

УДК 550.831: 551.24 (571.6)

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ФОРМАЛИЗОВАННЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ (ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ОПЫТ)

© 2013 А.М. Петрищевский

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, 679016,
e-mail: petris2010@mail.ru*

Формулируются и сопровождаются практическими примерами основополагающие принципы и методы решения палеогеодинамических задач, решаемых с помощью ретроспективного анализа формализованных гравитационных моделей земной коры и верхней мантии в Дальневосточном регионе России.

Ключевые слова: гравитационные аномалии, моделирование, тектонические структуры, геодинамика, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Любая модель – это совокупность принятых допущений в формализованном виде (Страхов, 1979), однако далеко не каждая гравитационная модель способна выявлять объективные структурные и вещественные характеристики статического геологического пространства, которые можно было бы интерпретировать в историко-геологическом аспекте. В частности, априорно закладываемые в плотностные модели геолого-геофизические данные уже содержат «генетическую» информацию о геологической природе (происхождении) моделируемых сред и вероятных путях их эволюции, например: о субдукции, вещественном составе верхней мантии, типах земной коры, ее магматической или флюидной проработке, прогрессивном, или регрессивном, метаморфизме, гранитизации и др. Возможности получения новой и объективной физико-геологической информации о глубинных структурах в таких случаях зависят от степени изученности исследуемого объема геологического пространства, квалификации, опыта и вкусов интерпретатора.

В условиях Дальнего Востока России недостаток, а нередко – полное отсутствие априорной информации при моделировании глубинных структур земной коры и верхней мантии, компенсируется заранее принятыми концепциями и субъективными предположениями. При этом на-

блюденные гравитационные аномалии на одной и той же территории, сопровождаемые решениями прямых и обратных задач, могут объясняться совершенно разными геологическими причинами. Например: глубокий гравитационный минимум в Сихотэ-Алине одни исследователи (Кулинич и др., 2007) связывают с прогибом подошвы земной коры, а другие (Романовский и др., 1992) – со сквозькоровой «гранитизацией». В обоих случаях предполагаемые связи обосновываются аналитическими расчетами. В другом случае (Косыгин, 1991) априорно предполагаемая зона субдукции на северо-западной границе Тихоокеанской плиты закладывается в плотностную модель в виде наклонной пластины повышенной плотности, а при последующих расчетах не согласующиеся с такой моделью гравитационные эффекты искусственно компенсируются плотностными неоднородностями ниже и выше этой пластины, не находящими какого-либо объяснения в существующих геолого-геофизических данных.

Рассматриваемый ниже подход к интерпретации гравитационных аномалий основывается на применении формализованных расчетных процедур, не связанных с дополнительной априорной геолого-геофизической информацией. Эта информация анализируется на заключительных этапах интерпретационного процесса. Примерами реализации такого подхода в Дальневосточном регионе являются модели Ю.Я. Ващилова (1984, 1993), описывающие слоисто-блоковые

тектонические структуры Северо-Востока России по результатам интерпретации элементарных гравитационных аномалий в классе тел с вертикальными боковыми гранями и модели распределений центров плотностных неоднородностей компактного класса (Петрищевский, 2004а, 2004б, 2006а, 2007).

Простейшим примером использования формализованных гравитационных моделей при палеогеодинамической интерпретации формализованных гравитационных моделей является диагностика структур сжатия и растяжения. Первые характеризуются утолщением земной коры, а вторые – ее сокращением (Красовский, 1989; Родников, 1979; Тектоносфера ..., 1992). Утолщения и сокращения коры отображаются в распределения сингулярных точек плотностных неоднородностей (Петрищевский, 2004а, 2004б, 2006а) без анализа данных о плотности сред и вспомогательной геолого-геофизической информации.

Концентрически-зональные распределения формализованных параметров в гравитационных моделях являются признаками существования структур центрального типа (Петрищевский, Ханчук, 2006; Петрищевский, Юшманов, 2011; Petrishchevsky, Zlobin, 2004), а по характеру пространственных совмещений (пересечений) линейных и концентрических структур можно судить об относительном возрасте (древнее – моложе) тех и других.

Целью статьи является иллюстрация возможностей использования формализованных гравитационных моделей при анализе пространственно-временных взаимоотношений тектонических структур

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ФОРМАЛИЗОВАННЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ

Под формализованными гравитационными моделями “специализированного (однопризнакового) геологического пространства” автор, ориентируясь на фундаментальное определение этого понятия в тектонике (Косыгин, 1983), понимает пространственные распределения плотностных, или геометрических, параметров геологических сред, конструируемые в результате формальных расчетных процедур независимо от существующей геолого-геофизической информации и каких-либо тектонических концепций. Этими параметрами могут быть объемная (Вашилов, 1993) и поверхностная сферическая (Петрищевский, 2006б) плотность, верхние и нижние кромки прямоугольных тел (Вашилов, 1984; Шилов, Вашилов, 1979), краевые точки гори-

зонтальных пластин, вершины многоугольников (Блох, 1998; Трошков, 1994), центры тяжести эквивалентных точечных источников (Петрищевский, 2004а; Трошков, 1994), средняя глубина залегания центров источников на отрезке (или в площади) скользящего окна (Петрищевский, 2004б) и особые точки аналитических функций потенциальных полей при продолжении их в нижнее полупространство (Березкин, 1988; Блох, 1998). Геологическая достоверность и эффективность таких моделей не обеспечивается привлечением известной геолого-геофизической информации на начальном этапе их конструирования (сначала анализ, потом решение), а проверяется сопоставлением получаемых моделей с этой информацией уже после выполнения расчетов (сначала решение, потом анализ). Так же как и при первом, физико-геологическом, подходе к интерпретации гравитационных аномалий, во втором случае представляется возможным не только синтез существующих данных об объекте исследований (геологической структуре, рудно-магматической системе, геодинамически активном районе и др.) на основе всей имеющейся и получаемой новой объективной (то есть не зависящей от предшествующих данных) информации, но и оценка достоверности существующих гипотез о его происхождении и эволюции.

Под множественной интерпретацией гравитационных аномалий автор, вслед за Ю.Я. Вашиловым (1984), понимает формализованную интерпретацию рассеянного (на гравиметрической карте) множества элементарных гравитационных аномалий выбранного типа (например: гравитационных ступеней, квазиизометрических аномалий, только максимумов, только минимумов и др.), геологические результаты которой проявляются в результате генерализации (обобщения) результатов расчетных процедур. При этом, каждое локальное квазисимметричное возмущение поля не связывается с конкретным геологическим источником, а представляется случайным результатом аддитивного влияния неопределенного числа элементарных тел, могущих иметь разную геологическую природу (тектоническую, магматическую, метаморфическую, физико-химическую).

Опыт гравиметрических исследований в Дальневосточном регионе приводит к выводу, что палеогеодинамическая интерпретация формализованных гравитационных моделей регламентируется двумя основными условиями (или принципами).

1. Принцип разделения признаков пространств (один признак – одна модель) предполагает четкое регламентирование внешних геологических и внутренних физико-математических условий модельного эксперимента,

Описание среды не может быть признано строго формализованным, если в модели вариативно (неоднозначно) определены два или более описывающих параметра, например: плотность и геометрические параметры среды. Исходя из этого принципа, при формализованном построении рельефа одной моделируемой плотностной границы (нелинейная обратная задача) плотностные свойства граничащих сред должны быть зафиксированы, а влияние всех других факторов – учтено с точностью, определяемой условиями и целями решения основной задачи. Последнее может быть обеспечено применением разного рода трансформаций наблюдаемых гравитационных аномалий, в том числе – геологических редукций (последовательным вычитанием гравитационных эффектов тел и структур). Смешанная обратная задача (определение плотности и геометрии контактирующих сред в одном вычислительном процессе) в методах подбора без вспомогательной априорной информации означает смешивание признаков пространств и, как следствие – получение отображения геологической среды, содержащего большое число субъективных (внешне не подтверждаемых) элементов модели.

Точно также, при моделировании вещественных характеристик (плотности, градиентов плотности) геологических тел и структур, их геометрические параметры не должны быть результатом вычислений, а должны быть закреплены, либо приведены к единообразной форме элементарных источников. Последнее реализуется в сеточных методах истокообразных аппроксимаций (Гравиразведка, 1990; Долгаль и др., 2012; Li, Oldenburg, 1998). Эти методы, применяемые на Дальнем Востоке России (Глубинное..., 2010; Горощко и др., 2010), способны схематично описать плотностную характеристику исследуемого объема геологического пространства, однако они мало эффективны при моделировании нескольких резких плотностных границ, геометрия которых могла бы использоваться при палеогеодинамическом анализе глубинных структур.

2. Принцип структурного изоморфизма является руководящим при выявлении и ретроспективном анализе следов прошедших в тектоносфере геологических процессов. Структурный изоморфизм – термин, пришедший из кристаллографии и математики, в настоящее время широко употребляется в химии, физике, геологии, гуманитарных науках (философии, психологии, социологии, лингвистике), медицине и экономике. Он обозначает связь, взаимно однозначное соответствие, структурную однородность, критерий подобия природных объектов разных иерархических уровней, включая поведенческие характеристики систем. С проявлениями

структурного изоморфизма органически связаны такие понятия, как гомология и фрактальность. Структурный изоморфизм (иногда этот термин применяется в значении изоморфизма структур) проявляется во множестве природных систем и процессов, начиная от атомов и молекул до планетарных, социальных и экономических систем.

Применительно к палеогеодинамической интерпретации гравитационных моделей этот принцип подразумевает выявление подобия форм и пространственных взаимоотношений плотностных неоднородностей формам и взаимоотношениям приповерхностных тектонических структур, генезис и механизм образования которых установлены по геологическим наблюдениям.

Важнейшим инструментом диагностики палеогеодинамических обстановок (в первую очередь – векторов сжатия), существовавших в период консолидации того или иного слоя земной коры, является соответствие ориентировок складчато-разрывных деформаций приповерхностных структур определенного (по геологическим данным) возраста ориентировкам глубинных плотностных неоднородностей (например: распределениям центров возмущающих масс, изолиниям глубины залегания структурных поверхностей и др.) в глубинных срезах тектоносферы. При этом, изменения структурных планов деформаций тектоносферы по мере увеличения глубины срезов соответствуют изменениям структурных планов деформаций тектонических комплексов по мере удревления их возраста (Петрищевский, 2007). Обратная последовательность может быть результатом шарьирования более молодых глубинных структур древними тектоническими комплексами.

Соблюдение сформулированных принципов при интерпретации гравитационных аномалий на Дальнем Востоке России позволяет решать широкий спектр палеогеодинамических задач в районах активного взаимодействия (коллизии, субдукции, трансформных сдвигов, магматической проработки и др.) литосферных плит и крупных террейнов, объяснять механизмы формирования и особенности эволюции складчато-надвиговых, рифтогенных, вулканических и плюмовых структур.

В статье анализируются модели, полученные в результате множественной формализованной интерпретации локальных возмущений гравитационного поля, предполагающей микститовую (Леонов, 1981) (или ячеистую) структуру тектонических сред, т.е. сред, состоящих из хаотически распределенных элементарных геологических тел (в т.ч. палеомагматических очагов), каждое из которых характеризуется своим вещественным составом и текстурой. Примерами таких

сред являются картируемые на поверхности олистостромовые и аккреционные комплексы (Геодинамика ..., 2006; Леонов, 1981; Тектоника ..., 2001) и пространственно сопряженные магматические комплексы полярного вещественного состава (Геодинамика ..., 2006; Геодинамика ..., 2006; Юшманов, Петрищевский, 2004).

Рассматриваемые далее гравитационные модели основываются на самых общих представлениях о плотностных неоднородностях земной коры и верхней мантии, в которых гравитационные аномалии отражают только степень плотностной дифференциации (контрастности) геологического пространства. Эти модели не регламентируются строгими пространственными ограничениями на форму элементарных неоднородностей, принимающих участие в расчетах, и не требуют привлечения априорной вспомогательной геолого-геофизической информации на начальном этапе вычислительных процессов. Конструирование таких моделей внутренне однозначно, поскольку оно основано на решении обратных задач с единственным решением (определение избыточной массы, вычисления глубины залегания центра масс и эквивалентных вариаций плотности тел относительно их общего центра). Методика и технология построения формализованных моделей плотностной неоднородности геологического пространства, анализируемых в данной статье, описаны в предшествующих работах автора (Глаголев, Петрищевский, 2010; Петрищевский, 2004а, 2004в, 2006б; 2011).

С целью палеогеодинамической интерпретации гравитационных аномалий автор анализирует два типа моделей: структурный и структурно-вещественный. Первый характеризуется распределениями центров плотностных неоднородностей (Z_0) в земной коре и верхней мантии (Петрищевский, 2004а), а второй (μ_z) отображает плотностную контрастность сред на отрезках между центрами масс и поверхностями, на которые выметаются, по Пуанкаре, массы объемных источников компактного класса (Петрищевский, 2006б, 2011). Физический смысл второго параметра соответствует поверхностной плотности сферы (тонкого слоя), нормированной по глубине залегания ее центра, которая эквивалентна объемному источнику гравитационной аномалии. Ниже по тексту этот параметр, для краткости, обозначается как «нормированная плотность эквивалентной сферы».

При сравнении пространственных распределений μ_z -параметра с сейсмическими, геоэлектрическими и теплофизическими разрезами тектоносферы Северо-Восточной Азии (Петрищевский, 2006а, 2006б, 2007, 2009, 2011; Петрищевский, Ханчук, 2006; Петрищевский,

Юшманов, 2011) установлена устойчивая связь минимумов нормированной плотности эквивалентных сфер с низкими удельными электрическими сопротивлениями тектонических сред, зонами пониженных скоростей сейсмических волн и повышениями температуры, то есть с признаками, которые традиционно считаются индикаторами пониженной вязкости тектонических и магматических сред. Максимумам μ_z -параметра в 3D-пространстве соответствуют жесткие кристаллические пластины и блоки древней земной коры Северо-Азиатского кратона, земная кора литосферных плит 2-го порядка (Амурской, Колымо-Омолонской, Охотоморской) и палеостровных дуг, вулканогенно-кремнистые пластины океанической коры в прибрежно-материковых складчато-надвиговых системах (Восточно-Камчатской, Корякской, Сихотэ-Алинской) и нижний слой литосферных плит. Таким образом, величина μ_z -параметра связана с реологическими свойствами (относительной вязкостью) тектонических сред.

На заключительном этапе расчетных процедур разрезы 3D-моделей μ_z -параметра трансформировались в стандартные плотностные модели с помощью 2D-алгоритма Голиздры-Старостенко для элементарных призм с вертикальными боковыми гранями (Гравиразведка, 1981). По существу — решалась прямая линейная итерационная задача гравитационного потенциала в границах сред, определяемых формализованными моделями. Индикаторами плотностных границ являются границы резких изменений значений и морфологических особенностей распределений μ_z -параметра. В большинстве разрезов обнаружена прямая корреляционная связь относительных изменений (повышений и понижений) μ_z -параметра с изменениями плотности сред.

ТИПОВЫЕ ПРИМЕРЫ РЕШЕНИЯ ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Одной из палеогеодинамических задач, решаемых с помощью формализованных описаний геологических сред, является *многоуровневое районирование территорий по типам и возрасту преобладающих деформаций* земной коры и верхней мантии в результате анализа распределений центров масс элементарных плотностных неоднородностей и μ_z -параметра, которые связаны с доминирующими векторами тектонических напряжений, различных в разное время и в разных слоях тектоносферы.

На обширных пространствах Северо-Восточной Азии преобладают три типа преимущественных деформаций и дислокаций приповерхностных тектонических комплексов, выраженных

в простирании осей складок, разломов, даек, магматических тел, тектонической трещиноватости и расщелачивании: широтно-меридиональные архейско-протерозойские, северо-западные палеозойские и северо-восточные мезозойские. Эти деформации и дислокации соответствуют палеогеодинамике взаимодействия литосферных плит: Евроазиатской, Амурской, Северо-Американской и Тихоокеанской. На основании устойчивой корреляции пространственных распределений центров глубинных плотностных неоднородностей с преимущественными простираниями приповерхностных тектонических тел и структур разного возраста установлено (Петрищевский, 2004а, 2006а, 2007; Петрищевский, Злобин, 2004), что распределение осей ориентировок локальных плотностных неоднородностей внутри тектоносферы подчиняется тем же закономерностям.

Это хорошо видно на примере Охотского срединного массива (рис. 1), который рас-

положен на стыке Охотоморской, Колымо-Омолонской и Евроазиатской литосферных плит. Нижний (нижнекоровый) структурный план (28-40 км) соответствует архейско-протерозойским тектоническим деформациям земной коры на северо-востоке Евразии (Тектоническая ..., 1978), первый среднекоровый (11-21 км) характеризуется комбинацией субмеридиональных (на западе) и северо-восточных (на востоке) ориентировок изолиний (Z_0), второй среднекоровый (8-11 км) – позднепалеозойским и раннемезозойским деформациям Яно-Колымской складчатонадвиговой системы, обусловленным коллизией Колымо-Омолонской (Ханчук, Петрищевский, 2007) и Евроазиатской плит, а верхнекоровый (3-6 км), сложенный позднемезозойскими вулканогенными образованиями и синвулканическими гранитоидами в Охотско-Чукотском вулканическом поясе – ярко выраженным северо-восточным простиранием, субпараллельным северо-западной границе Охотоморской плиты.

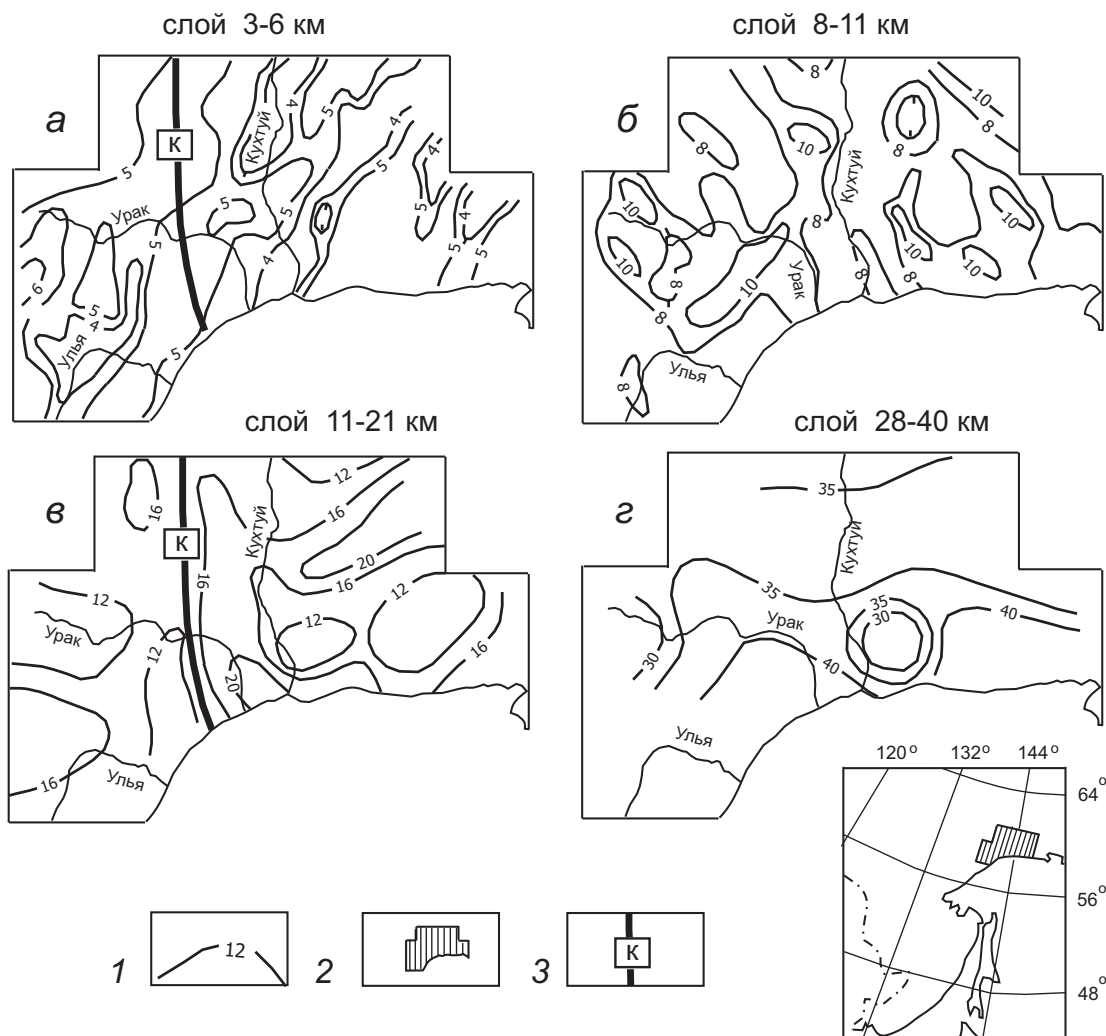


Рис. 1. Пространственные распределения плотностных неоднородностей в вулканогенно-осадочном чехле (а), складчатом комплексе (б), гранитно-метаморфическом (в) и «базальтовом» (з) слоях земной коры Охотского террейна: 1 – изолинии глубин залегания центров плотностных неоднородностей, км; 2 – район исследований; 3 – Кетандинский разлом (Тектоническая карта ..., 2005).

Время проявления наиболее активных фаз коллизии плит известно по геологическим данным (стратиграфическим индикаторам и определениям абсолютного возраста магматических формаций), следовательно, возраст глубинных деформаций тектоносферы может быть установлен по преобладающему направлению осей простираения плотностных неоднородностей, описываемых распределениями центров масс (Z_0), или изолиниями нормированной плотности эквивалентных сфер (μ_z). При сравнении пространственных распределений этих параметров в разных срезах тектоносферы можно судить о горизонтальных (сдвигание, надвигание, поддвигание) и вертикальных (поднятия, опускания) перемещениях структурно-формационных комплексов, или глубинных слоев, различающихся физико-химическими свойствами.

В частности, можно предположить, что блок земной коры западнее Кетандинского разлома (Тектоническая..., 2005), параллельного р. Кухтуй (рис. 1б) приподнят относительно восточного блока, поскольку в первом преобладают более древние широтно-меридиональные ориентировки структур рельефа условной поверхности (Z_0), а во втором – молодые северо-восточные. Оба блока перекрыты вулканитами Охотско-Чукотского вулканического пояса и вопрос о том, насколько (хотя бы приблизительно) глубоко залегают в этом золотоносном районе метаморфические (AR – PR) комплексы, важен для выбора направления поисковых работ. Из приводимых моделей (рис. 1) следует, что Кетандинский разлом в разное время и в разных структурных этажах выполнял различную роль. В гранитно-метаморфическом слое он проявился как сброс, или взброс (рис. 1б), а в приповерхностном вулканогенно-осадочном слое – как сдвиг (рис. 1а). Такой характер дизъюнктивных дислокаций в зоне этого разлома отражает последовательность тектонических процессов на прибрежно-материковой окраине Северо-Восточной Азии, которая в позднем палеозое и первой половине мезозоя была ареной аккреции океанических, окраинноморских и островодужных комплексов к Евроазиатской плите (Геодинамика..., 2006; Тектоника..., 2001), а в позднем мезозое (J_3 – K_1) была вовлечена в широкомасштабные трансформные сдвиговые перемещения (Геодинамика..., 2006; Khanchuk, 2001).

Субмеридиональные тектонические деформации отчетливо проявлены в нижнем слое литосферы на всей территории Северо-Восточной Азии (рис. 2а) и в Охотском море (Петрищевский, Злобин, 2004), а деформации второго типа (северо-восточные простираения структурных элементов на рис. 5б) охватывают только коровый диапазон (до глубины 30 км) и не

простираются на северо-запад далее широты 64° (300-350 км от современной границы суша-море). Из этого следует вывод, что земная кора северо-восточной тихоокеанской окраины Азии была сформирована путем надвигания окраинноморских и океанических комплексов на континент на значительно большей территории, чем это предполагается по геологическим наблюдениям в Корякии и на Камчатке (Соколов, 1992).

В другом пограничном районе – на юго-восточных окраинах Северо-Азиатского кратона – северо-западные ориентировки изолиний глубин центров плотностных неоднородностей (Z_0) преобладают в среднем и нижнем слоях земной коры (10-40 км), широтно-меридиональные – в подкоровом слое верхней мантии (40-80 км), а северо-восточные – в нижней литосфере (70-120 км) (Петрищевский, 2007). Первые ориентировки отражают динамику взаимодействия Амурской плиты с Северо-Азиатским кратоном (палеозойской окраиной Евразии), вторые – древнюю (AR – PR) структуру литосферы, а третьи – глубинную перестройку последней под влиянием давления Охотоморской, либо – Тихоокеанской, в допозднемеловое время, плиты.

В Среднем Приамурье (рис. 3) обнаружены два структурных плана распределений реологических плотностных неоднородностей. Здесь в нижнем слое земной коры (рис. 3а) эти неоднородности группируются в двух зонах северо-западного простираения, а неоднородности в подкоровом слое верхней мантии (рис. 3б) – в трех зонах северо-восточного простираения. Резкое угловое несогласие в распределениях плотностных неоднородностей в нижнекоровом и подкоровом слоях согласуется с результатами статистического (кластерного) анализа поля сейсмичности Приамурья (Горкуша, 1996), которые обнаружили существование в этом регионе двух структурных планов сейсмогенных деформаций земной коры, нижний из которых характеризуется северо-восточной ориентировкой.

Нижнекоровый (интервал глубин 16-35 км) структурный план отражает динамику позднепалеозойских и раннемезозойских тектонических процессов в зоне коллизии и сопряженных с ней раздвигов на границе Амурской плиты с Северо-Азиатским кратоном. Протяженные зоны реологического разуплотнения земной коры (линейные минимумы μ_z -параметра) в этом интервале глубин совпадают с расположением Монголо-Охотской сутуры и Амуро-Зейской впадины. Подкоровый структурный план (интервал глубин 31-70 км) отражает структурно-вещественную перестройку верхней мантии, связанную с коллизией Охотоморской и Амурской плит в позднем мезозое. Зоны реологического

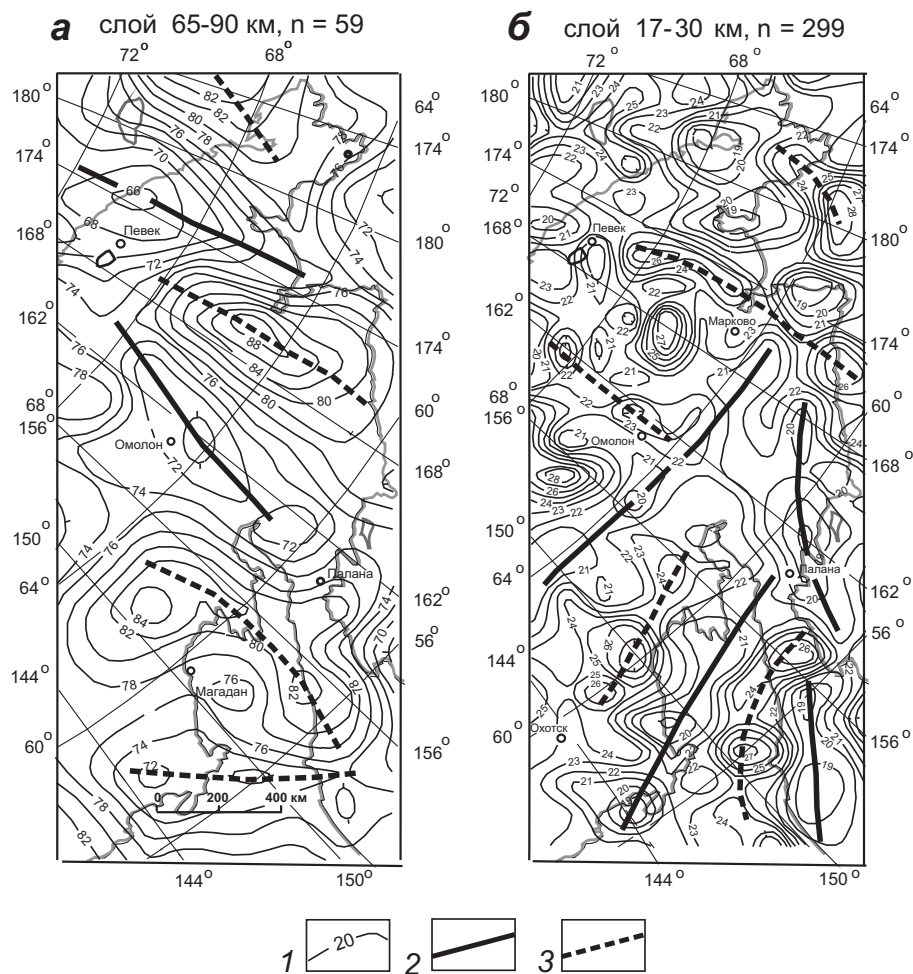


Рис. 2. Распределения центров плотностных неоднородностей в нижнем слое литосферы (а) и кристаллическом слое земной коры (б) Северо-Восточной Азии: 1 – изолинии глубин залегания центров плотностных неоднородностей, км; 2, 3 – оси поднятий (2) и погружений (3) центров возмущающих масс.

разуплотнения верхней мантии в этом интервале глубин совпадают с расположением Харбинского и Центрально-Сихотэ-Алинского разломов (Тектоническая ..., 2005) и Хингано-Охотского вулканического пояса (Геодинамика..., 2006). Сопоставление структурных планов позволяет предположить надвигание коровых комплексов Амурской плиты на юго-восточную окраину Северо-Азиатского кратона.

Пространственная соподчиненность жестких тектонических пластин, диагностируемых максимумами μ_z -параметра в зоне коллизии Северо-Американской плиты (САП) с Евразийской (ЕАП) (рис. 4, разрез 2-2) объясняет механизм взаимодействия этих плит и происхождение Колымо-Омолонской буферной плиты (КОП) окраинноморского типа (Ханчук, Петрищевский, 2007). Верхняя (корово-мантийная) субгоризонтальная жесткая пластина мощностью 30-40 км сложена кратонными блоками – микроконтинентами (Приколымским, Омолонским, Былыгычанским), перемещенными фрагментами островных дуг (Омулевской, Уян-

динской, Улахан-Тасской) и аккрецированными к ним осадочными комплексами Ангаючамского (по другим данным – Оймяконского) мезозойского окраинного моря, а нижняя наклонная – субдцированную литосферу САП. При детализации разрезов в коровом интервале глубин (рис. 4б) проявлены признаки надвигания жестких верхнекоровых пластин с стороны Северо-Американской плиты на Северо-Азиатский кратон (рис. 4, разрез 2-2) и охотоморской коры – на нижний слой земной коры Евразийской плиты (рис. 4, разрез 4-4).

Таким образом, на территориях, с востока, юго-запада и юго-востока и востока, прилегающих к древней Евразии, ориентировки распределений особых точек плотностных неоднородностей, и вариации плотности вокруг них (μ_z), в различных глубинных слоях тектоносферы содержат информацию о векторах прошедших, возможно – существующих до сих пор, тектонических напряжений внутри геологических комплексов или сред, различающихся вещественным составом и (или) реологическими

свойствами. Анализ изменчивости векторов напряжений по этому признаку в трехмерном геологическом пространстве открывает возможность для ретроспективных оценок относительных перемещений (сдвигание, надвигание, пододвигание, раздвигание) или деформаций (аккреция) литосферных сегментов и коровых структур.

В частности, во всех трех рассмотренных случаях (рис. 2-4) выявлены признаки расщепления литосферы “активных” плит на коровую и нижнюю литосферную пластины и надвигания их коровых сегментов на земную кору Евразийской плиты.

Также, как в сейсмических разрезах (Красовский, 1989; Родников, 1979; Тектоносфера..., 1992), по характеру совмещения в разных срезах земной коры и верхней мантии поднятий и опусканий глубинных границ в формализованных гравитационных моделях уверенно различаются структуры сжатия и растяжения, а в горизон-

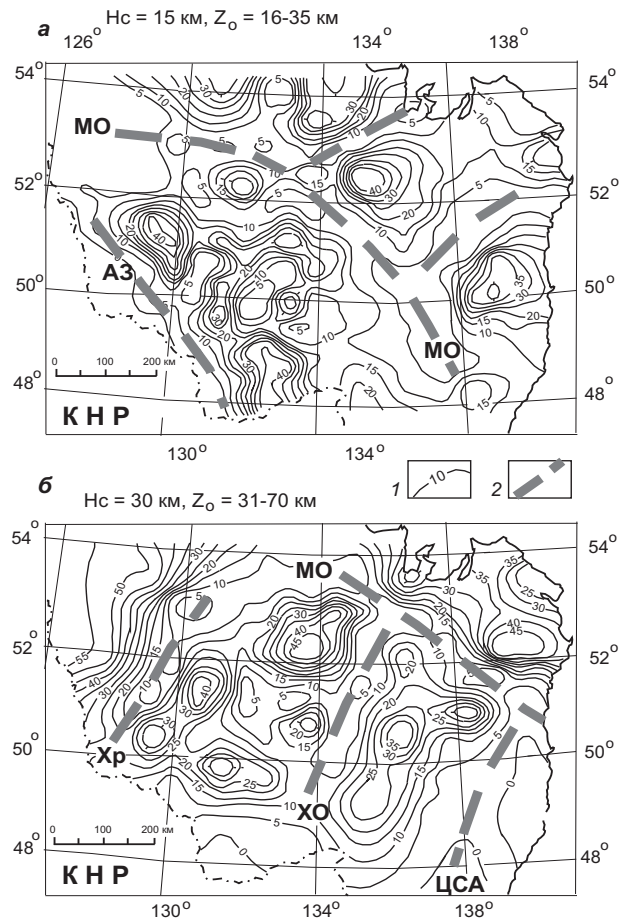


Рис. 3. Карты-срезы 3D-модели распределений μ_z -параметра в тектоносфере Среднего Приамурья: 1 – изолинии μ_z - параметра (1 ед. = 10^{-2} кг / м² / км); 2 – оси глубинных раздвигов: МО – Монголо-Охотского, АЗ – Амуро-Зейского, Хр – Харбинского, ХО – Хинганно-Охотского, ЦСА – Центрально-Сихотэ-Алинского. Нс – глубина среза μ_z - модели.

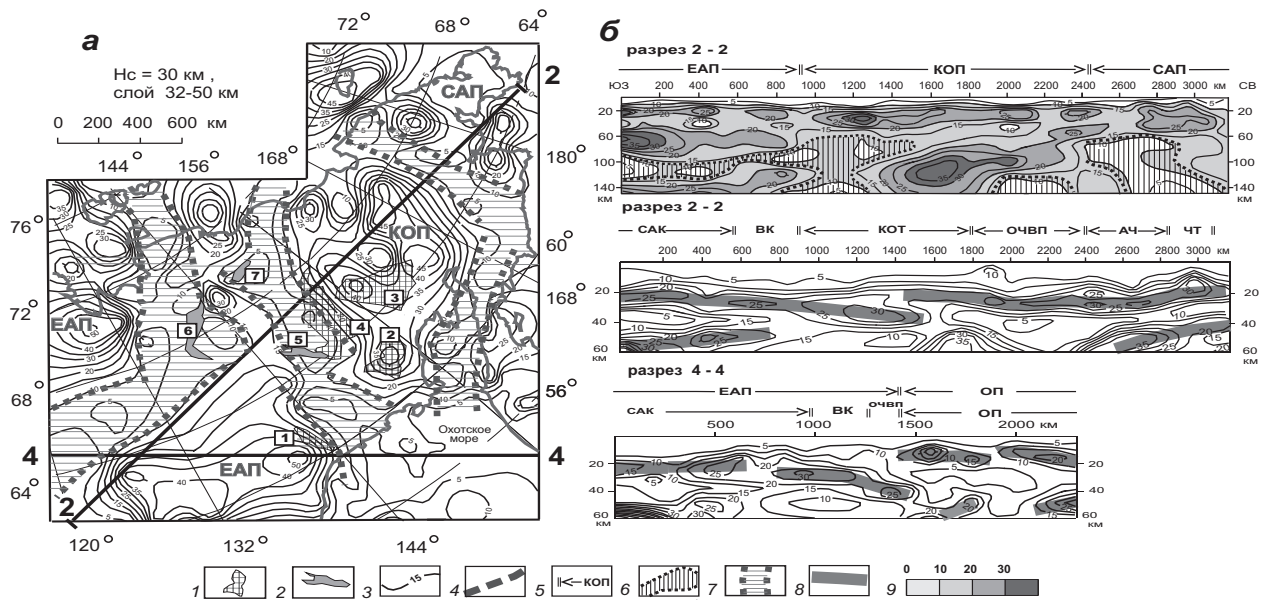


Рис. 4. Схема (а) и разрезы (б) 3D-модели распределений μ_z -параметра в тектоносфере Северо-Восточной Азии: 1 – блоки кратонного типа; 2 – палеоостровные дуги; 3 – изолинии μ_z -параметра (1 ед. = 10^{-2} кг / м² / км); 4, 5 – границы литосферных плит в плане (4) и над разрезами (5); 6, 7 – зоны пониженной вязкости в плане (6) разрезах (7); 8 – оси жестких пластин в разрезах; 9 – шкала раскраски разреза 2-2 в ед. μ_z -параметра. Обозначения литосферных плит: ЕАП – Евразийская, САП – Северо-Американская, КОП – Колымо-Омолонская, ОП – Охотоморская. Кратонные блоки (цифры в квадратах): 1 – Охотский, 2 – Былыгычанский, 3 – Омолонский, 4 – Приколымский. Перемещенные террейны островодужного типа: 5 – Омудевский, 6 – Уяндинский, 7 – Улахан-Тасский. Перемещенный приповерхностный тектонический структур над разрезами: САК – Северо-Азиатский кратон; складчато-надвиговые системы: ВК – Верхояно-Колымская, АЧ – Анюйско-Чукотская; КОТ – Колымо-Омолонский супертеррейн, ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканический пояс. Нс – глубина среза модели.

тальных смещениях осей поднятий и опусканий плотностных неоднородностей на разных гипсометрических уровнях проявляются сдвиговая, или надвиговая, компоненты в структурах растяжения (например: в Байкальской рифтовой зоне и Охотско-Чукотском вулканическом поясе).

В распределениях плотностных неоднородностей нижнего слоя земной коры Охотско-Чу-

котского вулканического пояса (ОЧВП) (рис. 5) ясно проявлены его раздвиговая (рифтогенная) природа и признак горизонтальной миграции кайнозойских рифтогенных процессов – смещение осей новейших впадин (ТИНРО, Шелихова, Пенжинской, Гижигинской, Марковской, Анадырской) от глубинной оси Охотско-Чукотского рифта в юго-восточном направлении.

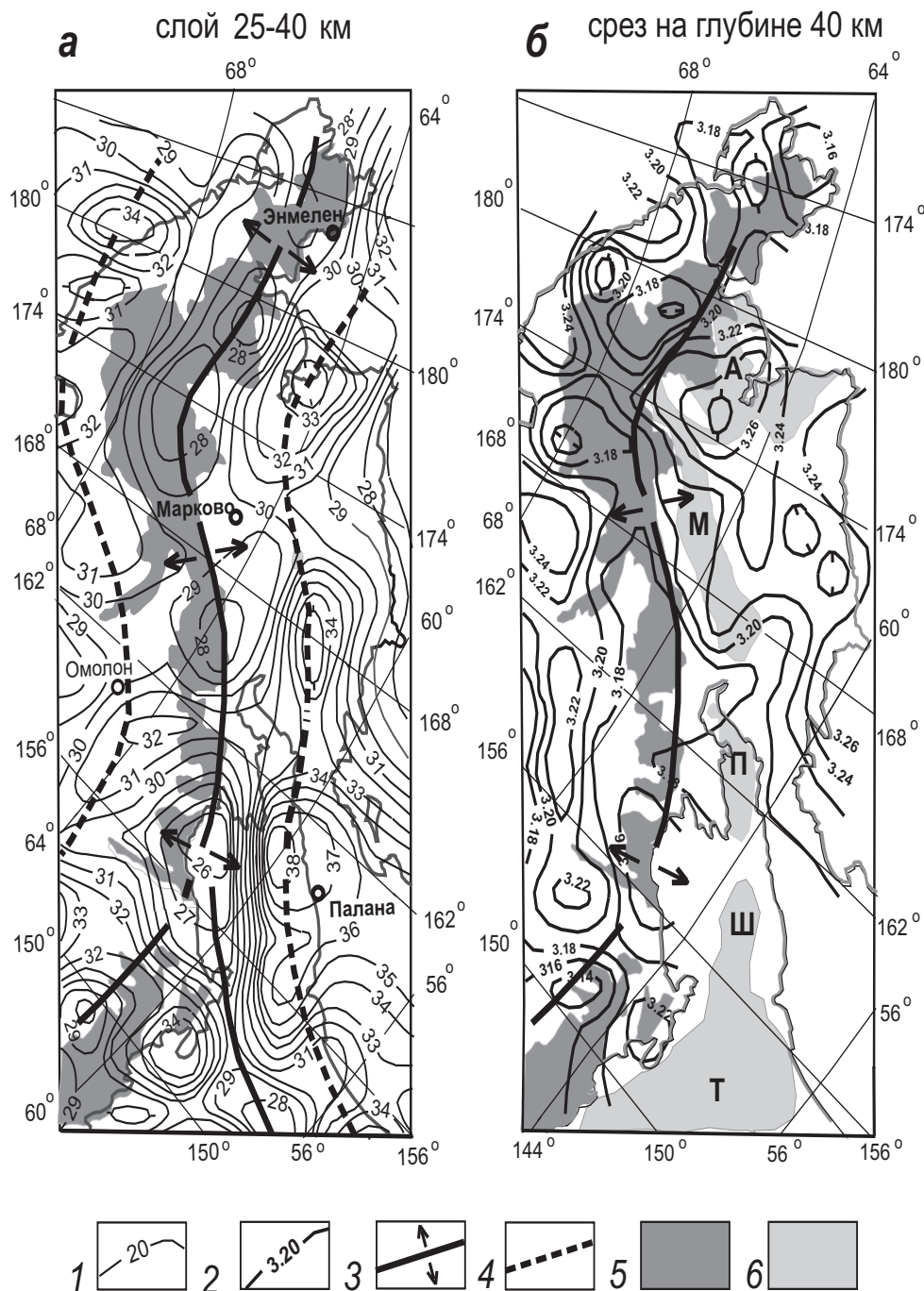


Рис. 5. Отражение структур сжатия и растяжения на северо-восточной окраине Азии: *а* — в распределении центров плотностных неоднородностей, *б* — в распределении плотности подкорового слоя: 1, 2 — изолинии глубин залегания центров масс, км (1) и плотности, $г\ см^{-3}$ (2), проведены по данным Ю.Я. Вашилова (1993); 3, 4 — оси структур растяжения (3) и сжатия (4) земной коры; 5 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; б — кайнозойские впадины: Т — ТИНРО, Ш — Шелихова, П — Пенжинская, М — Марковская, А — Анадырская.

Рифтогенное происхождение ОЧВП следует из инверсных взаимоотношений приповерхностных (вулканический прогиб) и глубинных (нижнекорое поднятие в распределениях центров масс плотностных неоднородностей) структур. Судя по понижению плотности (рис. 5б) и μ_z -параметра (Петрищевский, 2008), подкоровый слой под ОЧВП до сих пор находится в вязком, полурасплавленном, состоянии.

Из этого же рисунка (рис. 5) следует, что кайнозойские впадины Охотско-Анадырской структуры растяжения изостатически менее скомпенсированы, чем Охотско-Чукотский вулканический пояс, поскольку они располагаются в зоне погружения нижнекороевого слоя.

С помощью формализованных моделей распределений μ_z -параметра в земной коре и верхней мантии Забайкалья выявлены дополнительные признаки, проливающие свет на происхождение Байкальского рифта и особенности его эволюции (Петрищевский, 2009). В этих распределениях (рис. 6) обнаружен наклонный слой пониженной вязкости (минимум μ_z -параметра) и плотности в нижнем слое земной коры и подкоровом слое верхней мантии, отделяющий литосферу Северо-Азиатского кратона от Амурской плиты. Существование этого слоя объясняет пассивный характер байкальского (точнее – забайкальского) рифтогенеза и все его отличительные признаки, не характерные для большинства континентальных рифтов: толстая (45-55 км) кора (Суворов, 1999), отсутствие базальтоидов в осевой зоне рифта, горизонтальные смещения сейсмических волноводов (Крылов, 2006; Zorin et al., 2003) и зон низких удельных электрических сопротивлений (Мороз, Мороз, 2012) в подкоровом слое и глубоких слоях верхней мантии далеко на юго-восток за пределы рифтовой зоны, резкая асимметрия бортов кайнозойских впадин (Мац и др., 2001), верхнекоревая сейсмичность (максимум концентрации эпицентров землетрясений на глубинах 10-12 км (Гилева и др., 2000) и односторонний юго-восточный вектор новейших (голоценовых) перемещений приповерхностных тектонических масс (Polyansky, 2002). Анализ распределений μ_z -параметра (рис. 6а) и соответствующей им плотностной (рис. 6б) модели приводят к выводу о том, что толстая литосфера кратона, диагностируемая по повышенным значениям μ_z -параметра, далеко продвинута под рифтовую зону и, скорее всего, Байкальский рифт не является результатом новейшего раздвига литосферных плит, как считалось долгое время. По-видимому, эта позднекайнозойская структура растяжения повторяет один из эпизодов позднемезозойской и раннекайнозойской истории Забайкальской горной страны, характеризующейся многократным отщеплением от кратона коровых

тектонических пластин и смещением их в зону Забайкальского (Ангаро-Витимского) астенолита. Этот вывод находит подтверждение в циклическом характере процессов сжатия-растяжения при формировании рифтогенных впадин Забайкалья на протяжении 130-140 млн. лет (Лунина и др., 2009), резко асимметричном рельефе их бортов (Мац и др., 2001) и значительном смещении астеносферного поднятия далеко за пределы Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), выраженном в изостатических гравитационных аномалиях (Zorin et al., 2003), региональной составляющей теплового потока (Голубев, 2007; Petit et al., 2008) и понижении скорости сейсмических волн (Zorin et al., 2003). Об этом же свидетельствует нормальная мощность земной коры (40-45 км) под большей частью Байкальской впадины (Суворов и др., 1999). Таким образом, формализованная с помощью μ_z -параметра (рис. 6а) и плотностная (рис. 6б) модели литосферы БРЗ независимо от внешних данных подтвердили выводы тех исследователей (Зоненшайн и др., 1992; Крылов, 2006; Petit et al., 2008), которые предполагают пассивный характер рифтогенных процессов в Байкальской рифтовой зоне.

Статические формализованные гравитационные модели, интерпретируемые в динамическом геологическом пространстве окраинно-материковых складчато-надвиговых систем (Камчатка, Сихотэ-Алинь), позволяют оценить объемы и пространственные формы активных (аллохтоны) и пассивных (автохтоны) тектонических блоков (или пластин) и на основании этого выяснить особенности структурно-временных взаимоотношений складчато-надвиговых комплексов с комплексами их основания (фундаментом).

В свете формализованных гравитационных моделей (Петрищевский, 2006а), глубинное строение Камчатского полуострова резко отличается от стандартной модели континентальных складчатых систем (доминирующей в представлениях дальневосточных геофизиков) и отвечает строению сложной островной дуги, или системы близковозрастных дуг (по геологическим данным, в пределах полуострова выделяют 5-6 таких дуг). Главными отличиями, не вызывающим сомнений, являются резко различные состав и строение земной коры Восточной и Западной Камчатки (Соколов, 1992; Петрищевский, 2006а).

Позднемеловые и кайнозойские аллохтонные комплексы Восточной Камчатки залегают на океанической коре, а под Западной Камчаткой в интервале глубин 5-20 км обнаружен относительно более вязкий (жесткий) слой, диагностируемый повышенными значениями μ_z -параметра, который является восточным продолжением гранитно-метаморфического

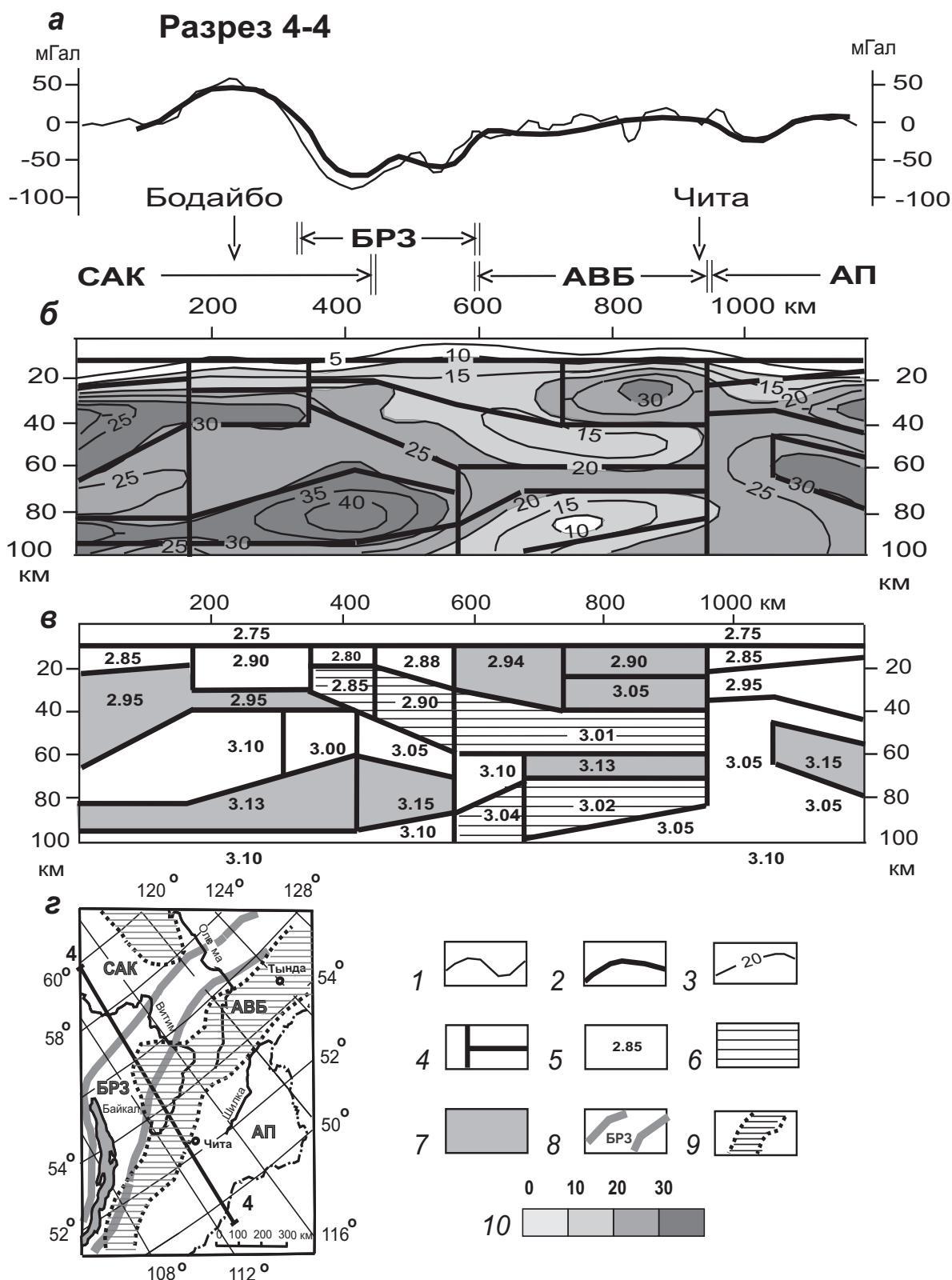


Рис. 6. Глубинное строение Байкальской рифтовой зоны: аномалии Буге (а), распределение μ_z -параметра (б) и плотности (в) в разрезе 4-4; структурная схема (г).
 1, 2 – наблюдаемая (1) и расчетная (2) аномалии силы тяжести; 3 – изолинии μ_z -параметра (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км);
 4, 5 – границы (4) и расчетная плотность (5) тектонических сред, г см⁻³; 6 – среды пониженной вязкости в разрезе 4-4; 7 – среды повышенной жесткости в разрезе, 8 – Байкальская рифтовая зона; 9 – зона пониженной вязкости подкорового слоя в горизонтальном срезе на глубине 25 км; 10 – шкала раскраски разреза (А) в условных единицах μ_z -параметра. Обозначения структур: САК – Северо-Азиатский кратон, БРЗ – Байкальская рифтовая зона, АВБ – Ангаро-Витимский батолит, АП – Амурская плита.

слоя земной коры Охотоморской плиты (рис. 7б). Земная кора Западной Камчатки утолщена (до 40-45 км) и реологически “ослаблена” – нижнекоровый слой там находится в вязком или частично расплавленном состоянии, индикатором чего являются: обширный минимум градиентов плотности (рис. 7в), низкое удельное электрическое сопротивление (Мороз, 1992) и пониженная скорость сейсмических волн (Булин, 1977) в этом слое. Клиноформные (в плане и разрезах) жесткие океанические пластины, диагностируемые μ_z -максимумами, не проникают под полуостров далее Центрального разлома Камчатки (рис. 7в), а Срединный метаморфический массив, долгое время интерпретировавшийся как выступ континентального “гранитно-метаморфического слоя”, не имеет структурной связи со среднекоровым слоем Охотоморской плиты. По полученным данным (Петрищевский, 2006а), вертикальная мощность его не превышает 5-6 км и, также как и Ганальский выступ, Срединный массив, скорее всего, представляет собой перемещенный фрагмент палеоостровной дуги.

Близкие особенности распределений μ_z -параметра установлены в земной коре и подкоровом слое Сихотэ-Алинской складчато-надвиговой системы (САНС), где аналогичные тектонические и магматические процессы происходили на 30-40 млн. лет ранее камчатских. В разрезах объемной модели $\mu_z(x, y, H_c)$ здесь ясно проявлены дискордантные взаимоотношения двух жестких клиноформных тектонических пластин (Петрищевский, 2011). Северо-западная нижнекоровая пластина в интервале глубин 10-40 км, подтверждаемая сейсмическими разрезами, представляет собой кристаллическое основание Амурской плиты (автохтон), прослеживаемый под палеозойскими и мезозойскими складчатыми комплексами на расстояние 80-120 км к юго-востоку от границы Матвеево-Нахимовского архейско-протерозойского террейна, а юго-восточный в интервале глубин 5-20 км – фрагмент океанической (или островодужной) коры, надвинутый на погруженную окраину континента. Таким образом, также как и на Камчатке, в восточных районах Сихотэ-

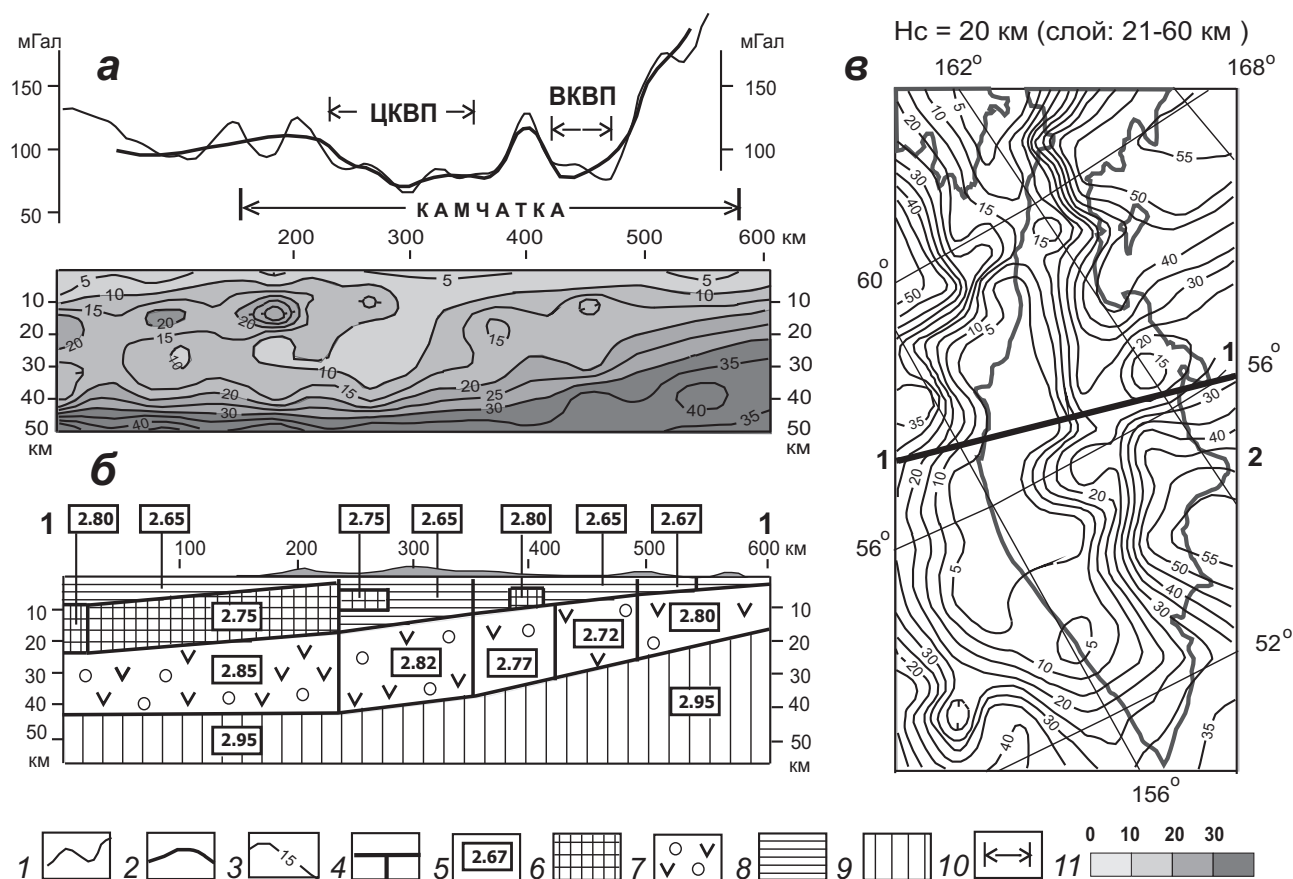


Рис. 7. Реологическая (а, в) и плотностная (б) модели земной коры Камчатского полуострова: 1, 2 – наблюдаемая (1) и расчетная (2) аномалии Буге; 3 – изолинии μ_z -параметра (1 ед. = 10-2 кг / м² / км); 4, 5 – границы (4) и расчетная плотность (5) тектонических сред; 6 – субконтинентальный гранитно-метаморфический слой; 7 – нижний мафический слой земной коры; 8 – вулканогенно-осадочный слой (K₂ – Q); 9 – верхняя мантия; 10 – границы тектонических структур над разрезом; 11 – шкала раскраски разреза в ед. μ_z -параметра. H_c – глубина среза μ_z – модели. Вулканические пояса: ЦКВП – Центрально-Камчатский, ВКВП – Восточно-Камчатский.

Алиня отсутствует континентальный гранитно-метаморфический слой.

Полученные модели раскрывают механизм формирования аккреционных призм и тектонических покровов в Центральном Сихотэ-Алине, напоминающий работу бульдозера по уборке строительного мусора на наклонной твердой площадке: вязкие турбидитовые толщи и меланж соскабливались жесткими пластинами океанической (или субокеанической) коры с подножия и континентального склона и аккрецировались к мезозойской окраине Амурской плиты, где формировали Самаркинскую и Киселевско-Маноминскую аккреционные призмы и Журавлевско-Амурский турбидитовый террейн (Петрищевский, 2011), а более жесткие вулканогенно-кремнистые пластины (комплексы палеоостровных дуг) переносились на северо-запад в виде тектонических покровов.

С помощью формализованных гравитационных моделей представляется возможность обнаружения и 3D-картирования глубинных структур центрального типа, которая иллюстрируется на примере плюмов Приамурья.

Так, при анализе 3D-модели пространственных распределений μ_z -параметра в Верхнем Приамурье был обнаружен (Петрищевский, Ханчук, 2006) Алдано-Зейский плюм (рис. 8). Голова этого плюма характеризуется концентрическим расположением верхнекоровых максимумов μ_z -параметра относительно минимума в центре, расширяющегося в верхней мантии (рис. 8г, 8д). Коровая часть головы плюма сопровождается признаками инверсии (прогибания) свода структуры, подтверждаемыми долговременными геодезическими наблюдениями (Петрищевский, Ханчук, 2006), и имеет грибообразную форму (рис. 8д, 8е). Такое прогибание увязывается с расположением гигантского (110×30 км) шлихового ореола золота (Степанов и др., 2008), накопившегося в центральной зоне плюма. При сравнении коровых контуров плюма в разных глубинных срезах (рис. 8а, 8б) и в разрезе (рис. 8д, 8е) можно увидеть слабые признаки горизонтального смещения головы плюма над его стволом в восточном направлении, обусловленного перемещением Амурской плиты (Геодинамика..., 2006).

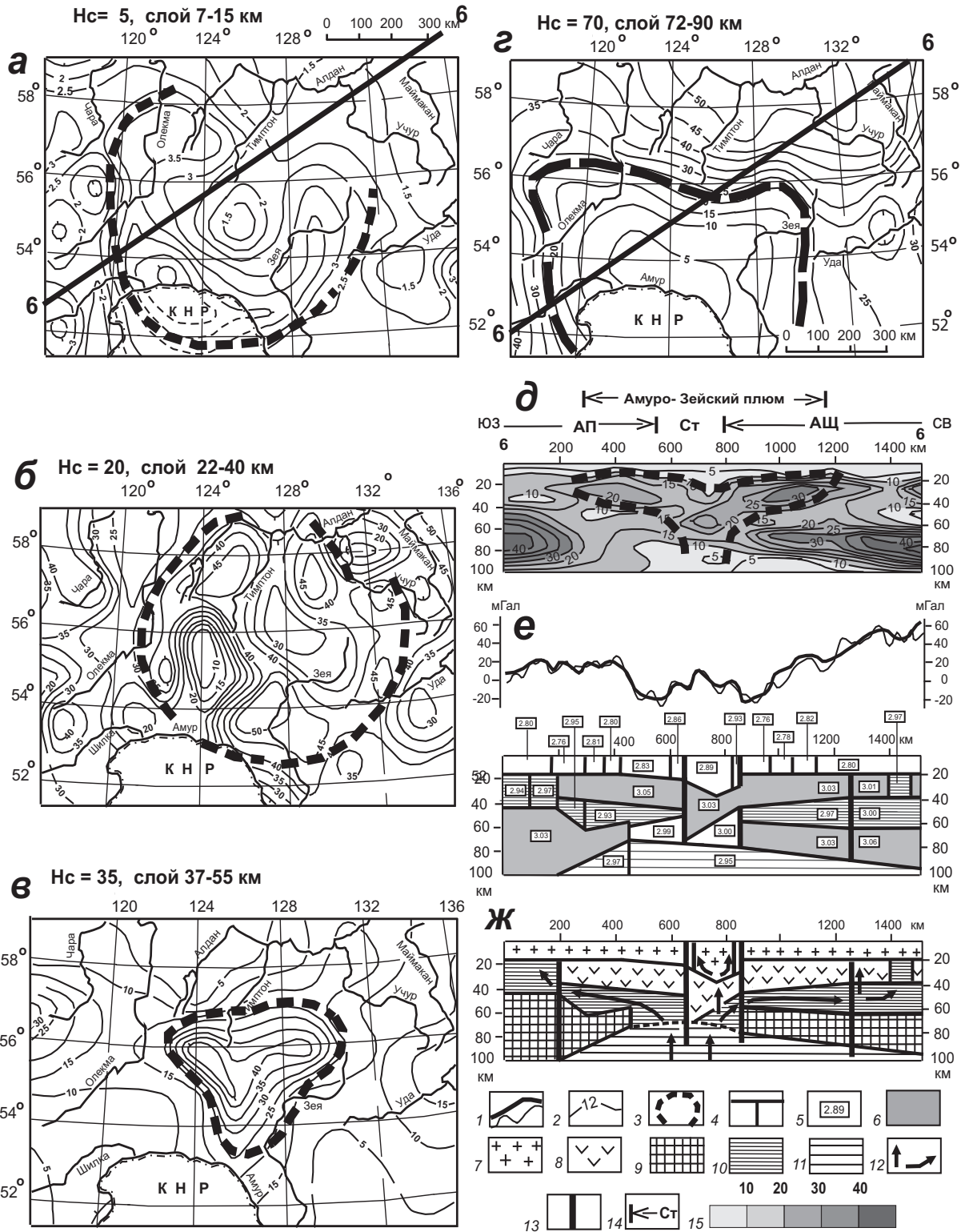
Северо-восточный фланг Алдано-Зейского плюма в результате “косой” субдукции (Геодинамика..., 2006) нарушен трансформным сдвигом, отчетливо проявленным на глубинах 5 км (рис. 8а), 20 км (рис. 8б) и 70 км (рис. 8г). Широкая зона этого нарушения коррелируется со Становым глубинным разломом, проходящим вдоль северной границы одноименного пояса юрско-меловых гранитоидов (Геологическая..., 1999). По современным представ-

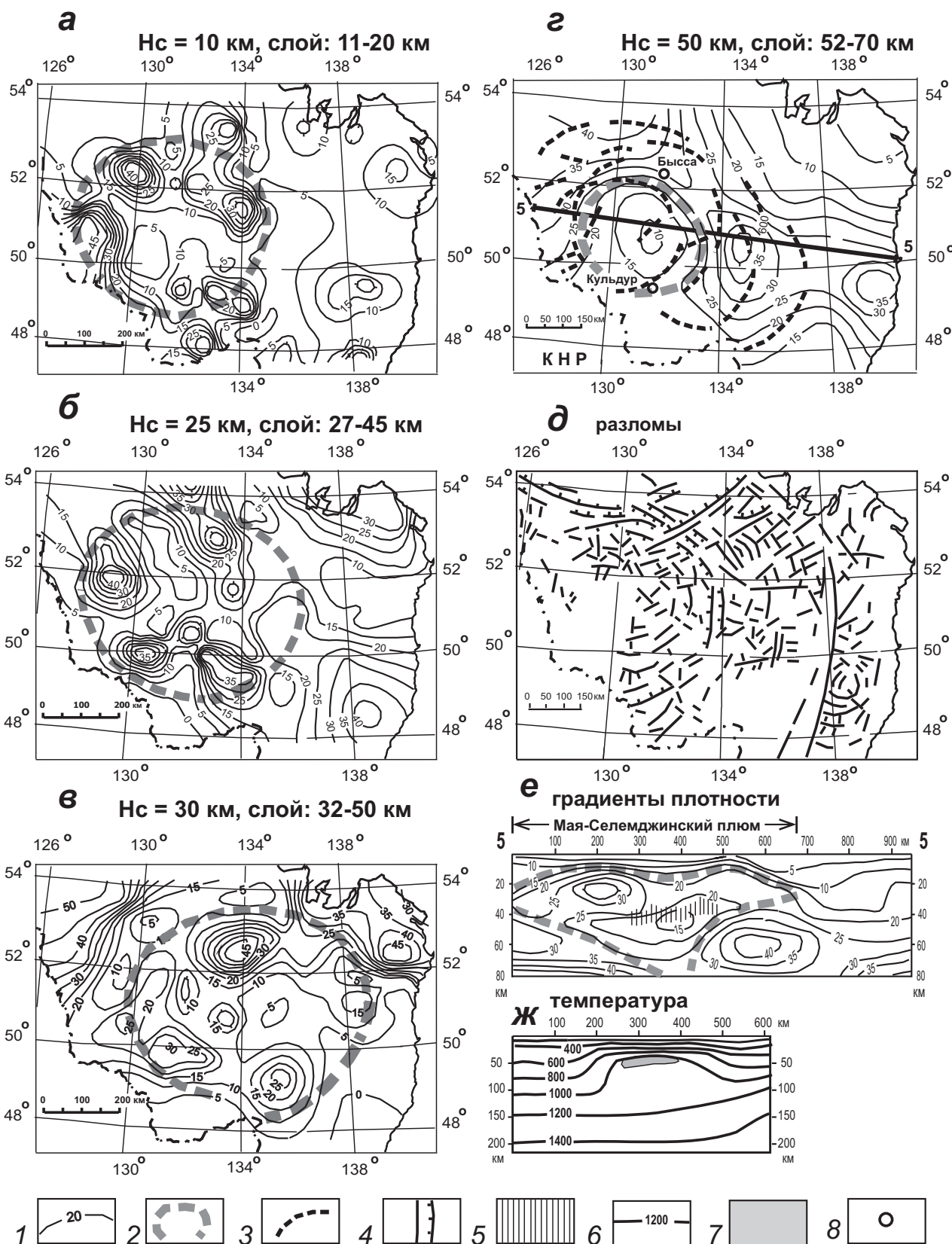
лениям (Тектоническая..., 2005), Становой разлом представляет собой широкую (10 км в поперечнике) зону тектонического меланжа, сложенного рассланцованными бластомилонитизированными породами. Сдвиговая компонента Станового разлома подчеркивается кулисообразным расположением гранитных массивов, косо ориентированных к оси разлома (Геологическая..., 1999), разрывом и восточным смещением среднекорового контура плюма в срезе $H_c = 20$ км (рис. 8б) относительно верхнекорового (рис. 8а). Судя по полученным данным (рис. 8), трансформный сдвиг наложился только на коровые структуры Алдано-Зейского плюма, а глубинные мантийные тектоно-магматические процессы в голове плюма развивались независимо от коровых. Однако в нижней литосфере (рис. 8г) Становой разлом являлся, по-видимому, структурным барьером для распространения мантийных магм (их индикатором является минимум μ_z -параметра), которые проникли под кратон на больших глубинах (рис. 8д).

Формализованная реологическая гравитационная модель (рис. 8) прояснила ключевые моменты геологической истории плюма и механизмы взаимодействия составляющих его коровых структур. Как и в большинстве других структур центрального типа с инверсированным сводом, термическая и флюидно-магматическая проработка литосферы над астеносферным поднятием, приблизившимся до глубины 40-50 км от поверхности Земли в активной фазе своего развития, привела к обрушению жесткого (и относительно более плотного) блока земной коры над стволовой частью плюма (рис. 8д, 8е), а расплавленная астеносфера под давлением этого блока стала распоздаться в стороны от главного магматического ствола, будучи перекрыта высокоплотными пластинами нижнего мафического слоя древней (архейской) коры (рис. 8ж).

Похожие особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии выявлены в зоне влияния Мая-Селемджинского плюма в Среднем Приамурье (рис. 9), где концентрическая зональность аномалий μ_z -параметра начинает проявляться с глубины 10 км, голова плюма в разрезе имеет такую же грибообразную форму (рис. 9е), а поднятие астеносферы в его центральной зоне приближается до глубины 50-60 км (рис. 9г). Однако признаки горизонтального смещения головы плюма над его мантийным стволом здесь проявлены более отчетливо (сравним контуры плюма в срезах 10, 25 и 30 км (рис. 9а-в)). Автор предполагает, что Комсомольский рудный район, характеризующийся комплексной рудной минерализацией (Sn, Cu, W, Au, Mo), в позднем мезозое находился над стволовой зоной Мая-Селемджинского плюма.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ





ма, откуда позднее переместился к востоку на 150-200 км вместе с коровым сегментом Амурской плиты (Геодинамика..., 2006).

Сопоставление особенностей глубинного строения описанных структур центрального типа приводит к выводу о более высоком эрозионном срезе Мая-Селемджинского плюма по сравнению с Алдано-Зейским. Действительно, первый располагается в области преимущественного распространения позднемезозойских комплексов, а второй – протерозойских и архейских. Однако, периоды активной жизни обоих плюмов совпадают и, судя по определениям возраста магматических пород и руд, относятся ко времени 120-70 млн. лет назад, после чего над обеими структурами проявились только малозначительные магматические проявления базальтоидного типа (Геологическая карта..., 1999).

ВЫВОДЫ

Приведенные примеры доказывают возможность ретроспективного подхода к интерпретации формализованных статических гравитационных моделей, основывающегося на внутренне однозначных расчетных процедурах, четком разделении признаков пространств (1 свойство – 1 модель) и принципах структурного изоморфизма. Такие модели способны раскрывать моменты геологической истории структур земной коры и верхней мантии: особенности взаимодействия литосферных плит, механизмы формирования аккреционных призм, тектонических покровов, рифтов и концентрически-зональных структур центрального типа. Исходя из сравнения рассмотренных гравитационных моделей с геологическими данными, следы прошедших тектонических процессов в нижних слоях земной коры и в верхней мантии способны сохраняться в распределениях плотностных неоднородностей, описываемых выбранными параметрами, длительное время (до 150-200 млн. лет).

Список литературы

- Березкин В.М.* Метод полного градиента при геофизической разведке. М.: Недра, 1988. 188 с.
- Блох Ю.И.* Количественная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Учебное пособие. М.: изд-во Московского геолого-разведочного университета, 1998. 87 с.
- Булин Н.К.* Глубинное строение Камчатки и Курильских островов по сейсмическим данным // Советская геология. 1977. № 5. С. 140-148.
- Вашилов Ю.Я.* Блоковослоистая модель земной коры и верхней мантии: М.: Наука, 1984. 240 с.
- Вашилов Ю.Я.* Глубинная структура, геодинамика и геокинематика Северо-Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России / Под ред. Ю.Я. Вашилова. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. С. 5-19.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Книга 1 / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
- Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. Масштаб 1:2 500000 / Гл. редакторы: Л.И. Красный, Пэн ЮньБяо. Л.: ВСЕГЕИ, 1999.
- Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Девершиер Ж.* Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 5. С. 629-636.
- Глаголев В.Н., Петрищевский А.М.* Простой алгоритм построения разрезов с использованием 3D-массивов геолого-геофизической информации (Юго-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 3. С. 78-85.
- Глубинное строение и металлогения Восточной Азии / Под ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Малышева, Б.Г. Саксина. Владивосток: Дальнаука, 2010. 330 с.
- Голубев В.А.* Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: изд-во «Гео», 2007. 222 с.
- Горкуша С.В.* Изучение сейсмичности и глубинного строения Восточного Приамурья на основе кластерного анализа // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 4. С. 67-76.
- Горошко М.В., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Романовский Н.П., Гурович В.Г.* Глубинное строение, магматизм, металлогения Центрально-Алданского блока Алдано-Станового щита // Тихоокеанская геология. 2010. Том 29. № 4. С. 3-18.
- Гравиразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1981. 397 с.
- Гравиразведка. Справочник геофизика. 2-е изд. М.: Недра, 1990. 607 с.
- Долгаль А.С., Балк П.И., Деменев А.Г., Мичурин А.В. и др.* Использование метода конечных элементов при интерпретации данных гравиразведки и магниторазведки // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 1. Вып. 19. С. 108-126.
- Зоненшайн Л.П., Гольмиток А.Я., Хатчинсон Д.* Структура Байкальского рифта // Геотектоника. 1992. № 5. С. 63-77.
- Косыгин В.Ю.* Гравитационные поля и плотностные модели тектоносферы северо-запада Тихого океана. Владивосток: ИМГИГ ДВО АН СССР, 1991. 201 с.
- Косыгин Ю.А.* Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
- Красовский С.С.* Гравитационное моделирование

- глубинных структур земной коры и изостазия. Киев. Наукова Думка, 1989. 247 с.
- Крылов С.В.* Сейсмические исследования литосферы Сибири. Избранные труды. Новосибирск: изд-во «Гео», 2006. 345 с.
- Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Николаев С.М., Колпащикова Т.Н.* Рельеф поверхности Мохо и типы земной коры в северо-западной части Японского моря по гравиметрическим данным // Дальневосточные моря России. Т. 3. Геологические и геофизические исследования / Под ред. В. А. Акуличева. М.: Наука, 2007. С. 48-52.
- Леонов М.Г.* Олистростромы в структуре складчатых областей // Геотектоника. 1978. № 5. С. 18-33.
- Лунина О.В., Гладков А.С., Неведова Н.Н.* Рифтовые впадины Прибайкалья: тектоническое строение и история развития. Новосибирск: изд-во «Гео», 2009. 164 с.
- Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М. и др.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с.
- Мороз Ю.Ф.* Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А.* Глубинный геоэлектрический разрез Байкальского рифта // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. 20. С. 114-126.
- Петрищевский А.М.* «Теневые» гравитационные модели глубинных структур земной коры и верхней мантии // Геофизика. 2004а. № 4. С. 48-54.
- Петрищевский А.М.* Гравитационные автокорреляционные индикаторы глубинных геологических структур // Тихоокеанская геология. 2004б. Т. 23. № 4. С. 13-24.
- Петрищевский А.М.* Гравитационная неоднородность земной коры и верхней мантии Приамурья (пространственно-статистические модели) // Тихоокеанская геология. 2004в. Т. 23. № 1. С. 20-36.
- Петрищевский А.М.* Тектоническая интерпретация плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Камчатки // Тихоокеанская геология. 2006а. Т. 25. № 1. С. 31-46.
- Петрищевский А.М.* Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006б. № 8. С. 43-59.
- Петрищевский А.М.* Плотностная неоднородность литосферы юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 5. С. 566-583.
- Петрищевский А.М.* Вязкий слой на границе кора-мантия (Дальний Восток) // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37-48.
- Петрищевский А.М.* Реологическая гравитационная модель тектоносферы Забайкалья // ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 248-255.
- Петрищевский А.М.* Гравитационная модель сочленения континентальной и океанической коры в Сихотэ-Алине // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 7-17.
- Петрищевский А.М., Злобин Т.К.* Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона // Ученые записки Сахалинского государственного университета: Сборник научных статей. Вып.4. Южно-Сахалинск: изд-во СахГУ. 2004. С. 10-20.
- Петрищевский А.М., Ханчук А.И.* Кайнозойский плюм в Верхнем Приамурье // ДАН. 2006. Т. 406. № 3. С. 116-119.
- Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П.* Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // ДРАН. 2011. Т. 440, № 2. С. 207-212.
- Потапов С.В.* Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья. Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона / Под ред. В.В. Онихимовского. Владивосток: изд-во ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 43-53.
- Родников А. Г.* Островные дуги западной части Тихого океана / Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: Наука, 1979. 152 с.
- Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л., Ващилов Ю.Я.* О глубинной природе рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса // Тихоокеанская геология. 1992. № 2. С. 66-78.
- Соколов А.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- Степанов В.А., Мельников А.В., Вах А.С. и др.* Пересторонин А.Е. Приамурская золотонная провинция. Благовещенск: Амурский гос. университет, 2008. 232 с.
- 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.
- Суворов В.Д., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф.* Земная кора и ее изостатическое состояние в Байкальской рифтовой зоне и сопредельных территориях по данным ГСЗ // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3. С. 304-316.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) / под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М.: МАИК «Наука / Интерпериодика», 2001. 571 с.
- Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формализованной

- основе). Масштаб 1 : 2 000 000 / Под ред. Косыгина Ю.А., Парфенова Л.М. Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
- Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов масштаба 1: 500000 / Ред. Л.П. Карсаков, Чжао Чуньзинь, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горошко. Владивосток-Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН, 2005.
- Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии / Ред. В.И. Гордиенко Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
- Трошков Г.А. Метод локализации сингулярных источников геопотенциальных полей в пространстве трех вещественных переменных // Физика Земли. 1994. № 9. С. 73-77.
- Ханчук А.И., Петрищевский А.М. Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // ДАН. 2007. Т. 412. № 5. С. 689-693.
- Шило Н.А., Ващилов Ю.Я. Глубинное строение Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным // Геофизические исследования структуры и геодинамики земной коры и верхней мантии Северо-Востока СССР / Под ред. Ю.Я. Ващилова. Магадан: СВКНИИ, 1979. С. 3-29.
- Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М. Тектоника, глубинное строение и металлогения Прибрежной зоны Южного Сихотэ-Алиня: Владивосток: Дальнаука, 2004. 111 с.
- Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from Russian side // Earth Science. 2001. V. 5. №. 5. P. 275-291.
- Li Yaoguo, Oldenburg D.W. 3D-inversion of gravity data // Geophysics. 1998. V. 63. № 1. P. 109-119.
- Petit C., Burov E., Tiberi C. Strength of the lithosphere and strain localization of the Baikal rift // Earth and Planetary Sci. Letters. 2008. V. 269. № 3-4. P. 523-529.
- Petrishchevsky A.M., Zlobin T.K. Asthenosphere, plumes and plates in the Okhotsk Sea Area // Tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 138-141.
- Polyansky O.P. Dynamic causes for the opening of the Baikal Rift Zone: a numerical modelling approach. Tectonophysics. 2002. V. 351. № 1-2. P. 91-117.
- Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V et al. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // Tectonophysics. 2003. V. 371. No. 1-4. P. 153-173.

PALEOGEODYNAMIC INTERPRETATION OF THE FORMALIZED GRAVITY MODELS, A CASE STUDY FOR THE FAR EAST REGION

A.M. Petrishchevsky

Institute of Complex Analysis of Regional Problems, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences

The paper presents basic principles and methods supported with case studies, which helps find solution for the paleogeodynamic inverse problems using the retrospective analysis of formalized gravity models of the earth crust and upper mantle in the Far East Region of Russia.

Keywords: gravity anomalies, modeling, tectonic structure, geodynamics, the Far East.