УДК 550.834.3(571.1)

ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ ТРЕХМЕРНОЙ СЕЙСМОПЛОТНОСТНОЙ МОДЕЛИ ПО СКОРОСТНЫМ РАЗРЕЗАМ ГСЗ

Ладовский И.В., Мартышко П.С., Федорова Н.В., Колмогорова В.В. – Институт геофизики, Екатеринбург

Аннотация. Для исследования глубинного строения приарктической части Уральского региона проведена ревизия имеющихся сейсмических данных по региональным профилям ГСЗ и фрагментам опорных геотраверсов. Для десяти профилей, расположенных в пределах изучаемой трапеции с географическими координатами 60–68° с.ш., 48–72° в.д., выполнена переобработка сейсмического материала методом двумерной сейсмической томографии и построены градиентные скоростные разрезы земной коры в формате сеточных функций. Обосновывается преимущество использования сеточных скоростных разрезов для решения прямых и обратных задач гравитационного моделирования.

Сейсмические профили, специальные двумерные поля времен, сейсмическая томография, градиентные скоростные разрезы, трехмерная модель интерполированной скорости, принцип сейсмоплотностного моделирования.

XP CONSTRUCTING THREE-DIMENSIONAL DENCE-VELOCITY MODEL ON VELOCITY SECTION DSS

Ladovskiy I.V., Martyshko P.S., Fedorova N.V., Kolmogorova V.V. – Institute of Geophysics, UB of RAS, Yekaterinburg

Abstract. To construct speed – density model of the Arctic Urals region, a revision of existing seismic data on regional profiles DSS and supporting geotraverses. Within the area of the geographical coordinates of 60–68° N, 48–72° E for eleven profiles reinterpreted existing and newly drafted special fields the first arrival times of longitudinal waves. In the fields of times solved the inverse kinematic problem and built gradient velocity sections in the format of grid functions substantiated. Substantiates the advantage of using a grid velocity profiles for the solution of inverse problems of gravity modelling.

Seismic profile, two-dimensional field of times, seismic tomography, gradient velocity sections, three-dimensional model of the interpolated rate, seismic and gravity circuit simulation.

Введение

Геофизические и, прежде всего, сейсмические исследования показали, что геологическая среда на глубинных горизонтах имеет сложное слоисто-блоковое иерархическое строение и неоднородна как вдоль, так и вкрест простирания сейсмо-структурных этажей земной коры (Садовский и др., 1987). Подобная закономерность проявляется практически на всех сейсмических профилях и геотраверсах, суммарная протяженность которых на исследуемой площади Уральского региона и его платформенного обрамления превышает 7000 км.

Геолого-геофизические модели глубинного строения земной коры и верхней мантии (верхней части литосферы – ВЧЛ) являются итоговым результатом комплексной интерпретации всех имеющихся данных. При этом одним из основных индикаторов корректной реализации методики комплексирования геофизических полей служит плотность (Красовский, 1989). Именно в ней наиболее полно отражаются петрофизические особенности неоднородного строения и литологического состава горных пород. Прозрачна и идея совмещения методов сейсмического и гравитационного (более кратко – сейсмоплотностного) моделирования. Первые позволяют на разных базах построить модель глубинного строения литосферы до некоторого заданного уровня; вторые – увязать модельную плотность с аномалиями наблюденного гравитационного поля. Совместная интерпретация полей ведется в рамках эмпирических ограничений. Корреляционная зависимость между скоростью распростране-

ния продольных волн в неоднородной среде и плотностью пород различного вещественного состава предполагает ожидаемый результат решения задачи сейсмоплотностного моделирования: в аномальных полях различной природы и информативности выявить морфоподобные структуры и обеспечить соответствие расчетных скоростных и плотностных параметров на разноглубинных срезах. В практике гравитационного моделирования модели скоростных разрезов используются на начальном этапе количественной интерпретации (Страхов, Романюк, 1984; Павленкова и др., 1991; Куприенко и др., 2007; Пашкевич и др., 2014; Дружинин и др., 2014б). Различные схемы первичной обработки исходных данных используют разный формат представления цифрового материала. Конвертация разнородных числовых массивов к стандартному (матричному) формату двумерных и трехмерных сеточных функций способствует созданию новых эффективных алгоритмов математического сопровождения и рационализации вычислительных процессов (Мартышко и др., 2013а; 2013б).

Известно, что в гравитационном поле наиболее четко проявляются аномалии от неоднородностей верхней части геологического разреза до глубины 10–15 км. Это так называемый «гравиактивный» слой. Глубинные тела, как правило, не привносят заметных искажений в градиенты поля на дневной поверхности. Однако данные сейсмических зондирований убедительно свидетельствуют о неоднородном распределении скорости не только в земной коре, но и в подстилающих её верхах мантии. И вполне вероятным плотностным аналогом скоростной модели глубинных структур будет компенсационная модель, когда аномалии гравитационного поля от толщи слоёв, залегающих ниже «гравиактивного» слоя, будут частично (или полностью) скомпенсированы. В компенсационных моделях возможна реализация плотностных распределений с нулевым (или близким к нему) значением внешнего потенциала (Цирульский, Бахтерев, 1991). Подобная тенденция связана с принципиальной неоднозначностью решения обратной задачи гравиметрии, а «нулевые» (по полю) плотностные эквиваленты могут существенно снизить или исказить достоверность результатов гравитационного моделирования.

Рельеф границ глубинных слоев явно не выделяется в суммарном поле расчетных гравитационных аномалий (Федорова и др., 2010). Однако изменение скорости (и, соответственно, плотности) по всей глубине неоднородного разреза земной коры позволяет оценить предполагаемую область компенсации глубинных масс и по разделенным составляющим гравитационного поля уточнить детали распределения плотности в низах коры и в верхней мантии.

Процесс построения плотностных моделей сводится к решению прямых и обратных задач гравиметрии. Обратная линейная задача гравиметрии (вычисление плотности по известным значениям гравитационного поля) является классическим примером некорректной задачи и в общей постановке ее решение не единственно, зависит от исходных данных и неустойчиво. Поэтому необходимо искать решения на практически содержательных множествах корректности, выбирая разумные модели начального приближения. Послойное распределение скорости в формате сеточных функций (с учетом зависимости «плотность-скорость») идеально подходит для плотностной модели начального приближения, обеспечивая устойчивость слабоединственных решений обратной задачи гравиметрии в классе слоисто-неоднородных сред (Новоселицкий, 1965; Мартышко, Кокшаров, 2005; Мартышко и др., 2016). Итеративно последовательная схема вычислений корректирующих добавок по горизонтальным слоям не только обеспечивает единственность решения обратной задачи гравиметрии, но и сохраняет геологическую содержательность исходной скоростной модели, построенной по сейсмическим данным.

Технологии решения задач на сетках большой размерности требуют минимиза-

ции ручного труда не только на этапе подготовки исходных данных, но и на всех этапах промежуточных расчетов, вплоть до последнего – решения обратной задачи гравиметрии и построения трехмерной плотностной модели, соответствующей наблюденному гравитационному полю. Формализация данных геофизических исследований и их математическая обработка должны исключать (или минимизировать) влияние субъективного фактора. Последнему уделяется должное внимание лишь на этапе анализа полученных результатов и их геологической интерпретации. Не геологический «заказ» фиксирует жесткие рамки априорных решений, а объективные данные натурных измерений и корректное математическое моделирование лежат в основе развития новых направлений теоретических и прикладных исследований.

Данная работа направлена на разработку устойчивых математических методов трехмерного гравитационного моделирования и демонстрирует особенности их применения в процессе решения реальных прикладных задач. Прежде всего рассматривается вопрос о выборе сейсмоплотностной модели начального приближения, обеспечивающей единственность решения трехмерной обратной задачи гравиметрии, и адекватном представлении сейсмического материала. Приведены результаты построения скоростных сейсмических разрезов вдоль профилей ГСЗ, которые в дальнейшем использованы для трехмерного гравитационного моделирования на сетках большой размерности.

Скоростные модели по сейсмическим разрезам

Двумерные скоростные разрезы образуют пространственный каркас сейсмоплотностной модели начального приближения. Территория исследования, площадь которой около полутора миллионов квадратных километров, находится в пределах географических координат 60–68° с.ш., 48–72° в.д. и охватывает приарктическую часть сочленения важнейших геологических провинций России: северо-восточную окраину Восточно-Европейской платформы, Тимано-Печорскую плиту, северную часть Уральской складчатой системы и северо-западный сектор Западной Сибири. Современные представления о развитии Урала и его платформенного обрамления учитывались в рамках существующих структурных схем тектонического районировании отдельных геологических провинций (Соболев, 1968; Соболев и др., 1983; Башилов, 1987; Тимонин, 1998; Мегакомплексы … , 1986; Сурков, Жеро, 1993; Сажнова и др., 2006; Пучков, 2010). Из фрагментов этих схем составлена сводная комбинированная схема тектонического районирования исследуемой территории, приведенная на рис. 1 (цветная вкладка) в сопоставлении с картой аномалий гравитационного поля в редукции Буге. Карта гравитационного поля миллионного масштаба представлена в монографии (Дружинин и др., 2014б).

В пределах указанной территории выполнен значительный объём глубинных сейсмических исследований. Из всего многообразия доступной сейсмической информации предпочтение отдается количественному (цифровому) материалу, полученному на профилях ГСЗ–МОВЗ при регистрации отраженных, преломленных и обменных волн. Картины волновых полей преобразуются в цифровые модели скоростных разрезов при помощи специально разработанных, но принципиально различных методик интерпретации.

Скоростные модели по сейсмическим профилям могут быть представлены в двух форматах. Слоисто-блоковые разрезы земной коры, опубликованные в первых и многочисленных последующих работах, построены с использованием традиционных схем интерпретации преломленных, отраженных и обменных волн (Егоркин и др., 1988; Егоркин, 91; Атлас … , 2013). На разрезах, как правило, показаны сейсмические границы с оценкой граничных и пластовых скоростей. Скорость внутри пласта определяется по парным отражениям от кровли и подошвы пласта. К сожалению, как граничные, так и пластовые скорости указаны не равномерно по разрезу, а в зависимости от плотности систем наблюде-

ний и качества отраженных волн. К мешающим факторам следует отнести разнородность информации, обусловленную различием методик получения и интерпретации исходных данных и дискретный характер зондирований.

В целях выделения деталей «тонкой» структуры неоднородных разрезов и равномерного представления данных о распределении скоростных параметров в земной коре, выполнена переобработка материалов ГСЗ методом двумерной сейсмической томографии. Метод основан на линеаризованной постановке обратной кинематической задачи, когда вариации скорости и отклонения времен пробега упругих волн от нормального годографа связаны линейными соотношениями.

Один из первых вариантов метода сейсмической томографии на временных задержках разработан под руководством академика С.В. Крылова в ИГ СО РАН (Мишенькина и др., 1983; Крылов и др., 1993). В данном варианте по отдельным годографам дифференциальных зондирований с помощью интерполяции строится непрерывное двумерное поле времен, что позволяет в каждой точке профиля иметь полный набор времен пробега упругих волн на разных расстояниях от источника. Способ преобразования непрерывных полей времен первых вступлений в непрерывное поле скоростей рефрагированных волн предложен в работе (Мишенькина и др., 1983). Алгоритм решения обратной кинематической задачи реализован в программе «Invers». Расширенная версия модифицированной программы «Invers» в редакции В.М. Алиевского выдает результат в виде сеточных скоростных матриц специального вида, предназначенных для построения континуальных моделей градиентных скоростных разрезов.

Новая схема интерпретации была успешно апробирована на материалах ГСЗ Уральского региона. По результатам выполненных работ по профилям Верхненильдино–Казым и Красноленинскому были опубликованы первые варианты скоростных разрезов до глубины 30–40 км (Дружинин, Карманов, 1985; Дружинин и др., 1990). Позднее были переинтерпретированы материалы ГСЗ по ряду сибирских геотраверсов (Сурков и др., 2000; Кузнецов др., 2010).

Многочисленные варианты разрезов, построенные в разное время и по разным методикам, отражают весьма неоднородную, а порой и противоречивую информацию о распределении скоростей, особенно в низах земной коры. Поэтому была проведена систематизация, анализ и переработка имеющегося сейсмического материала. Для воссоздания целостной трехмерной картины скоростных макетов наибольшее внимание уделялось однородности и равномерности представления исходных данных на региональных профилях ГСЗ. Относительно равномерное покрытие всей площади выделенного уральского сегмента обеспечивается данными зондирований на десяти сейсмических профилях и фрагментах опорных геотраверсов (см. рис. 1, цветная вкладка). Три протяженных региональных профиля: ГСЗ–Верхненильдино–Казым, Красноленинскийи и Северная Сосьва–Ялуторовск – отработаны Баженовской геофизической экспедицией (БГЭ); четыре геотраверса: Агат-2 (Белое море–Воркута), Кварц (Мурманск–Кызыл), Рубин-1 (Костомукша–Семипалатинск) и Рубин-2 (Нижний Тагил–Уренгой) – центром РГГИ ГЕОН (Атлас … , 2013).

По фондовым материалам для уральских фрагментов четырех профилей центра ГЕОН построены заново, а для трех профилей БГЭ переинтерпретированы построенные ранее двумерные поля времен первых вступлений продольных волн. Переобработанные материалы ГСЗ для семи сверхдлинных профилей легли в основу градиентных скоростных моделей земной коры, рассчитанных способом двумерной сейсмической томографии. По остальным трем профилям, а именно: по уральскому фрагменту геотраверса Глобус (Купянск – Воркута) центра ГЕОН (Вольвовский и др., 1978), по Сыктывкарскому профилю МОВЗ (Удоратин, 2004) и по западной части Полярно-Уральского трансекта (Золо-

тов и др., 2008; Дружинин и др., 2014а) первичными данными воспользоваться не удалось. Поэтому, в целях однотипного представления материала, авторские (опубликованные или фондовые) слоисто-блоковые разрезы были переформатированы по специальной методике в двумерные матрицы сеточных функций, что дало возможность перестроить слоисто-блоковую конфигурацию в единый формат градиентных скоростных моделей (Ладовский и др., 2013). Таким же образом были перестроены скоростные разрезы для западного участка геотраверса Рубин-1 (от 48 до 55º в.д.) и восточного участка Рубин-2 (от 67 до 72º в.д.). Все разрезы дополнены границей Мохо (М), положение которой определено по скоростным уровням (7,75–8,25) км/с и затем откорректировано по результатам интерпретации имеющихся данных по обменным, головным, отраженным и преломленным волнам.

Блочная структура мантийных изостатических аномалий

Определение скоростей ниже границы М требует проведения специальных глубинных сейсмических зондирований с источниками возбуждения большой мощности (ядерными взрывами) (Павленкова, 2000; Павленкова Г.А., Павленкова Н.И., 2008). Однако некоторые предварительные оценки распределения мантийной плотности (и, соответственно, скорости) можно получить, используя построенные нами градиентные скоростные модели земной коры. Конструктивным параметром оценки послужили аномалии литостатического давления на предполагаемом глубинном уровне изостатической компенсации.

Основная цель построения плотностных моделей – проверка соответствия скоростных параметров аномальному гравитационному полю для всей совокупности представленных разрезов. Переход от скоростных к плотностным моделям осуществлялся по эмпирической зависимости «плотность-скорость» (Дружинин и др., 1982). Уточнение региональных коэффициентов кусочно-линейной регрессионной зависимости «скорость-плотность» получено из решения линейной обратной задачи гравиметрии. Сопоставление подобранных плотностных и скоростных моделей позволило уточнить априорно заданную зависимость «плотность-скорость» $\sigma(V)$ и определить поинтервальные значения коэффициентов уравнений кусочно-линейной регрессии (Федорова и др., 2010; Мартышко и др., 2012):

$$\sigma(V) = \begin{cases} V - 0{,}05; & V < 2{,}35 \\ 0{,}113 \times V + 2{,}034; & 2{,}35 \le V < 5 \\ 0{,}2 \times V + 1{,}6; & 5 \le V < 7{,}7 \end{cases}.$$

При этом следует обратить внимание на одну важную особенность задачи гравитационного моделирования. Плотностные модели земной коры и верхней мантии (верхней части литосферы) чаще всего имеют форму пласта с горизонтальными границами обрамления (Павленкова и др., 1991; Романюк, 1995; Куприенко и др., 2007; Пашкевич и др. 2014; Дружинин и др., 2014б). Такое ограничение является непременным условием для вычисления гравитационных аномалий от неоднородного слоя с точностью до постоянной составляющей фона. Плотностной разрез, в отличие от своего скоростного прообраза, не может быть ограничен снизу криволинейной и, в частности, мантийной границей. В этом случае в расчетной аномалии поля появится дополнительная переменная составляющая, амплитуда которой пропорциональна скачку плотности на криволинейной границе «кора-мантия». Но вместо мантийной плотности в модель будет входить средневзвешенная плотность земной коры (Мартышко и др., 2010). Поэтому нижнюю часть разреза (ниже границы М) следует дополнить горизонтальной границей, а во вновь образованном слое подобрать плотность мантийных масс.

Некоторые предположения о плотности непосредственно подкорового слоя верхней мантии выдвигаются на основе данных об изменении граничных скоростей сейсмических волн на границе М (границе Мохоровичича) с использованием

априорно заданных зависимостей между скоростью и плотностью (Галдин, 1977; Крылов и др., 1990). Дополнительное граничное условие изостатической уравновешенности на глубине дает возможность при моделировании наметить контуры мантийных блоков компенсирующих масс и оптимизировать в них искомое распределение плотности.

Модели плотностных разрезов не находятся в пустом пространстве; ниже расположены массы реальной Земли. Внутренние оболочки Земли близки к состоянию гидростатического равновесия. Ниже астеносферного слоя плотность мало отличается от своего гидростатического значения, а оставшиеся «надгидростатические» добавки на глубине не привносят заметных искажений в градиенты приповерхностных аномалий расчетного поля. Более действенен гравитационный эффект от распределения масс в вышележащих слоях литосферы. Плотностная модель верхней части литосферы ниже уровненной дневной поверхности – это модель сфероидального (или плоского) слоя, в котором «надгидростатическое» распределение плотности создает расчетное поле гравитационных аномалий. На кровле слоя эти аномалии с некоторой погрешностью совпадают с наблюденными аномалиями Буге; на подошве слоя – близки к нулю (Красовский, 1989). Отсутствие нижележащих аномалиеобразующих масс позволяет ограничить модельную область рамками верхнего литосферного слоя.

Ниже кромки плотностного разреза изменения избыточной плотности приравниваются к нулю; приравниваются к нулю и латеральные вариации литостатического давления. Постоянная величина литостатического давления на некотором глубинном горизонте означает изостатическую уравновешенность всех вышележащих масс. Контуры компенсационных мантийных блоков изначально прослеживались по полю остаточных (мантийных) гравитационных аномалий, а затем уточнялись по характеру вариаций литостатического давления на глубинном гипсометрическом уровне 80 км (Бызов, Цидаев, 2015). На Урале первый региональный уровень изостатической компенсации предполагается на глубине порядка 80 км. Этой же отметкой ограничивается глубина модельных сейсмогеологических разрезов Уральского региона (Дружинин и др., 2000; Мартышко и др. 2011а; Дружинин и др., 2014б).

Для определения скоростных параметров мантийных блоков были сопоставлены имеющиеся выборки исходных скоростей головных и отраженных волн на отдельных участках границы М и модельные плотности. По вычисленным коэффициентам линейной регрессии установлено взаимно-однозначное соответствие «скорость-плотность» в диапазоне скоростей (7,75–8,5) км/с, вполне характерных для верхней мантии (Павленкова 2011):

$$\sigma_M(V) = 0{,}25 \times V_M + 1{,}3.$$

Установленная корреляционная зависимость обеспечивает внутреннюю согласованность между экспериментальными и расчетными данными по всей совокупности построенных нами сейсмоплотностных уральских разрезов и соответствует зависимости, полученной ранее по выборкам образцов горных пород ультраосновного состава (Крылов и др., 1990).

На рис. 2 (цветная вкладка) представлены двумерные модели скоростных разрезов земной коры и верхней мантии по десяти сейсмическим профилям. Разрезы от дневной поверхности до границы М построены способом сейсмической томографии по общей расчетной схеме алгоритма «Invers». Блочный разрез верхней мантии ниже границы М и до глубины 80 км построен по методу изостатической компенсации. На разрезах, наряду с плотностями, указаны скорости мантийных блоков (голубым цветом), соответствующие регрессионной зависимости «скорость-плотность». Над разрезами показаны тектонические структуры, вынесенные на профили в соответствии с цветовой шкалой схемы (см. рис. 1, *б*, цветная вкладка). Расчетное гравитационное поле моделей Δg на уровне дневной поверхности (красная кривая)

сопоставлено с профильными проекциями (синяя кривая) наблюденных аномалий Буге (см. рис. 1, *а*, цветная вкладка). Морфологическое сходство двух кривых вполне приемлемо на качественном уровне интерпретации.

Трехмерная сейсмоплотностная модель начального приближения

Двумерные скоростные и, соответствующие им, плотностные разрезы по десяти сейсмическим профилям формируют исходную базу данных трехмерной плотностной модели начального приближения. Сеточные «грид-файлы» с профильных разрезов форматируются в координатах цифрового планшета карты аномалий гравитационного поля. Граничные файлы образующих кривых задают положение каждого из профилей в площадном варианте. Таким образом учитывается взаимное расположение разрезов в пространстве и происходит переход от двумерного массива координат вдоль профильных сечений к трехмерному сеточному массиву координат объемной скоростной модели, по которому и восстанавливается геометрический макет пространственного сейсмического каркаса (рис. 3, *а*, цветная вкладка). Недостающие данные по скоростям восполняются интерполированными значениями между пространственноувязанными разрезами.

Были использованы три интерполяционные схемы пакета «Surfer»: метод ближайших соседей, метод обратных расстояний с большим (три и более) степенным показателем и метод триангуляции с линейной интерполяцией. Первые два метода сориентированы на восстановление пространственного положения локальных объектов, третий – на обрисовку протяженных линейных структур по их профильным подсечениям. Интерполяция выполняется по отдельным горизонтальным слоям. Мощности слоев определяются шагом дискретизации (100 м) по оси глубин. В горизонтальных плоскостях шаг интерполяции 1 км. Результатом интерполяции является четырехмерный массив послойных сеточных файлов (x, y, z, V), в котором каждому горизонтальному слою сопоставлена глубина, на которой он расположен. Данные за пределами контура интерполяции не учитываются.

Качество применяемых схем интерполяции оценивается по сопоставлению трехмерных интерполированных и исходных двумерных данных на профильных разрезах (рис. 3, *а*, *б*, цветная вкладка). «Точность» интерполяции определяется только шагом дискретизации и степенью влияния (перепадом плотности) соседних разрезов. В нашем случае расхождение между исходными и интерполированными значениями скорости для крайних профилей контура интерполяции (см. рис. 3, *а*, цветная вкладка): Агат-2 (1), Рубин-1 (5) и Красноленинский (8) не превышает пяти процентов для низов земной коры и верхней мантии и возрастает до десяти процентов для верхних, существенно неоднородных, частей скоростных разрезов. На рис. 3, *б* (цветная вкладка) представлены два вертикальных сечения сеточной 3D интерполированной скоростной модели вдоль фрагмента геотраверса Рубин-1 и сейсмического профиля ГСЗ – Красноленинский. Их незначительное отличие от начальных двумерных разрезов связано с особенностями послойной схемы линейной интерполяции по редкой сети узловых точек исходных данных.

По значениям интерполированных скоростей и той же регрессионной зависимости «скорость-плотность» восстанавливается трехмерная плотностная модель начального приближения. Цветовая шкала «скорость-плотность» на рис. 3 (цветная вкладка) демонстрирует результат решения линейной обратной задачи гравиметрии по исходным сейсмоплотностным разрезам.

Использование двумерных плотностных моделей для перехода к трехмерной конфигурации не требует высокоточного подбора гравитационного поля по отдельно взятым профилям. Вполне достаточно качественного совпадения расчетного поля разреза с реальной проекцией на профиль трехмерных аномалий наблюденного поля. Важно другое. При объемном моделирова-

нии интерпретатор решает две принципиальные задачи: корректное восстановление формы основных аномалиеобразующих объектов в межпрофильном пространстве и устранение краевого эффекта затухания 3D-модельного поля за пределами исследуемого региона.

В силу объективной ограниченности информационной базы геолого-геофизических данных невозможно воссоздать реальную конфигурацию аномальных объектов в трехмерном пространстве по разрозненным профильным подсечениям. Как следствие, неизвестны и поправки в гравитационный эффект за трехмерное распределение плотности. Для изометрических тел приповерхностного залегания этот поправочный коэффициент весьма значителен. Так в ходе вычислительных экспериментов для моделей глубинного строения земной коры северо-восточной части Восточно-Европейской плиты (Романюк, 1995) и северной части Среднего Урала (Дружинин и др., 2000) установлено, что поправка в гравитационный эффект за трехмерность модельных объектов достигает на некоторых профилях 100 и более процентов. Хотя подобные количественные оценки, на наш взгляд, кажутся несколько завышенными, подобное обстоятельство требует ревизии устоявшейся методики трехмерного моделирования с использованием профильных данных.

Аномальные гравитационные эффекты вычисляются на уровне фонового поля «нормальной» модели, плотность которой считается постоянной. Это либо нулевая (Страхов, Романюк, 1984; Романюк, 1995), либо средневзвешенная (Мартышко и др., 2011б), либо максимальная плотность мантийных блоков (Куприенко и др., 2007). В таком случае игнорируется постоянная составляющая расчетного уровня поля, и возникает проблема сопоставления разноглубинных сегментов сводной плотностной модели. Для исключения краевого эффекта затухания фонового поля необходимо адекватное пространственное продолжение аномалиеобразующих масс за внешние границы модельной области. Один из способов продолжения – увеличение длин расчетных профилей для двумерных плотностных моделей (Дружинин и др., 2000). Если доступна информация для более обширного региона, то это снимает часть вопросов, хотя и значительно увеличивает объем подготовительных вычислений. Однако удлинение профилей не решает проблему в трехмерном варианте. В условиях практического отсутствия информации о глубинном строении необходимо выполнить параметризацию масс законтурных блоков с привязкой к профильным значениям. Подобная процедура трудно формализуема и, даже в случае ее успешной реализации, приводит к перекосу фонового поля и образованию ложных краевых аномалий по контуру модельного планшета.

Корректное решение прямой трехмерной задачи гравитационного моделирования требует обязательного учета единого (переменного) регионального гравитационного фона для всей территории исследования. Этот уровень меняется не только от разреза к разрезу, но и принципиально отличается для фрагментарных участков различных плотностных сегментов. Поскольку поле отдельно взятого фрагмента вычисляется с точностью до постоянной составляющей, то возникает проблема сопоставления гравитационных аномалий от разноглубинных слоев и блоков сводной плотностной модели. Послойная организация сеточных «грид-файлов» интерполированной плотности позволяет автоматизировать алгоритм требуемых вычислений. В качестве фоновой плотности «нормальной» модели плоского слоя принимается плотность, зависящая только от глубины. Ее можно получить, усредняя сеточные функции интерполированной плотности по каждому слою цифрового «куба». Такую плотность условно можно назвать «гидростатической». Для каждого гипсометрического уровня z_K по плотностной матрице $\sigma_K(x.y)$ вычисляются значения средних σ_{0K}. Полученная совокупность средних σ_{0K} приравнивается к распределению зависящей только от глубины гидростатической плотности $\sigma_0(z)$, которая и

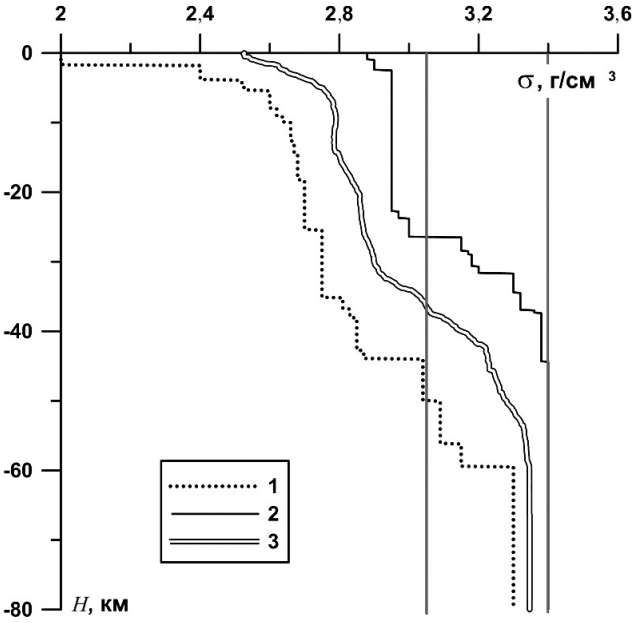

Рис. 4. Графики зависимости от глубины плотности в слое для 3D модели начального приближения:
1 – минимальной; 2 – максимальной; 3 – средней.
Вертикальными линиями показаны значения средневзвешенной (до глубины 80 км) и максимальной плотности мантийных блоков

принимается за плотность относимости нормальной модели. На рис. 4 показан закон изменения с глубиной минимальных, средних и максимальных значений плотности, рассчитанных по слоям цифрового куба 3D плотностной модели начального приближения.

Средняя плотность, в основном, повторяет закономерности в распределении максимальных и минимальных значений: резкое нарастание плотности в приповерхностной части разреза до глубины 5–8 км (влияние четвертичных отложений) и в зоне перехода кора-мантия на глубинах 40–50 км; слабоградиентная изменчивость в консолидированной части средней и нижней коры; ступень – при переходе к плотным мантийным блокам. Сравнительно с редукцией на любую постоянную плотность «нормальной» модели, надгидростатические добавки избыточной плотности имеют существенно меньшую амплитуду и минимизируют компенсационные составляющие расчетного уровня фона разноглубинных аномалий.

На рис. 5 (цветная вкладка) иллюстрируется результат решения прямой трехмерной задачи гравиметрии для модели плоского слоя до глубины 80 км. Программа вычислений «3D_s CALC» составлена на основе «быстрых» алгоритмов и обладает высокой производительностью (Мартышко др., 2013б). Так для модели сеточного куба размером 1336×969×80 узлов время расчета поля на сетке 1336×969 не превышает четырех часов на стандартном процессоре с тактовой частотой до 3 ГГц (при параллельной программной реализации с вычислением на 1 GPU NVidia Titan Black – 18 минут).

Выявленное морфологическое отличие модельного поля от поля наблюденных гравитационных аномалий подчеркивает несогласие исходных 2D- и построенных 3D-моделей интерполированной плотности. Хотя в окрестности профилей, например, Кварц (3) Сыктывкарский (6) и Рубин-2 (9) это отличие минимально. Норма изменения амплитуд разностного поля служит критерием точности построения сейсмоплотностной модели начального приближения. И как следует из модельных расчетов, ее относительная величина, сравнительно с нормой амплитуд наблюденного поля, достигает 100 процентов (см. рис. 5, цветная вкладка). Обозначенная проблема не является фатальной, но свидетельствует лишь о низкой информативности интерполированной плотностной модели, построенной по редкой сети профильных разрезов. Сгущение сети сейсмических наблюдений, равно как и привлечение дополнительных данных других геофизических методов в локально одномерном варианте, сможет несколько повысить качество плотностной модели начального приближения, но не может кардинально решить проблему. Итоговый вариант плотностной модели гораздо надежнее строить по разработанной нами технологии трехмерного сеточного гравитационного моделирования. Разностное поле (невыбранных остатков гравитационных аномалий) служит исходной информацией при решении линейной и нелинейной обратных задач гравиметрии на завершающем этапе построения трехмер-

ных плотностных моделей, удовлетворяющих наблюденному полю. Этот вопрос пока не входит в рамки настоящей работы, но, тем не менее, уже имеющийся материал достаточно полно освещает проблему решения практических задач методом гравитационного моделирования.

Еще раз следует подчеркнуть, что способ организации начальных данных в формате трехмерной модели послойных сеточных функций способствует рационализации вычислительных процессов и разработке новых технологий. Все этапы подготовительных и промежуточных расчетов выполнены на основе оригинальных авторских алгоритмов, адаптированных для решения прямых задач гравиметрии на неравномерных сетках большой размерности (Мартышко и др., 2013б). Параллельные алгоритмы полнопоточных вычислений интегрированы в программный модуль решения прямой задачи в рамках единого технологического проекта.

Заключение

Построение трехмерных плотностных моделей по профильным данным глубинных сейсмических зондирований и заданным на площади аномалиям наблюденного гравитационного поля составляет предмет сейсмоплотностного моделирования. Предложена технология преобразования скоростных разрезов в двумерные плотностные матрицы. Разработан алгоритм трансформации двумерных числовых массивов в формат послойных сеточных функций трехмерного плотностного куба. Решения в сеточном формате позволяют в реальном времени воспроизвести достаточно большое количество вариантов 2D плотностных моделей вдоль сейсмических профилей. Уже на первоначальном этапе анализа построенных моделей просматриваются общие и отличительные признаки распределения взаимоувязанных плотностных и скоростных параметров по глубине. По верхней части земной коры уверенно трассируются зоны сочленения Северного Урала, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плиты. Значимые оценки получены и для усредненной плотности мантийных блоков в пределах указанных структур.

На сейсмических разрезах выделены опорные границы, характеризующие поверхность фундамента под осадочными бассейнами, подошву земной коры (границу Мохоровичича), а также внутрикоровые поверхности. Эти данные позволяют получить более детальные карты поверхностей фундамента и Мохо, а также базальтового слоя для всей приарктической части Уральского региона. Кроме того, полученные разрезы использованы для построения начальной модели объемного распределения плотности для трехмерного гравитационного моделирования на сетках большой размерности.

Интерпретация первичных данных ГСЗ с единых методических позиций и применение методов трехмерной интерпретации гравитационного поля, основанных на оригинальных устойчивых алгоритмах и современных компьютерных технологиях сеточного моделирования, позволила значительно повысить детальность геофизических моделей литосферы приполярной и полярной части Уральского региона. Результаты гравитационного экспресс – моделирования по сеточной технологии – позволили уже на этапе построения моделей начального приближения выделить ряд характерных особенностей в распределении взаимоувязанных плотностных и скоростных параметров в земной коре и верхней мантии в зонах сочленения Урала, Тимано-Печорской и Западно-Сибирской плит.

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

Литература

Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России. Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год». СПб.: электронное издание Роснедра ВСЕГЕИ, 2013. http://www.vsegei.ru/ru/info/seismic/.

Башилов В.И. Карты тектонического районирования Тимано-Печорской плиты // Проблемы эволюции тектоносферы. 1987. С. 126–146.

Бызов Д.Д., Цидаев А.Г. Методика построения 2D плотностной модели верхней мантии с учетом условия изостатической компенсации на глубине // Уральский геофизический вестник. 2015. №1 (25). С. 33–36.

Вольвовский Б.С. Беляевский Н.А., Вольвовский И.С., Егоркин А.В., Полшков М.К., Попов Е.А., Чернышов Н.М. Строение земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Воронежский массив – Полярный Урал // Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1978. С. 154–156.

Галдин Н.Е. Физические свойства глубинных метаморфических и магматических пород при высоких давлениях и температурах. М.: Недра, 1977. 127 с.

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

Дружинин В.С., Карманов А.Б. Изучение строения земной коры северо-западной части Западно-Сибирской плиты // Советская геология. 1985. № 9. С. 39–48.

Дружинин В.С., Автонеев С.В., Шарманова Л.Н., Турыгин Л.В. Глубинное строение Северного Урала по Красноленинскому профилю ГСЗ // Отечественная геология. 1990. № 9. С. 79–82.

Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Начапкин И.И., Бахвалов А.Н. Разработка методики объемного моделирования верхней части литосферы Урала // Уральский геофизический вестник. 2000. № 1. С. 56–60.

Дружинин В.С., Мартышко П.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю. Схема тектонического районирования Уральского региона на основе геолого-геофизической информации о строении верхней части литосферы // Отечественная геология. 2013. № 1. С. 43–58.

Дружинин В.С., Ракитов В.А., Осипов В.Ю., Начапкин Н.И., Недядько В.В. Строение земной коры Полярного сектора Уральской складчатой системы по данным ГСЗ // Геология и геофизика. 2014а. Т. 55. № 3. С. 498–505.

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, 2014б. 226 с.

Золотов Е.Е.,Недядько В.В., Чернышев Ю.Г., Гречишников Г.А., Егоркин А.В., Ломова Т.А., Пономарев С.Ф., Ракитов В.А., Рыжкова И.А. Строение консолидированной коры и верхней мантии вдоль Полярно-Уральского трансекта // Тезисы докладов Десятых геофизических чтений им. В.В. Федынского. М.: Центр «ГЕОН», 2008. С. 20–21.

Егоркин А.В., Зюганов С.К., Павленкова Н.И. Результаты исследований структуры литосферы на профилях в Сибири // Геология и геофизика. 1988. № 5. С. 120–128.

Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР / Отв. ред. В.В. Белоусов, Н.И. Павленкова, Г.Н. Квятковская. М.: Наука, 1991. С. 67–95.

Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наукова Думка, 1989. 246 с.

Крылов С.В., Брыскин А.В., Тен Е.Н. Упругие свойства силикатных минералов и кристаллических горных пород для изотропной модели // Геология и геофизика. 1990. № 12. С. 101–113.

Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Сергеев В.Н., Шелудько И.Ф., Тен Е.Н., Кульчинский Ю.В., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С., Соловьев В.М., Суворов В.Д. Детальные сейсмические исследования литосферы на *P*- и *S*-волнах. Новосибирск: ВО «НАУКА», 1993. 199 с.

Кузнецов В.Л., Сальников А.С., Канарейкин Б.А., Титаренко В.В. Палеозой западной сибири в свете глубинных сейсмических исследований // Геофизика. 2010. № 1. С 16–22.

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.

Ладовский И.В., Мартышко П.С., Дружинин В.С., Бызов Д.Д., Цидаев А.Г., Колмо-

горова В.В. Методика и результаты объемного сейсмоплотностного моделирования глубинного строения земной коры и верхней мантии на примере среднеуральского сегмента // Уральский геофизический вестник. 2013. № 2 (22). С. 31–45.

Мартышко П.С., Кокшаров Д.Е. Об определении плотности в слоистой среде по гравитационным данным // Геофизический журнал. Т. 27. № 4. 2005. С. 678–684.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г. Построение региональных геофизических моделей на основе комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических данных // Физика Земли. № 11. 2010. С. 23–35.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Особенности построения плотностных моделей при условии их изостатической уравновешенности // Материалы VI научных чтений памяти Ю.П. Булашевича с международным участием. Екатеринбург: УрО РАН, 2011а. С. 246–248.

Мартышко П.С., Дружинин В.С., Начапкин Н.И., Осипов В.Ю., Федорова Н.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., 2011б. 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(19). 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 // ДАН. 2013б. Т. 450. № 6. С. 702–707.

Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. Об устойчивых методах интерпретации данных гравиметрии // ДАН. 2016. Т. 471. № 6. С. 1–4.

Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты / Под ред. В.С. Суркова. М.: Недра, 1986.

Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф., Крылов С.В. Использование линеаризованной обратной кинематической задачи для двумерных полей рефрагированных волн // Численные методы в сейсмических исследованиях. Новосибирск: Наука, 1983. С. 140–152.

Новоселицкий В.М. К теории определения изменения плотности в горизонтальном пласте по аномалиям силы тяжести // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1965. № 5. С. 25–32.

Павленкова Г.А. Новые данные о структуре земной коры и верхов верхней мантии по профилю Кварц // Разведка и охрана недр. 2000. № 2. С. 11–15.

Павленкова Г.А., Павленкова Н.И. Результаты совместной обработки данных ядерных и химических взрывов по сверхдлинному профилю «Кварц» (Мурманск-Кызыл) // Физика Земли. 2008. № 4. С. 62–73.

Павленкова Н.И., Егорова Т.П., Старостенко В.И., Козленко В.Г. Трехмерная плотностностная модель литосферы Европы // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 4. С. 3–23.

Павленкова Н.И. Реологические свойства верхней мантии северной Евразии и природа региональных границ по данным сверхдлинных сейсмических профилей // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 9. С. 1287–1301.

Пашкевич И.К., Шаров Н.В., Савченко А.С., Старостенко В.И. Трехмерная геолого-геофизическая модель литосферы центральной части Карельского кратона // Геофизический журнал 2014. Т. 36. № 6. С. 58–78.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья. Актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении. Уфа: ООО Дизайн-ПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Романюк Т.В. Сейсмоплотностное моделирование коры и верхней части мантии

вдоль геотраверса «КВАРЦ» // Физика Земли. 1995. № 9. С. 11–23.

Садовский М.А., Нерсесов И.Л., Писаренко В.Ф. Иерархическая дискретная структура литосферы и сейсмический процесс. Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 182–191.

Сажнова И.А., Иванов К.С., Кормильцев В.В., Федоров Ю.Н., Пономарев В.С. Структурно-формационные зоны доюрского основания западной части Западно-Сибирской платформы (в пределах Ханты-Мансийского автономного округа) // Литосфера. 2006. № 2. С. 176–180.

Соболев И.Д. Тектоническая схема Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала. М 1:2500 000 // Геология СССР. Т. XII. Приложение. М., 1968.

Соболев И.Д., Автонеев С.В., Белковская Р.П., Петрова Т.Ю., Сюткина Р.А. Тектоническая карта Урала масштаба 1:1000 000, объяснительная записка. Свердловск, 1983. 168 с.

Страхов В.Н., Романюк Т.В. Восстановление плотностей земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ и гравиметрии // Физика Земли. 1984. № 6. С. 44–63.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1993. С. 85–90.

Сурков В.С., Кузнецов В.Л., Старосельцев В.С., Сальников А.С. Сейсмическая томография при изучении земной коры Сибири // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 117–123.

Тимонин Н.И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 239 с.

Удоратин В.В. Новые данные о структуре земной коры юга Тимано-Печорской провинции по материалам МОВЗ // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов: Материалы всероссийской конференции с международным участием. Архангельск, 2004. Т. 2. С. 307–310.

Федорова Н.В., Колмогорова В.В., Ладовский И.В. Геофизические модели строения земной коры по Красноленинскому профилю // Уральский геофизический вестник. 2010. № 1(16). С. 59–68.

Цирульский А.В., Бахтерев Д.В. К вопросу об эквивалентности для областей с кусочно-аналитической границей и переменной плотностью // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1991. № 1. С. 113–118.

К статье: Ладовский И.В., Мартышко П.С., Федорова Н.В., Колмогорова В.В. – «Опыт построения трехмерной сейсмоплотностной модели по скоростным разрезам ГСЗ»

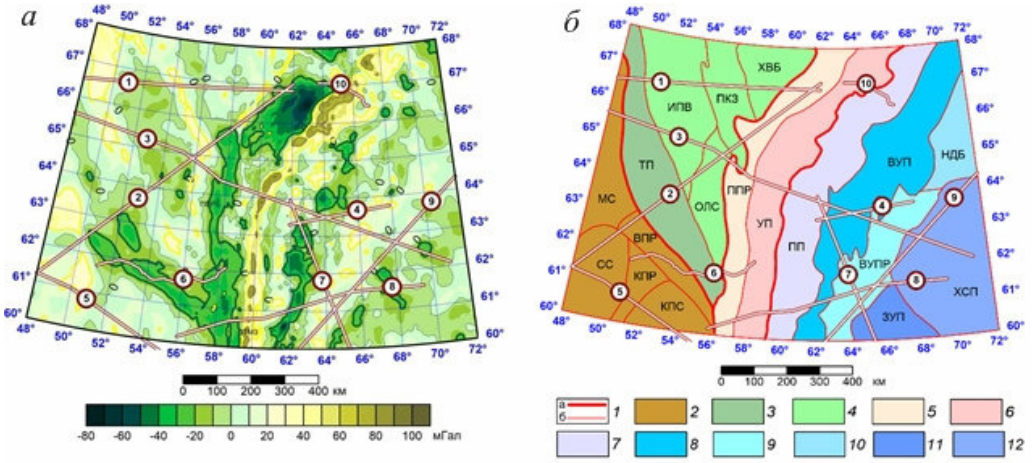

Рис. 1. Карта аномалий гравитационного поля (а)
и положение профилей ГСЗ-МОВЗ на тектонической схеме Урала и
его платформенного обрамления (б).

Условные обозначения: Геотраверсы и профили ГСЗ, МОВЗ (оконтуренные номера): Агат-2 (1), Глобус (2), Кварц (3); Верхненильдино–Казым (4), Рубин-1 (5), Сыктывкарский МОВЗ (6), Северная Сосьва–Ялуторовск (7), Красноленинский (8), Гранит–Рубин-2 (9), Полярно-Уральский трансект (10);

Тектоническая схема: *1* – обобщенные границы надпорядковых структур (а), границы структур первого (и второго) порядка (б); *2* – **Восточно-Европейская платформа (ВЕП)** в составе: Мезенская синеклиза (МС), Вычегодский прогиб (ВПР), Сысольский свод (СС), Кожимский прогиб (КПР), Коми-Пермяцкий свод (КПС); **Тимано-Печорская плита (ТПП)** в составе (*3–4*): *3* – Тиманское поднятие (ТП); *4* – Печорская синеклиза (ПС) в составе: Ижма-Печорская впадина (ИПВ), Печоро-Колвинская зона (ПКЗ), Хорейверский бассейн (ХВБ), Омра-Лузская седловина (ОЛС); **Уральская складчатая система (УСС)** в составе (*5–6*): *5* – Предуральский краевой прогиб (ППР); *6* – Уральское поднятие (УП); **Западно-Сибирская плита (ЗСП)** в составе (*7–11*): *7* – Приуральский (Тагильский) прогиб (ПП); *8* – Восточно-Уральское поднятие (ВУП); *9* – Восточно-Уральский прогиб (ВУПР); *10* – Зауральское поднятие (ЗУП); *11* – Хантымансийское срединное поднятие (ХСП); *12* – Надымский блок.

Карта гравитационных аномалий миллионного масштаба составлена по опубликованным материалам В.С. Дружинина (Дружинин и др., 2014б); сводная схема тектонического районирования – по фрагментам соответствующих карт Тиманского, Уральского и Сибирского регионов (Тимонин, 1998;Соболев, 1968; Соболев и др., 1983; Мегакомплексы … , 1986; Сурков, Жеро, 1993; Сажнова и др., 2006; Пучков, 2010)

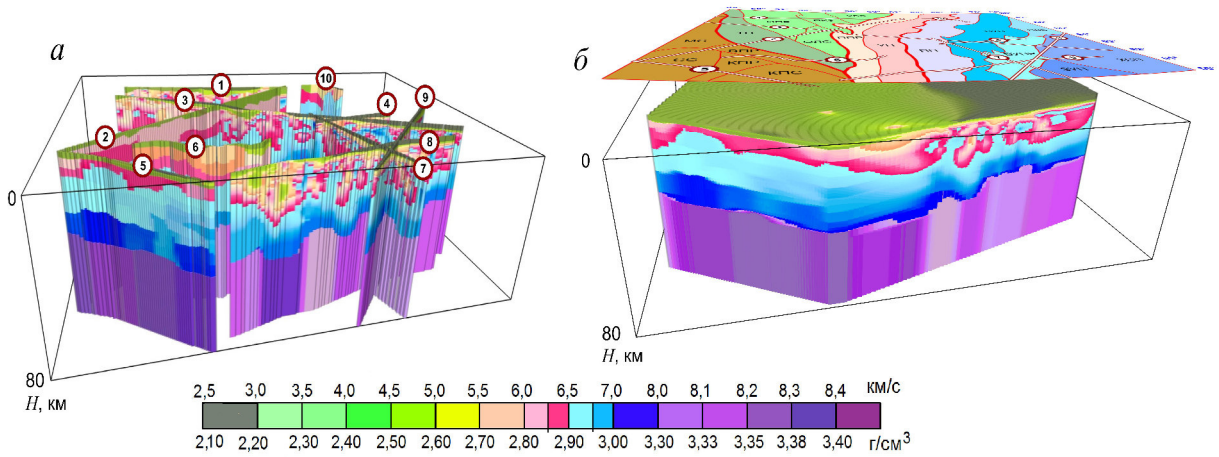

Рис. 3. Пространственное положение скоростных разрезов (*а*) и
3D начальная модель интерполированных значений плотности (*б*).
Привязка начальной модели к координатам площади выполнена по карте гравитационного поля.
Обозначение профилей см. на рис. 1

К статье: Ладовский И.В., Мартышко П.С., Федорова Н.В., Колмогорова В.В. – «Опыт построения трехмерной сейсмоплотностной модели по скоростным разрезам ГСЗ»

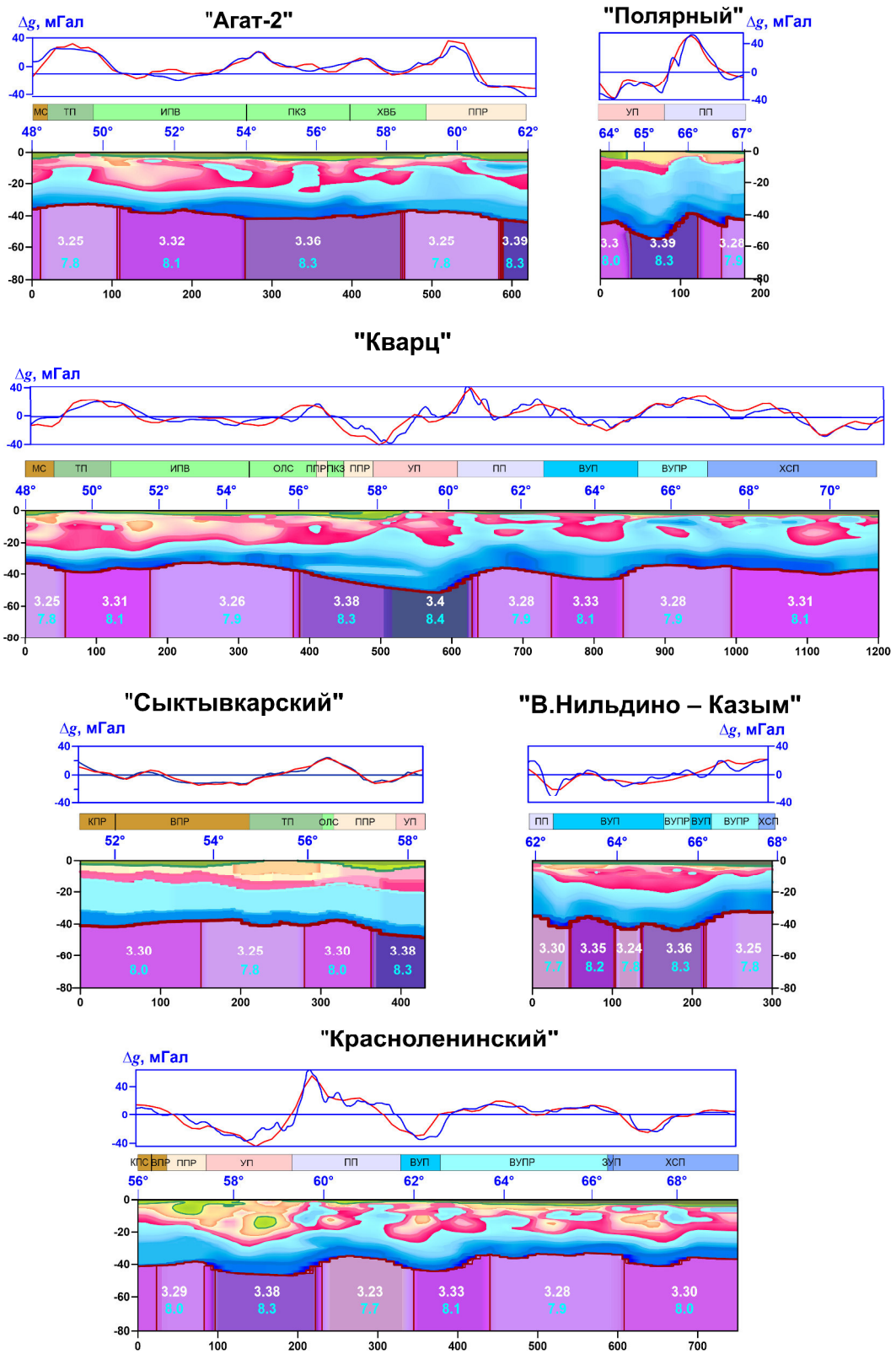

Рис. 2. (начало). Скоростные разрезы по профилям ГСЗ, МОВЗ, до глубины первого регионального уровня изостатической компенсации. Над разрезами показаны тектонические структуры и аномалии гравитационного поля, спроектированные по направлению профилей

К статье: Ладовский И.В., Мартышко П.С., Федорова Н.В., Колмогорова В.В. – «Опыт построения трехмерной сейсмоплотностной модели по скоростным разрезам ГСЗ»

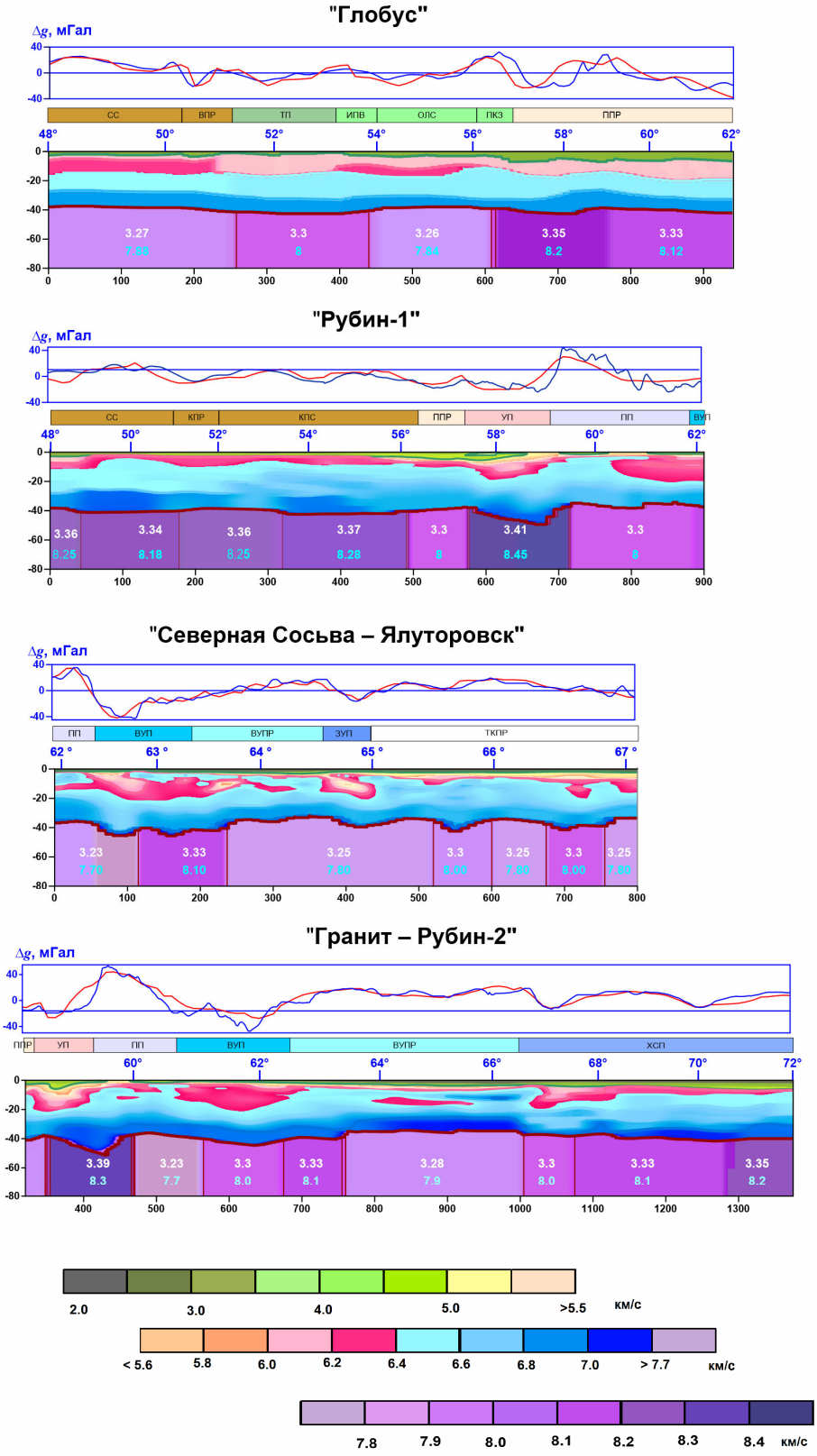

Рис. 2. (окончание). Скоростные разрезы по профилям ГСЗ, МОВЗ.
Под разрезами указана шкала градации коровых и мантийных скоростей

К статье: Ладовский И.В., Мартышко П.С., Федорова Н.В., Колмогорова В.В. – «Опыт построения трехмерной сейсмоплотностной модели по скоростным разрезам ГСЗ»

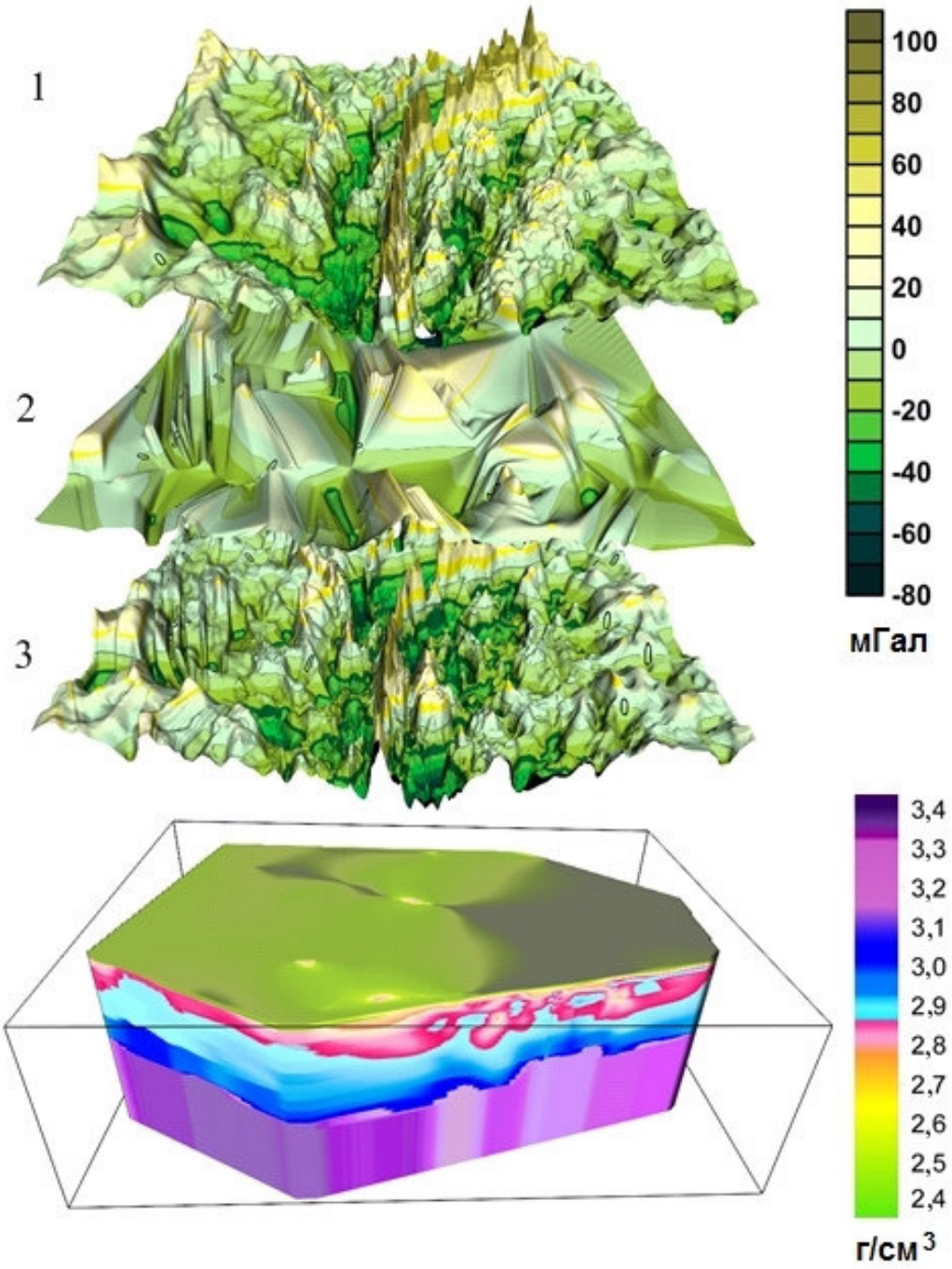

Рис. 5. Прямая задача гравиметрии для сеточных матриц
3D плотностной модели начального приближения:
1 – наблюденное поле; 2 – модельное поле;
3 – разность наблюденного и модельного полей (остаточное поле)