П.С., Кокшаров Д.Е. Об одном методе решения обратных задач гравиметрии // III науч. чт. Ю.П. Булашевича: мат-лы конф. / Ин-т геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 2005. С. 131-133.

Мартышко П.С., Пруткин И.Л. Технология разделения источников гравитационного поля по глубине // Геофизический журнал. 2003. Т. 25, № 3. С. 159-168.

Мартышко П.С., Цидаев А.Г. О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии методом локальных поправок // Геофизические исследования Урала и сопредельных регионов: мат-лы Междун. конф., посвящ. 50-летию Института геофизики УрО РАН / Ин-т геофизики УрО РАН. Екатеринбург, 2008. С. 167-170.

Пруткин И.Л. О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии в классе контактных поверхностей методом локальных поправок // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1.

Страхов В.Н. Об обратной задаче логарифмического потенциала для контактной поверхности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 2.

Гравиразведка. Справочник геофизика. Под ред. Мудрецовой и Веселова. М.: Недра, 1990. 607 с.

Федорова Н.В., Цирульский А.В. К вопросу о разрешимости обратной задачи логарифмического потенциала для контактной поверхности в конечном виде // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1976. № 10. С. 61-71.

Шванк О.А., Люстих Е.Н. Интерпретация гравитационных наблюдений. М.: Гос. научно-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной лит-ры, 1947. 400 с.