

УДК 551.14:528.2

## НОВАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИОННАЯ ГРАВИМЕТРИЯ – ВМЕСТО И ВМЕСТЕ С ГЛУБИННЫМИ СЕЙСМИЧЕСКИМИ ИССЛЕДОВАНИЯМИ

### Статья 1. Методические основы новой интерпретационной гравиметрии

*Ю. Я. Ващилов*

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан  
E-mail: vashchilov@neisri.magadan.ru*

Новая интерпретационная гравиметрия – геофизический метод, позволяющий с большой геофизической, геологической и петрологической обоснованностью решать задачи строения и вещественного состава литосферы. Пересмотр стереотипов в подходах к глубинной интерпретации поля силы тяжести заключался в реализации концепции плотностной неоднородности в форме блока в качестве доминирующего источника аномалии, в выборе элементарного тела в виде пятигранной призмы с треугольными основаниями и метода подбора путем последовательного приближения для решения обратной задачи гравиметрии, в выявлении и широком практическом применении закономерности в сочетании слоев и блоков литосферы. Редуцирование гравиметрических наблюдений (топографическое на суше и батиметрическое на море) рассматривается как этап интерпретационного процесса последовательных приближений, особенно при высокоточных исследованиях и при анализе поля силы тяжести в высокогорных районах. Впервые сформулирован необходимый критерий истинности решения обратной задачи гравиметрии, область применения которого выходит за рамки только одной гравиметрии.

**Ключевые слова:** интерпретация, сила тяжести, плотность, сейсмический, обратная задача, необходимый критерий, земная кора, литосфера, блок, слой.

#### 1. ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

Теория и практика решения обратных задач разведочной и глубинной геофизики и, в частности, гравиметрии обязаны своим становлением научным исследованиям ученых многих поколений. Своего пика они достигли во второй половине XX в., особенно в связи с развитием вычислительной техники. Вместе с тем в научной литературе появились описания многочисленных, нередко противоречащих друг другу методологических подходов к интерпретации. Создалась парадоксальная ситуация, когда геофизики-интерпретаторы, не говоря уже о геологах, потеряли ориентацию в море новейших методологий, не располагая критериями выбора лучших. При этом собственно гравиметрические методы изучения литосферы и ее верхов – земной коры – обычно рассматриваются как слабо вспомогательные, несамостоятельные методы, например, как придаток глубинных сейсмических методов исследования, которые сами далеки от совершенства.

На фоне такого кризиса и разброда в теоретических представлениях и в подходах к практической реализации решения обратной задачи

среди интерпретаторов, особенно практиков, возник даже своеобразный интерпретационный мистицизм, основанный на надежде найти чудодейственное средство, которое, вопреки законам и теоремам физики полей, можно использовать для получения геологических результатов. Другая крайность – это попытки решения обратной задачи гравиметрии или магнитометрии исключительно на математическом фундаменте, без вовлечения в интерпретационный процесс дополнительной геолого-петрофизической информации об источнике аномалий. Такой путь в плане получения практических результатов следует рассматривать как тупиковый. Этот тезис хорошо иллюстрирует судьба способа особых точек, используемого при интерпретации аномалий магнитного поля и поля силы тяжести.

Развиваемое автором данной статьи новое направление в интерпретации аномалий силы тяжести – пока единственный научный подход, раскрывающий широкие и еще не востребованные возможности гравиметрического метода изучения литосферы как метода самостоятельного и самодостаточного. Понятия «самодостаточность» и «независимость» интерпретации не абсолютизируются. Методов интерпретации, полностью свободных от априорной геолого-геофизической информации, не существует, так же как невозможна разработка методов интерпре-

тации исключительно в рамках математических представлений. Когда мы говорим о независимости интерпретации, то речь идет о независимости (и тоже неполной) от количественной, параметрической информации, получаемой вне данного метода, например, в интерпретационной гравиметрии – от величин плотности земной коры, полученных пересчетом скорости сейсмических волн в плотность.

Проблема определения скорости является первостепенной для самих методов глубинных сейсмических исследований (далее – ГСИ объединяя в указанной аббревиатуре группу методов, которую принято называть глубинными сейсмическими зондированиями – ГСЗ, с другими методами глубинных сейсмических исследований). Вопреки безоговорочному восприятию результатов ГСИ геологической и геофизической аудиториями, особенно на территории бывшего СССР, где из результатов ГСИ буквально сотворили идола, сейсмические методы надежны и точны лишь в разведочной геофизике, когда они обеспечены данными о пластовых скоростях по результатам сейсмического каротажа скважин. При изучении сейсмическими методами с искусственными источниками возбуждения колебаний горизонтов земной коры более глубоких, чем те, которые доступны бурению, скоростная характеристика среды экспериментально определяется приближенно и как весьма осредненный параметр. Нередко при интерпретации результатов ГСИ скорость сейсмических волн выбирается путем экспертной оценки и договоренности интерпретаторов.

При ГСИ литосферы и вообще верхней мантии идеальной была бы сплошная расстановка сейсмоприемников на профилях протяженностью во многие сотни и тысячи километров. Но это невозможно, в том числе и по финансовым причинам, как в густонаселенных регионах, так и на слабо освоенных человеком территориях. Поэтому при ГСИ подбираются соответствующие системы наблюдений с выборочной вдоль профилей расстановкой принимающей аппаратуры. Элементы 3-мерных, т. е. площадных, ГСИ в настоящее время рассматриваются лишь как экспериментальные (Sadoviak et al., 1989).

Бесспорно, главным источником наших знаний о земной коре в XX в. служили высокозатратные сейсмические методы исследования, для которых не существовало альтернативных подходов. Новое направление в интерпретации данных гравиметрии позволяет решать многие задачи глубинной геофизики, которые весьма приближенно решаются сейчас лишь сейсмическими методами, а также и такие задачи, массовое решение которых сейсмометрии пока не под силу. В статье 1 и последующей статье 2 рассмотрены основы теории и приведены примеры практического приложения предложенного подхода к интерпретации поля силы тяжести, сформулирован и обоснован необходимый критерий истинности решения обратной задачи гравиметрии, ставится проблема существования

достаточного критерия, обсуждаются вопросы однозначности и эквивалентности решений и проводится сравнительный анализ интерпретационных возможностей гравиметрии и ГСИ.

Базовыми принципами нового подхода к интерпретации аномалий поля силы тяжести являются:

1) постулат о преимущественно блоковой, с квазивертикальными боковыми ограничениями, форме трехмерных источников аномалий силы тяжести;

2) метод интерпретационного подбора блоковой модели геологического тела – источника аномалии – и системы таких блоков путем последовательных приближений;

3) закономерность в сочетании плотностных неоднородностей в форме блоков и квазигоризонтальных поверхностей расчленения литосферы.

## 2. БЛОКОВАЯ ПРИРОДА ИСТОЧНИКОВ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В ЛИТОСФЕРЕ

На ранних этапах развития геофизики земных недр установлена ведущая форма строения Земли в целом – ее оболочечная структура, выделена подошва земной коры – поверхность Мохоровичича (Джеффрис, 1960), выявлены отличия в строении верхней и нижней коры. В дальнейшем появились данные о расчлененности верхней мантии (Ващилов, 1970, 1971; Егоркин и др., 1981). Классические представления о слоистой структуре земной коры и верхней мантии по мере совершенствования методики геофизических исследований и геологической интерпретации результатов все более усложнялись вследствие обнаружения латеральных физических неоднородностей, наиболее характерным выражением которых являются блоки. Блоковую структуру имеет широкий класс объектов магматической, метаморфической, тектонической, комбинированной природы. Как ячейки сети разломов (в плане) блоки выделяются по результатам площадных геолого-геофизических исследований, в том числе методами гравиметрии, магнитометрии, сейсмометрии и электрометрии, геологического и геоморфологического картирования, дешифрования аэро- и космоснимков и т. д.

Первым шагом в создании нового интерпретационного направления в гравиметрии был отказ от стереотипа – постулата «слоистая (курсив мой. – Ю. В.) природа источников аномалий силы тяжести в литосфере» – в пользу представлений о блоковой их природе. Среди большинства геологов и геофизиков сформировалось шаблонное, но достаточно устойчивое представление о связи аномалий силы тяжести с колебаниями квазигоризонтальных поверхностей расчленения – так называемых контактных поверхностей, на которых происходит скачок плотности по вертикали. Но многочисленные попытки решить прямую задачу гравиметрии по известному разрезу ГСЗ в предположении о слоистой природе источников аномалий терпели неудачу. Они продемонстрировали значительные и час-

то принципиальные расхождения между экспериментальными и теоретическими кривыми силы тяжести, которые заметно уменьшаются при замене слоистого источника блоковым и расчете аномалий в трехмерном варианте.

Широкому распространению такого заблуждения способствовали два фактора. *Первый* фактор – это исторически унаследованный и верный взгляд о большом влиянии на измеряемое поле силы тяжести колебаний высот рельефа суши и морского дна вследствие большой разности плотности контактирующих сред: во-первых, пород, слагающих рельеф твердой поверхности Земли, и атмосферы на суше (разность в среднем около  $2600 \text{ кг/м}^3$ ) и, во-вторых, пород морского дна и водной толщи (в среднем  $1300 \text{ кг/м}^3$ ). Их влияние на измеренное гравитационное поле учитывалось введением топографической редукции, упрощенным аналогом которой на суше является поправка Буге (Магницкий, 1965).

Указанные представления автоматически переносятся на аномалии  $\Delta g$  глубинного происхождения, возникновение которых связывалось с колебаниями квазигоризонтальных границ раздела внутри твердой Земли. Но для объяснения хотя бы амплитуд аномалий силы тяжести при таком подходе к вопросу о природе аномалий силы тяжести необходимы нереально большие скачки плотности **по вертикали** на глубинных границах расслоения и (или) столь значительные вертикальные колебания границ, что в пределе источник аномалий слоистого типа трансформируется в блоковый (флексуры преобразуются в вертикальные ступени). Если принять вертикальный скачок плотности только на границе М в несколько сотен  $\text{кг/м}^3$  (несколько десятых  $\text{г/см}^3$ ), то по существу должен исключаться из рассмотрения целый спектр метаморфических, ультраосновных и основных пород, поскольку породы с плотностью из «пустого» диапазона скачка плотности на поверхности М в действительности существуют. Например, на границе М нередко задают скачкообразное изменение плотности от  $2900$  до  $3200 \text{ кг/м}^3$  (от  $2,9$  до  $3,2 \text{ г/см}^3$ ; см., например, работу А. Л. Пискарева, 2002). Но породы с плотностью в указанном диапазоне – базиты, гипербазиты, эклогиты и др. – широко распространены в природе. Большой вертикальный скачок плотности (в несколько сотен  $\text{кг/м}^3$ ) не «запрещен» на квазигоризонтальных поверхностях раздела ограниченного распространения (регионального или локального) типа «кристаллический фундамент – осадочные породы платформ», «метаморфизованные породы основания – слабодислоцированные осадочные и эффузивные (преимущественно кислые) породы» и т. д.

*Второй* фактор – это действительно выявленная сейсмическими методами расслоенность Земли, в том числе ее верхних горизонтов. Взгляды на расслоенность всей твердой Земли как на ведущую форму ее структурной делимости так-

же автоматически увязывались с проблемой структурной природы источников аномалий силы тяжести в литосфере. Между тем строение литосферы в свете геофизических данных в целом представляется *блоково-слоистым* (Вашилов, 1984). Для выявления сейсмическими методами разломов как вертикальных ограничений блоков требуются специальные исследования. При сейсмических исследованиях методом преломленных волн вертикальные разломы легко пропускаются. Например, работы по проекту DECORP 2-S в центральной Европе (Bortfeld et al., 1985) достаточно уверенно проиллюстрировали это положение. Здесь в поле силы тяжести и по геологическим данным уверенно выделяется вертикальный разлом, разделяющий две тектонические области – Саксотюрингскую и Молданубскую. После проведения сейсмических работ говорилось как о предпочтительном варианте модели глубинной структуры с пологой сутурой. Вместе с тем в работе приведен и альтернативный вариант интерпретации сейсмических данных с системой вертикальных разломов. Здесь уместно вспомнить слова выдающегося геофизика и организатора геофизических работ в СССР В. В. Федынского, сказанные им в середине прошлого века. Он говорил, имея в виду глубинные исследования методом преломленных волн, что, выделяя на разрезах ГСЗ вертикальные разломы, советские сейсмологи всегда стыдливо кивали в сторону гравиметрических и магнитных методов. На разрезе DECORP 2-S использованы результаты исследования методом вертикальных и широкоугольных отражений и интерпретация дифракций. Ранее исследования по выявлению разломов методом изучения дифракции сейсмических волн в СССР проводили Т. И. Облогина, В. Б. Пийп и др. (Облогина и др., 1969).

*Блок* определяется нами как объемный (3М – 3-мерный, 3D – 3-dimensional) структурный элемент, ограниченный в плане большей частью или полностью разрывными нарушениями, которыми являются его боковые граничные поверхности, с верхними и нижними ограничениями или с одним из них в виде квазигоризонтальных граничных поверхностей, иногда дизъюнктивной природы (Вашилов, 1984). При интерпретации аномалий силы тяжести в классе блоковых моделей источников все плотностные неоднородности в форме блоков имеют вертикальные боковые ограничения. Поле силы тяжести фиксирует их сплошную систему, такую, как на рис. 1. Аномалии иной, кроме блоковой (с вертикальными боковыми ограничениями – разломами), природы нами не выделяются и не интерпретируются вообще. Справедливость этого подхода подтверждается обширной интерпретационной практикой, которая позволила получить такую информацию о глубинной структуре, которая не входит в принципиальное противоречие с результатами иных геолого-геофи-

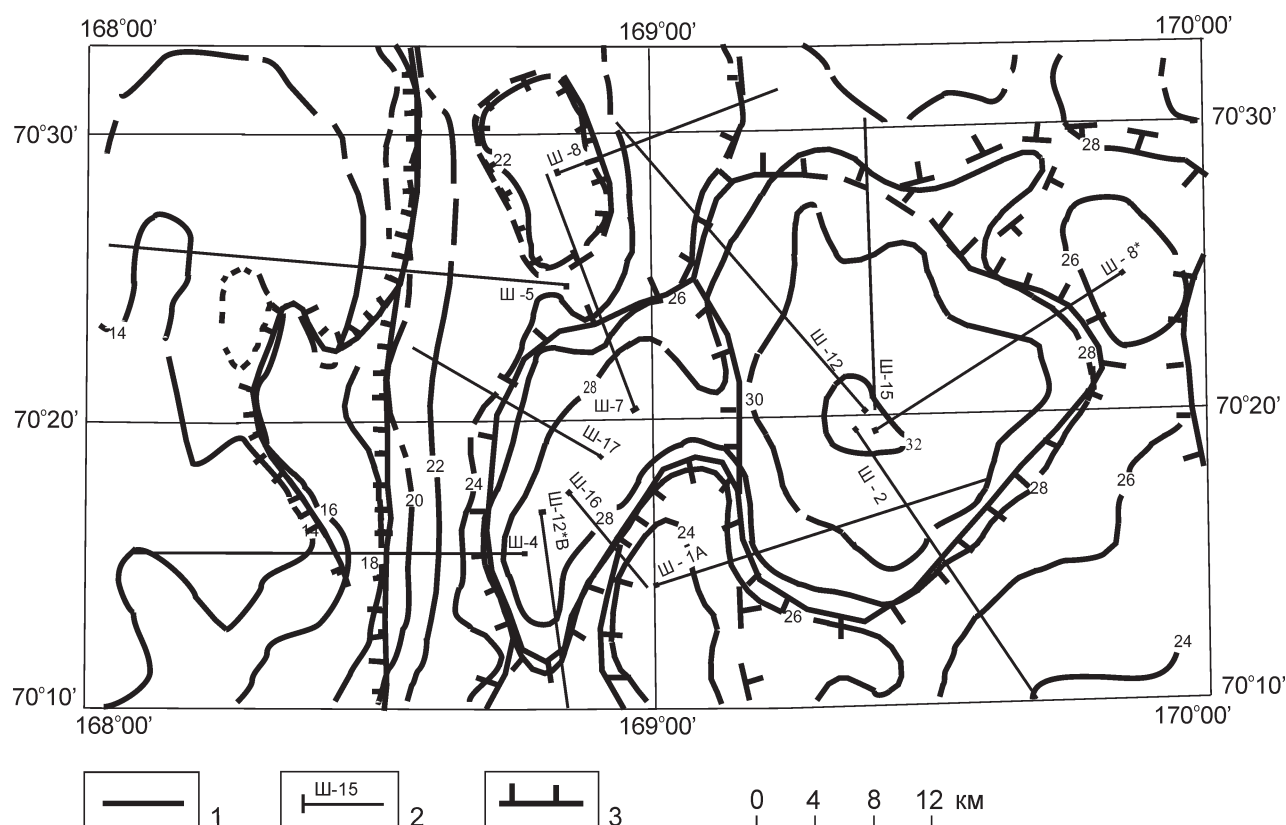


Рис. 1. Наблюдаемое поле силы тяжести прибрежного юго-восточного шельфа Восточно-Сибирского моря с интерпретационными профилями и разломы и блоки по гравиметрическим данным (по Вашилову и др., 2003а): 1 – изолинии наблюдаемого поля силы тяжести (условные значения, мГал); 2 – представительные интерпретационные профили; 3 – ломаные прямые, аппроксимирующие разломы; разломы выделены по зонам максимальных горизонтальных градиентов поля силы тяжести; зубцы указывают направление разуплотнения (уменьшение силы тяжести); точки излома прямых – угловые точки треугольников на рис. 2

Fig. 1. The observed gravity field of the southeastern coastal shelf in the East Siberian Sea with the interpretation profiles, faults and blocks according to gravity data (by Вашилов и др., 2003а): 1 – isolines of the gravity map in the Bouguer reduction (conventional values, mGal); 2 – the representative interpretation profiles; 3 – broken straight approximate faults; the faults are distinguished by maximum horizontal gradients of gravity field; berg-striation show the direction of the gravity and density decreasing; the points of straight lines break are the vertexes of triangles on fig. 2

зических построений. Но возможность существования источников аномалий слоистой и неправильной диапироподобной (штоки, дайки, соляные купола и др.) формы нами допускается (Вашилов, 1973, 1984). Вероятно, указанную возможность следует иметь в виду при более детальных и точных гравиметрических исследованиях, чем при съемках масштаба 1 : 200 000.

В гравиметрии квазивертикальные боковые ограничения блоков – плотностных неоднородностей, которые обычно интерпретируются как разломы, выделяются на поверхности наблюдения по полосам повышенных горизонтальных градиентов поля силы тяжести – зонам сгущения изолиний на картах  $\Delta g$ . Идея о преимущественно вертикальном характере боковых ограничений – блоков находит все большее подтверждение в результатах ГСИ методом отраженных волн (МОВ). Плотностные неоднородности – блоки с квазивертикальными боковыми ограничениями оконтуриваются полосами повышенных горизонтальных градиентов

полностью или частично. Постулат о совпадении проекций вертикальных боковых ограничений блока (источника аномалии силы тяжести) на горизонтальную поверхность относимости с линией максимальных горизонтальных градиентов  $\Delta g$  справедлив лишь в ограниченных пределах. Теоретические расчеты показывают, что в предельных случаях полосы максимальных горизонтальных градиентов поля силы тяжести не совпадают с проекциями и смещены от условного центра аномалий на расстояния большие, чем рассматриваемые проекции. Такие смещения имеют структурные элементы блокового типа, у которых горизонтальные размеры (в случаях вытянутых или изометричных структур) во много раз меньше вертикальных. Но практика массовой интерпретации аномалий  $\Delta g$  показывает, что соотношение указанных выше параметров у реальных плотностных неоднородностей в форме блоков весьма благоприятно для корректного оконтуривания их в плане по полосам повышенных горизонтальных градиентов поля  $\Delta g$ .



### 3. ПОДБОР ПУТЕМ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ ПРИБЛИЖЕНИЙ КАК МЕТОДОЛОГИЯ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ В КЛАССЕ БЛОКОВЫХ МОДЕЛЕЙ ИСТОЧНИКОВ

Количественная и последующая геологическая интерпретация аномалий силы тяжести в классе блоковых моделей источников осуществляется в три этапа, реализующих три генеральных приближения. Каждое генеральное приближение имеет самостоятельное интерпретационное значение. Внутри них техническая интерпретация также осуществлялась подбором методами последовательного приближения.

В геофизике концепция подбора моделей выбранного класса посредством последовательного улучшения сходимости теоретического решения и результатов измерений отражает общий принцип развития естественной науки. Метод последовательных приближений точнее следует называть методом сходящихся итераций. Латинское слово *iteratio* означает повторение. Но повторение есть повторение, и само по себе к истине не приближает. Более того, на отдельных этапах, шагах итераций, рассматриваемых концептуально как движение в направлении к единственно правильному решению, возможны значительные локальные отклонения от истинного пути. В науке или в ее отдельных направлениях в такие периоды господствуют заблуждения, неверные гипотезы и постулаты. Правильно выбранная модель среды делает итерационные вычисления сходящимися, т. е. превращает *итерации* при решении обратной задачи гравиметрии в процесс последовательного *приближения* к истинному решению.

Математические выражения, описывающие магнитные поля или гравитационное притяжение источников аномалий («носителей заряда»), усложняются по мере усложнения геометрической формы источника и закономерностей распределения внутри него заряда (плотности, интенсивности намагничивания). Наиболее простые математические выражения взаимосвязи аномалий и параметров аномальных тел свойственны абстрактным одномерным и двумерным телам. В этих случаях решение обратных задач возможно в явной форме, т. е. искомые параметры тела могут быть выражены один через другие и через величины аномального поля, причем нередко линейно. В качестве примера можно привести известный простейший одномерный случай притяжения плоскопараллельного слоя. Параметры и притяжение слоя связаны линейной зависимостью. Но при переходе к реальным трехмерным телам (исключая шар) формулы, описывающие их магнитное поле или притяжение, приобретают вид трансцендентных выражений, не допускающих явного представления одного геометрического параметра аномального тела через другие. Поэтому обратные задачи для реальных трехмерных тел решаются методом подбора параметров для заданной априори модели,

в нашем случае для блоково-слоистой модели литосферы.

Подбор по существу означает решение системы трансцендентных уравнений. Их число не превышает числа точек, в которых наблюдалось поле силы тяжести на исследуемой площади, но должно быть значительно больше, чем число искомых параметров модели, т. е. система уравнений должна быть переопределенной. Для реализации подбора на компьютерах необходимы какие-то начальные параметры тела. Их можно вычислить по простым формулам абстрактных моделей и, двигаясь от простого к сложному, уточнять полученную информацию о строении и вещественном составе изначально принятой модели литосферы.

**1-е генеральное приближение** позволяет рассчитать тем или иным способом вдоль представительных интерпретационных профилей (рис. 1) примерные параметры тела – глубины верхнего  $\zeta_1$  и нижнего  $\zeta_2$  ограничений латеральной плотностной неоднородности – блока и скачок  $\Delta\sigma$  плотности в горизонтальном направлении. Эти параметры используются как исходные при компьютерной интерпретации в рамках последующих генеральных приближений и при построении моделей глубинного строения 1-го генерального приближения. Представительными называются интерпретационные профили, вдоль которых амплитуда аномалии максимальна и кривая силы тяжести частично или полностью регулярна («правильна»), т. е. имеет гладкие участки и четко выраженную зону максимального горизонтального градиента поля силы тяжести. Как правило, проводится несколько представительных профилей к одной аномалии с разных ее сторон. Форма в плане аппроксимирующей модели может не совпадать с действительной вообще. Например, подобная ситуация имеет место, когда искомые параметры определяются одним из методов интерпретации для вертикальной ступени бесконечного простирания (2-мерное тело), полностью автоматизированного при решении на компьютерах (Вацлов и др., 1975; Вацлов, 1984), или повторяются контуры реальной 3-мерной модели геологического тела в самых общих чертах. Авторами и их последователями в 60-х – начале 80-х гг. XX столетия, когда компьютерная техника на территории СССР была в дефиците, в качестве 1-го генерального приближения широко использовались результаты интерпретации билогарифмическими палетками, рассчитанными для 3-мерных тел в форме прямоугольных параллелепипедов (Вацлов, 1973). Их использование вызывало усмешки геофизиков-снобов, предпочитавших позицию сторонних наблюдателей активному геолого-геофизическому изучению строения земной коры и литосферы. Палеточным методом проинтерпретировано много тысяч аномалий в разных районах мира и бывшего СССР. Реальные контуры тела, определяемые полосами повышенных горизонтальных градиентов поля силы тяжести, заменялись прямоугольниками с соотношения-

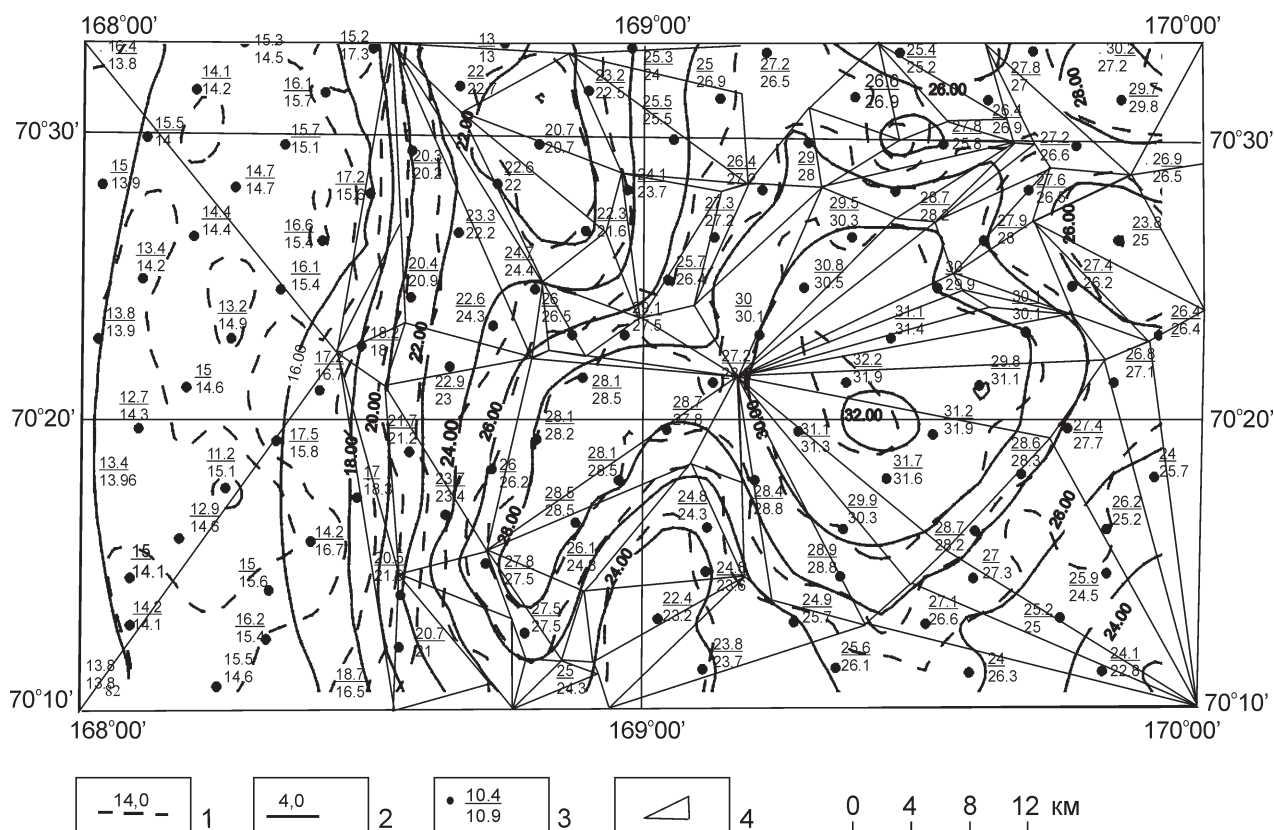


Рис. 2. Теоретическое (расчетное) и наблюдаемое поля силы тяжести прибрежного юго-восточного шельфа Восточно-Сибирского моря (по Цыганковой в работе Вашилова и др., 2003б): 1 – изолинии наблюдаемого поля силы тяжести в редукции Буге (условные значения, мГал); 2 – изолинии теоретического (расчетного) поля силы тяжести, мГал; 3 – значения силы тяжести в точке наблюдения (в знаменателе – величина наблюдаемого поля, в числителе – величина расчетного поля); 4 – треугольные проекции на плоскость наблюдения верхних и нижних оснований 5-гранной призмы

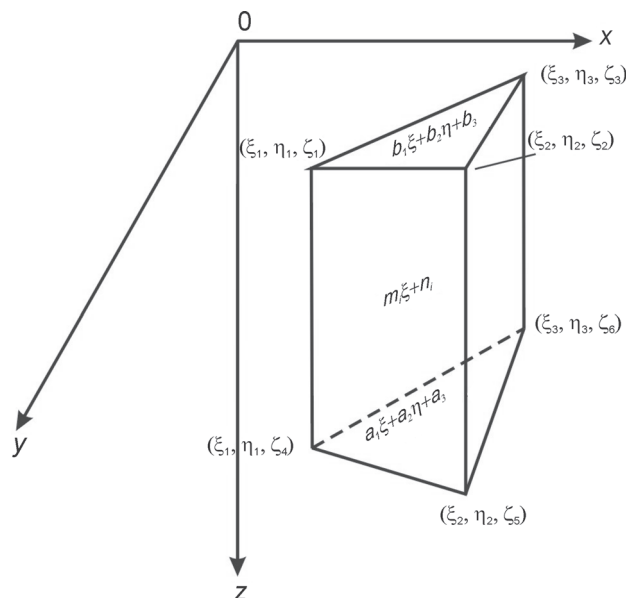
Fig. 2. The theoretical (calculated) and observed gravity fields of the southeastern coastal shelf in the East-Siberian Sea (by Zygankova in Вашилов и др., 2003б): 1 – isolines of the observed gravity field in the Bouguer re-duction (conventional values, mGal); 2 – isolines of the theoretical gravity field; 3 – values of gravity in the point (in the denominator of the observed field, in the numerator – theoretical the same); 4 – the triangular projection on the observation plane of the upper and lower bases of pentahedral prisms

ми длины и ширины, близкими к действительности. Эти данные сейчас широко используются в качестве исходных при компьютерном подборе на этапах 2-го и 3-го генеральных приближений и для геологических целей.

**2-е генеральное приближение** также реализуется подбором кривых  $\Delta g$  вдоль представительных интерпретационных профилей, но путем компьютерного моделирования в классе блоковых моделей источников аномалий  $\Delta g$  указанного выше типа при условии совпадения контуров в плане теоретического и реального тел с

Рис. 3. Пятигранная призма с наклонными треугольными верхними и нижними ограничениями – элементарное тело, используемое при расчетах притяжения плотностных неоднородностей – блоков произвольной формы и квазигоризонтальных поверхностей расслоения

Fig. 3. The pentahedral prism with inclined triangular upper and lower limitations is an elementary body; the same is used for the calculation of attraction of density heterogeneities, i. e. blocks of an unspecified form, and of quasi-horizontal surfaces of lamination



любой наперед заданной точностью (см. рис. 1). В качестве исходных параметров используются результаты 1-го генерального приближения. Каждый блок аппроксимируется системой элементарных пятигранных призм с вертикальными боковыми гранями в виде трапеций и наклонными верхними и нижними основаниями в виде треугольников (рис. 2, 3). Притяжение такой призмы (см. рис. 3) описывается выражением, которое выведено совместно с О. В. Сахно:

$$\Delta g(x, y, z) = f\Delta\sigma \iiint_V \frac{(\zeta - z)}{[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2]^{3/2}} dV, \quad (1)$$

где  $x, y, z$  и  $\xi, \eta, \zeta$  – координаты соответственно точки, в которой рассчитывается значение поля силы тяжести  $\Delta g$ , и внутренней точки массы;  $f$  – гравитационная постоянная;  $\Delta\sigma$  – аномальная плотность;  $dV = d\xi d\eta d\zeta$  – элемент объема;  $V$  – объем, внутри которого равномерно распределяется масса с аномальной плотностью  $\Delta\sigma$ .

$$\begin{aligned} \Delta g(x, y, z) = & f\Delta\sigma \left\{ \int_{\xi_1}^{\xi_2} \int_{\eta_0=y}^{m_3\xi+n_3} \int_{b_1\xi+b_2\eta+b_3}^{a_1\xi+a_2\eta+a_3} \frac{(\zeta - z)d\xi d\eta d\zeta}{[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2]^{3/2}} + \right. \\ & + \int_{\xi_2}^{\xi_3} \int_{\eta_0=y}^{m_1\xi+n_1} \int_{b_1\xi+b_2\eta+b_3}^{a_1\xi+a_2\eta+a_3} \frac{(\zeta - z)d\xi d\eta d\zeta}{[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2]^{3/2}} + \\ & \left. + \int_{\xi_3}^{\xi_1} \int_{\eta_0=y}^{m_2\xi+n_2} \int_{b_1\xi+b_2\eta+b_3}^{a_1\xi+a_2\eta+a_3} \frac{(\zeta - z)d\xi d\eta d\zeta}{[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2]^{3/2}} \right\}, \quad (2) \end{aligned}$$

где  $a_1\xi + a_2\eta + a_3 = \zeta$ ,  $b_1\xi + b_2\eta + b_3 = \zeta$  – уравнения соответственно нижнего и верхнего основания призмы. Коэффициенты  $a_1, a_2, a_3, b_1, b_2, b_3$  определяются из матричных уравнений:

$$\begin{bmatrix} \xi_1 & \eta_1 & 1 \\ \xi_2 & \eta_2 & 1 \\ \xi_3 & \eta_3 & 1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} b_1 \\ b_2 \\ b_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \zeta_1^B \\ \zeta_2^B \\ \zeta_3^B \end{bmatrix}, \quad \begin{bmatrix} \xi_1 & \eta_1 & 1 \\ \xi_2 & \eta_2 & 1 \\ \xi_3 & \eta_3 & 1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ a_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \zeta_1^H \\ \zeta_2^H \\ \zeta_3^H \end{bmatrix},$$

где  $\xi_1, \xi_2, \xi_3, \eta_1, \eta_2, \eta_3, \zeta_1^B, \zeta_2^B, \zeta_3^B, \zeta_1^H, \zeta_2^H, \zeta_3^H$  – координаты вершин призмы (см. рис. 3);

$$\begin{aligned} b_2 &= \frac{(\xi_2 - \xi_1)(\zeta_3^B - \zeta_1^B) - (\xi_3 - \xi_1)(\zeta_2^B - \zeta_1^B)}{(\xi_2 - \xi_1)(\eta_3 - \eta_1) - (\eta_2 - \eta_1)(\xi_3 - \xi_1)}; \\ b_1 &= \frac{\zeta_2^B - \zeta_1^B - b_2(\eta_2 - \eta_1)}{\xi_2 - \xi_1}; \\ a_2 &= \frac{(\xi_2 - \xi_1)(\zeta_3^H - \zeta_1^H) - (\xi_3 - \xi_1)(\zeta_2^H - \zeta_1^H)}{(\xi_2 - \xi_1)(\eta_3 - \eta_1) - (\eta_2 - \eta_1)(\xi_3 - \xi_1)}; \\ a_1 &= \frac{\zeta_2^H - \zeta_1^H - a_2(\eta_2 - \eta_1)}{\xi_2 - \xi_1}; \\ b_3 &= \zeta_1^B - \xi_1 b_1 - \eta_1 b_2; \quad a_3 = \zeta_1^H - \xi_1 a_1 - \eta_1 a_2. \end{aligned}$$

Угловые коэффициенты  $m_1, m_2, m_3$ , а также значения  $n_1, n_2, n_3$  определяются из следующих матричных уравнений:

$$\begin{bmatrix} \xi_2 & 1 \\ \xi_3 & 1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} m_1 \\ n_1 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \eta_2 \\ \eta_3 \end{bmatrix}, \quad m_1 = \frac{\eta_3 - \eta_2}{\xi_3 - \xi_2}, \\ n_1 = \eta_2 - \xi_2 \frac{\eta_3 - \eta_2}{\xi_3 - \xi_2}; \\ \begin{bmatrix} \xi_3 & 1 \\ \xi_1 & 1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} m_2 \\ n_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \eta_3 \\ \eta_1 \end{bmatrix}, \quad m_2 = \frac{\eta_1 - \eta_3}{\xi_1 - \xi_3}, \\ n_2 = \eta_3 - \xi_3 \frac{\eta_1 - \eta_3}{\xi_1 - \xi_3}; \\ \begin{bmatrix} \xi_1 & 1 \\ \xi_2 & 1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} m_3 \\ n_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \eta_1 \\ \eta_2 \end{bmatrix}, \quad m_3 = \frac{\eta_2 - \eta_1}{\xi_2 - \xi_1}, \\ n_3 = \eta_1 - \xi_1 \frac{\eta_2 - \eta_1}{\xi_2 - \xi_1}.$$

$\eta_0$  – произвольная координата; в процессе решения интегралы с этой координатой взаимно уничтожаются.

Аналогичные решения получены другими исследователями (Paul, 1977; Woodward, 1975).

Следует подчеркнуть, что определение и работа с величиной  $\Delta\sigma$  при подборе плотностных моделей удобны в том отношении, что позволяют учитывать вертикальный градиент изменения плотности (Вацлов, 1973, 1984). Абсолютные значения плотности  $\sigma$  рассчитываются с помощью интерпретационных значений  $\Delta\sigma$  специальными методами, рассмотренными в продолжении данной работы – в статье 2.

Притяжение одного или системы блоков – плотностных неоднородностей подсчитывается простым суммированием составляющих элементарных призм. При желании интерпретатора боковые ограничения можно задавать в виде наклонных. Треугольная форма граней позволяет набором таких призм аппроксимировать практически любое 3-мерное тело звездного и иных типов (звездным телом с центром в точке  $O$  называется такое тело, для которого прямая (или луч), проходящая через  $O$  и любую точку тела, содержит только точки этого тела). Здесь используются основы общего подхода к изучению твердой поверхности Земли триангуляционными методами геодезии, из недр которой вышла гравиметрия. Аппроксимация реальных притягивающих тел наборами треугольных призм имеет то же преимущество перед аппроксимацией прямоугольными параллелепипедами, какое в двумерных задачах имеет аппроксимация кривых ломаными перед аппроксимацией ступенчатыми отрезками. Следующим шагом улучшения качества аппроксимации 3-мерных тел будет замена плоских треугольных верхних и нижних граней призм параболическими поверхностями.

При исследовании глубинного строения квазигоризонтальные поверхности расслоения, в

том числе рельеф дневной поверхности и морского дна, с высокой точностью и экономно аппроксимируются треугольниками – верхними и нижними гранями рассматриваемых призм. При исследованиях больших территорий и акваторий, для которых может иметь значение сферичность Земли, треугольные верхние грани призм с необходимой точностью аппроксимируют поверхность земного сфероида, как это имеет место в геодезии. Интерпретация осуществляется последовательным приближением в диалоге человек – компьютер. Не встречает принципиальных трудностей полная автоматизация процедуры интерпретации на 2-м этапе (но ее разработка требует специального серьезного финансирования), и тогда 1-е и 2-е генеральное приближение объединяются.

Сравнение результатов 1-го (интерпретация билогарифмическими палетками) и 2-го генеральных приближений показывает, что значения среднеквадратической погрешности определений  $\zeta_1$  составляют около 16–40%,  $\zeta_2$  – 7,5–13%,  $\Delta\sigma$  – 8–17% (по результатам интерпретации около 170 аномалий на Примагаданских шельфе и суше и на юго-восточном шельфе Восточно-Сибирского моря). Парадокс интерпретации (Вашилов, 1973, 1984) – значительно меньшая относительная точность определения  $z_1$  в сравнении с  $z_2$  – связан с тем, что большинство верхних ограничений плотностных неоднородностей подходит близко к дневной поверхности, как правило, на десятки – сотни метров, и на этих глубинах аппроксимировать их плоскостью будет очень грубым приближением. Например, при интерпретационном значении глубины верхнего ограничения  $\zeta_1 = 100$  м вполне возможное отклонение на 50 м даст относительную погрешность 50%, а при  $\zeta_2 = 10$  км отклонение в 1 км даст 10%. Положение верхних ограничений можно уточнить, разбив единый большой треугольник на дополнительные мелкие. Явление, аналогичное указанному парадоксу, отмечается и в сейсмологии, когда относительная погрешность определения средней скорости  $\delta V_{cp} / V_{cp}$  и границ расслоения уменьшается с увеличением глубины поверхности расслоения (Гурвич, 1970. С. 402). Таким образом, результаты интерпретации аномалий силы тяжести 1-го генерального приближения (билогарифмическими палетками) корректны и по-прежнему могут широко использоваться геологами. Интерпретационный опыт показывает, что 2-е и 3-е (см. ниже) генеральные приближения лишь детализируют и уточняют результаты интерпретации 1-го генерального приближения, не внося каких-либо принципиальных изменений. Однако демонстрируемая возможность расчета теоретического поля силы тяжести не только вдоль профиля, но и на плоскости в виде теоретической карты силы тяжести, сопоставляемой с картой измеренного поля силы тяжести, позволяет утверждать, что выполненная интерпретация 3-го генерального приближения отвечает необходимому требованию истинности в пределах заданной погрешности (см. далее).

**3-е генеральное приближение** осуществляется также в диалоге человек – компьютер. Ему предшествует составление на базе параметров 2-го приближения и их статистического исследования 3-мерной плотностной модели для системы аномальных источников на всей площади, где выполнена интерпретация, или на отдельных выбранных участках. На этапе 3-го генерального приближения составляется и подбирается теоретическая карта силы тяжести, совпадающая в пределах наперед заданной погрешности с реальной, наблюдаемой картой (см. рис. 2, 4). Очевидно, что бессмысленно стремиться к точности подбора выше той, с которой построена реальная карта.

Методология расчета прямой задачи гравиметрии с использованием указанных трехгранных призм в качестве элементарных тел используется нами для прямого расчета топографической редукции на суше (Магницкий, 1965; Грушинский, 1963) и батиметрической на море (Вашилов, Сахно, 2003) без промежуточных вычислений поправок Буге (влияния плоскопараллельного бесконечного слоя) и за влияние рельефа дневной поверхности и дна моря, как это делается ныне. Подробное изложение подобного подхода к расчету топографической и батиметрической редукции является предметом специального рассмотрения (Вашилов, Сахно, 2003). Сложившаяся практика раздельного расчета элементов топографической редукции – притяжений плоскопараллельного слоя (Буге) и рельефа – исторически восходит к временам полного отсутствия вычислительной техники (ведь даже арифмометр появился только в конце XIX в.). Отметим, что расчет поправки за влияние рельефа является пример впервые широко реализованного на практике метода решения прямой задачи гравиметрии в 3-мерном варианте. Точность таких расчетов невелика из-за отсутствия в те времена решения указанной задачи для треугольной призмы (1). Правда, в случае использования для этих целей элементарного тела в виде параллелепипеда можно получить результат с заранее заданной точностью путем его уменьшения до мельчайших размеров, но это будет финансово неоправданным действием.

Вопреки сложившимся представлениям редукцию измеренных значений поля силы тяжести, выполняемую для целей геологической интерпретации, следует рассматривать как этап этой интерпретации. Так, для гравиметрических съемок в высокогорье нерешенной проблемой редукции наблюдений силы тяжести остается введение поправки за аномальный вертикальный градиент (Вашилов, Сахно, 2003). Чтобы ее рассчитать и ввести, следует знать параметры аномального тела. Но эти параметры как раз и являются конечной целью интерпретации. Казалось бы, замкнутый круг. Но он будет разорван методом последовательных приближений, на каждом этапе которого параметры аномального тела или их системы уточняются и одновременно уточняются значения вертикального



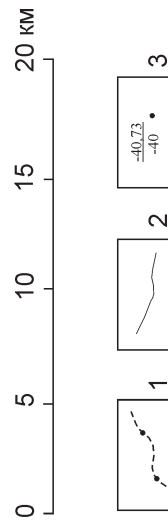
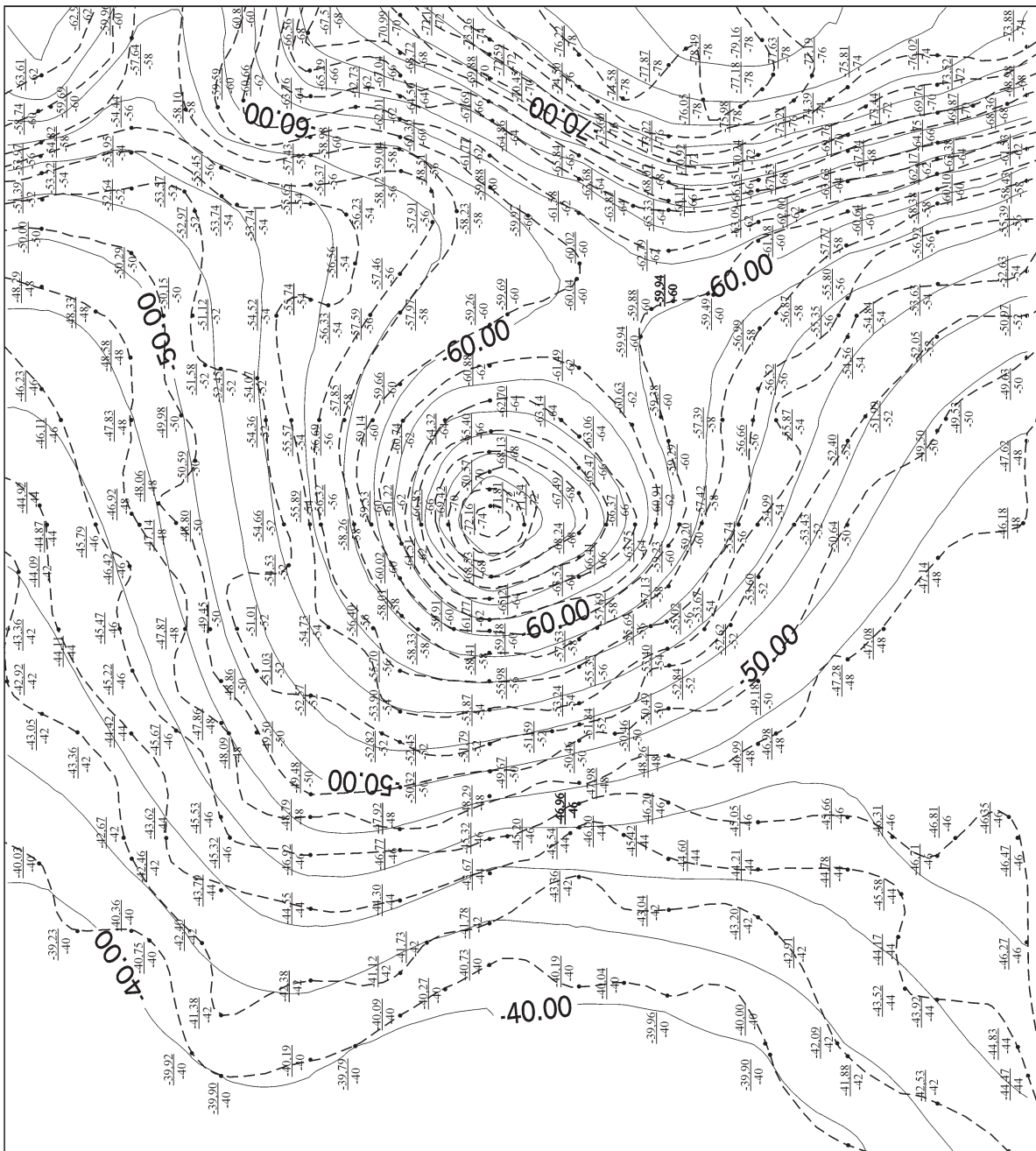


Рис. 4. Карта теоретического  $\Delta g_t$  и наблюдаемого  $\Delta g_n$  полей (Кырчанский гранитный массив, к западу от Омсукчанской впадины на северо-востоке России). Составила О. В. Сахно: 1 – изолинии наблюдаемого поля  $\Delta g_n$  в редукции Буге (условные значения, мГал); 2 – изолинии теоретического поля  $\Delta g_t$ , мГал; 3 – точки на изолиниях наблюдаемого поля  $\Delta g_n$  (знаменатель теоретические значения  $\Delta g_t$  (числитель, мГал)

Fig. 4. The map of theoretical  $\Delta g_t$  and observed  $\Delta g_{ob}$  (Kyrchan granitic massif, to the west of Omsukchan depression, northeastern Russia). By O. V. Sakhno: 1 – isolines of the observed gravity field  $\Delta g_{ob}$  in the Bouguer reduction (conventional values, mGal); 2 – isolines of the theoretical gravity field  $\Delta g_t$ , mGal; 3 – the points on isolines show the observed field  $\Delta g_n$  (the denominator, mGal);  $\Delta g_n$  is the numerator

аномального градиента и соответствующих поправок.

К этой же категории относится вопрос о разделении аномалий – локальных и региональных и локальных между собой (Вашилов, 1973, 1984). Отметим его общий принцип – и локальные, и региональные аномалии связываются с соответствующими телами блоковой формы (см. статью 2).

#### 4. ЗАКОНОМЕРНОСТЬ В СОЧЕТАНИИ СЛОЕВ И ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ФОРМЕ БЛОКОВ

Автором, его последователями и коллегами проведена массовая интерпретация аномалий силы тяжести в классе блоковых моделей источников возмущения (многие тысячи аномалий) на суше и на акваториях морей и океанов. Статистическая обработка результатов массовой интерпретации путем построения полигонов частот изучаемых параметров показала, что глубины верхних  $\zeta_1$  и нижних  $\zeta_2$  ограничений блоков – плотностных неоднородностей имеют полимодальное распределение в разрезе литосферы. Статистическая значимость мод оценивалась различными способами – критерий серий по

выборочной медиане, модифицированный критерий Бьенемэ, полиномиальный критерий значимости мод (Вашилов, 1984). Их применение наглядно иллюстрирует действенность философского закона перехода количества в качество. Статистика дает ответ на вопрос, какое количество информации, какой объем выборки необходимы для качественно новых обоснованных выводов – в виде критериев оценки значимости мод, т. е. количественной достаточности данных, подтверждающих реальность явления, отвечающего модальному значению.

Сопоставление полигонов частот  $\zeta_1$  и  $\zeta_2$  с сейсмическими разрезами, с данными магнитотеллурического зондирования (МТЗ), с другой геофизической и геологической информацией и результатами бурения показывает, что модами отмечаются глубины, на которых располагаются квазигоризонтальные поверхности расслоенности (Вашилов, 1984). Впечатляюще выглядит сопоставление полигонов частот глубин  $\zeta_2$  и  $\zeta_1$  нижних и верхних ограничений плотностных неоднородностей в форме блоков с полигонами частот глубин главных поверхностей расслоения земной коры по профилям ГСЗ г. Волгоград – г. Нахичевань (на участке Волгоград – Предкавказье), в северо-западной акватории Черного моря и г. Ханты-Мансийск – пос. Александровское (Западная Сибирь) (рис. 5). На разрезах ГСЗ брались средние глубины границ раздела для каждого из 10-километровых отрезков, на которые был разбит разрез по простиранию, и на базе такой дискретизации строились полигоны

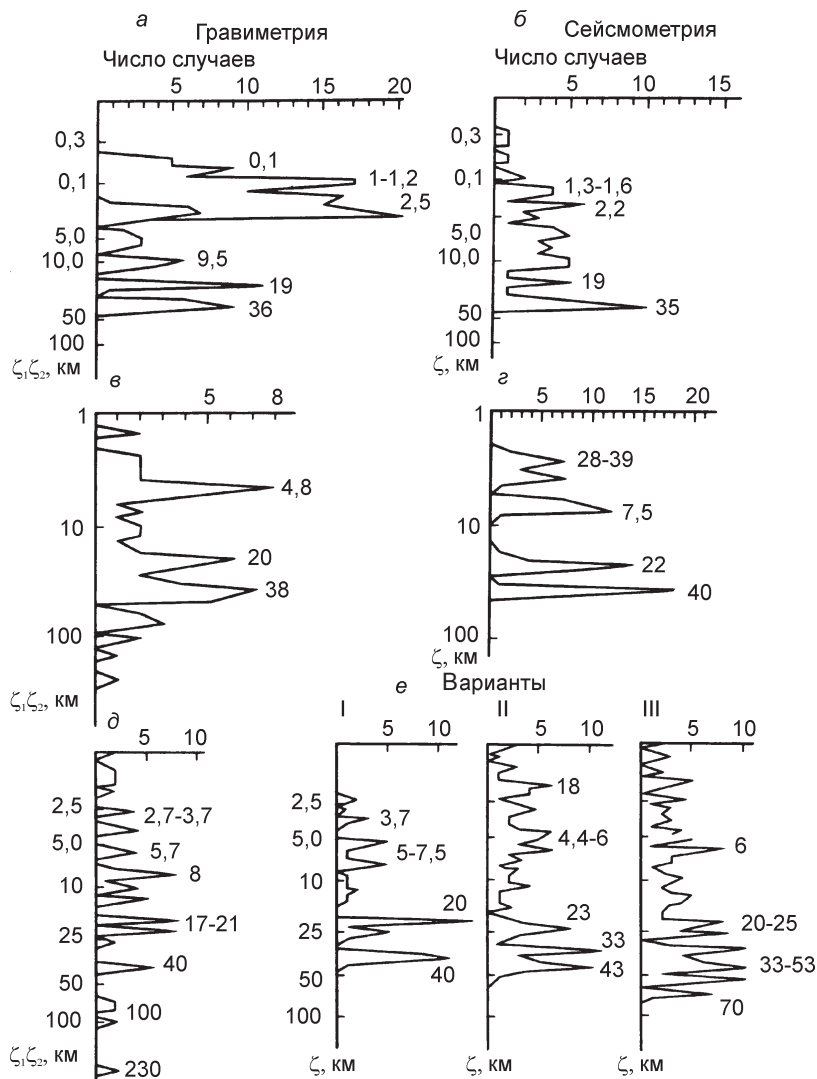


Рис. 5. Полигоны частот глубин нижних  $\zeta_2$  и верхних  $\zeta_1$  ограничений плотностных неоднородностей в форме блоков (а, в, д) и сейсмических квазигоризонтальных поверхностей раздела  $\zeta$  (б, г, е); а, б – северо-западная акватория Черного моря; в, г – Западная Сибирь (ГСЗ по профилю г. Ханты-Мансийск – пос. Александровское); д, е – Предкавказье (ГСЗ по профилю Волгоград – Нахичевань). Ось ординат (глубина, км) логарифмическая. Цифры на полигонах – моды, км

Fig 5. The depth frequency polygons of upper  $\zeta_1$  and lower  $\zeta_2$  block density heterogeneity limitations (a, в, д) and seismic quasi-horizontal discontinuity surfaces  $\zeta$  (б, г, е); а, б – the northwestern Black Sea; в, г – West Siberia (deep seismic prospecting over the Hanty-Mansiysk – Aleksandrovskoe profile); д, е – the Caucasus area (deep seismic prospecting over the profile Volgograd – Nahichivan). The axis of ordinates axis is logarithmic. The figures on polygons are modal value in km

частот глубин соответствующих сейсмических границ раздела. В целом моды полигонов, построенных по гравиметрическим и сейсмическим данным, численно совпадали или были достаточно близки. По результатам интерпретации данных ГСЗ в Предкавказье рассматривались три варианта разреза земной коры, заметно отличающиеся друг от друга. Один из них наилучшим образом отвечал результатам интерпретации гравиметрии. Совпадение мод и их числа на полигонах частот глубин верхних и нижних ограничений плотностных неоднородностей в форме блоков с квазивертикальными боковыми ограничениями, с одной стороны, и глубин сейсмических границ – с другой, является экспериментальным доказательством закономерности в сочетании слоев и плотностных неоднородностей – блоков, которое обладает свойствами воспроизводимости. Такой эксперимент в естественных науках рассматривается как доказательный.

##### **5. О НЕОБХОДИМОМ УСЛОВИИ ИСТИННОСТИ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ГРАВИМЕТРИИ И НЕКОТОРЫХ ДРУГИХ ПРОБЛЕМАХ ИНТЕРПРЕТАЦИИ**

Сторонники «чистого» математического подхода к интерпретации гравиметрических и магнитных данных, лидером которых в российской геофизике является В. Н. Страхов, находясь в плену стереотипа способа особых точек (этот способ не несет информации о геометрии источников аномалий и контрастной плотности или намагниченности, имеет другие недостатки и по существу демонстрирует тщетность попыток решать обратные задачи исключительно математическими методами), активно пропагандируют свой пессимизм относительно интерпретационных возможностей гравиметрии (Страхов, Романюк, 1987. С. 166): «В силу известной неоднозначности и неустойчивости решения обратных структурных задач гравиметрии любые попытки находить распределение плотности *только по гравиметрическим данным абсолютно безнадежны*» (выделено авторами цитируемой статьи), предлагая в качестве альтернативы изучать распределение плотности посредством пересчета скорости сейсмических волн в плотность. Именно такой подход к интерпретации, провозглашенный одним из авторитетных ученых в области геофизической математики, способен посеять смуту и растерянность в геолого-геофизическом сообществе в понимании возможностей гравиметрии. Исключительно по гравиметрическим данным, так же, как исключительно по другим геофизическим данным, решение структурных задач и задач распределения физических свойств вещества в твердой Земле невозможно без априорных моделей и представлений. Последние получают как результат синтеза всей имеющейся информации о твердой Земле, включая данные гравиметрии. Недооценка возможностей гравиметрии и переоценка роли глубинной сейсмометрии могла возникнуть или по

причине незнания современного положения дел в мировой интерпретационной сейсмометрии и гравиметрии, роли гравиметрии в прошлом как метода определения плотности Земли в целом и распределения плотности внутри планеты, или вследствие непонимания возможностей геологической интерпретации, или в силу простого игнорирования результатов, достигнутых другими учеными. При этом создается иллюзия отсутствия указанных недостатков – неоднозначности и неустойчивости – при интерпретации результатов исследования Земли другими геофизическими методами, включая глубинные сейсмические исследования. Цитируемое положение противоречит взглядам на интерпретацию и проблему неустойчивости ученых научной школы выдающегося математика А. Н. Тихонова. По их мнению, неустойчивые из общематематических соображений обратные задачи решаются «вполне устойчиво путем сопоставления экспериментальных кривых с рассчитанными кривыми» (Дмитриев, 1999. С. 5), т. е. с использованием универсального в естественных науках метода подбора. Но подбор мы осуществляем не только в отношении к кривым, рассчитанным вдоль интерпретационных профилей, но и по площади.

Сформулируем необходимый критерий (условие) истинности решения обратной задачи гравиметрии и магнитометрии, позволяющий из массы методов интерпретации и получаемых с их помощью результатов отбраковать заведомо неприемлемые.

**Необходимым критерием (условием) истинности решения обратных задач гравиметрии и магнитометрии методами реальной 3-мерной интерпретации является совпадение с наперед заданной точностью наблюдаемых (измеренных) значений физического поля на поверхности наблюдения, нередко редуцированных к единому высотному уровню, с теоретическими значениями для 3-мерной (3М, или 3D) модели на той же поверхности.**

Указанный критерий в практических приложениях относится преимущественно к решению обратных задач гравиметрии и магнитометрии с источниками в литосфере. Например, в гравиметрии по наблюдаемым и теоретическим картам аномалий силы тяжести в редукциях топографической на суше и батиметрической на море сравниваются значения аномалий в одних и тех же точках и на основе такого сравнения дается оценка точности приближения теоретического и измеренного полей силы тяжести (см. рис. 2 и 4). Необходимый критерий формулируется в рамках физического или, как говорят математики, практического понимания проблемы интерпретации и решения обратных задач геофизики.

Формулировка критерия содержит принцип получения теоретических значений физического поля моделей на поверхности наблюдений в виде карт (часто приведенных к единому высот-

ному уровню) методами 3-мерной интерпретации. Следует различать 3-мерные модели геолого-петрофизической среды, составленные на базе 2-мерной или 1-мерной интерпретации (т. е. решения обратных задач методами, разработанными для абстрактных геологических тел бесконечного распространения соответственно по одной или двум осям координат) или даже без всякой интерпретации, с одной стороны, и составленные на основе интерпретации в классе реальных 3-мерных тел – с другой. Те из моделей, которые отвечают необходимому критерию истинности решения обратной задачи, назовем *реальными*, остальные – *условными*.

Критерий обязывает сравнивать экспериментальные и теоретические (модельные) значения физического поля не вдоль отдельных выбранных профилей или в единственной точке, а по всей площади исследования. Авторы не пытаются отрицать необходимость оценочных геофизических интерпретационных исследований в классе 1- и 2-мерных моделей. В теплофизических исследованиях, МТЗ, сейсмометрии и т. д. применение таких моделей привело к получению фундаментальных или просто заслуживающих внимания результатов. Мы уже говорили, что решения обратной задачи на классе 1- и 2-мерных моделей используются в качестве начальных приближений при интерпретационных построениях реальных моделей литосферы.

Упомянутая в формулировке критерия «наперед заданная точность» выбирается из соображений существующей погрешности измерения и выделения аномалий. Очевидно, что не имеет смысла получать теоретические результаты с точностью, превышающей точность измерения. Так, наблюденная и теоретическая карты силы тяжести на рис. 2 совпадают с точностью  $\pm 1$  мГал, что примерно соответствует точности определения аномалий на карте наблюденного поля силы тяжести.

Критерий требует, во-первых, вычисления при интерпретации полного набора геометрических параметров и характеристик физических свойств горных пород, позволяющего рассчитать соответствующее физическое поле 3-мерной модели. В этом смысле интерпретация должна быть **тотальной**. Во-вторых, при интерпретации параллельно решается задача разделения (а на конечном этапе и суммирования) локальных аномалий между собой и выбора нулевого уровня аномалий (Вашилов, 1973, 1984). Системе локальных аномалий в гравиметрии и магнитометрии соответствует система локальных 3-мерных моделей источников. В-третьих, если отмечаются заметные региональные эффекты (преимущественно в гравиметрии), то еще до проведения интерпретации локальных аномалий определяется природа источников региональных аномалий, выбирается модель источника, на базе этой модели решается обратная задача для регионального поля в классе 3-мерных моделей и строится теоретическое региональное поле. Его влияние предварительно исключается, и интерпре-

татор имеет дело с картой «чистых» локальных аномалий (Вашилов, 1984; Кабак, 1988, 1993).

Условию «тотального» характера интерпретации, логично следующего из необходимого критерия, не отвечают те методы, которые сводятся к вычислению отдельных параметров геологической среды, например глубин поверхностей расслоения (границы М, кристаллического фундамента и др.), методами статистической корреляции или методами, использующими математическую модификацию регуляризующего (сглаживающего) функционала. Регуляризирующий алгоритм может быть построен естественным способом с учетом априорной информации о геометрическом типе источника аномалии и помех на входе. Так реализована регуляризация в работе А. Н. Тихонова и В. Б. Гласко (1999) для теоретических моделей притяжения контактной поверхности. Но вследствие значительно более сложного строения геологической среды и преимущественно блоковой природы источников аномалий силы тяжести в литосфере такая корреляция в изменении поля силы тяжести и глубин контактной поверхности должна либо отсутствовать, либо быть очень слабой. Естественная регуляризация должна исходить из представлений о блоково-слоистом типе структуры литосферы и ограниченном диапазоне изменения контрастной плотности по горизонтали и вертикали. Именно поэтому способ расчета глубин контактной поверхности А. Н. Тихонова и В. Б. Гласко, опробованный на теоретических моделях, не получил распространения в практике геофизической интерпретации поля силы тяжести.

Условию тотальной интерпретации и, следовательно, необходимому условию истинности решения обратной задачи не отвечают результаты, полученные упомянутым способом особых точек. Одна из распространенных на практике разновидностей метода особых точек – операция продолжения магнитного поля  $\Delta T$  в нижнее полупространство способами, разработанными для гармонических функций, в целях выделения «особых точек». Но  $\Delta T$  – это разность между модулями полного вектора магнитного поля Земли  $T$  и нормального  $T_0$ , которая не обладает свойством гармонической функции.

Применение необходимого критерия истинности решения обратных задач геофизики значительно упрощает выбор наиболее достоверного метода и позволяет геологам и геофизикам самим оценить надежность геофизических методов интерпретации. Если метод принципиально не допускает расчета теоретических модельных значений поля на поверхности наблюдения и построения теоретических карт удовлетворительной точности (в пределах наперед заданной погрешности) для системы 3-мерных реальных тел, то к получаемым на его основе геолого-петрофизическим результатам следует относиться как к сомнительным и не заслуживающим доверия, и наоборот.

Решение **всех** обратных задач геофизики по аномалиям потенциальных и непотенциальных



геофизических полей **неоднозначно** и в общем виде невозможно. Если в приложениях существование глобальных решений предполагается априори, то в математике критериев существования глобальных решений нет. В советской геофизической математике искусственно преувеличенное внимание было уделено математической проблеме **единственности и устойчивости** решения обратных задач, не имеющей большого практического значения. Все обратные задачи относятся к классу некорректно поставленных. На их решение Жаком Адамаром было даже наложено табу. Многие десятилетия они рассматривались как не имеющие физического смысла. Но в конце концов было показано, что даже задача приближенного вычисления производных математически некорректно поставлена. Решение обратной задачи для практических случаев интерпретации никогда не может быть корректным в указанном математическом смысле этого слова, так же как недостижима в науке абсолютная истина. Некорректность диктуется качеством интерпретируемого экспериментального «материала» – он всегда получается с погрешностями наблюдения. В гравиметрии решение обратных задач для реальных 3-мерных тел возможно лишь при наложении некоторых начальных априорных ограничений на геометрию тела – источника аномалии и на величину и пространственное распределение плотности с учетом систематических и случайных погрешностей (помех) измерений.

Сформулированное необходимое условие не является достаточным. Действительно, в практической геофизике и, в частности, в гравиметрии имеет место явление эквивалентности полей (Ващилов, 1973), когда разным по природе или по форме геологическим телам – источникам аномалий соответствует одно и то же поле (в рамках погрешности наблюдений). В задаче о логарифмическом потенциале доказана (Страхов, 1974) возможность эквивалентности по отношению к наблюдаемому полю 2-мерных тел типа «контактная поверхность» и «звездное тело». Поэтому приблизительное совпадение теоретического и измеренного полей в рамках метода подбора еще не может служить критерием правильности результата решения обратной задачи (Тихонов, Гласко, 1999; Тихонов, 1999).

Достаточное условие истинности интерпретации можно считать выполненным тогда, когда истинность полученной модели геологической среды (в рамках заданной погрешности) подтверждается результатами непосредственного наблюдения. Такие результаты в геологии получают при бурении. Бурение для проверки геофизических моделей употребляется редко, лишь в экономически оправданных ситуациях, например, при поисках и разведке нефтегазовых месторождений. Модели тел литосферных размеров в принципе не могут быть проверены бурением. Косвенное подтверждение правильности модели или ее отдельных элементов дается другими независимыми геофизическими или

геологическими методами. Накопление независимой информации об источнике аномалий способствует или укреплению убежденности в справедливости решения, или отказу от него и может быть использовано для дальнейшего уточнения и коррекции модели.

На рис. 2 и 4 показан и оценен характер совпадения теоретических и полученных в результате полевых съемок карт аномалий силы тяжести для системы локальных геологических объектов. Авторам неизвестны в современной научной российской и мировой литературе примеры построения теоретических карт для систем интерпретационных моделей источников аномалий.

## 6. ВЫВОДЫ

1. Анализ методических основ новой интерпретационной гравиметрии позволяет рассматривать ее как новое, самостоятельное, самостоятельное направление изучения литосферы, базирующееся на массовой количественной интерпретации аномалий силы тяжести региональной и локальной природы в классе 3-мерных блоковых моделей источников аномалий и статистической обработке результатов интерпретации.

2. Пересмотр стереотипов в подходах к глубинной интерпретации поля силы тяжести заключался в реализации концепции плотностной неоднородности, имеющей форму блока как доминирующего источника аномалии, в выборе элементарного тела – пятигранной призмы с треугольными основаниями, метода подбора путем последовательного приближения для решения обратной задачи гравиметрии, выявлении и широком практическом применении закономерного сочетания слоев и блоков литосферы.

3. Расчет параметров  $\zeta_1$  и  $\zeta_2$  плотностных неоднородностей в форме блоков позволяет определить число границ расслоения и их глубину и оценить глубины заложения разломов и блоков в каждом конкретном случае; статистический анализ решает указанную задачу в обобщенном виде – для всей площади исследования в целом.

4. Редуцирование гравиметрических наблюдений (топографическая и батиметрическая редукция) рассматривается как этап интерпретационного процесса последовательных приближений, особенно при высокоточных исследованиях и при анализе поля силы тяжести в высокогорных районах.

5. Первые сформулированы необходимые критерии истинности решения обратной задачи гравиметрии, область применения которого выходит за рамки решения обратной задачи только одной гравиметрии. Приведены не имеющие аналогов примеры составления теоретических карт силы тяжести для 3-мерных интерпретационных моделей литосферы, сопоставимых по точности с исходными для интерпретации картами наблюдаемого поля силы тяжести.

6. При рассмотрении вопросов о необходимом и достаточном условиях истинности решения обратной задачи, единственности, устойчивости, эквивалентности этого решения во

главу угла ставилось представление об аномалиях как результатах измерений физических полей с определенными погрешностями. Научный подход к анализу и интерпретации результатов наблюдений и экспериментов предполагает очевидным тот факт, что указанные результаты **всегда** получаются с определенной погрешностью, которая должна быть оценена. Тривиальное это правило нередко игнорируется исследователями, в частности, в геологии и геофизике. О нем просто забывают и, предав забвению, строят малообоснованные гипотезы и концепции.

В статье 2 будет дан сравнительный анализ конкретных преимуществ и недостатков новой интерпретационной гравиметрии и глубинных сейсмических исследований литосферы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ващилов Ю. Я.* Методика интерпретации при геофизических исследованиях строения верхней мантии и земной коры Западно-Сибирской низменности // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1970. – № 12. – С. 45–60.
- Ващилов Ю. Я.* Структура верхней мантии и земной коры Западно-Сибирской низменности // Там же. – 1971. – № 1. – С. 51–64.
- Ващилов Ю. Я.* Глубинные гравиметрические исследования. – М.: Наука, 1973. – 156 с.
- Ващилов Ю. Я.* Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. – М.: Наука, 1984. – 240 с.
- Ващилов Ю. Я., Сахно О. В.* Редукция аномалий силы тяжести: некоторые аспекты редукции на суше и на море // Астеносфера и литосфера Северо-Востока России (структура, геокинематика, эволюция) / отв. ред. Ю. Я. Ващилов, А. В. Николаев. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. – С. 88–100.
- Ващилов Ю. Я., Глотов В. Е., Зимникова Т. П. и др.* Трехмерная модель структуры литосферы прибрежной части Восточно-Сибирского моря // Бюл. МОИП. Отд. Геол. – 2003а. – Т. 78. – Вып. 1. – С. 16–25.
- Ващилов Ю. Я., Глотов В. Е., Зимникова Т. П. и др.* Глубинное геологическое строение и нефтегазоносность юго-восточного прибрежного шельфа Восточно-Сибирского моря (3-мерная геолого-петрологическая модель на базе интерпретации гравиметрических наблюдений) // Астеносфера и литосфера Северо-Востока России (структура, геокинематика, эволюция). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003б. – С. 5–26.
- Ващилов Ю. Я., Напаенский Г. В., Попов М. Г.* Интегральный метод интерпретации аномалий  $\Delta g$  над вертикальным уступом // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1975. – № 9. – С. 48–58.
- Грушинский Н. П.* Теория фигуры Земли. – М.: Физматгиз, 1963. – 446 с.
- Гурвич И. И.* Сейсмическая разведка. – М.: Недра, 1970. – 552 с.
- Джеффрис Г.* Земля, ее происхождение, история и строение. – М.: ИЛ, 1960. – 486 с.
- Дмитриев В. И.* Работы А. Н. Тихонова по математической геофизике. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. – С. 3–10.
- Егоркин А. В., Кун В. В., Чернышев Н. М.* Поглощение продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформе // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1981. – № 2. – С. 37–50.
- Кабак И. Б.* Объемная модель глубинной структуры и размещение рудопроявлений зоны сочленения Арманского и Ольского вулканических полей // Объемные модели структуры земной коры и верхней мантии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1988. – С. 38–52.
- Кабак И. Б.* Трехмерная плотностная и геологическая модель верхов земной коры второго приближения (на примере Прикараменья) // Структура и кинематика литосферы востока России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. – С. 43–51.
- Магницкий В. А.* Внутреннее строение и физика Земли. – М.: Недра, 1965. – 380 с.
- Облогина Т. И., Пийт В. Б., Ващилов Ю. Я., Камбаров Н. Ш.* Новый подход к интерпретации данных ГСЗ на примере района Большого Каратау // ДАН СССР. – 1969. – Т. 188, № 5. – С. 1120–1122.
- Пискарев А. Л.* Модели глубинного строения арктического шельфа России // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. – С. 150–161.
- Рингвуд А. Е.* Состав и петрология мантии Земли. – М.: Недра, 1981. – 584 с.
- Сахно О. В.* Вычисление гравитационного эффекта  $\Delta g$  от конечного числа треугольных призм // Геофизические исследования блоково-слоистой структуры литосферы. – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1983. – С. 110–117.
- Сахно О. В.* О погрешностях интерпретации блоково-геофизическими палетками аномалий  $\Delta g$  от блоковых источников разной формы // Объемные модели структуры земной коры и верхней мантии. – Магадан, 1988. – С. 83–87.
- Страхов В. Н.* К теории обратных задач логарифмического потенциала для контактной поверхности // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1974. – № 6. – С. 39–60.
- Страхов В. Н., Романюк Т. В.* Методика нахождения распределения плотности в коре и верхней мантии Земли по данным ГСЗ и гравиметрии (электромагнитные методы, геотермия, комплексная интерпретация) // Изучение литосферы геофизическими методами. – Киев: Наук. думка, 1987. – С. 165–200.
- Тихонов А. Н.* Об устойчивости обратных задач // ДАН СССР. – 1943. – Т. 39, № 5 – С. 195–198.
- Тихонов А. Н., Гласко В. Б.* О применении метода регуляризации в задачах геофизической интерпретации // Работы А. Н. Тихонова по математической геофизике. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. – С. 426–440.
- Шило Н. А., Ващилов Ю. Я.* О плотности пород верхней мантии // ДАН СССР. – 1983. – Т. 273, № 3. – С. 695–698.
- Bortfeld R. K., Govin J., Stiller M. et al.* DEKORP Research Group. First results and preliminary interpretation of deep-reflection seismic recordings along profile DEKORP 2-South // J. Geophys. – 1985. – Vol. 57. – P. 37–163.
- Paul M. K.* The gravity effect of a homogeneous polyhedron for three-dimensional interpretation // Pure and Appl. Geophys. – 1977. – Vol. 112. – P. 553–561.
- Sadoviak P., Voss J., Meissner R.* 3D modeling of diffractions observed on deep reflection line DEKORP 2-S // Geophysical prospecting. – 1989. – Vol. 37. – P. 623–637.
- Woodward D. J.* The gravitational attraction of vertical triangular prisms // Geophys. Prospect. – 1975. – No. 23. – P. 526–532.

**THE NEW INTERPRETATION GRAVIMETRY – INSTEAD OF AND SIDE-BY-SIDE  
WITH THE DEEP SEISMIC RESEARCHES  
1. The New Interpretation Gravimetry Methods**

*Yu. Ya. Vashillov*

The new interpretation gravity is a geophysical method of studying lithosphere, which allows us to solve problems of the lithosphere structure and petrology with geophysical, geological and petrological validity. The gist of the revision of deep interpretation gravity method stereotypes is as follows. Dominating sources of gravity anomalies have density heterogeneities in the form of block. The elementary calculated body is the pentahedral prism with triangular upper and lower bases. The same prism is used for solution by inspection of gravity inverse problem by successive approximation method. The regularity in combination of the lithosphere blocks and layers is discovered and put into practice very widely. The reduction of gravity data (topography on land and bathymetry on sea) is a stage of interpretation of successive approximation method, especially for precise measurements and gravity in highlands (the Alpines). For the first time the necessary criterion for inverse problem true solution is formulated. The sphere of criterion application extends far from only single gravity.

**Key words:** interpretation, gravity, density, seismic, inverse problem, necessary criterion, Earth crust, lithosphere, block, layer.