

УДК 550.831
DOI: 10.47148/1609-364X-2020-3-38-45

© В.А. Спиридонов, Н.Н. Пиманова

В.А. Спиридонов, Н.Н. Пиманова

МЕТОДИЧЕСКИЕ И ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИСКЛЮЧЕНИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ЭФФЕКТА НИЖНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ТЕРРИТОРИЙ



В настоящее время при изучении территорий, перспективных на нефть и газ, имеющих разную сложность геологического строения, активно развиваются комплексные методы геолого-геофизической интерпретации, в которых наряду с традиционными сейсмическими и скважинными данными используются материалы электроразведки, потенциальные поля (гравитационное и магнитное) и их производные.

Аномалии наблюдаемого гравитационного поля описывают распределение плотностных неоднородностей на всю мощность земной коры и верхней части мантии, в то время как целевые нефтегазоносные объекты и структуры расположены преимущественно в пределах осадочного чехла. Поэтому при сейсмоплотностном моделировании осадочных бассейнов возникает необходимость исключить из наблюдаемого гравитационного поля эффект, создаваемый неоднородностями консолидированной земной коры и верхов мантии, выделив ту часть поля, которая соответствует объекту изучения. Способ разделения аномальных полей от известных и неизвестных объектов получил название «геологического редуцирования» [9].

Для оценки гравитационного эффекта от верхней части земной коры чаще всего используются аппроксимационный или фильтрационный подходы.

Фильтрационный подход к решению задачи разделения полей от разноглубинных источников связан с применением разнообразных трансформаций путем фильтрации (частотной селекции). В этом случае расчет гравитационного эффекта для изучаемой верхней части разреза предполагает исключение из наблюдаемого поля его региональной составляющей, которая, как считается, отражает распределение плотностных неоднородностей в нижней части земной коры. В этом случае в региональном поле содержится совокупный эффект как от рельефа

глубинных поверхностей, так и от распределения плотности в глубинных слоях.

Для частотной селекции обычно используется обработка в скользящих окнах. Однако в этом случае возникают проблемы с определением параметров фильтрации. Основной вопрос – это соотношение размеров окна при фильтрации с изучаемой глубиной разреза. Вопрос выбора размеров окна решается эмпирически и целиком зависит от опыта исследователя.

Аппроксимационный подход является наиболее распространенным вариантом геологического редуцирования аномалий гравитационного поля при наличии какой-либо информации о глубинном строении территории. Он базируется на принципе «исключения известного» [7], при котором из наблюдаемого поля вычитается гравитационный эффект, создаваемый объектами с известными или предполагаемыми свойствами. Эти объекты по разрезу могут располагаться как выше, так и ниже области интереса.

Основным поставщиком информации о нижней части разреза земной коры является сейсморазведка в модификациях ГСЗ, МОВ ОГТ и электроразведка (МТЗ). Для исключения гравитационного эффекта от глубинных сейсмических границ (поверхностей Мохо, кровли кристаллического фундамента, нижней и средней коры) используются различные методические схемы, реализуемые в зависимости от технологических возможностей 2D- и 3D-моделирования у исследователя.

В случае изучения отдельного интервала осадочного чехла геологическое редуцирование поля возможно от структур (слоев), расположенных выше по разрезу, информацию о которых дают материалы сейсморазведочных и электроразведочных съемок, а также бурения.

Одним из примеров является поэтапная геологическая редукция на территории Енисей-Хатангского прогиба [1], проведенная при изучении особенностей строения осадочного чехла ниже кровли палеозойских отложений. После исключения гравитационного эффекта от границы Мохо и верхней части разреза, представленной мезозой-кайнозойскими отложениями, авторами были получены остаточные гравитационные аномалии, характеризующие нижнюю часть разреза осадочного чехла и консолидированную земную кору. Для каждой известной по сейсморазведочным данным поверхности строились двухслойные плотностные 3D-модели с постоянным значением избыточной плотности в слое. От них решалась прямая задача, а полученный гравитационный эффект вычитался из наблюдаемого поля. Скачок избыточной плотности на редуцируемых поверхностях определялся из предварительного двумерного плотностного моделирования по линиям сейсмических профилей (методом подбора) с учетом априорной информации (скоростей по профилям ГСЗ).

В другом случае при геологической редукции гравитационного поля использовалась более сложная блоково-слоистая плотностная модель [11-13]. Авторы, создавая модели мезозойского комплекса на территорию Израиля, учитывали карты распределения плотности меловых, юрских и триасовых отложений, построенные по данным плотностного и акустического каротажа в 23 скважинах. При переходе от «акустической» скорости к плотности использовалась одна из установленных эмпирических зависимостей – формула Гарднера [10]. Как и в предыдущем случае, из наблюдаемого поля последовательно вычитался гравитационный эффект от каждого слоя.

Описанные выше варианты геологического редуцирования подходят для хорошо изученных территорий, сравнительно небольших по площади, равномерно покрытых совокупностью геологических, геофизических и петрофизических данных. В случае недостатка информации неопределенность решения этой задачи значительно возрастает, поскольку вычитаемое от «известных» объектов модельное поле ничем не контролируется – исключили из наблюдаемого и забыли.

Рассмотрим некоторые факторы, влияющие на оценку величины гравитационного эффекта исключаемых плотностных неоднородностей. Все приводимые далее в статье примеры выполнены в ГИС INTEGR0 (ФГБУ «ВНИГНИ», Москва), имеющей широкий спектр процедур геофизического и структурного 2D- и 3D-моделирования.

На точность редукции существенное влияние оказывает надежность структурной информации. В приведенном выше примере с Енисей-Хатангским прогибом, поверхность Мохо, используемая при моделировании, опирается на редкую сеть профилей ГСЗ. Ошибка в определении глубины залегания этой границы на профиле может достигать существенных величин (до 5 км), что в свою очередь приведет к недоучету величины гравитационных аномалий от этой поверхности при редуцировании.

Эксперименты с двухслойными моделями показали, что локальная аномалия на поверхности Мохо амплитудой ± 2 км, расположенная на глубине 40 км, имеющая радиус 75 км и скачок избыточной плотности на границе в $0,2$ г/см³, дает гравитационный эффект в $\pm 1,8$ мГал. Близкую по амплитуде величину гравитационного эффекта (около 1,5 мГал) можно получить от аномалии поверхности амплитудой всего ± 400 м, но расположенной на глубине 2 км (имеющей радиус в 50 км и скачок плотности на границе $0,1$ г/см³) (рис. 1). Полностью сопоставимый по размаху и амплитуде расчетный отклик (рис. 1, графики № 1, № 4) создают локальные аномалии поверхностей на совершенно разной глубине. Таким образом, в верхней части разреза цена ошибки в оценке рельефа гравитирующей поверхности выше, и существенно меньшая погрешность в ее задании приводит к значительной величине порождаемой гравитационной аномалии.

Еще одним фактором, искажающим величины гравитационных аномалий от плотностных моделей для редуцирования, являются данные сейсморазведки о распределении скорости в земной коре, часто используемые для расчета плотности модели, с учетом установленной или эмпирической корреляционной зависимости. На рис. 2 представлены скоростные модели одного из профилей Центральной площади Енисей-Хатангского регионального прогиба, созданные двумя разными организациями – исполнителями работ. При таких различиях в распределении скорости на сейсмическом профиле и, соответственно, рассчитанной плотности слоев, полученный гравитационный эффект модели для редуцирования будет существенно зависеть от принятой гипотезы распределения скорости.

Однако чаще всего при изучении осадочного чехла встречается ситуация, когда необходимо исключить из поля эффект консолидированной коры, о строении и составе которой есть весьма скудная информация. Особенно остро вопрос о корректности редуцируемого поля встает на площадях со слабой или крайне неравномерной изученностью сейсморазведочными методами и при этом имеющих сложное строение. Например, в Предуральском или Енисей-

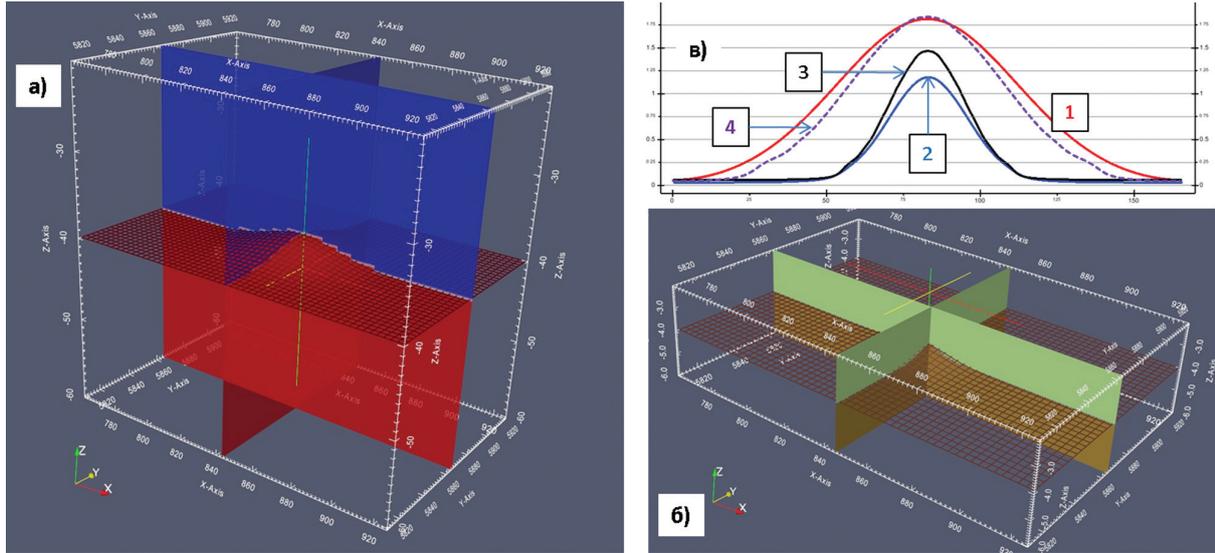


Рис. 1. Гравитационный эффект от двухслойных моделей избыточной плотности (в): локальная аномалия рельефа поверхности ($R = 75$ км, $\Delta H = 2$ км, $\Delta\sigma = 0,2$ г/см³) на глубине 40 км, график №1 (а); локальная аномалия ($R = 50$ км, $\Delta H = 400$ м, $\Delta\sigma = 0,1$ г/см³) на глубине 4 км – график № 2 (б); на глубине 2 км – график № 3; локальная аномалия ($R = 100$ км, $\Delta H = 400$ м, $\Delta\sigma = 0,13$ г/см³) на глубине 4 км – график № 4

Fig. 1. gravitational effect of two-layer models of excess density (a): local anomaly of surface relief ($R = 75$ км, $\Delta H = 2$ км, $\Delta\sigma = 0,2$ г/см³) at a depth of 40 км, graph 1 (a); local anomaly ($R = 50$ км, $\Delta H = 400$ м, $\Delta\sigma = 0,1$ г/см³) at a depth of 4 км – graph 2 (b); at a depth of 2 км – graph 3; local anomaly ($R = 100$ км, $\Delta H = 400$ м, $\Delta\sigma = 0,13$ г/см³) at a depth of 4 км – graph. № 4

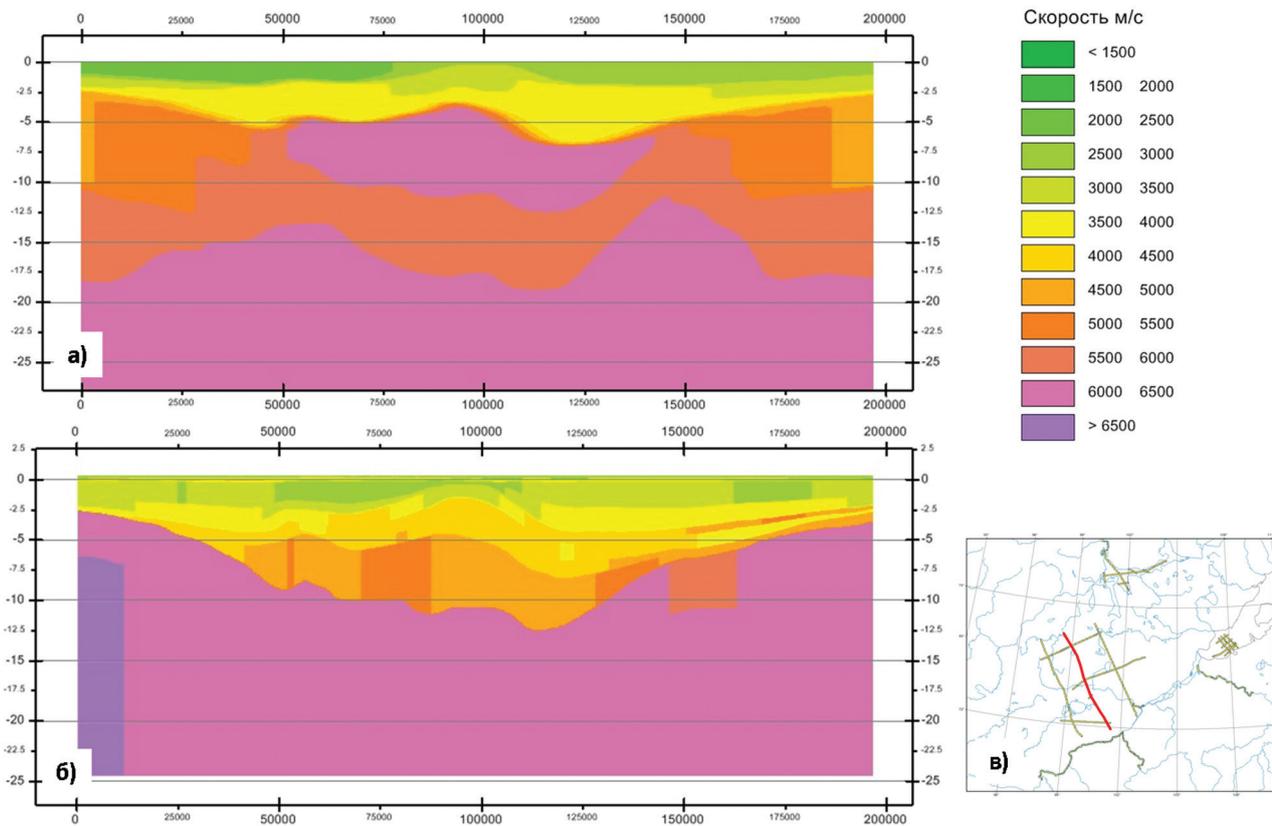


Рис. 2. Скоростные модели по сейсмическому профилю в пределах Центральной площади Енисей-Хатангского прогиба, выполненные разными организациями в 2019 (а) и 2018 (б) годах; в – схема проложения профиля

Fig. 2. Velocity models for the seismic profile within the Central area of the Yenisei-Khatanga deflection, performed by different organizations in 2019 (a) and 2018 (b); в – diagram of the profile layout

Хатангском прогибах осадочные толщи осложнены надвиговой и солянокупольной тектоникой, обширными проявлениями магматизма, рифовыми постройками. Поэтому ошибки в редуцировании гравитационного поля от консолидированной земной коры приведут в дальнейшем к неправильной интерпретации строения чехла.

С другой стороны, при реализации аппроксимационного подхода, как указывает Блох Ю.И. [2], принципиально важно, что поля источников с особыми точками в верхнем структурном этаже никакому искажению не подвергаются. Особые точки, связанные с источниками, лежащими выше модели нижнего структурного этажа, не изменяют ни своего положения, ни типа, а также не возникает никаких дополнительных локальных экстремумов, как это происходит в результате применения разнообразных трансформаций.

В предлагаемой статье хотелось бы рассмотреть еще один подход к геологическому редуцированию гравитационного поля при изучении осадочных бассейнов, реализованный через построение плотностной 3D-модели на всю мощность земной коры и верхней мантии. Из этой 3D-модели, в пределах области интереса (осадочного чехла), может быть вырезан фрагмент заданной мощности и, посредством решения прямой задачи гравиразведки, рассчитан его гравитационный эффект. В результате будем иметь модельное поле, описывающее распределение плотности для вырезанного фрагмента, свободное от плотностных неоднородностей нижней части разреза земной коры. С полученным полем можно продолжить дальнейшее изучение структур осадочного чехла и кровли кристаллического фундамента как крупных региональных структур, так и небольших по площади объектов.

Рассмотрим варианты решения поставленной задачи редуцирования в зависимости от степени глубинной изученности территории.

1. Изученность в пределах исследуемого района и его окрестности представлена одним-двумя профилями ГСЗ, дающими общие представления о положении основных границ раздела земной коры и распределении скоростных характеристик по разрезу.

В настоящее время в геофизике разработан целый ряд методов решения обратной задачи гравиразведки для расчета 3D-распределения плотностных неоднородностей, использующих разный математический аппарат: разложение Фурье, вейвлет-разложение, цепные дроби, регуляризацию Тихонова, монтажный метод и др. ([3, 6, 5, 8] и др.). В том числе, в ГИС INTEGRO реализовано решение обратной задачи 3D на основе дискретного

преобразования Фурье, которое позволяет получить 3D-распределение избыточной плотности, отвечающее наблюдаемому гравитационному полю (рис. 3) [4]. За счет изменения параметров обратной задачи, можно в широком диапазоне варьировать глубину залегания аномалообразующих источников (рис. 4).

Тогда базовой 3D-моделью для редуцирования может являться один из вариантов моделей распределения избыточной плотности, подобранный с учетом геометрии глубинных границ на профилях ГСЗ и максимально отвечающий прямой корреляционной зависимости скорость – плотность.

Такой подход, при отсутствии достаточной информации о глубинном строении района, с одной стороны, позволяет исключить эффект от структурных и плотностных неоднородностей нижней части разреза земной коры, с другой стороны, нет проблем с выбором размера окна фильтрации, поскольку при решении прямой задачи используется только конкретный глубинный интервал модели избыточной плотности.

2. Степень изученности позволяет построить обобщенную априорную модель глубинного строения территории, опирающуюся на глубину залегания поверхностей структурного каркаса и общие закономерности распределения плотности в земной коре.

Тут могут быть реализованы два варианта решения задачи геологического редуцирования: расширенный аппроксимационный и через плотностную 3D-модель, отвечающую наблюдаемому полю.

Расширенный аппроксимационный подход состоит в исключении из наблюдаемого поля гравитационного эффекта от известных объектов (поверхностей структурного каркаса, аномалообразующих тел) с последующим получением 3D-распределения избыточной плотности от оставшегося после вычитания поля. Параметры обработки, задаваемые при решении обратной задачи, как и в предыдущем случае, подбираются из анализа глубины залегания основных сейсмических границ раздела земной коры по профилям ГСЗ, МОВ ОГТ и их скоростных характеристик.

Априорные данные о геометрии слоев объединяются в структурный каркас модели (рис. 5а), на основе которого может быть построена априорная слоистая или градиентно-слоистая плотностная 3D-модель (рис. 5б), а при наличии информации о распределении плотности внутри каждого слоя – слоисто-блоковая (градиентно-слоисто-блоковая).

3D-модель избыточной плотности рассчитывается от разности между наблюдаемым полем и полем от априорной слоистой (слоисто-блоковой) плотностной 3D-модели. Глубина моделирования

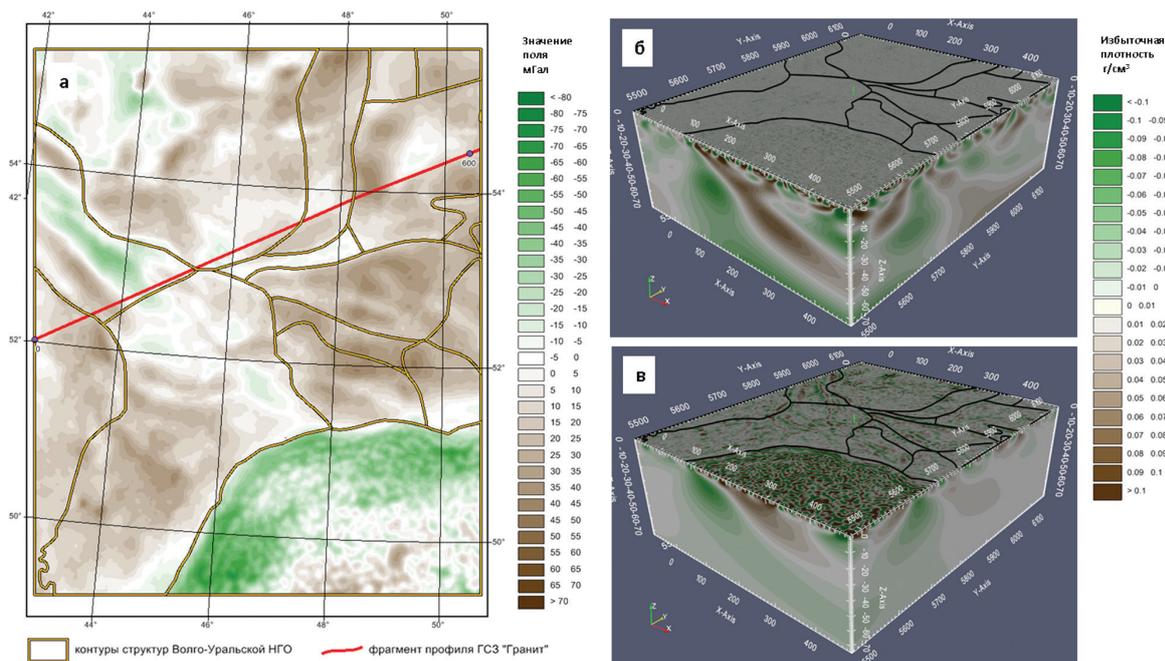


Рис. 3. Гравитационное поле юго-западной части Волго-Уральской НГП (а) и эквивалентные распределения избыточной плотности, полученные в результате решения обратной задачи гравиразведки с разными параметрами направляющего вектора [4]: а) $\alpha = 5, \beta = -3$; б) $\alpha = 5, \beta = 3$

Fig. 3. the Gravitational field of the southwestern part of the Volga-Ural NPGP (a) and equivalent excess density distributions obtained as a result of solving the inverse problem of gravity exploration with different parameters of the guiding vector [4]: а) $\alpha = 5, \beta = -3$; б) $\alpha = 5, \beta = 3$

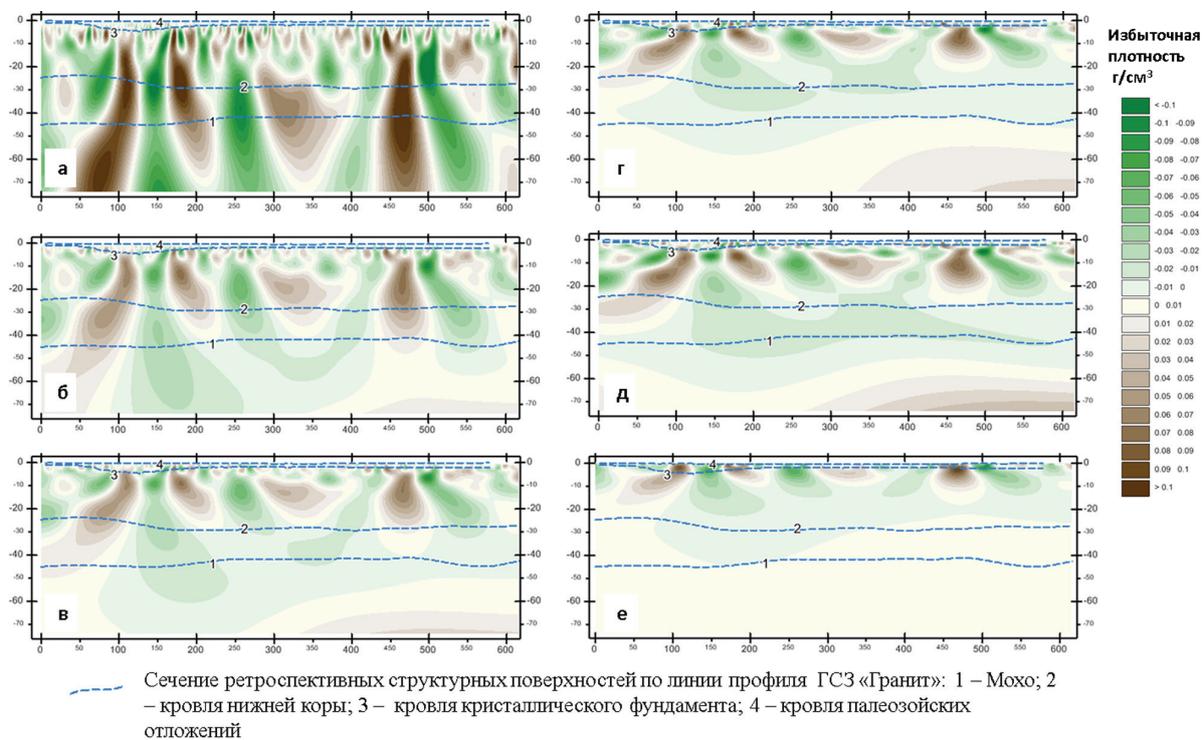


Рис. 4. Сечение эквивалентных распределений избыточной плотности по линии фрагмента профиля ГСЗ «Гранит», полученные в результате решения обратной задачи гравиразведки (на основе разложения Фурье) с разными параметрами направляющего вектора [4]: а) $\alpha = 1, \beta = 0$; б) $\alpha = 2, \beta = 0$; в) $\alpha = 3, \beta = 0$; г) $\alpha = 5, \beta = 0$; д) $\alpha = 5, \beta = -3$; е) $\alpha = 5, \beta = 3$. Линия проложения профиля «Гранит» показана на рис. 3

Fig. 4. Cross section of equivalent excess density distributions along the line of a fragment of the profile of the Granit gas station, obtained as a result of solving the inverse problem of gravity exploration (based on the Fourier decomposition) with different parameters of the guide vector [4]: а) $\alpha = 1, \beta = 0$; б) $\alpha = 2, \beta = 0$; в) $\alpha = 3, \beta = 0$; г) $\alpha = 5, \beta = 0$; д) $\alpha = 5, \beta = -3$; е) $\alpha = 5, \beta = 3$. «Granite» is Shown in fig. 3

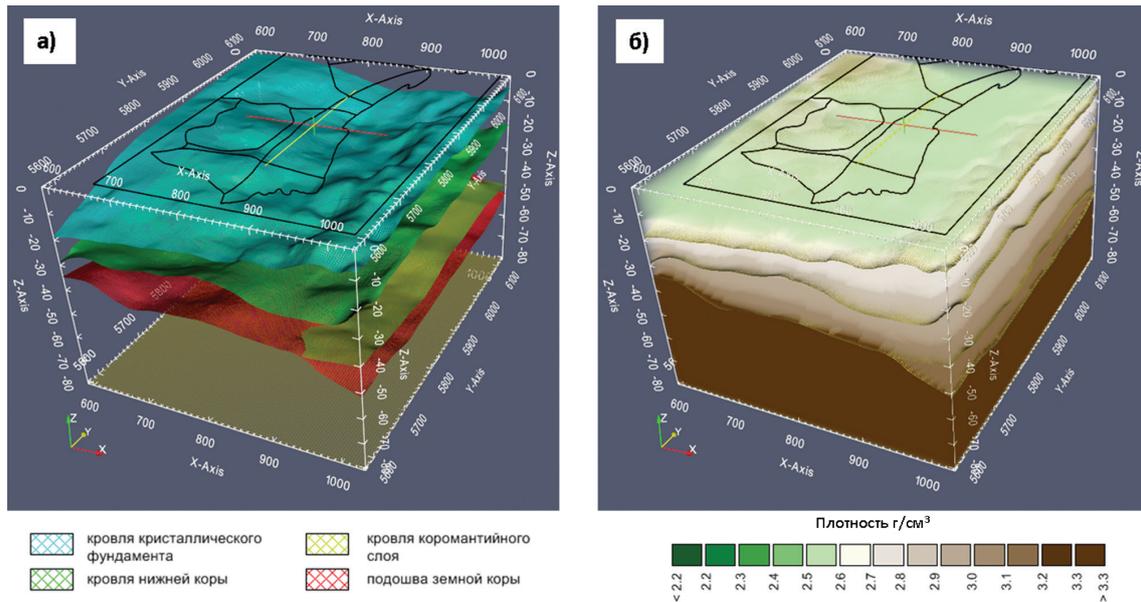


Рис. 5. Структурный каркас плотностной модели юго-востока Волго-Уральской НГП, представленный основными границами раздела земной коры (а), и построенная на его основе градиентно-слоистая плотностная 3D-модель (б)

Fig. 5. Structural frame density model of the Southeast Volgo-Ural NGP submitted the major boundary of the earth's crust (a) and built it on the basis of gradient-layered density 3D model (b)

должна быть достаточна для того, чтобы описать аномалии наблюдаемого гравитационного поля (70-80 км).

Результатом геологического редуцирования будет гравиметрический эффект от целевого фрагмента модели избыточной плотности, полученный решением прямой задачи гравиразведки.

Преимущество реализации такой схемы состоит в том, что если на первом этапе использовалась слоистая (слоисто-блоковая) плотностная модель, то модель избыточной плотности компенсирует или уточнит плотностные неоднородности в пределах каждого из слоев. При этом геометрия априорных данных не изменяется. Таким образом, особенности глубинного строения изучаемой площади, оставшиеся неучтенными (или неизвестные) при моделировании на первом этапе, будут исключены на втором, и недостатки геометрии структурного каркаса будут нивелированы плотностными неоднородностями модели избыточной плотности.

Вариант геологического редуцирования с построением плотностной 3D-модели на всю мощность земной коры и верхнюю часть мантии наиболее трудоемок, однако он позволяет не только учесть всю имеющуюся информацию по территории, но и провести ее геометрическую и плотностную коррекцию в межпрофильном пространстве.

Суммарная 3D-модель (рис. 6а) получается путем сложения плотностной 3D-модели, созданной на базе априорной информации (априорная модель) и 3D-модели избыточной плотности, рассчитанной

от разности между наблюдаемым полем и гравитационным эффектом от априорной модели.

Структурный каркас априорной модели (рис. 5 а) должен состоять из поверхностей основных латеральных разделов консолидированной земной коры и осадочного чехла, на которых наблюдается значимое изменение физических свойств (скорость, плотность, электропроводность и др.). В зависимости от количества априорной информации эта модель может быть слоистой или слоисто-блоковой с добавлением градиента свойства между слоями.

Основное отличие этого варианта от расширенного аппроксимационного – постоянный контроль процесса создания суммарной плотностной модели наблюдаемым гравитационным полем. При принятии гипотезы о прямой зависимости скорость – плотность по разрезу земной коры, может выполняться структурная и плотностная оптимизация априорной модели до тех пор, пока гравитационный эффект от нее не будет сопоставим с региональной компонентой поля как по морфологии, так и по амплитуде. Структурный каркас модели в нижней части разреза земной коры фиксируется только на линиях проложения глубинных профилей и может быть изменен в межпрофильном пространстве. Более детально процесс построения суммарной плотностной 3D-модели будет рассмотрен в отдельной статье.

Из результирующей плотностной 3D-модели также может быть вырезан фрагмент любой мощности

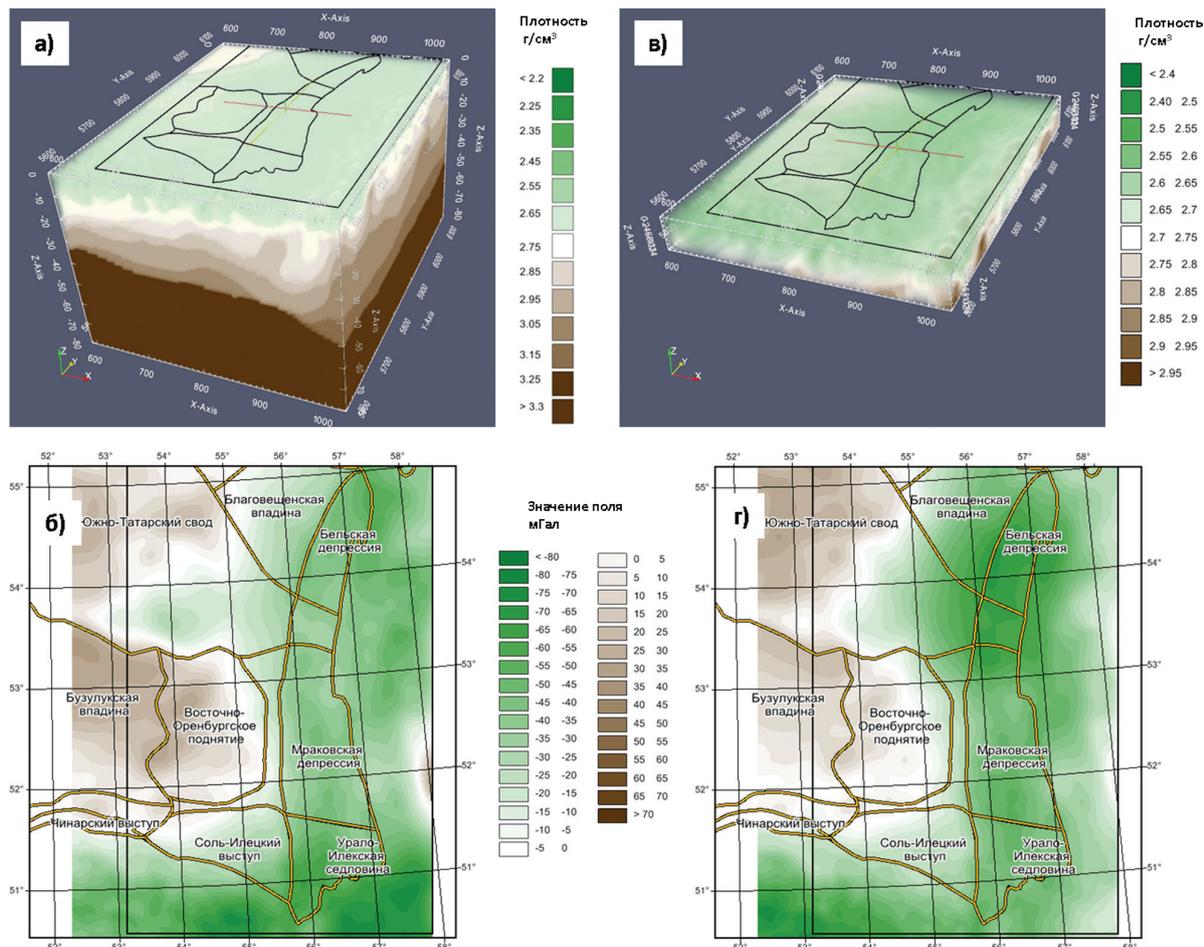


Рис. 6. Результат плотностного моделирования и геологической редукции гравитационного поля для юго-востока Волго-Уральской НГП: а) – суммарная плотностная 3D-модель до глубины 80 км; б) – гравитационный эффект от модели (а), отвечающий наблюдаемому полю; в) – фрагмент плотностной модели до глубины 15 км; г) – гравитационный эффект от модели (б) – результат геологического редуцирования

Fig. 6. The result of density modeling and geologic reduction of gravitational field to the Southeast of the Volgo-Ural NGP: а) – total density 3D model to a depth of 80 km; б) – gravity effect of the model (а) corresponding to the observed field; в) – a fragment density models to depth of 15 km; г) – gravitational effect from the model (б) – is a result of geologic reduction

(рис. 6 в) и вычислен его гравитационный эффект (рис. 6 г). Суммарная плотностная модель земной коры в дальнейшем может быть использована как основа для проведения дополнительного изучения площади в рамках усложнения строения верхней части разреза.

Основные выводы:

- Представленный подход к геологическому редуцированию гравитационного поля через создание плотностных 3D-моделей на всю мощность земной коры и верхнюю часть мантии позволяет проводить его для территорий, имеющих разную степень глубинной изученности.
- Опора на глубинно-скоростные модели по профилям ГСЗ (МОВ ОГТ) позволяет подобрать параметры обратной задачи гравиразведки таким образом, чтобы распределение плотностных неоднородностей по разрезу на этих

профилях соответствовало прямой корреляционной связи скорость – плотность.

- Использование модели избыточной плотности при расширенном аппроксимационном подходе позволяет компенсировать недостаточность априорной глубинной информации и ее нестыковку между собой.
- Суммарная плотностная 3D-модель на всех этапах своего построения контролируется наблюдаемым гравитационным полем.
- Решением задачи геологического редуцирования будет расчетный гравитационный эффект от целевого интервала (фрагмента) плотностной 3D-модели, отвечающей наблюдаемому полю силы тяжести, или модели избыточной плотности (в условии недостатка априорной информации, а также при использовании расширенного аппроксимационного подхода).

- Учет структурных и плотностных неоднородностей нижней части разреза земной коры и верхней части мантии на этапе построения плотностных 3D-моделей крупных региональных структур позволяет в дальнейшем выполнить детализацию структур осадочного чехла для объектов более низкого ранга.

Ключевые слова: гравитационное поле, геологическая редукция, плотностная модель, профили ГСЗ, инверсия, структурный каркас.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасенков А.П., Лыгин И.В., Обухов А.Н., Соколова Т.Б., Кузнецов К.М. Объемная реконструкция тектонических элементов Енисей-Хатангской рифтовой системы по результатам комплексной геолого-геофизической интерпретации // Геофизика. – 2017. – № 2. – С. 60-70.
2. Блох Ю.И., Трусов А.А., Бабаянц П.С. Изучение строения кристаллического основания платформенных областей по данным магниторазведки и гравиразведки // Геофизика. – 2003. – № 6. – С. 55-58.
3. Кобрунов А.И., Варфоломеев В.А. Об одном методе ε -эквивалентных перераспределений и его использовании при интерпретации гравитационных полей // Физика Земли. – 1981. – № 10. – С. 25-44.
4. Мицын С.В. О численной реализации спектрально-го метода решения обратной задачи гравиразведки // Геоинформатика. – 2018. – № 3. – С. 89-97.
5. Приезжев И.И. Построение распределений физических параметров среды по данным гравиразведки, магнитометрии и сейсморазведки // Геофизика. – № 3. – 2005. – С. 46.
6. Страхов В.Н., Лапина М.И. Монтажный метод решения обратной задачи гравиметрии // Докл. АН СССР. – 1976. – Т. 227, № 2. – С. 344-347.
7. Страхов В.Н. Геофизика и математика. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. – 64 с.
8. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. – М.: Наука. 1979. – 284 с.
9. 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 отделение. – 1990. – Вып. 738. – 116 с.
10. Gardner G.H.F., Gardner L.W., Gregory A.R. Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps // Geophysics. – 1974. – V. 39, Issue. 6. – P. 770-780.
11. Goldshmidt V., Rybakov M., Fleischer L., Rotstein Y. Methodology of crystalline basement mapping in the Hashefela area of Israel // Geological Society: Annual Meeting. – Mitzpe Ramon, 1998a. – P. 39.
12. Goldshmidt V., Rybakov M., Fleischer L. Regional study of the crystalline basement in the southwest Israel. 1998b. Holon, GII, Rep. 840/98/97. – 9 p.
13. Rybakov M., Goldshmidt V., Fleischer L. and Rotstein Y. The crystalline basement in the central Israel derived from gravity and magnetic data // Isr. J. Earth Sci. – 1999. – V. 48, No. 2. – P. 101-111.

REFERENCES

1. Afanassenkov A.P., Lygin I.V., Obukhov A.N., Sokolova T.B., Kuznetsov K.M. Volumetric reconstruction of the Yenisei-Khatanga rift system's tectonic elements by integrated geological-geophysical interpretation // Geophysics. 2017. No. 2. P. 60-70.
2. Blokh Y.I., Trusov A.A., Babayants P.S. Study of the structure of the crystal base of platform areas based on magnetic and gravimetric data // Geophysics. 2003. No. 6. P. 55-58.
3. Kobrunov A.I., Varfolomeev V.A. On a method of ε -equivalent redistributions and its use in the interpretation of gravitational fields // Physics of the Earth. 1981. No. 10. P. 25-44.
4. Mitsyn S.V. On the numerical implementation of the spectral method for solving the inverse problem of gravity exploration // Geoinformatika. 2018. No. 3. P. 89-97.
5. Priezzhev I.I. Construction of distributions of physical parameters of the medium according to the data of gravimetry, magnetometry and seismic survey // Geophysics. 2005. No. 3. P. 46.
6. Strakhov V.N., Lapina M.I. Mounting method for solving the inverse problem of gravimetry // Dokl. As of the USSR. 1976. V. 227, No. 2. P. 344-347.
7. Strakhov V.N. Geophysics and mathematics. Moscow: OIFZ RAS, 1999. 64 p.
8. Tikhonov A.N., Arsenin V.Ya. Methods for solving incorrect problems. Moscow: Nauka. 1979. 284 p.
9. Fotiadi E.E., Zakharova T.L., Ladynin S.A., Tichkov S.A., Sharlovskaya L.A. The main features of the structure and dynamics of the lithosphere of Siberia according to geological and geophysical data. Novosibirsk: Nauka, Siberian branch. 1990. Issue 738. 116 s.
10. Gardner G.H.F., Gardner L.W., Gregory A.R. Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps // Geophysics. 1974. V. 39, Issue. 6. P. 770-780.
11. Goldshmidt V., Rybakov M., Fleischer L., Rotstein Y. Methodology of crystalline basement mapping in the Hashefela area of Israel // Geological Society. Annual Meeting. Mitzpe Ramon. 1998a. P. 39.
12. Goldshmidt V., Rybakov M., Fleischer L. Regional study of the crystalline basement in the southwest Israel. 1998b. Holon, GII, Rep. 840/98/97. 9 p.
13. Rybakov M., Goldshmidt V., Fleischer L. and Rotstein Y. The crystalline basement in the central Israel derived from gravity and magnetic data // Isr. J. Earth Sci. 1999. V. 48, No. 2. P. 101-111.