

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ. МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

УДК 550.83

ТРИ ОБРАЗА МЫШЛЕНИЯ И ТРИ ПОДХОДА К ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

А.М. Петрищевский

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН,
ул. Шолом-Алейхема 4, г. Биробиджан, 679016,
e-mail: petris2010@mail.ru

Анализируются идеология, технологические особенности и геологические возможности трех основных подходов к интерпретации гравитационных аномалий: математического алгебраического, физико-геологического и статистического. Математическое усложнение решений обратных некорректных задач гравитационного потенциала далеко не всегда обеспечивает получение однозначного отображения геологического строения сложных сред. Однако наиболее резкие черты их строения можно обнаруживать и описывать в пространстве с помощью формализованных статистических процедур, использующих аналитические связи элементарных гравитационных аномалий с параметрами простых возмущающих источников. Использование статистических образов геологических тел и структур в качестве моделей нулевого приближения при плотностном моделировании существенно сужает область эквивалентности (неоднозначности) решений.

Ключевые слова: гравитационное моделирование, земная кора, верхняя мантия.

Введение в проблему

Интерпретация гравитационных аномалий – это обширное поле изобретательной деятельности, проводимое широкими пределами эквивалентности обратных задач гравитационного потенциала и высокой неоднозначностью их решений в сложных геологических средах. Однозначные решения обратных задач гравитационных задач возможны только в ограниченном числе случаев, например:

1. Построение рельефа одной плотностной границы с известной избыточной плотностью, имеющей выход на поверхность Земли или вскрытой бурением.

2. Определение параметров вертикального блока или уступа на поверхности слоя.

3. Определение избыточной массы и положения сингулярных (особых) точек плотностных неоднородностей, в первую очередь – центров возмущающих масс [23, 28]. Для источников, удовлетворяющих условию $Z > 0,5D$ (Z – глубина до поверхности тела, D – его горизонтальные размеры), точность нахождения центров масс не превышает 30% [31]. Для любых тел, удовлетворяющих условию: $2 > H/D > 0,5$ (H – вертикальная мощность тела), глубина залегания центра масс с точностью 10% совпадает с его геометрическим центром [5]. При понижении точности вычислений до 30% пределы эквивалентности расширяются до $4 > H/D > 0,25$ [31].

Все решения предполагают отсутствие влияния других источников гравитационных аномалий в окружающем геологическом пространстве, а если оно есть, то должно быть исключено из расчетов какими-либо способами (геологическим редуцированием аномального

гравитационного поля; фильтрациями; линейными или частотными трансформациями). В районах проявления разновозрастного и контрастного по вещественному составу магматизма, разнообразных метаморфических изменений пород и в сложно устроенных складчатых и аккреционных комплексах априорные условия гравитационного моделирования тектонических и магматических структур сводятся к минимуму. Чаще всего это приближительные стратиграфические оценки вертикальной мощности тектоно-формационных комплексов, их средневзвешенные плотностные характеристики, геоэлектрические, или сейсмические, границы в земной коре. Такие априорные условия способны выработать лишь начальные приближения к гравитационным моделям, однако однозначность и объективность последующих детализаций обратных задач оставляет желать лучшего.

Типичным примером поливариантного решения обратных задач гравитационного потенциала является плотностной разрез Алдано-Станового щита по профилю ГСЗ Джалинда-Улу [37]. В этом разрезе модель нулевого приближения (рис. 1б) приблизительно согласуется с сейсмическим разрезом, причем в его правой части региональный фон наблюдаемых гравитационных аномалий удовлетворительно совмещается с расчетной кривой от подошвы однородной по плотности литосферы (рис. 1а), т.е. существенные коровые неоднородности в правой половине разреза отсутствуют либо компенсируют друг друга. При последующих расчетах авторы демонстрируют две независимых плотностные модели: (1) от неоднородной литосферы, сложенной вертикальными блоками, и (2) суммарную модель горизонтально рас-

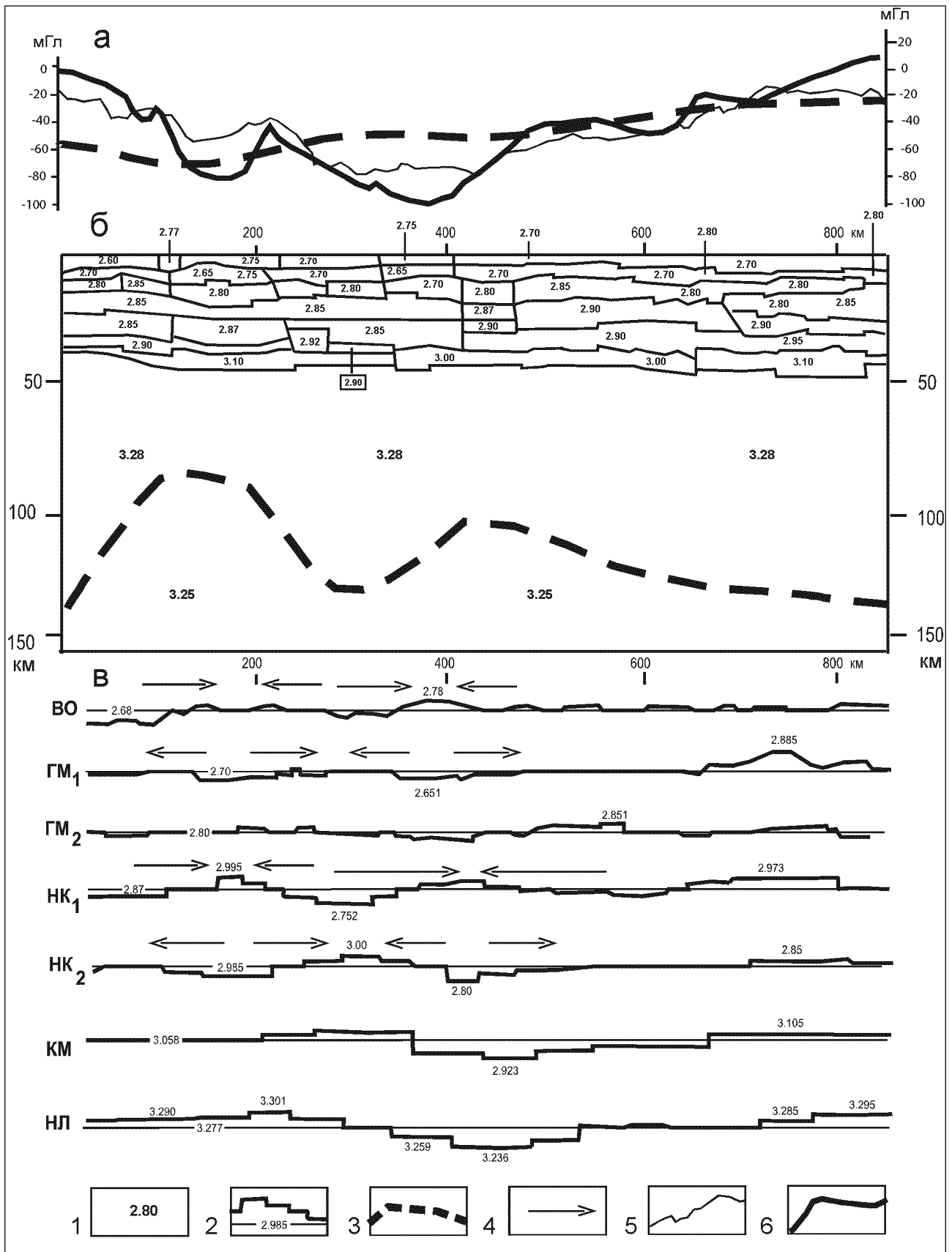


Рис. 1. Гравитационная модель литосферы Аднано-Стианового щита по сейсмическому профилю Джалинда-Улу [37]: а – аномалии Буге, б – нулевое приближение, в – послойное распределение плотности.

1 – плотность блоков, $г/см^3$; 2 – кривые плотности слоев и линия средней плотности слоя; 3 – подошва литосферы и соответствующая ей гравитационная аномалия (рассчитана А.М. Петрищевским); 4 – направление увеличения плотности в слоях; 5–6 – наблюдаемая (5) и расчетная суммарная (6) кривые аномалий Буге. Наименования слоев: ВО – вулканогенно-осадочный, ГМ – гранитно-метаморфический, НК – нижнекоровый, КМ – корово-мантийный, НЛ – нижний литосферный

слоенной тектоносферы до глубины 150 км, учитывающую латеральные вариации плотности в каждом из слоев. Обе модели на 99% согласуются с наблюдаемой кривой. В итоговой модели гравитационные эффекты коровых и мантийных структур причудливым образом накладываются друг на друга в различных сочетаниях и чрезвычайно раздробленный разрез представляет собой взаимно скомпенсированный набор плотностных неоднородностей как в вертикальной плоскости, так и по латерали (рис. 1в). На основании таких построений к плотностной модели подгоняются ранее известные выводы о рифтогенных растяжениях в разных слоях земной коры и верхней мантии, а неоднородности, компенсирующие друг друга по вертикали, интерпретируются как зоны «инверсии плотностей» [37]. Не лучшим, в смысле однозначности, образом выглядят гравитационные модели Западно-Тихоокеанской переходной зоны «континент-океан» [21], в которой изначально заложенная в модель субдуцирующая Тихоокеанская плита компенсируется снизу и сверху искусственными неоднородностями с нужной, для подтверждения субдукции, плотностью.

Понятно, что далеко не всех устраивают такие модели, и гравиразведчики Дальневосточного региона ищут другие пути изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии.

В этой статье предпринимается попытка обратить внимание на три основных и наиболее часто встречающихся подхода к интерпретации гравитационных аномалий, каждый из которых характеризуется своей идеологией, математическим обоснованием и возможностями получения новой объективной геологической информации.

Математическое мышление

Гравиразведчики с математическим мышлением, представляющие элиту в обширном сообществе интерпретаторов гравитационных аномалий, в своих исследованиях нацелены на разработку теоретических основ и математических решений обратных задач. По их мнению, разработка и совершенствование алгоритмов – это ключ к приближению модельных отображений к реальным свойствам среды.

К настоящему времени разработано огромное количество методов, направленных на определение особых точек, внешних границ и внутренней неоднородности ограниченных в однородном пространстве объектов либо небольшой их совокупности. К ним относятся разнообразнейшие варианты решений систем линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) [45, 46, 48, 57], вейвлет-преобразования для параметризации источников гравитационных аномалий [13–15, 35, 40], построение функций локализации источников [17, 56], векторное сканирование горизонтальных и вертикальных градиентов аномального гравитационного поля [6, 38], локализация особых точек плотностных неоднородностей по точкам ветвления функций аналитических продолжений поля в нижнее полупространство [3], применение цепных дробей при продолжении полей [18], методы с использованием аппарата теории функций комплексного переменного (ТФКП) для локализации сингулярных точек плот-

ностных неоднородностей [48, 52, 53] и многие-многие другие. При решении итерационных прямых задач наиболее широко используются монтажный принцип расчетных процедур и сеточные модели с истокообразной аппроксимацией элементарных ячеек геологического пространства в разных постановках [1, 13, 14, 26, 39, 48, 59], в том числе с разделением источников на разных глубинах [27] и разноуровневые аппроксимации с фрактальным подходом [39, 16]. По мнению академика В.Н. Страхова [47], новые решения СЛАУ и сеточные модели останутся в ближайшем будущем центральными темами в теории и практике интерпретации гравитационных аномалий.

Одной из важнейших проблем при интерпретации гравитационных аномалий сложно построенных сред является преодоление, точнее – ослабление неустойчивости обратных задач, основанное на регуляризации их решений, т.е. приведении решений к виду, когда малые изменения входных данных не приводят к большим изменениям выходного функционала. На протяжении многих лет (1980–2000) при построении гравитационных моделей, основывающихся на сейсмических разрезах, в России широко использовалась классическая «тихоновская» регуляризация [42, 51], основанная на минимизации расхождений прямого и обратного функционалов в итерационном процессе. Недавно (в 2007 г.) В.Н. Страхов назвал такую регуляризацию абсурдной. Действительно, конечный результат такого приведения задачи к внешне устойчивому виду целиком зависел от выбора модели нулевого приближения («что заложишь – то и получишь») и мало продвигал исследователей к новым геологическим результатам. Новая стратегия регуляризации СЛАУ с приближенными данными – плотно заполненными входными матрицами большой размерности [48] – использует методы непараметрической регуляризации с множителем Лагранжа, разложением Холецкого, трансформациями Гаусса и технологию последовательного умножения полиномов. Существуют разработки [57], значительно усложняющие процесс регуляризации решений СЛАУ с плохо обусловленными матрицами методами ортогонализации, биортогонализации и минимизации итераций. В качестве новой процедуры регуляризации предлагается [24, 25] метод послойного введения локальных поправок с поэтапным выбором устойчивых решений обратной задачи при построении границ раздела. Идеологически близкими к нему являются нерегуляризованные методы послойного плотностного моделирования в двумерной [37] и трехмерной [9, 10] постановках.

По мнению автора этой статьи, безусловно, значимые в математическом смысле регуляризации решений некорректных обратных задач мало продвигают нас к реальным отображениям сложных геологических сред и новым геологическим результатам, поскольку в значительной мере они зависят от полноты априорной информации при выборе начальных приближений к моделям. Это признают и сами разработчики теории и методик интерпретации гравитационных аномалий: «эквивалентность, присущая обратным задачам гравимет-

рии...», часто приводит к «геологической бессодержательности попыток построения распределений плотностей... даже если сами такие приемы в вычислительном отношении совершенны» [20].

Идеологи и разработчики новых вычислительных схем нередко забывают (или замалчивают) то, что, по выражению академика С.В. Гольдина (математика и сейсморазведчика), «принципиально невозможно построить точную 3D-функцию (3D-распределение плотностей неоднородностей) по 2D-функции (гравиметрическая карта)» и соответственно – 2D-функцию (плотностной разрез) – по 1D-функции (кривая аномалий силы тяжести) без априорной информации. И даже в случае одного тела с известной избыточной плотностью можно говорить только об оконтуривании области инвариантных решений [15, 19]. А как быть с расшифровкой глубинного строения складчатых областей, где многослойные вулканогенно-осадочные комплексы образуют сложнейшие микститовые структуры, или вулканических поясов, где даже на поверхности Земли геологи не в состоянии пространственно дифференцировать сложные базальт–андезит–риолитовые ассоциации [49], плотность которых варьирует в широком диапазоне (от 2,50 до 2,85 г/см³)? – Абстрагированное от конкретных геологических условий математическое мышление и самые совершенные в математическом смысле программные комплексы в этих условиях просто бессильны, а результаты их реализации субъективны, поскольку в состоянии отражать лишь концептуальную основу модельных построений, зависящую от опыта и вкусов интерпретаторов. В частности, в случае нескольких элементарных тел (а часто их число измеряется сотнями), геологически бессмысленной является постановка смешанной обратной задачи гравитационного потенциала, когда в одном вычислительном процессе рассчитываются и границы и аномальная плотность элементарных тел без достаточной для этого информации [37, 21].

Под «точностью» моделирования обычно понимается квадратическое расхождение расчетных и наблюдаемых кривых (точность вычислений), которое в подавляющем большинстве случаев не имеет никакого отношения к точности определения границ или плотности исследуемых объектов. Широко распространенное заблуждение (особенно – у геологов) в том, что чем точнее осуществлен подбор кривых, тем точнее модель, игнорирует теоретические основы гравитационного моделирования в части эквивалентности и неустойчивости решений обратных задач гравитационного потенциала.

Пределы неопределенности в линейной обратной задаче существенно сужаются, если размеры тел зафиксированы по данным других методов или заданы регулярно в сеточных моделях, т.е. рассчитывается только избыточная плотность тел или структур. И наоборот – плотность аномального объекта (или нескольких однотипных объектов) известна и требуется определить только его (их) контуры (нелинейная задача). К сожалению, об этом нередко забывают, уповая на разделение и регуляризацию решений либо на физическую связь плотности со скоростью сейсмических волн [24, 27, 37], которая в обобщениях [50] характеризуется широкими пре-

делами, а применительно к конкретному району и разрезу часто бывает не исследована.

Итак, математически строгие алгоритмы с оптимизацией [47], адаптивизацией [40], регуляризацией [45, 46, 48, 57], или раздроблением [24, 25] решений – это лишь средство улучшения результата собственно гравитационного моделирования, но никак не гарантированный способ получения новой объективной геологической информации. Впечатляющие примеры решения неустойчивых задач [9, 10, 15, 25, 48] справедливы лишь для ограниченного числа тел, или контактных поверхностей, чаще – одной односвязной области плотностного пространства, что чрезвычайно редко встречается в реальных геологических условиях. К сожалению, в математических разработках новых методов интерпретации гравитационных аномалий далеко не всегда регламентируются и обобщаются геологические условия применимости предлагаемых расчетных процедур. Поэтому формальное применение сложных математических методов не специалистами в области интерпретации гравитационных аномалий (геологами-практиками и геофизиками других направлений) без учета специфики конкретных районов может приводить к искаженным или просто ошибочным представлениям о глубинном строении моделируемых геологических структур. Бывает и наоборот, когда положительные результаты сложных математических процедур геологически недооцениваются их разработчиками [56].

Универсальной схемы интерпретационного процесса не существует, и идея создания «принципиально новых компьютерных технологий, направленных на решение любых задач ... на единой аппроксимационной основе» [48, с. 244], представляется утопичной. Свойства и только свойства среды, а не математическая изощренность расчетных процедур, определяют возможности, геологическую достоверность и эффективность гравитационного моделирования сложных геологических тел и структур. У гравиразведчиков с математическим складом мышления всесторонний анализ свойств геологических сред обычно занимает второй план в разработках математических методов интерпретации гравитационных аномалий (либо вообще не оговаривается и не учитывается), хотя, из требований широкой практики, он всегда должен быть на первом плане.

Физико-геологическое мышление

Физико-геологический подход к интерпретации гравитационных аномалий был и остается преобладающим в геолого-геофизической практике. Эффективность этого подхода подтверждается многочисленными блестящими примерами его реализации, особенно – в поисково-разведочной практике и сейсмо-гравитационном моделировании простых слоистых сред в нефтегазовой геологии. Суть его состоит в непротиворечивом совмещении комплексных геолого-геофизических данных, составной частью которых является плотностная модель отображаемого геологического объекта (тектонической структуры, интрузивного или рудного тела, нефтегазовой залежи и др.). Основным содержанием процесса разработки физико-геологических гравитационных моделей является предварительный анализ всей имеющей-

ся информации об объекте моделирования, и на этой основе конструируется априорная концептуальная геолого-геофизическая модель. Изучаются и моделируются согласованные распределения разных физических и геохимических свойств среды, осуществляются подстановки элементов одних геофизических моделей в другие (чаще сейсмических – в плотностные); выполняются встречные преобразования магнитного и гравитационного полей с помощью оператора Пуассона. Конечным этапом интерпретационного процесса является решение прямой итерационной задачи гравиразведки по оконтуриванию модельных тел и (или) моделированию распределений плотности в изучаемом геологическом пространстве.

Эффективность и точность плотностного моделирования в этом случае целиком зависит от полноты априорной информации, в первую очередь – данных о плотности объекта (объектов) и вмещающей среды, а также от данных бурения и сопутствующих объекту других геофизических аномалий. В подавляющем числе случаев интерпретаторы физико-геологического направления оперируют простыми и понятными для широкого круга специалистов геологическими, петрофизическими и геофизическими описаниями модели, не прибегая к сложным математическим процедурам, определениям и терминам. Именно в этом направлении находят себя множество дилетантов, не «замораживающихся» пробле-

мами эквивалентности и неустойчивости решений обратных задач гравитационного потенциала. Основным средством убеждения в эффективности физико-геологических модельных решений является совместимость геофизических, петрофизических и геологических данных об объекте моделирования. Как правило, эти данные неоднородны по представительности и недоучет этого фактора нередко обуславливает включение в плотностную модель большого числа субъективно определяемых (внешне не обоснованных) элементов модели. Однако на это не обращается особого внимания, поскольку главной целью интерпретатора является не столько собственно плотностная модель, сколько создание образа непротиворечивого отображения геологического объекта в физических свойствах среды и соответствующих им геофизических аномалиях.

Поэтому внешне привлекательный, логичный и всесторонне обоснованный априорной информацией физико-геологический подход к интерпретации гравитационных аномалий далеко не всегда гарантирует получение реальных модельных отображений геологических тел и структур.

В качестве примера рассмотрим 3D-модель гранитных плутонов на южном фланге Верхояно-Колымской складчато-надвиговой системы (рис. 2). Гранитоиды обнажаются на поверхности Земли либо угадываются неглубоко по наличию интенсивных метасоматических

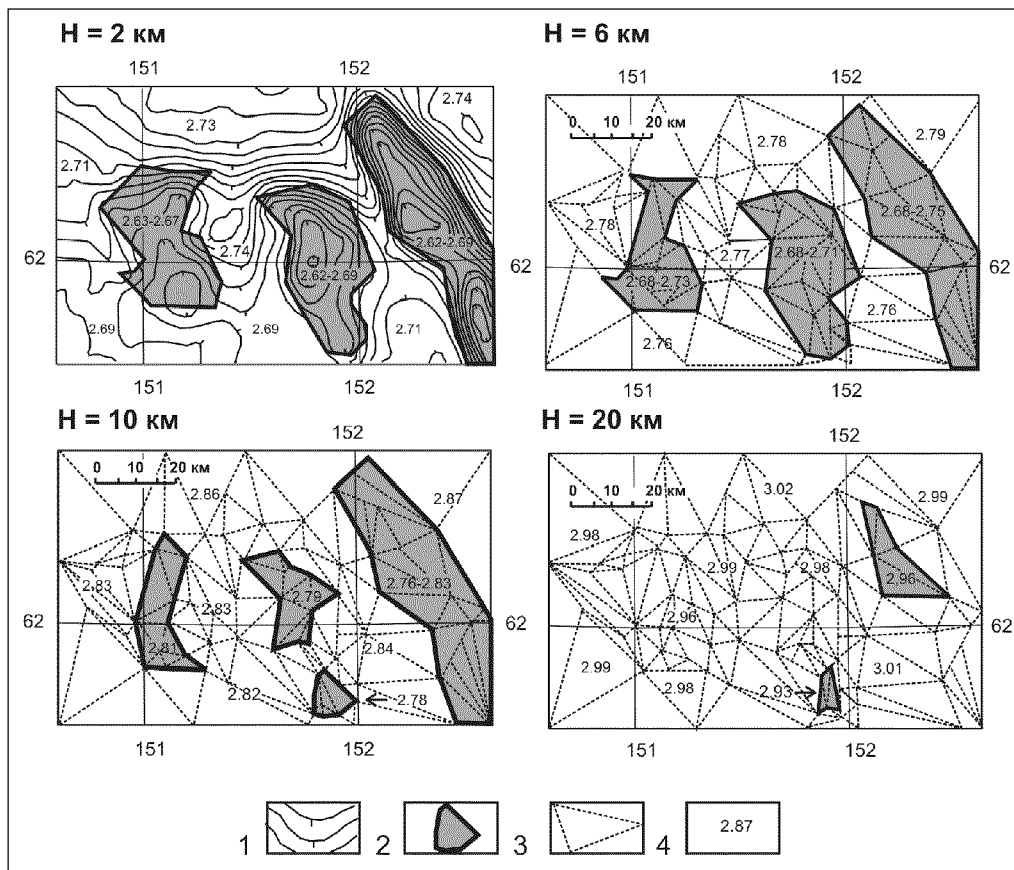


Рис. 2. 3D-модель гранитных плутонов на южном фланге Главного Колымского гранитоидного пояса [9].

1 – изоаномалы Буге; 2 – контуры гранитных тел в горизонтальных сечениях; 3 – проекции элементарных треугольных призм, замещающих геологическое пространство; 4 – средние плотности гранитов и вмещающих пород в горизонтальных срезах; Н – глубина среза

изменений во вмещающих породах [9]. Приповерхностные срезы гранитоидных тел точно вписываются в гравитационные минимумы (рис. 2а) и, казалось бы, нет никакой проблемы определения их границ в 3D-геологическом пространстве. Однако при подгонке параметров треугольных призм, аппроксимирующих гранитоиды, под наблюдаемые гравитационные аномалии, авторам модели [9] пришлось значительно варьировать их размерами и плотностью (рис. 2б–г) без каких-либо априорных предпосылок. Результатом таких вычислений явилась модель выклинивающихся с глубиной интрузивных тел, что типично для гранитоидов синвулканического происхождения. Но с таким же успехом здесь можно было бы получить модель гранитоидных тел с расширяющимися контурами на глубине, что типично для палингенных автохтонных гранитов. Картируемые на поверхности Земли интрузивные тела в этом случае представляли бы апикальные выступы палингенного батолита, занимающего всю исследуемую территорию ниже какой-то расчетной глубины (скорее всего, 6–8 км). Региональный тренд аномалий Буге в северном направле-

нии было бы легко снять трансформациями либо увязать с рельефом подошвы гранитного батолита.

Поскольку с гранитоидными процессами на этой территории связана оловянная, золоторудная и редкометалльная минерализация, вопрос о форме границ скрытых гранитоидных тел имеет здесь первостепенное значение при определении мест заложения поисковых скважин. Однако, несмотря на очевидную простоту априорных условий моделирования, эта задача здесь однозначно не решена. Для проверки исходной модельной концепции потребуется пробурить серию скважин (буровой профиль) в экзоконтакте одного из гранитоидных интрузивов.

Другим примером сложности физико-геологического подхода к интерпретации гравитационных аномалий является Вознесенский рудный район в юго-западном Приморье (Дальний Восток), в котором сосредоточено 95% запасов флюорита России. Здесь на протяжении 30 лет (1955–1985) безрезультатных поисков признаками флюоритовой и сопутствующей оловянной минерализации служили минимумы удельного электрического сопротивления, максимумы поляризуемости и знакопеременные (преимущественно – отрицательные) магнитные аномалии. При составлении физико-геологических плотностных моделей упор делался на совместимость этих признаков с локальными гравитационными максимумами. И только в начале 90-х гг. прошлого столетия в этом районе были выполнены комплексные петрофизические и геохимические исследования керна по плотной сети скважин (исследовано более 5000 образцов горных пород на площади менее 1 км²) [29, 30], которые обнаружили совершенно разную геологическую природу геоэлектрических, магнитных и гравитационных аномалий в рудных полях месторождений флюорита (рис. 3). Оказалось, что не минимумы, а максимумы удельных электрических сопротивлений в сочетании с максимумами плотности являются индикаторами флюоритовых залежей. А магнитные аномалии и аномалии поляризуемости, обусловленные постфлюоритовыми гидротермальными изменениями руд и вмещающих пород [29, 30], не имеют отношения к флюоритовой минерализации.

Таким образом, эффективность в высокой степени логичного физико-геологического подхода к интерпретации гравитационных аномалий целиком зависит от полноты априорной информации об объектах исследования, сложившихся ко времени интерпретации концептуальных представлений о моделируемой среде и геологической природе геофизических аномалий. В районах со слабой геофизической изученностью и на начальных этапах исследований физико-геологические плотностные модели способны иллюстрировать лишь субъективный взгляд на природу вещей.

Формализованное статистическое мышление

При характеристике этого подхода к интерпретации гравитационных аномалий мы не рассматриваем собственно статистические методы анализа физических полей (спектральный и корреляционный анализ, клас-теризацию признаков, распознавание образов, способы фильтраций полезного сигнала и др.). Здесь нас будут

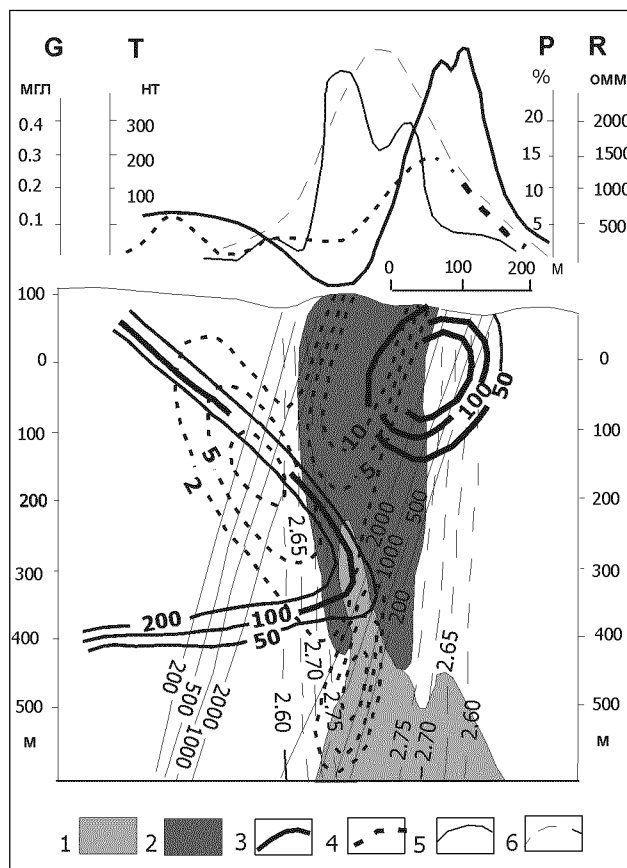


Рис. 3. Физико-геологическая модель Вознесенского флюоритового месторождения [30]

1 – граниты; 2 – флюоритовая руда; изолинии равных значений физических свойств пород в разрезе месторождения: 3 – магнитной восприимчивости, 10^{-6} СГС; 4 – поляризуемости, %; 5 – электрического сопротивления, ом; 6 – плотности, г/см³. Над разрезом приведены графики и шкалы аномалий соответствующих физических полей: Т – магнитного, Р – поляризуемости, R – кажущегося электрического сопротивления, G – гравитационного

интересовать только статистические обобщения аналитических процедур, использующих математически обоснованные связи тех или иных параметров (чаще всего сингулярных точек) плотностных неоднородностей с гравитационными аномалиями определенных модельных классов. Около 40 лет назад В.Н. Страхов [43] определил слияние аналитических и статистических методов (обозначив его как «функционально-статистический подход») в качестве одного из важнейших направлений в методологии интерпретации гравитационных аномалий, однако в дальнейшем теоретические и программные разработки методов интерпретации гравитационных аномалий сосредоточились преимущественно в области решений СЛАУ и сеточных моделей.

Любая модель – это «совокупность принятых допущений в формализованном виде» [44], но автор этой статьи под формализованным подходом понимает аналитическое решение обратных задач в определенных модельных классах возмущающих источников во множественной постановке, сопровождаемое статистическим обобщением полученных результатов. При этом каждое единичное (или точечное) определение параметров среды не содержит конкретной геологической информации, но это информация все-таки проявляется после статистического обобщения результатов множественной интерпретации гравитационных аномалий выбранного модельного класса. Под множественной интерпретацией гравитационных аномалий автор, вслед за Ю.Я. Вашиловым [7], понимает формализованную интерпретацию рассеянных на гравиметрической карте элементарных гравитационных аномалий выбранного класса (например, гравитационных ступеней, точек перегиба аномальных кривых, квазисимметричных аномалий, только максимумов, только минимумов и др.).

Формализованный подход к интерпретации гравитационных аномалий использует также методы (спектральные, автокорреляционные, трансформации Лапласа и Пуассона) и аппроксимации (Фурье, полиномиальные), использующие не алгебраические, а статистические связи аномалий с возмущающими массами определенных модельных классов.

Идеология формализованного (в понимании автора статьи) подхода к интерпретации гравитационных аномалий опирается на фундаментальное представление в тектонике о формализованных специализированных геологических пространствах [22]. Под специализированным пространством здесь понимается описание исследуемой среды по одному какому-либо признаку, например, содержанию химического элемента, распределению особых точек складчатости (при построении рельефа зеркала складчатости), возрасту однотипной палеофауны или ее цвету (например – конодонтов), а в геофизической практике – плотности, намагниченности, коэффициенту Пуассона, удельному электрическому сопротивлению, скорости сейсмических волн и др. Применительно к интерпретации гравитационных аномалий носителем информации о свойствах среды могут быть особые (сингулярные) точки плотностных неоднородностей либо вещественные характеристики последних, моде-

лируемые в результате обобщения элементарных расчетных процедур.

Одним из первых примеров реализации формализованного подхода к интерпретации гравитационных аномалий на Дальнем Востоке России являются блоково-слоистые модели Ю.Я. Вашилова [7, 8, 54], который интерпретировал множество зон линейных градиентов аномалий Буге палетками, составленными для вертикальных параллелепипедов. В каждом единичном случае определялись верхняя (Z_1), нижняя (Z_2) кромки параллелепипеда и его избыточная плотность. В случае изолированного тела такая процедура однозначно выполняется с использованием высших производных гравитационного потенциала ($V_{zx}, V_{zz}, V_{zzz}, V_{zxx}$) [12, 60], вычисляемых по кривой V_z . Однако в палеточном методе [7] вычисления осуществляются непосредственно по кривым V_z , перестроенным в билогарифмическом масштабе и совмещенным их асимптотических частей с палеточными кривыми часто затруднено. Это связано с влиянием внешних источников на флангах параллелепипедов и неоднозначным определением точек перегиба кривых V_z , в которых V_{zx} достигает максимального значения.

Тем не менее, при статистическом обобщении результатов вычислений в моделях Ю.Я. Вашилова достаточно определенно проявились главные черты блоковой делимости литосферы Северо-Востока России, особенности ее расслоения и поведения границ раздела [7, 54]. Обобщенные характеристики плотности в разных срезах земной коры содержали информацию о ее вещественной неоднородности [8].

Подобную процедуру осуществил автор этой статьи [31, 33, 35] в классе компактных плотностных неоднородностей, удовлетворяющих условию $Z_1 > 0,5 D$, где D – горизонтальные размеры неоднородности. Выходными параметрами его моделей являются глубины залегания центров масс (Z_0), возмущающих симметричные гравитационные аномалии, и нормированная по глубине (Z_0), поверхностная плотность эквивалентных сфер (μ_z -параметр), которая оказалась связанной с реологическим состоянием тектонических сред [33, 35]. В ряде районов модели Ю.Я. Вашилова и А.М. Петрищевского, полученные совершенно разными математическими средствами и в разных классах модельных тел, обнаружили полное соответствие в геологических результатах, например, при моделировании плотностных неоднородностей под Охотско-Чукотским вулканическим поясом (рис. 4). Здесь зона реологического разуплотнения в основании пояса, обнаруженная без внешней априорной информации двумя разными методами, проявилась пониженными значениями плотности (рис. 4б) и μ_z -параметра (рис. 4а).

Другим примером формализованного подхода является программный комплекс SINGULAR [4], реализующий в 2D-постановке локализацию особых точек плотностных неоднородностей в нескольких классах модельных тел: горизонтальных, вертикальных и компактных. В нем использованы методы нахождения особых точек по пространственным спектрам гравитационных анома-

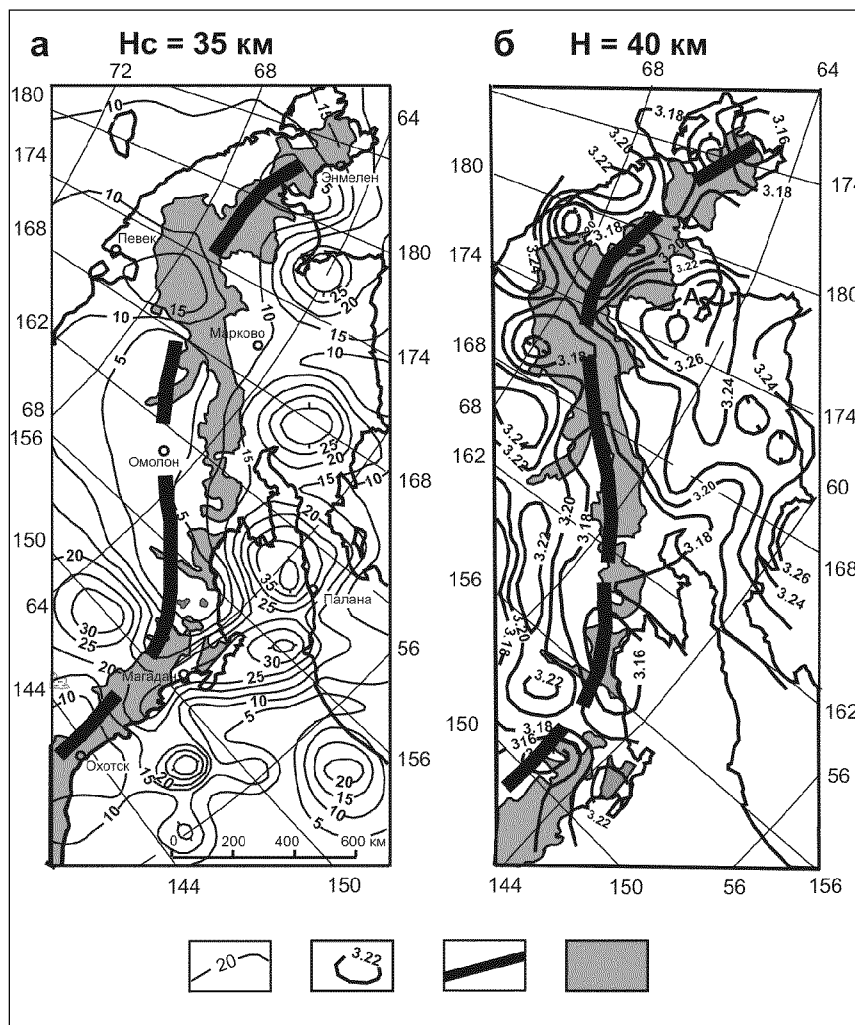


Рис. 4. Зона реологического разуплотнения под Охотско-Чукотским вулканическим поясом.

1 – изолинии μ_z -параметра; 2 – изоденсы, г/см^3 (отрисованы А.М. Петрищевским по данным [8]); 3 – ось зоны реологического разуплотнения; 4 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; H_c – глубина среза $\mu_z(x, y, H_c)$ -модели [35]; H – глубина среза в модели Ю.Я. Ващилова

лий и аналитическим продолжениям поля внутри изучаемой среды по алгоритмам В.М. Березкина [2] и Г.А. Трошкова [4, 52]. Оба алгоритма (в лучшей степени – Г.А. Трошкова) способны выявлять особенности поведения горизонтальных и вертикальных (разломы) границ раздела геологических сред по ограничениям и группировкам полей сингулярных точек [30, 36].

Автором этой статьи разработана методика корреляции среднего положения особых точек, вычисляемых по автокорреляционным функциям гравитационных аномалий [41]. Реализация этого метода в скользящих окнах непрерывно увеличивающегося размера приобретает смысл гравитационного зондирования [32], и таким способом определяются глубина залегания и форма контактных поверхностей, а также вертикальные границы тектонических структур – разломы. Методом полного вертикального градиента гравитационных аномалий [2] по одному унифицированному алгоритму локализуются особые точки плотностных неоднородностей разного типа, при корреляции которых в пространстве схематично картируются поднятия и прогибы метаморфическо-

го фундамента, кровли интрузивно-купольных, подошвы вулканотектонических структур и даже нефтегазовые залежи. Близкие результаты разными формализованными инаприорными методами получены в Вознесенском рудном районе [30], а на территории Северо-Восточной Азии одинаковые черты глубинного строения земной коры и верхней мантии выявлены методами А.Г. Трошкова, автокорреляционного зондирования [32] и в реологических гравитационных моделях [36].

Первые три метода [2, 32, 52] представляют собой варианты частотного подхода к интерпретации гравитационных аномалий и поэтому требуют предварительного гармонического, или повысотного, разделения аномалий. Применение этих методов к наблюдаемым аномалиям силы тяжести редко приносит положительный результат, поэтому интерпретатору, работающему в этом направлении, приходится настраиваться на определенный класс и глубину залегания источников, выбирая гармоники разложения аномального поля, или остаточные трансформанты наблюдаемых аномалий после пересчета их на высоту или осреднения [36].

Возможности и преимущества формализованного подхода к интерпретации гравитационных аномалий в 3D-постановке лучше всего реализованы в программном пакете СИГМА3D [58], который обеспечивает разделение и фильтрацию аномальных полей от слоев с разными плотностными характеристиками, построение моделей субгоризонтального слоя с латерально изменяющейся плотностью, определение координат особых точек функций, описывающих гравитационные аномалии по амплитудному спектру в скользящем окне, и обнаружение геологических объектов с заданными свойствами на основе истокообразных аппроксимаций в узлах трехмерной регулярной сети. Особенностью пакета является возможность его использования в интерактивном режиме, как при наличии априорной информации, так и без нее.

К формализованным приемам интерпретации гравитационных аномалий можно отнести способы, использующие метод наименьших квадратов для построения 3D-распределений плотности [59] и деконволюцию (развертку) Эйлера для локализации центров источников гравитационных аномалий [61]. Первый способ применяется на Дальнем Востоке для получения начальных представлений о плотностной неоднородности изучаемых сред [11].

Анализ описанных и других формализованных методов приводит к выводу, что этот подход, в большей степени абстрагированный от конкретных геологических условий по сравнению с физико-геологическим подходом, имеет свои недостатки и преимущества. Недостатками являются широкий диапазон генерализации свойств и геометрических параметров моделируемых сред и присутствие в моделях разного рода помех, обусловленных как самими расчетными процедурами (частотными преобразованиями аномального поля), так и внутренней неоднородностью изучаемых геологических сред. Разнообразные способы фильтрации этих помех, в первую очередь – с помощью трансформаций и продолжения полей – лишь в какой-то степени их ослабляют, но никогда не исключают полностью. Особенно это касается больших сегментов земной коры и литосферы, в которых сосуществует огромное количество тонких структурных тектонических, магматических и метаморфических неоднородностей. Поэтому все формализованные гравитационные модели, построенные в условиях недостатка или отсутствия априорной информации, отражают лишь самые главные – обобщенные характеристики геологического пространства, имеющие только статистическое значение. Однако их использование при последующем плотностном моделировании существен-

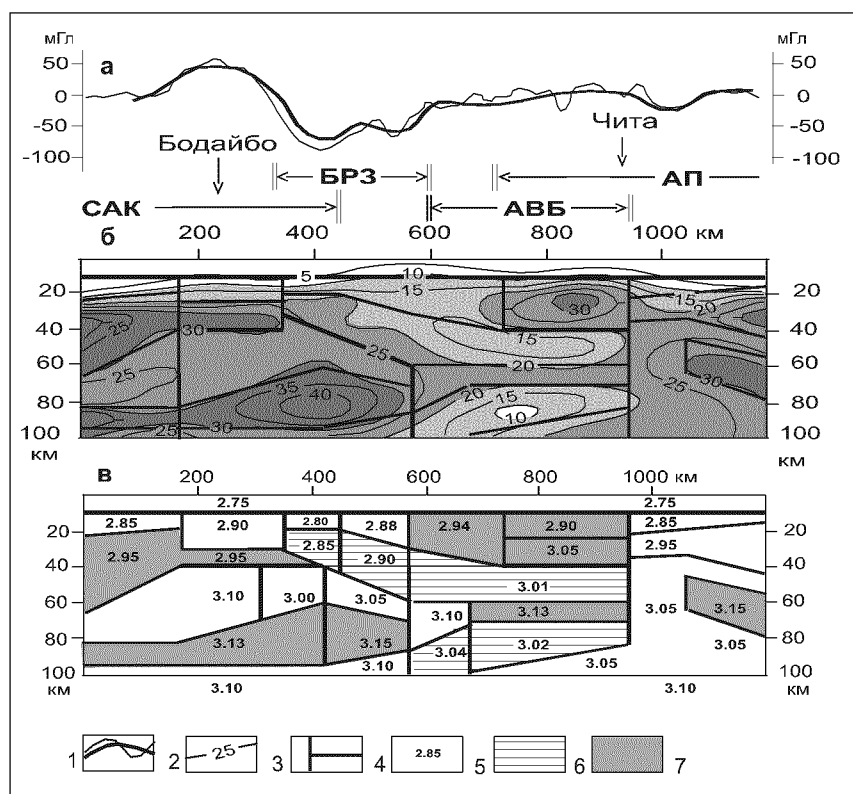


Рис. 5. Гравитационная модель тектоносферы Забайкалья [35];

а – гравитационные аномалии, *б* – μ_2 -модель; *в* – плотностной разрез.

1 – наблюдаемая (тонкая линия) и расчетная (толстая) кривые аномалий силы тяжести; 2 – изолинии μ_2 -параметра; 3 – границы плотностных сред; 4 – расчетная плотность сред, г/см^3 ; 5 – среды пониженной вязкости; 6 – среды повышенной жесткости. Наименования структур: САК – Северо-Азиатский кратон, БРЗ – Байкальская рифтовая зона, АВБ – Байкало-Витимский батолит, АП – Амурская плита

но сужает область эквивалентности (неопределенности) построений [35].

В приводимом примере (рис. 5) границы сред разной плотности при решении прямой линейной задачи (рис. 5в) были закреплены по распределению формализованного параметра μ_z (рис. 5б), что существенно ограничило область эквивалентности последующего плотностного моделирования. В плотностной модели «жестким» (т.е. более вязким) тектоническим средам в литосфере Забайкалья соответствуют высокоплотные пластины в нижней литосфере ($\sigma=3,15 \text{ г/см}^3$) и земной коре ($2,90\text{--}2,95 \text{ г/см}^3$) Северо-Азиатского кратона и Амурской плиты, а плотность подкорового вязкого слоя и астеносферы понижена на $0,04\text{--}0,11 \text{ г/см}^3$ относительно выше- и нижележащих жестких слоев. Результаты моделирования не обнаружили под Байкальским рифтом резкого сокращения мощности литосферы, но подтвердили существование астеносферного поднятия под Ангаро-Витмским батолитом и корово-мантийной зоны пониженной вязкости, далеко выходящей за пределы рифтовой зоны (рис. 5). Таким образом, полученная только по гравитационным аномалиям, без привлечения дополнительной априорной информации модель объективно согласуется с мнением тех исследователей, которые предполагают пассивный механизм верхнекоровых рифтогенных процессов в Байкальской рифтовой зоне [34], но отвергает гипотезу литосферного раздвига, которой до сих пор придерживаются консерваторы.

Геологическая эффективность реализации формализованного подхода к интерпретации гравитационных аномалий в определяющей степени зависит от адекватного выбора модельного класса элементарных тел (оптимальной аппроксимации), т.е. от соответствия класса элементарного модельного источника гравитационных аномалий преобладающему типу геологических неоднородностей.

Преимуществом формализованного подхода к интерпретации гравитационных аномалий является возможность получения отражений свойств и строения геологических сред при минимуме, или без априорной информации. Геологическая эффективность такого подхода проверяется на конечном этапе интерпретации (уже после построения моделей) путем их сравнения с имеющимися на общей, или соседней, территории геолого-геофизическими данными (стратиграфическими, структурными и вещественными тектоническими, магнитометрическими, сейсмическими, геоэлектрическими, термометрическими и др.). И на основании этих сопоставлений предоставляется возможность экстраполировать физико-геологические характеристики сред в опорных пересечениях (геотраверзах, транссектах) на трехмерные формализованные статистические модели [35].

Выводы

Анализ основных подходов к интерпретации гравитационных аномалий и рассмотренные примеры приводят к некоторым общим выводам, характеризующим области применения рассмотренных подходов и три

образа мышления при интерпретации гравитационных аномалий.

1. Очевиден существенный разрыв между математическим и физико-геологическим подходами к интерпретации гравитационных аномалий. Интерпретаторы первого направления сосредоточены преимущественно на разработках сложных решений СЛАУ, монтажных и сеточных методов построения моделей, не вникая в тонкости строения сложных геологических сред. Интерпретаторы второго направления не вдаются в тонкости математических процедур и применяют их, не задумываясь о проблемах эквивалентности и некорректности обратных задач.

2. Этот разрыв в какой-то степени компенсируют разработки приближенных формализованных методов интерпретации гравитационных аномалий, использующих аналитические либо статистические (неявные) связи простых возмущающих источников и их особых точек с элементарными гравитационными аномалиями и частотными разложениями аномального поля, способные выявлять и описывать в пространстве наиболее резкие черты глубинного геологического строения изучаемых структур и районов.

3. Возможности применения наиболее предпочтительного физико-геологического подхода к интерпретации гравитационных аномалий, как и математического, целиком определяются многофакторными свойствами геологических сред, учесть которые в интерпретационных процессах с помощью изоциренных решений СЛАУ, разного рода регуляризаций, оптимизаций и трансформаций возможно лишь в ограниченном числе случаев.

4. По-видимому, появилась необходимость в разработке специализированных алгебраических, статистически-аналитических и физико-геологических методов интерпретации гравитационных аномалий, максимально приближенных к реальным геологическим условиям в конкретной обстановке, т.е. в разработке методов, направленных не только на математическое совершенство расчетных алгоритмов, но прежде всего, на решение конкретных специфических и разнообразных геологических задач (каждому методу – свои условия и задачи). Условия и только условия геологических сред должны формировать комплексы расчетных процедур. Следуя этому направлению, когда-нибудь можно будет достичь полного слияния трех подходов к интерпретации гравитационных аномалий и взаимопонимания трех образов мышления в гравиметрической разведке. Такая попытка просматривается в пакете СИГМА3D [58].

5. Не в синтезе математических решений и построении универсальной метамодели интерпретационного процесса [48], а, наоборот, в раздроблении и приспособлении математических методов к конкретным физико-геологическим условиям моделируемых сред видится автору этой статьи будущее гравиметрической разведки.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Балк П.И., Долгаль А.С., Христенко Л.А. Монтажный метод решения трехмерной обратной задачи гравиметрии «рудного» типа // Вопросы теории и

- практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 34-й сессии Междунар. семинара. Казань: Изд-во Казанского гос. ун-та. 2009. С. 36–39.
2. Березкин В.М. Метод полного градиента при геофизической разведке. М.: Недра, 1988. 188 с.
 3. Блох Ю.И. Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий: Учебное пособие. М.: 2009. 231 с. // twirpx.com.
 4. Блох Ю.И., Каплун Д.В., Коняев О.Н. Возможности интерпретации потенциальных полей методами особых точек в интегрированной системе «СИНГУЛЯР» // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1993. № 6. С. 123–127.
 5. Булах Е.Г. Интегральные соотношения для интерпретации гравитационных аномалий. Киев: Наукова Думка, 1965. 114 с.
 6. Бычков С.Г. Методы обработки и интерпретации гравиметрических наблюдений при решении задач нефтегазовой геологии. Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 187 с.
 7. Ващилов Ю.Я. Блоковослоистая модель земной коры и верхней мантии: М.: Наука, 1984. 240 с.
 8. Ващилов Ю.Я. Глубинная структура, геодинамика и геокинематика Северо-Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. С. 5–19.
 9. Ващилов Ю.Я., Гайдай Н.К., Сахно О.В. Трехмерная глубинная плотностная модель Паутовского горста и ее геологическая интерпретация (Северо-Восток России): Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 22–38.
 10. Воронова Т.А., Глазнев В.Н. Построение объемной плотностной модели гранитных интрузий Хоперского мегаблока (Воронежский кристаллический массив) // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 40-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 94–98.
 11. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / под ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышева, Б.Г. Саксина. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
 12. Гравиразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1990. 607 с.
 13. Долгаль А.С. Использование быстрого вейвлет-преобразования при решении прямой задачи гравиразведки // Докл. РАН. 2004. Т. 399. С. 1177–1179.
 14. Долгаль А.С. Построение сеточных распределений эквивалентных источников геопотенциальных полей с использованием быстрого вейвлет-преобразования // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 34-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2007. С. 96–99.
 15. Долгаль А.С., Костицын В.И., Пугин А.В., Шархимуллин А.Ф., Христенко Л.А. Развитие методов качественной и количественной интерпретации данных гравиразведки // Геофизика. 2011, № 5. С. 31–39.
 16. Долгаль А.С., Шархимуллин А.Ф. Определение параметров одиночных плотностных неоднородностей с использованием функции локализации // Междунар. конф. «шестые научные чтения Ю.П. Булашевича». Глубинное строение. Геодинамика. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Екатеринбург, 2011. С. 121–124.
 17. Долгаль А.С., Пугин А.В. Алгоритмы аппроксимации геопотенциальных полей, базирующиеся на на фрактальном подходе // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 34-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2007. С. 210–213.
 18. Жданов Л.А., Ермохин К.М. Результаты применения метода продолжения полей непрерывной дробью (CFCM) при геофизических исследованиях в Карело-Финском регионе // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 34-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2007. С. 113–116.
 19. Зейгельман М.С., Михеева Т.Л., Панченко Н.В. Об устойчивости определения контура гравитирующего тела // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 40-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 154–157.
 20. Кобрунов А.И. Геодинамические принципы постановки обратных задач гравиметрии // Геофизика. 2005. № 3. С. 33–45.
 21. Косыгин В.Ю. Гравитационные поля и плотностные модели тектоносферы северо-запада Тихого океана. Владивосток: ИМГИГ ДВО АН СССР, 1991. 201 с.
 22. Косыгин Ю.А. Тектоника. М. Недра. 1983. 536 с.
 23. Мартышко П.С., Ладовский И.В. О разрешимости в конечном виде предельных граничных задач логарифмического потенциала // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 34-й сессии Междунар. семинара. Казань: Изд-во Казанского гос. ун-та. 2009. С. 215–219.
 24. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Цидаев А.Г. Построение региональных геофизических моделей на основе комплексной интерпретации гравитационных и сейсмических наблюдений // Физика Земли. 2010. № 11. С. 23–35.
 25. Мартышко П.С., Цидаев А.Г. О решении трехмерной обратной задачи гравиметрии методом локальных поправок // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 34-й сессии Международного семинара. Казань: Изд-во Казанского гос. ун-та. 2009. С. 222–229.
 26. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Колмогорова В.В., Цидаев А.Г., Бызов Д.Д. Применение сеточных фун-

- кий в задачах трехмерного плотностного моделирования // Уральский геофизический вестник. 2012. № 1. С. 30–34.
27. Мартышко П.С., Ладовский И.В., Бызов Д.Д. Об одном способе получения устойчивых решений обратной задачи гравиметрии для сложно построенных сред // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 40-й сессии Международ. семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 218–223.
 28. Никонова Ф.И., Цирульский А.В. Интерпретация гравитационных аномалий на основе классов потенциалов, для которых обратная задача разрешима в конечном виде // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1978. № 2. С. 74–85.
 29. Петрищевский А.М., Холин В.Н., Цой Б.В. Физико-геологические модели флюоритовых месторождений Приморья // Геология рудных месторождений. 1992. № 6. С. 48–60.
 30. Петрищевский А.М. Глубинные структуры Вознесенского флюоритоносного района. Владивосток: Дальнаука, 2002. 104 с
 31. Петрищевский А.М. «Теневые» гравитационные модели глубинных структур земной коры и верхней мантии // Геофизика. 2004. № 4. С. 48–54.
 32. Петрищевский А.М. Гравитационные автокорреляционные индикаторы глубинных геологических структур // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23, № 4. С. 13–24.
 33. Петрищевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006. № 8. С. 43–59.
 34. Петрищевский А.М. Реологическая гравитационная модель тектоносферы Забайкалья // Доклады РАН. 2009. Т. 426, № 2. С. 248–255.
 35. Петрищевский А.М. Гравитационный метод оценки реологических свойств земной коры и верхней мантии (в конвергентных и плюмовых структурах Северо-Восточной Азии). М.: Наука, 2013. 192 с.
 36. Петрищевский А.М. Методы особых точек при интерпретации гравитационных аномалий в Дальневосточном регионе России // Геофизика. 2013. № 6. С. 38–47.
 37. Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24, № 3. С. 3–21.
 38. Простолупов Г.В., Тарантин М.В. Локализация источников поля силы тяжести по очкам пересечений полных векторов высших производных // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 40-й сессии Международ. семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2013. С. 279–282.
 39. Пугин А.В. Иерархические истокообразные аппроксимации геопотенциальных полей // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 34-й сессии Международ. семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2007. С. 207–210.
 40. Пугин А.В., Веселкова Н.В. Адаптивный алгоритм моделирования геологических объектов при решении прямой задачи гравиразведки // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 34-й сессии Международного семинара. Казань: Изд-во Казанского гос. ун-та. 2009. С. 262–265.
 41. Серкерев С.А. Корреляционные методы анализа в гравиразведке и магниторазведке. М.: Недра, 1986. 247 с.
 42. Старостенко В.И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. Киев: Наукова Думка, 1978. 228 с.
 43. Страхов В.Н. О состоянии и проблемах геологической интерпретации данных гравитационных и магнитных наблюдений // Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х годов. М.: Недра, 1974. С. 113–121.
 44. Страхов В.Н. Основные идеи и методы извлечения информации из данных гравитационных и магнитных наблюдений // Теория и методика интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. М.: 1979. С. 146–264.
 45. Страхов В.Н., Страхов А.В. Основные методы нахождения устойчивых приближенных решений систем линейных алгебраических уравнений, возникающих при решении задач геофизики. М.: ОИФЗ РАН, 1999. Т. 1. 40 с.
 46. Страхов В.Н., Страхов А.В. Основные методы нахождения устойчивых приближенных решений систем линейных алгебраических уравнений, возникающих при решении задач геофизики. М.: ОИФЗ РАН, 1999. Т. 2. 52 с.
 47. Страхов В.Н. Будущее теории интерпретации гравитационных аномалий // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 34-й сессии Международ. семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2007. С. 233–238.
 48. Страхов В.Н., Керимов И.А., Степанова И.Э. Разработка теории и компьютерной технологии построения линейных аналитически аппроксимаций гравитационных и магнитных полей. М.: ИФЗ РАН, 2009. 254 с.
 49. Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов масштаба 1:1 500 000 / ред. Л.П. Карсаков, Чжао Чуньцин, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горошко. Владивосток-Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН. 2005 (с объяснительной запиской 262 с).
 50. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока / под ред. Ю.А. Косыгина. М.: Наука, 1984. 200 с.
 51. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1979. 286 с
 52. Трошков Г.А. Метод локализации сингулярных источников геопотенциальных полей в пространстве

- трех вещественных переменных // Известия РАН. Сер.Физика Земли. 1994. № 11. С. 73–77.
53. Цирульский А.В. Функции комплексного переменного в теории и методах потенциальных геофизических полей. Свердловск: УрО АН СССР. 1990. 135 с.
 54. Шило Н.А., Вашилов Ю.Я., Мигович И.М. Вопросы глубинного строения Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. 1979. № 2. С. 12–28.
 55. Штокаленко М.Б., Алексеев С.Г. Вейвлет-преобразования с физическим смыслом // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 34-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2007. С. 293–297.
 56. Шархимуллин А.Ф. Методы трансформации гравитационного поля и оценки параметров аномалиеобразующих геологических объектов: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Пермь, 2013. 23 с.
 57. Якимчик А.И., Черная О.А. О нахождении устойчивых приближенных решений систем линейных алгебраических уравнений с плохо обусловленными матрицами // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Мат-лы 34-й сессии Междунар. семинара им. Д.Г. Успенского. М.: ИФЗ РАН, 2007. С. 300–301.
 58. Сигма 3D. <http://www.sigma3D.com> (Дата обращения 06.11.2014).
 59. Li Yaoguo and Oldenburg D.W. 3D-inversion of gravity data // Geophysics. 1998. Vol. 63, No. 1. P.109–119.
 60. Stanley G.M. Simplified gravity interpretation by gradients-the geological contact // Geophysics. 1977. Vol. 42, No. 6. P. 1230–1235.
 61. Zhang C., Mushayandebvu F.M., Reid A.B., Fairhead J.D., Odegard M.E. Euler deconvolution of gravity tensor data // Geophysics. 2000. V. 65, No. 2. P. 512–520.

Ideology, technological features and geological possibilities of three main approaches to interpretation of gravity anomalies are analyzed: mathematical algebraic, physics-geological and statistical. Mathematical complication of incorrect inverse problems of gravity potential does not always provide unambiguous reflections of a geological structure of complex media. However the sharpest lines of their structure can be found and described in space by means of the formalized statistical procedures, using analytical connection of elementary gravity anomalies with parameters of simple disturbances. Using statistical images of geological bodies or structures as models of zero approach to density models significantly narrows the area of equivalence (ambiguity) of decisions.

Key words: gravity modeling, crust, upper mantle.