

ТОМОГРАФИЧЕСКИЙ АЛГОРИТМ РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ И ОБРАТНОЙ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ С УЧЕТОМ ПЛОТНОСТНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ СРЕДЫ

© Е.П. Вдовина, 2010

Ивано-Франковский национальный университет нефти и газа, Ивано-Франковск, Украина

It was proposed an algorithm for the solving of direct and inverse gravimetric problems with the influence of geodense heterogeneity of models based on the tomographic of principles reconstruction of the required characteristics of the medium in the problems of raying. The algorithm is implemented as a gravimetry data processing system. The results of simulation and interpretation of the real data are described.

Keywords: algorithm, heterogeneity model, tomography, gravimetry, simulation.

В настоящее время в теории и практике интерпретации данных гравиметрии наблюдается становление нового подхода, получившего название “гравитационная томография”. Привлекательность метода [1] заключается в применении сравнительно быстрых вычислительных алгоритмов; использовании минимального объема априорной информации вследствие отсутствия трудоемких процедур построения моделей начального приближения; возможности построения различных вариантов визуализации пространственных распределений геоплотностной неоднородности. Отмечаются эффективность и результативность исследований в данном направлении, несмотря на отсутствие строгой теоретической базы применения методов задач просвечивания для интерпретации данных статических полей.

С целью обоснования и дальнейшего получения теоретических предпосылок применения томографических принципов для решения задач геопотенциальных полей предлагается трактовать статическое (в данной работе – гравитационное) поле как стационарный энергетический поток, непрерывно возобновляемый в каждой точке среды. При такой физической постановке задачи каждый элемент неоднородной плотностной среды можно считать источником, вносящим вклад в суммарный поток (наблюдаемое гравитационное поле). При этом представляется правомерным предположить, что неоднородная плотностная среда в различных областях неравномерно ослабляет поле каждого элемента среды.

Несложно получить, что источник гравитационного поля – масса, занимающая объем dV плотностью $\sigma_{\text{ист}} = \text{const}$, – в однородной среде с плотностью $\sigma_{\text{ср}} = \sigma(x, y, z) = \text{const}$ создает поле, напряженность $E_{\text{ср}}$ (потенциал $U_{\text{ср}}$) которого меньше аналогичных характеристик поля этого же источника в вакууме в $\frac{\sigma_{\text{ист}} - \sigma_{\text{ср}}}{\sigma_{\text{ист}}}$ раз. В средах с раз-

личными плотностями поля идентичных источников будут различны. Из этого следует, что неоднородная среда, в общем случае описанная функцией распределения плотности $\sigma(x, y, z) \neq \text{const}$, во-первых, обладает способностью уменьшать поле источника и, во-вторых, степень ослабления поля зависит от характера функции $\sigma(x, y, z)$. Предлагается [2] неоднородную плотностную среду описывать функцией характеристики среды

$$C(x, y, z) = \gamma(\sigma_{\text{ист}} - \sigma(x, y, z))dV,$$

где γ – гравитационная постоянная.

Для определения способности ослабления поля, которая присуща неоднородной плотностной среде, окружающей источник, вводится новая характеристика, названная потенциалом среды $W_{\text{ср}}(x, y, z)$. С помощью этой величины стало возможным теоретически обосновать применение методов, разработанных для задач просвечивания, в частности, томографических принципов, для решения задач геопотенциальных полей. Потери энергии поля отдельного источника $dm = \sigma_{\text{ист}} dV$ прямо пропорциональны расстоянию от источника и обратно пропорциональны избыточной плотности, входящей в функцию характеристики среды C .

В пределе при $C \rightarrow 0$ поле от источника в данной среде не может быть наблюденно. Поскольку объемная плотность энергии гравитационного поля связана [3] с вектором напряженности поля в этой точке как квадрат модуля последнего, то в общем случае потери энергии поля источника в неоднородной среде при выполнении условия непрерывности функции C зависят от некоторой векторной функции координат $F_{\text{ср}}(x, y, z)$. Этой векторной величине можно придать физический смысл потерь энергии поля в материальной среде. Представляется логичным искать данную ве-

личину в виде градиента некоторой скалярной функции

$$\mathbf{F}_{\text{cp}} = -\text{grad } W_{\text{cp}}.$$

В однородных средах функция $W_{\text{cp}} = \frac{1}{U_{\text{cp}}}$ и векторы $\mathbf{E}_{\text{cp}} = -\text{grad } U_{\text{cp}}$, $\mathbf{F}_{\text{cp}} = -\text{grad } W_{\text{cp}}$ коллинеарны и противоположны по направлению. Модуль силы сопротивления среды

$$|\mathbf{F}| = \frac{1}{C}$$

обратно пропорционален избыточной плотности источника по отношению к плотности окружающей среды. Поэтому по аналогии с потенциалом поля функцию W_{cp} можно условно назвать потенциалом среды, поскольку градиент этой функции определяет потери энергии поля при прохождении потока через данную точку среды. В однородной среде функция W_{cp} существует, непрерывна, в источнике при $r \rightarrow 0$ равна нулю.

Алгоритм реализован в интегрированной среде разработки программ Delphi в виде системы обработки данных гравиметрии GraviGo. Включает 4 пункта: задание модели, решение прямой задачи, решение обратной задачи, подготовка результатов к представлению.

Прямая задача определения вертикальной составляющей напряженности гравитационного поля, создаваемого заданной плотностной моделью среды, с учетом влияния неоднородности модели решается на основании формулы для определения потенциала среды

$$W_{\text{cp}} = \int_l \frac{dl}{C}, \quad (1)$$

где l – линия напряженности поля.

Алгоритм реализует следующую схему решения задачи:

- для каждого сочетания источник (элемент дискретизации среды) – приемник (точка наблюдения поля) по формуле (1) рассчитывается значение потенциала среды. В пределах элемента дискретизации плотность считается постоянной;
- для расчетов по формуле (1) используются только прямолинейные линии интегрирования l . По оценкам, приведенным в работе [4], учет искривления линий напряженности необходим для моделей, контрастность характеристик которых превышает 16 %;
- если на пути интегрирования l функция характеристики среды C принимает отрицательное значение, то для этой энергетической линии рассчитывается суммарный поток энергии от источников, расположенных непосредственно в окрестности данной траектории. Если величина потока не превышает эффект ослабления

поля источника более плотной неоднородностью, то для данного источника, согласно результатам [2], прямой гравитационный эффект исключается. Если же величина потока превышает эффект ослабления поля плотной неоднородностью, то для данного источника эта неоднородность является “прозрачной” и не влияет на величину потенциала;

- точки наблюдения поля могут быть расположены произвольно как вне, так и внутри плотностной модели;
- рассчитанная функция потенциала среды для каждой пары источник–приемник по формуле связи $W_{\text{cp}} = \frac{1}{U_{\text{cp}}}$ пересчитывается в функцию потенциала поля. Рассчитывается вертикальная компонента вектора напряженности гравитационного поля;
- полученные от всех источников эффекты суммируются.

Для сравнения полученных по предлагаемому алгоритму результатов предусмотрен вариант решения прямой задачи с использованием традиционного подхода [5].

Разработанный и реализованный в настоящей работе алгоритм решения обратной задачи гравиметрии полностью аналогичен алгоритмам, которые с высокой степенью эффективности применяются в сейсмической томографии [4]. Методика восстановления целевой характеристики среды (в сейсмической томографии это скорости распространения упругих волн, в предлагаемой разработке – плотностная характеристика среды) основывается на том, что массы, гравитационная энергия которых распространяется в данной среде вдоль линий напряженности (энергетических линий), можно рассматривать как источники излучения. Множество траекторий линий напряженности, соединяющих каждую пару источник поля (масса элемента дискретизации среды) – приемник поля (точка наблюдения), и значения наблюдаемого поля содержат достаточно информации для восстановления искомой плотностной характеристики среды.

Следует отметить, что обратная задача восстановления характеристики среды по данным просвечивания имеет единственное решение только в том случае, если в качестве исходных данных используется совокупность наблюдений по всем возможным сочетаниям источник–приемник, охватывающим полностью весь контур исследуемой области. В противном случае обратная задача томографического восстановления относится к классу некорректно поставленных задач и не имеет единственного решения. Для задач гравиразведки заведомо не представляется возможным получение полной системы наблюдений, охватывающей контур области. Помимо неполноты системы на-

блюдений, в отличие от задач, например, сейсмической скважинной томографии, для гравиметрии дополнительную неоднозначность вносит интегральный характер регистрируемого поля: в точках наблюдения измеряется суммарный гравитационный эффект от всех источников. Несомненным преимуществом является, однако, тот факт, что каждый элемент дискретизации среды рассматривается как источник, т. е. по сравнению с сейсмической томографией резко увеличивается число пар источник–приемник. Поэтому для решения обратной задачи гравиметрии в данной системе применен критериальный подход. Программная разработка, реализующая предлагаемый алгоритм, ориентирована на решение задач детальной гравиразведки для сравнительно неглубоких и слабо дифференцированных по плотности моделей, в связи с чем критерием выбрано требование гладкости получаемого распределения плотности.

Из многочисленных алгоритмов [4] томографического восстановления характеристики среды в статье реализованы:

- 1) метод скорейшего спуска (МСС) как разновидность SIRT (Simultaneous Iterative Reconstruction Techniques, метод одновременной итеративной реконструкции);
- 2) метод алгебраических реконструкций (Algebraic Reconstruction Techniques, ART).

При решении задачи методом скорейшего спуска осуществлен критериальный подход, этот вариант решения задачи является основным. Для экспресс-обработки материалов или для детальных плотностных моделей с размерностью более 10^6 элементов дискретизации (при максимально возможном числе $27 \cdot 10^6$) с целью уменьшения времени обработки с некоторой потерей точности решения реализован метод ART. В данной версии программы используются только прямолинейные траектории энергетических линий, поскольку при небольшой (до 16 %) дифференциации пород по плотности неучет искривления траекторий не вносит значительных погрешностей в решение.

Экспресс-обработка методом ART. Приближенно влияние плотной среды на величину гравитационного поля по траекториям энергетических линий от источников (элементарных масс) к точкам наблюдения может быть записано в виде системы линейных уравнений

$$\sum_k D_{ijk} X_j = Y_i,$$

где D_{ijk} – отрезок линии напряженности поля, создаваемого k -м источником ($k = 1, 2, \dots, N$) в j -м элементе дискретизации модели, $j = 1, 2, \dots, N$; плотность в пределах каждого элемента дискретизации модели принимается постоянной; i – номер точки наблюдения поля, $i = 1, 2, \dots, M$; X_j – величина, обратная искомому значению характеристики среды $C(x, y, z)$ в j -м элементе дискрети-

зации; Y_i – зарегистрированное в i -й точке наблюдения поле.

Задается начальное приближение плотностной модели X_j и рассчитывается вклад каждого элемента дискретизации в поле i -й точки. При этом используется уравнение

$$\sum_k \sum_j D_{ijk} X_j^q = P_i^q,$$

где q – номер итерации.

Определяется множество поправок V_{jk} для X_j так, чтобы для i -го наблюдения погрешность равнялась нулю:

$$\sum_k \sum_j D_{ijk} (X_j^q + V_{jk}^q) = Y_i.$$

Объединив последние уравнения, получим выражение для невязки Δ_i между рассчитанным и измеренным значениями поля:

$$\sum_k \sum_j D_{ijk} V_{jk}^q = Y_i - P_i^q = \Delta_i.$$

Тривиальным способом нахождения поправок V_{jk}^q является допущение, что каждая поправка пропорциональна отношению длины отрезка траектории k -й энергетической линии в j -м дискрете ко всему расстоянию источник–точка наблюдения поля:

$$V_{jk}^q = \sum_k \alpha_{ik} D_{ijk} / L_{ik},$$

где α_{ik} – коэффициент пропорциональности для данной траектории; L_{ik} – длина этой траектории; $L_{ik} = \sum_j D_{ijk}$.

Тогда из последних выражений следует формула для определения α_{ik} :

$$\alpha_{ik} = \Delta_i L_{ik} / \sum_j (D_{ijk})^2.$$

Поправка, которая вводится в X_j , в каждой ячейке определится по формуле

$$V_{jk}^q = \Delta_i \sum_j D_{ijk} / \sum_j (D_{ijk}).$$

Описанный алгоритм эффективен с точки зрения скорости выполнения; для несложных моделей сред тестовые примеры показали удовлетворительную точность расчетов при высокой скорости сходимости итерационного процесса. Недостаток данного метода – низкая точность восстановления характеристики среды для сложных, дифференцированных по плотности моделей сред.

Решение обратной задачи методом скорейшего спуска. Метод скорейшего спуска как разновидность метода SIRT реализует критериальный подход к получению решения. Более эффективен с точки зрения точности восстановления искомой характеристики среды, однако время выполнения

одной итерации приблизительно на 35 % превышает время, необходимое для одного цикла расчета по методу ART. Наложение требования гладкости получаемого решения приводит также к уменьшению скорости сходимости процесса. Используется как основной метод решения обратной задачи или выполняется на стадии уточнения решения после предварительной экспресс-обработки.

Метод описывается уравнением

$$X_j^{q+1} = X_j^q + \beta V_{jk}^q,$$

где β – критерий, который реализует требование получения гладкого решения и введение которого ускоряет сходимость итерационного процесса.

В отличие от SIRT в методе скорейшего спуска поправки определяются по формуле

$$V_{jk}^q = \sum_j D_{ijk} \Delta_i.$$

Критерий β рассчитывается по формуле

$$\beta = \frac{\sum_i \left(\sum_k \sum_j D_{ijk} V_{jk} \right) \Delta_i}{\sum_k \sum_j (D_{ijk} V_{jk})^2}.$$

Величина критерия определяется в конце каждой итерации, после чего рассчитывается новое приближение искомого распределения плотности.

Описанные выше алгоритмы реализованы командами “Выполнение” и “Экспресс” пункта “Обратная задача” программы GraviTo. Обязательным является задание модели начального приближения и рельефа земной поверхности. Точки наблюдения поля могут быть расположены произвольно, геометрия наблюдений и наблюдаемое поле задаются в виде текстового файла формата $(X, Y, Z, \Delta g)$, где X, Y, Z – координаты точек наблюдения поля; Δg – значения вертикальной компоненты силы тяжести в данной точке в миллигалах.

Предусматривается при необходимости введение априорной информации в виде ограничений диапазона допустимых значений плотности. Итерационный процесс останавливается пользователем, при очень малом градиенте среднеквадратической невязки выводится предложение прекратить выполнение. При увеличении невязки в случае расходимости итерационного процесса выполнение останавливается. Ограничение на число итераций задано равным 500. При прекращении расчетов выводится запрос на сохранение временных файлов с целью дальнейшего продолжения вычислений с места прерывания; предусмотрено сохранение результатов последней итерации в случае аварийного завершения работы программы.

Поскольку программа ориентирована на обработку трехмерных моделей, в пункте “Вывод ре-

зультатов” возможно задать подготовку файлов исходной модели начального приближения, результата решения обратной задачи, разности начального и результирующего распределения плотности в формате, пригодном для дальнейших представлений материалов в пакете Surfer. Предусмотрена подготовка разрезов и срезов плотностной характеристики с шагом дискретизации модели по соответствующим плоскостям.

Апробация алгоритма проведена на различных моделях. В качестве примера решения прямой задачи представлены результаты для модели со сложным рельефом земной поверхности. Как указывалось выше, регулярности сети наблюдений в программе не требуется. Поэтому исключается этап пересчета наблюдаемого гравитационного поля на некоторую условную линию или плоскость приведения. Расположение точек расчета поля для прямой задачи и точек наблюдения поля при решении обратной задачи может быть произвольным как на рельефе земной поверхности, так и внутри, и вне геоплотностной модели.

Однородная среда со сложным рельефом земной поверхности (рис. 1, б). На графике вертикальной составляющей поля (рис. 1, а), рассчитанной на земной поверхности, отмечается четкая обратная корреляция превышений рельефа и знака аномалий смоделированного “наблюденного” поля. На рис. 1, в представлена карта распределения потенциала с наложенной векторной картой напряженности гравитационного поля. Влияние сложного рельефа в плотной части модели ниже линии рельефа земной поверхности выражено в виде аномалии пониженных значений потенциала гравитационного поля, центр которой располагается под “впадиной”. Выше линии рельефа изолинии распределения потенциала приблизительно повторяют по своей конфигурации линию рельефа.

Неоднородная среда со сложным рельефом земной поверхности. Цель проведенного для неоднородной среды со сложным рельефом модельного эксперимента – иллюстрация гипотезы об усилении обратной связи наблюдаемого гравитационного поля и превышений рельефа за счет ослабления поля нижележащих источников неоднородностями в верхней части разреза. Задана неоднородная геоплотностная модель (рис. 2, б) с рельефом, аналогичным рельефу земной поверхности предыдущей модели. Для данной модели отмечается резкое усиление контрастности аномалий, “наблюденных” на земной поверхности, не только за счет прямого эффекта от плотностных неоднородностей выше отметки $Z = 400$ м, но и в результате влияния этих неоднородностей на поле, регистрируемое от мощного нижнего слоя с плотностью $2,7 \cdot 10^3$ кг/м³ (рис. 2, а). В пределах плотной части модели ниже земной поверхности (рис. 2, в) характер распределения потенциала и

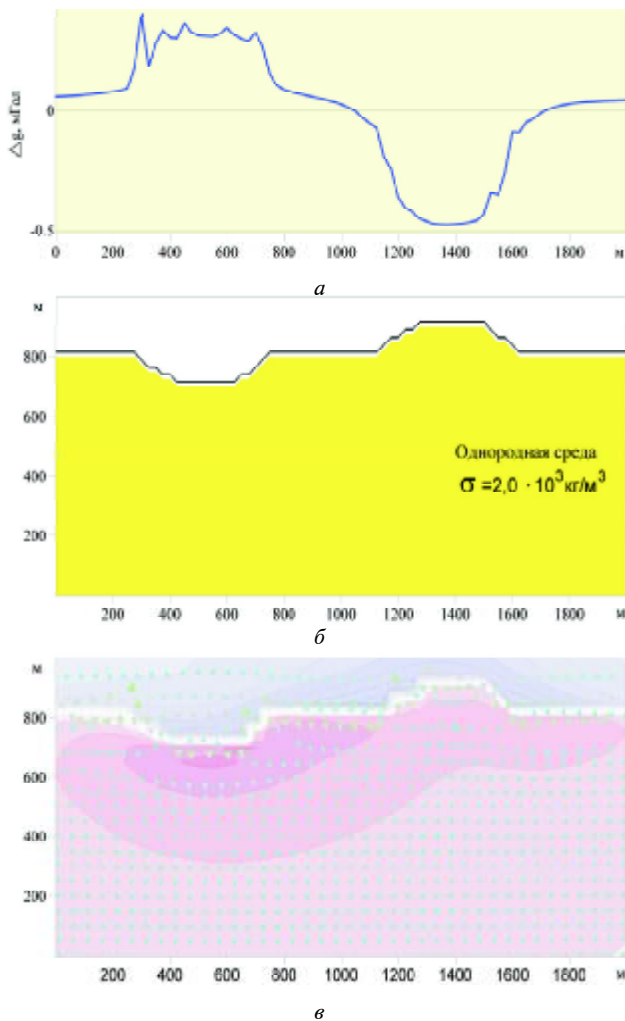


Рис. 1. Результаты моделирования для однородной модели со сложным рельефом: *a* – вертикальная составляющая напряженности гравитационного поля на линии рельефа земной поверхности; *б* – геоплотностная модель; *в* – карта распределения потенциала и векторная карта напряженности поля

вектора напряженности поля резко отличен от такового для однородной модели.

Для иллюстрации работоспособности алгоритма в части решения обратной задачи приводится пример модели однородной среды с включением тел различной избыточной плотности. На рис. 3, *б* показана модель, включающая два тела, расположенных на разных глубинах, с положительной и отрицательной избыточной плотностью. На рис. 3, *а* сплошной линией вынесено “наблюдаемое” поле. Модель начального приближения задана следующим образом: для тела с плотностью $1,0 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ задана плотность $1,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, для тела с плотностью $3,0 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ задана плотность $2,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Поле, соответствующее модели начального приближения, показано на рис. 3, *а* штриховой линией.

Результат решения обратной задачи представлен на рис. 4. Приведенный вариант не предусматривает закрепления плотности какого-либо слоя модели, поэтому при удовлетворительной

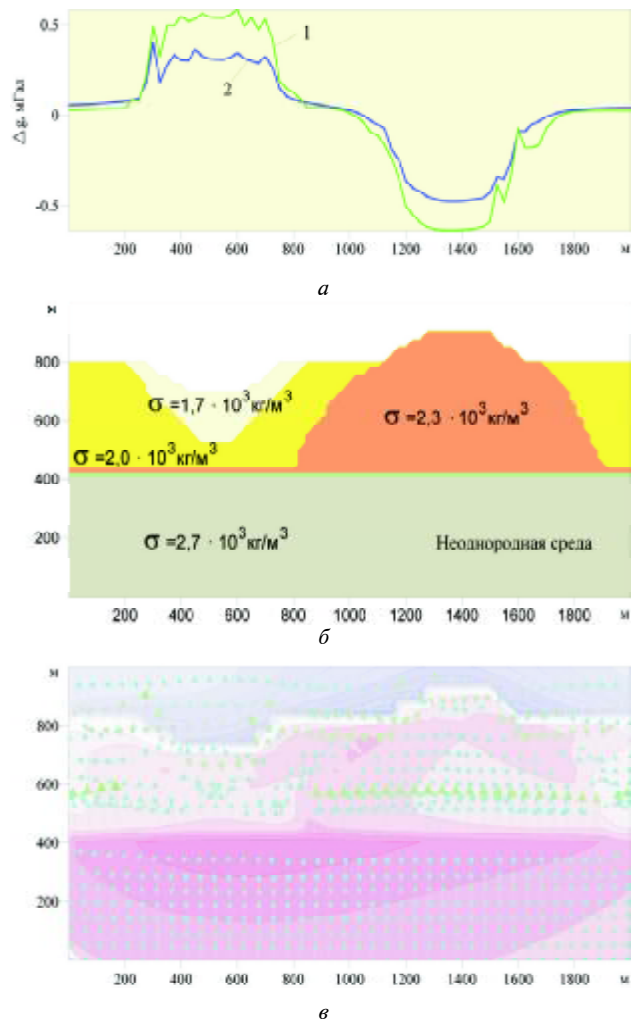


Рис. 2. Результаты моделирования для неоднородной модели со сложным рельефом: *a* – вертикальная составляющая напряженности гравитационного поля на линии рельефа земной поверхности: 1 – для неоднородной модели; 2 – для однородной модели; *б* – геоплотностная модель; *в* – карта распределения потенциала и векторная карта напряженности поля

сходимости процесса (рис. 4, *а, в*) результат решения заключается в незначительных по абсолютным величинам изменениях плотности начального приближения по всей области задания модели (рис. 4, *б*).

При наличии априорной информации о плотности горных пород целесообразно закреплять значения плотности, например, вмещающих пород. Под закреплением плотности подразумевается ограничение диапазона изменения плотности в некоторых слоях модели или задание такой плотности постоянной величиной. На рис. 5 представлен результат решения обратной задачи с закреплением плотности вмещающей среды.

Результат восстановления исходной плотностной модели следует признать удовлетворительным. Необходимо отметить, что при расчетах с закреплением плотности скорость сходимости процесса падает и результат достигается после проведения большего числа итераций.

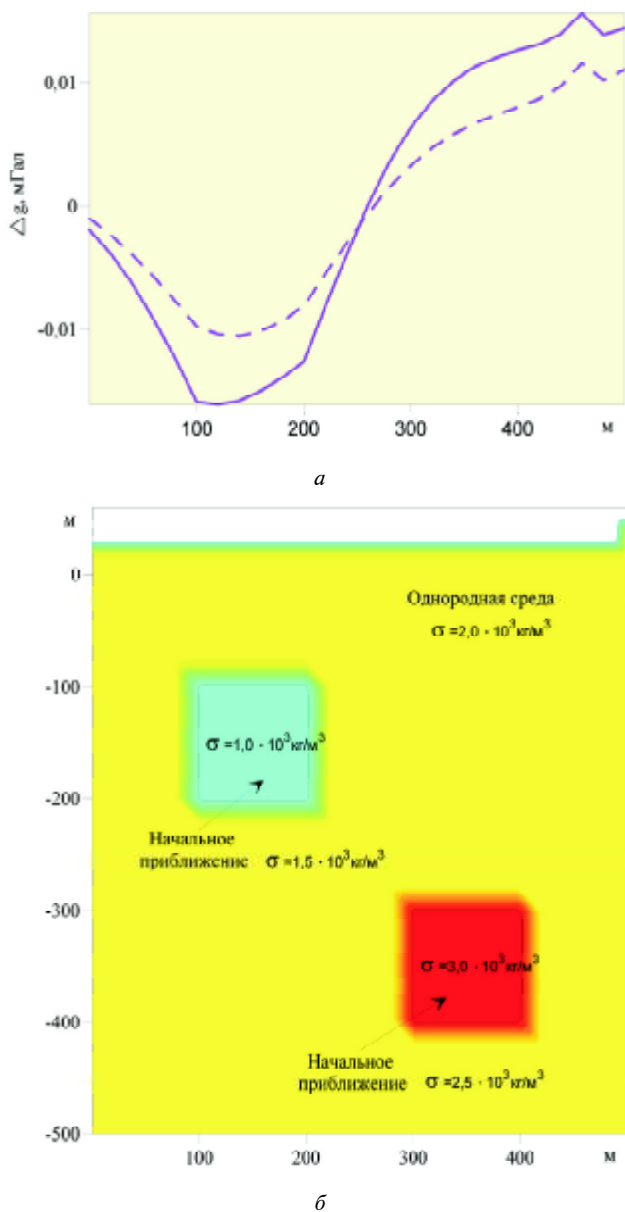


Рис. 3. Исходная модель и модель начального приближения: а – вертикальная составляющая поля; б – исходная модель

С помощью предлагаемого способа решения прямой задачи проведены также модельные эксперименты для простых моделей сред с положительной и отрицательной избыточной плотностью неоднородностей. Рассчитанные аномальные эффекты при учете влияния неоднородности среды отличаются от расчетов по традиционной методике в сторону уменьшения контрастности аномалий. Этот результат представляется автору закономерным, поскольку влияние плотных сплошных сред может проявляться только в уменьшении абсолютных величин поля по сравнению с полем массы в вакууме [2].

Результаты обработки 3D материалов детальной гравirazведки на участках развития техногенных карстовых процессов на месторождениях

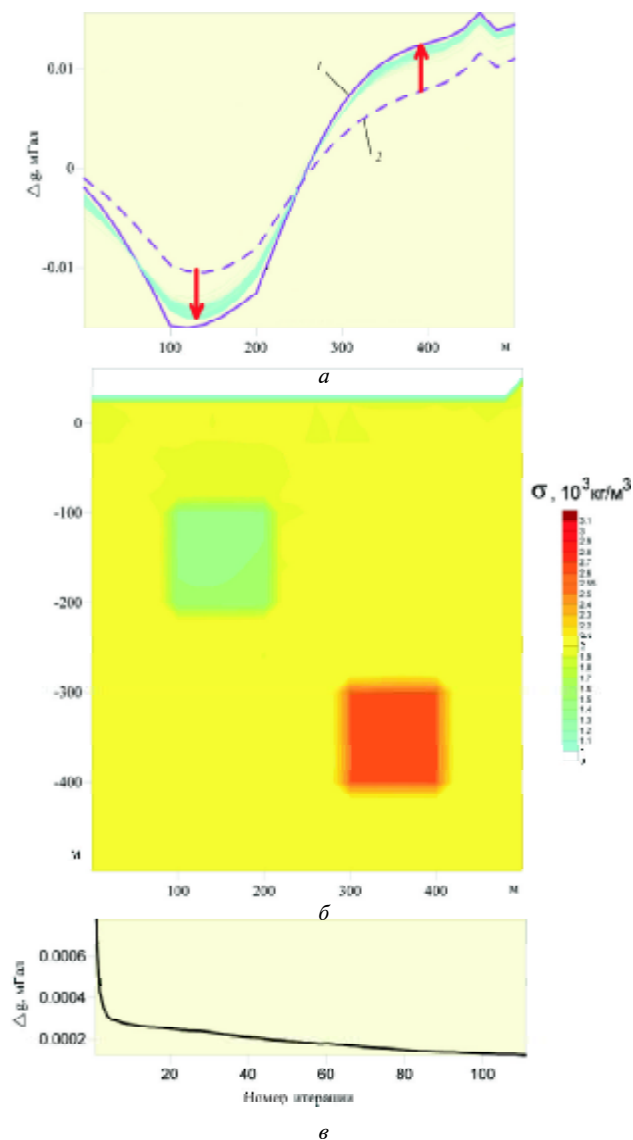


Рис. 4. Результат решения обратной задачи без закрепления плотности вмещающей среды: а – изменение рассчитанного поля в процессе решения задачи: 1 – вертикальная составляющая “наблюдаемого” поля для модели; 2 – вертикальная составляющая поля от модели начального приближения; стрелками показано направление сходимости процесса; б – результирующее распределение плотности; в – изменение среднеквадратической невязки

калийных солей Предкарпатья за последние годы представлены в отчетах [6–9]. Результаты интерпретации с целью прослеживания развития карстовых форм удовлетворительно согласуются с известными геологическими данными, также возможен прогноз образования неизвестных ранее зон развития карста на основании корреляции аномалий дефицита плотности с контактами соли и соленосной брекчии.

Предлагаемый алгоритм не предусматривает этапа пересчета наблюдаемого поля на поверхность приведения. Это позволяет избежать возможных погрешностей, вносимых на стадии введения поправок в наблюдаемое гравитационное поле [10]. На основании указанного алгоритма реализовано решение прямой и обратной задач

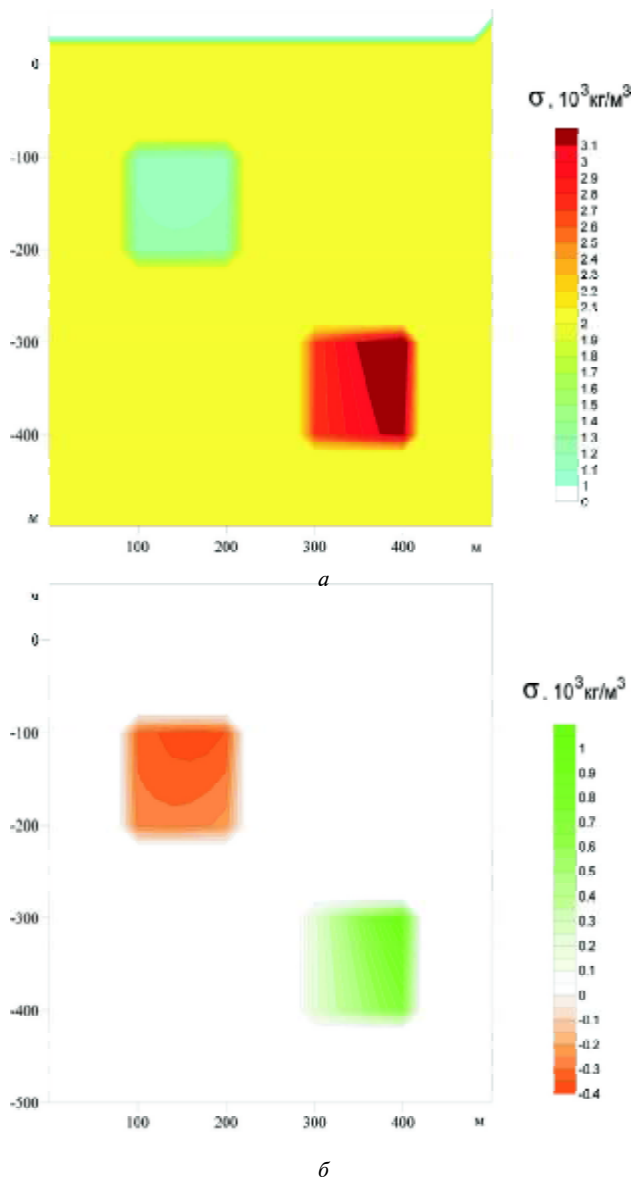


Рис. 5. Результат решения обратной задачи с закреплением плотности вмещающей среды: *а* – результирующее распределение плотности; *б* – распределение разности плотности начального приближения и результата решения задачи

гравиметрии для произвольно расположенных точек расчета (наблюдения) поля. При этом возможен расчет характеристик поля как вне, так и внутри плотностной модели, что представляется перспективным для одновременной обработки данных наземной и подземной гравиметрических съемок. Благодаря учету влияния среды представляется возможным повысить эффективность и

результативность интерпретации данных гравиметрии для сложнопостроенных геоплотностных моделей сред.

1. Долгаль А.С. “Гравитационная томография” – практика, опережающая теорию? / А.С. Долгаль, А.Ф. Шархимуллин // Геоинформатика. – 2009. – № 3. – С. 59–67.
2. Вдовина Е.П. О влиянии среды на гравитационное поле массы / Е.П. Вдовина // Вісн. Київ. нац. ун-ту ім. Т. Шевченка. Геологія. – 2010. – № 51. – С. 29–35.
3. Овчинников И.К. Теория поля / И.К. Овчинников. – М.: Недра, 1979. – Изд. 2-е, перераб. – 352 с.
4. Нолет Г. Сейсмическая томография / Г. Нолет. – М.: Мир, 1990. – 415 с.
5. Гравиразведка. Справочник геофизика: [Под ред. Е.А. Мудрецовой]. – М.: Недра, 1981. – 397 с.
6. Попередній прогноз карстових процесів за даними геофізичних досліджень на Калуш-Голинському родовищі калійної солі: Матеріали V Міжнар. конф. “Моніторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища” / Е.Д. Кузьменко, О.П. Вдовина, С.М. Багрій. – К.: ВПЦ “Київ. ун-т”, 2004. – С. 93–94.
7. Проведення моніторингових досліджень над шахтними полями Калуш-Голинського родовища калійних солей у 2009 році / І. Хмара, Г. Цимбаліста, І. Окрепкий, Р. Долошицький, О. Копійка, Е. Кузьменко, С. Багрій, О. Вдовина, І. Чепурний, Б. Бараненко: (Звіт про наук.-досл. роботу), г/д № 33/09, Держреєстр. № 0109U004372. – Калуш, 2009. – 104 с.
8. Проведення моніторингових спостережень над шахтними полями Калуш-Голинського родовища калійних солей. Ч. 1 / І. Хмара, Г. Цимбаліста, І. Дидич, Г. Боднар, Е. Кузьменко, С. Багрій, О. Вдовина, І. Чепурний, Б. Бараненко // (Звіт про наук.-досл. роботу), г/д № 1 (396н/08), Держреєстр. № 0108U007562. – Калуш, 2008. – 207 с.
9. Прогнозування деформацій земної поверхні над відпрацьованими шахтними полями рудника “Ново-Голинь” за результатами геофізичних досліджень 1995–2004 рр. / Е.Д. Кузьменко, С.М. Багрій, О.П. Вдовина, Б.Т. Бараненко, Л.В. Штогрин, І.В. Крив’юк, О.С. Малишевська, М.В. Івасишин, О.Г. Гургула // (Закл. звіт про наук.-досл. роботу по темі ГМ-28). – Держреєстр. № 0104U009628. – Івано-Франківськ, 2005. – 135 с.
10. Бычков С.Г. Новые стандарты редуцирования гравиметрических данных / С.Г. Бычков, А.А. Симанов // Материалы 35-й сес. междунар. науч. семинара им. Д.Г. Успенского “Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей”. – М., 2010. – С. 75–81.

Поступила в редакцию 19.02.2010 г.

Е.П. Вдовина

ТОМОГРАФИЧЕСКИЙ АЛГОРИТМ РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ И ОБРАТНОЙ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРИИ С УЧЕТОМ ПЛОТНОСТНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ СРЕДЫ

Предлагается алгоритм решения прямой и обратной задач гравиметрии с учетом влияния геоплотностной неоднородности моделей, основанный на томографических принципах восстановления искомой характеристики среды в задачах просвечивания. Алгоритм реализован в виде системы обработки данных гравиметрии. Приводится краткое описание результатов моделирования и обработки реальных данных.

Ключевые слова: алгоритм, неоднородность, томография, гравиметрия, моделирование.

О.П. Вдовіна

ТОМОГРАФІЧНИЙ АЛГОРИТМ РОЗВ'ЯЗКУ ПРЯМОЇ І ОБЕРНЕНОЇ ЗАДАЧ ГРАВИМЕТРІЇ З УРАХУВАННЯМ ГУСТИННОЇ НЕОДНОРІДНОСТІ СЕРЕДОВИЩА

Запропоновано алгоритм розв'язку прямої та оберненої задач гравіметрії з урахуванням впливу геогустинної неоднорідності моделей, який ґрунтується на томографічних принципах відновлення шуканої характеристики середовища в задачах просвічування. Алгоритм реалізовано у вигляді системи обробки даних гравіметрії. Наведено стислий опис результатів моделювання та обробки реальних даних.

Ключові слова: алгоритм, неоднорідність, томографія, гравіметрія, моделювання.