

**РЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ
(по гравиметрическим данным)**

А.М. Петрищевский

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

Поступила в редакцию 3 декабря 2009 г.

В результате анализа пространственных распределений градиентов плотности сферических источников гравитационных аномалий оценены реологические свойства земной коры Южного Сихотэ-Алиня, которые характеризуются существованием 2-х слоев повышенной жесткости и 2-х слоев пониженной вязкости. Решениями прямой линейной задачи гравитационного потенциала подтверждена прямая пропорциональная связь между жесткостью и плотностью моделируемых сред. Жестким средам соответствуют нижний кристаллический слой Амурской плиты, кровля которого плавно погружается по направлению к побережью Японского моря, и клиноформные пластины океанической коры в основании Таухинского и Кемского террейнов, надвинутые на нижний слой континентальной коры. Вязким средам соответствуют подкоровая зона частичного плавления в основании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и аккреционные комплексы Самаркинского и Журавлевского террейнов, вовлеченные в процесс сдвиговых деформаций. Позднепалеозойская и раннемезозойская геодинамика земной коры Сихотэ-Алиня характеризуется встречным взаимодействием континентального и океанического жестких структурных клиньев, обусловившим направленную аккрецию терригенных толщ турбидитовых бассейнов и островных дуг окраинного моря к Амурской плите.

Ключевые слова: земная кора, вязкость, гравитационное моделирование, Сихотэ-Алинь.

ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Рассматриваемый район (рис. 1), по современным представлениям [7], располагается в Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинском орогенном поясе и длительное время (1950–1980 гг.) тектонические комплексы Сихотэ-Алиня объединялись в одноименную складчатую систему. После работ Н.Г. Мельникова с В.В. Голозубовым [9, 18], В.В. Голозубова [10], Ю.П. Юшманова [42] и многих других, установивших здесь широкое развитие олистостромовых толщ и тектонических покровов, к термину “складчатая система” можно применить приставку “надвиговая”, так же, как это делается для подчеркивания сущности происходивших в системах тектонических процессов в других подобных структурах: складчато-надвиговых Корякской, Восточно-Сахалинской и Верхояно-Колымской. В данной статье автор исследует особенности сочленения двух резко различающихся по составу и строению тектонических структур 2-го порядка: Матвеевско-Нахимовского метаморфического супертеррейна [40], или Ханкайского массива [13, 14], и Сихотэ-Алинской складчато-над-

виговой системы (САСНС). Структурой 1-го порядка является Амурская плита [17, 22].

Южная половина САСНС, занимающая территорию Приморского края (рис. 1), располагается в зоне сочленения разновозрастных океанических, окраинноморских, островодужных и континентальных тектонических комплексов, активные тектонические и магматические процессы внутри и на границах которых происходили на протяжении второй половины палеозоя [12, 13], в мезозое и первой половине кайнозоя [7, 10]. На северо-западе САСНС примыкает к Ханкайскому массиву, фрагменту Амурской плиты [17, 22], а на юго-востоке перекрывается вулканитами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП). Восточная граница Амурской плиты точно не определена [17]. Л.М. Парфенов и его соавторы [22] проводят ее по западным побережьям о. Сахалин и Японских островов. А.М. Петрищевский и Т.К. Злобин [25], ориентируясь на реологическую оценку нижней литосферы (максимум градиентов плотности в срезе 80 км), провели эту границу по береговой линии Южного Сихотэ-Алиня до

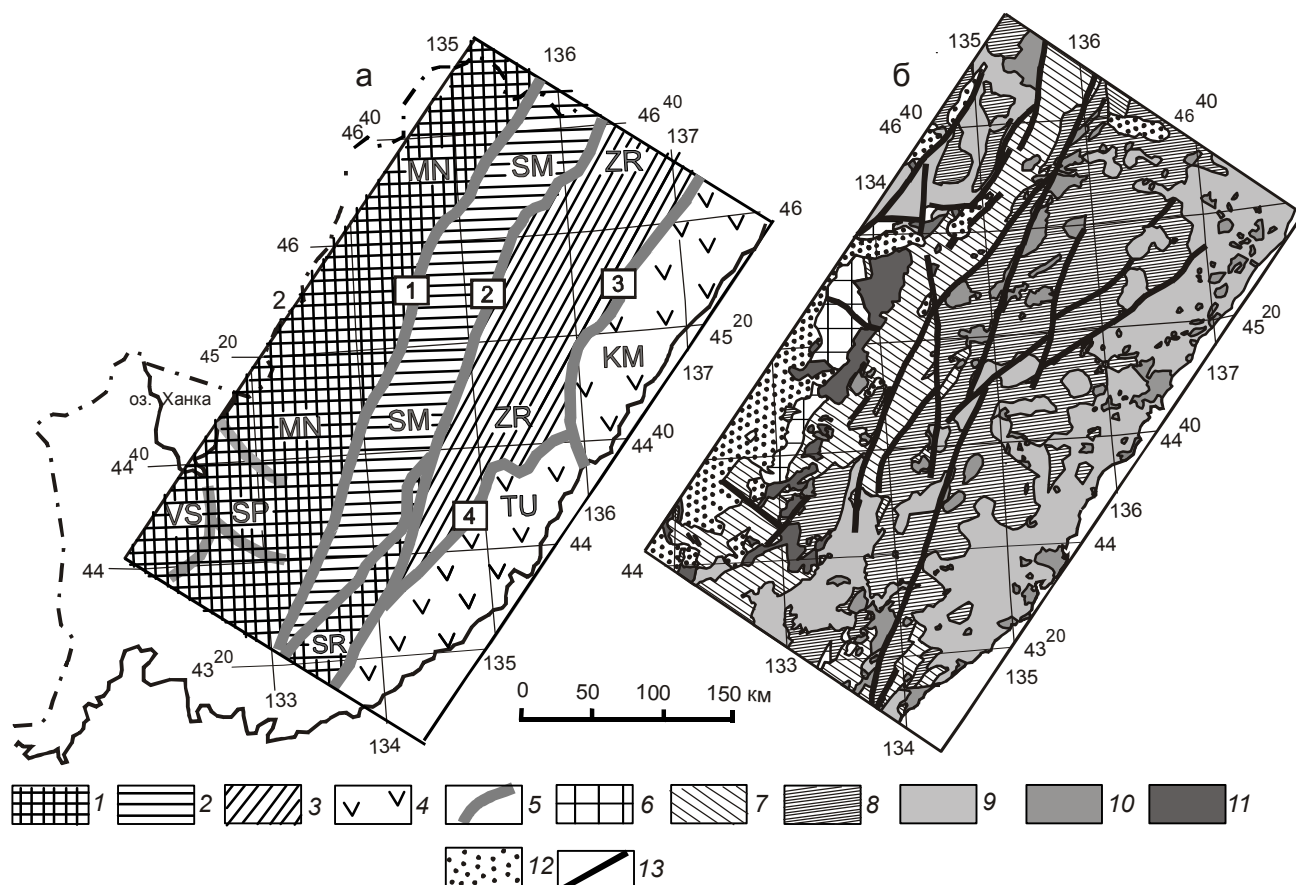


Рис. 1. Тектоническая схема [35] (а) и геологическая карта [8] (б) Южного Сихотэ-Алия.

1–3 – террейны домезозойские (1), юрские (2) и раннемеловые (3); 4 – террейны, перекрытые Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом; 5 – границы террейнов (глубинные разломы); 6–8 – тектонические комплексы: архейские и протерозойские (6), палеозойские (7) и мезозойские (8); 9 – позднемезозойские вулканы; 10–11 – гранитоиды: пространственно сопряженные позднепалеозойские и мезозойские (10), меловые (11); 12 – кайнозойские отложения наложенных впадин; 13 – главные разломы. Обозначения террейнов: MN – Матвеевско-Нахимовский, SM – Самаркинский, ZR – Журавлевский, SR – Сергеевский, TU – Таухинский, KM – Кемский, VS – Вознесенский, SP – Спасский. Обозначения разломов (цифры в квадратах): 1 – Арсеньевский, 2 – Центрально-Сихотэ-Алинский, 3 – Колумбинский, 4 – Прибрежный.

широты 48°N, а на ее северном фланге включили в нее Северный Сахалин. Амурская плита ими не обособлялась от Евразийской. Ю.Ф. Малышев с коллегами [17] охарактеризовали эту границу в виде широкой зоны “редуцированной” литосферы, захватывающей прилегающие районы Японского моря, и тоже включили в нее Северный Сахалин.

На рассматриваемой территории Южного Сихотэ-Алия (рис. 1а) выделяют [40] пять крупных террейнов: позднекембрийский Матвеевско-Нахимовский с Вознесенским и Спасским субтеррейнами, юрский Самаркинский, меловые Журавлевский, Таухинский и Кемский. Последние два террейна почти полностью перекрыты вулканиками ВСАВП. Возрастные взаимоотношения между меловыми террейнами в значительной степени условные, поскольку в каждом из них содержатся различные по возра-

ту, происхождению и структурно-формационным характеристикам блоки, глыбы и пластины в аллохтонном залегании (тектонических покровов и олистостромах). При этом, внутри тектонических комплексов и террейнов нередко наблюдается обратная стратиграфическая последовательность пластин, чешуй и обломков пород – омоложение разрезов сверху вниз [7, 10, 42]. Характеристики мезозойских комплексов соответствуют палеотектоническим обстановкам континентальных склонов (турбидиты), приконтинентальных котловин (конседиментационный меланж), аккреционных призм, островных дуг и открытого океана (гипербазиты, базальты, кремни) [7, 10]. Структурные взаимоотношения мезозойских тектонических комплексов и петрохимические характеристики магматических пород Сихотэ-Алия часто параллелизуются с надсубдукционными обстановками

[7, 40, 47 и др.]. В сложной тектонической последовательности тектоно-формационных комплексов Сихотэ-Алиня (рис. 1б) просматриваются ясные признаки направленного наращивания континентальной коры за счет аккреции терригенных толщ окраинного моря, чешуйчатого надвигания мезозойских террейнов с юго-востока на северо-запад [10, 40] и омоложения магматических формаций [2, 7, 43, 44] по направлению от Матвеевско-Нахимовского террейна к Японскому морю. Этот процесс в позднеюрское [7, 46], или раннемеловое [10], время был нарушен трансформным сдвигом, в результате которого с юга на территорию современного Сихотэ-Алиня были перемещены фрагменты Сино-Корейского кратона [13], островных дуг [46] и подводных возвышенностей [10] окраинно-континентального бассейна. А еще позднее, в миоцене (15–20 млн лет назад) [7, 13, 14], мезозойская окраина континента была затронута “япономорскими” рифтогенными процессами, которые тоже сопровождалась сдвиговыми деформациями [10] и постсубдукционным [7] (синрифтовым?) базальтоидным вулканизмом, более широко проявленным на северном отрезке Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Таким образом, территория Южного Сихотэ-Алиня на протяжении 180–200 млн лет была местом проявления различных по содержанию и векторам направленности тектонических процессов, результатом которых является наблюдаемая геологическими съемками тесная пространственная сопряженность различных по возрасту, составу, формам и происхождению тектонических и магматических тел и структур. В свете современных геологических данных [7, 10, 42, 45–48 и др.], доминировавшие до последнего времени геофизические модели глубинного строения САСНС, объяснявшие региональный гравитационный минимум согласным прогибанием кристаллического (“гранитно-метаморфического”) ложа складчатых комплексов и подошвы земной коры [1, 4, 38] либо ее гранитизацией [4, 33], оказались не применимы для объяснения структурных позиций, механизмов формирования и глубинного строения тектонических комплексов, террейнов и магматических структур Сихотэ-Алиня.

Рассматриваемые ниже гравитационные модели основываются на самых общих представлениях о плотностных неоднородностях земной коры Сихотэ-Алиня, в которых гравитационные аномалии не связываются с конкретными геологическими телами в традиционном горно-породном смысле, а отражают только степень плотностной дифференциации (контрастности) геологического пространства. Эти модели регламентируются простыми физико-математи-

ческими и, в то же время, весьма широкими 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 математическим решением (определение избыточной массы, вычисления глубины залегания центра тяжести, эквивалентных вариаций плотности и градиентов плотности относительно этого центра) [21]. Эти модели являются объективным источником информации о глубинном строении изучаемых сред (в первую очередь – об их реологических свойствах), поскольку не содержат подстановок в них вещественных и геометрических свойств геологических сред, заимствованных из других геологических и геофизических данных (обычная практика в методах подбора).

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД И ТЕХНОЛОГИЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Реологические свойства земной коры и верхней мантии традиционно оцениваются по значениям скорости сейсмических волн (ГСЗ и МОВЗ-системы наблюдений), электрических сопротивлений (МТЗ) и значениям температур, определяемым по измерениям теплового потока, однако эти сведения сосредоточены в основном на редких профилях (трансектах, геотраверзах), которых недостаточно для получения объемных представлений о реологических свойствах земной коры и верхней мантии трудно доступных для полевых исследований горно-таежных территорий, каковой является Сихотэ-Алинь.

Гравиметрические данные более представительны (т.е. наиболее кондиционны по плотности наблюдений) для изучения глубинного строения Дальнего Востока и, в частности, Сихотэ-Алинской складчато-надвиговой системы, однако традиционное гравитационное моделирование (подбор плотности геологических тел под наблюдаемые гравитационные аномалии) в охарактеризованных выше условиях затруднено тесной пространственной сопряженностью пород разного вещественного состава и плотности: различных по размерам глыб известняков и кремнисто-вулканогенных клиппов, фрагментов протерозойских и палеозойских метаморфических комплексов внутри турбидитового и аккреционного матрикса, включений океанической коры, гранитоидов и вулканитов разного состава. Понятно, что в этих условиях традиционными методами подбора плотности под наблюдаемые гравитационные аномалии не-

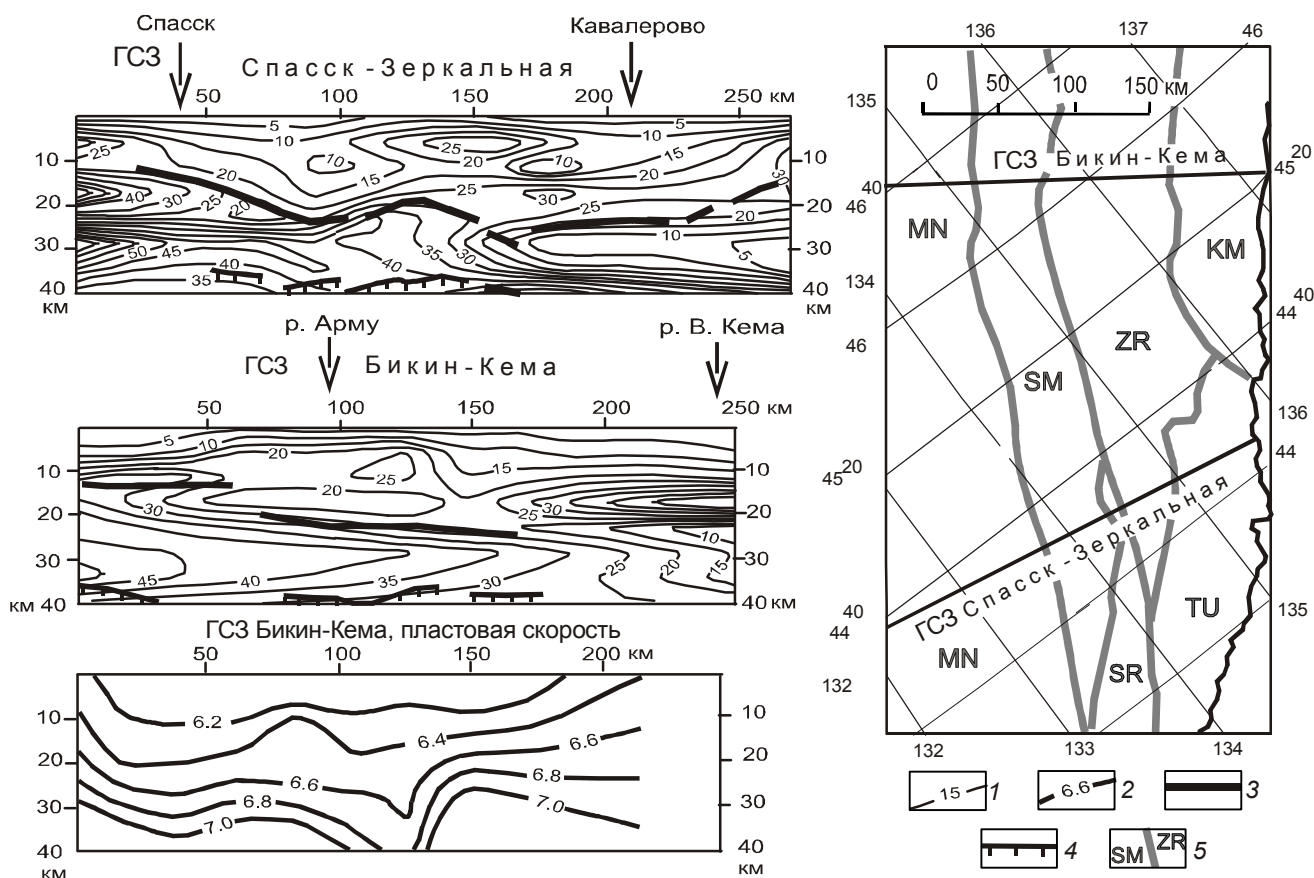


Рис. 2. Корреляция распределений μ_z -параметра с сейсмическими границами в разрезах ГСЗ.

1 – изолинии μ_z -параметра (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км); 2 – изолинии пластовой скорости, построены с помощью программы Surfer-8, по [27], км с⁻¹; 3–4 – наиболее контрастные сейсмические границы: Конрада (3) и Мохо (4), по [1, 27]; 5 – границы террейнов. Обозначения террейнов см. на рис. 1.

возможно объективно вычлениить и описать гравитационные эффекты, связанные с реологическими свойствами геологических сред.

Вызывающие большее доверие (по отношению к гравитационным) сейсмические модели земной коры [1, 31, 32], представленные на рассматриваемой территории САСНС только двумя поперечными разрезами (рис. 2), не проясняют проблему, поскольку, во-первых, составлены очень давно (1970–1980 гг.), а во-вторых, характеризуются неоднозначным истолкованием волновых полей [1, 6, 32], особенно в прибрежно-материковой части разрезов. Эти разрезы содержат от 6-ти до 8-ми отражающих и преломляющих субпараллельных границ, а эффективные и пластовые скорости внутри слоев, разделяемых этими границами, варьируют в пределах 0.2–0.4 км с⁻¹, соизмеримых с перепадами скорости на границах слоев. Сравнение северного (Бикин–Кема) и южного (Спасск–Зеркальная) ГСЗ-разрезов [1, 31] обнаруживает высокую продольную неоднородность земной коры по простиранию САСНС. На профиле Бикин–

Кема пластовые скорости среднего (6.4–6.7 км с⁻¹) и нижнего (6.8–7.0 км с⁻¹) слоев земной коры существенно выше, чем на профиле Спасск–Зеркальная (6.1–6.2 и 6.3–6.5 км с⁻¹, соответственно).

Методологической основой конструирования рассматриваемых ниже гравитационных моделей является связь пространственных распределений вертикальных градиентов плотности сферических источников гравитационных аномалий (μ_z), эквивалентных плотностным неоднородностям компактного класса, с реологическими свойствами геологических сред [26]. В жестких кристаллических средах этот параметр, отражающий степень плотностной дифференциации геологического пространства (по количеству и избыточной плотности элементарных источников), имеет большее значение, а в пластичных, вязких и частично расплавленных, по причине расползания (растекания) плотностных неоднородностей и стирания резких границ – меньшее [25–30]. На обширной территории Северо-Восточной Азии максимумам μ_z -параметра в земной коре соответствуют

жесткие массивы и блоки древних кристаллических комплексов (AR–PR) и пластины вулканогенно-кремнистых пород (MZ), а минимумам – турбидитовые комплексы, зоны милонитизации и аккреционные призмы, характеризующиеся микститовой структурой, а также области и участки термогенного понижения вязкости в переходном слое “кора–мантия” под гранитоидными и вулканическими поясами [24]. В верхней мантии по значениям μ_z -параметра уверенно различаются литосферные плиты (максимумы) и разделяющие их выступы астеносферы (минимумы) [36]. В разрезах объемных моделей параметра μ_z минимумы во всех изученных автором семи районах совпадают с зонами поглощения и уменьшения скорости сейсмических волн (ГСЗ и МОВЗ-зондирования), минимумами электрического сопротивления (МТЗ) и зонами нарушенного фазового состояния (частичного плавления), предполагаемыми в тепловых моделях [26, 27, 29].

Только 2 априорных условия накладываются на свойства элементарных неоднородностей, распределенных в моделируемых объемах геологического пространства. Условие компактности источника элементарной квазисимметричной гравитационной аномалии (первое условие), выработанное на имитационных моделях [23], определяется соотношением: $Z_1 > 0.5D$, где: Z_1 – глубина залегания поверхности источника, D – его горизонтальные размеры. Вторым условием реализации рассматриваемых моделей является взаимная удаленность источников на расстояние, большее, чем $2D$, на котором слабо сказывается эффект псевдолокализации (или автолокализации) аномалий, когда над двумя или несколькими сближенными глубинными источниками наблюдается одна аномалия, эквивалентная одному источнику на меньшей глубине. Последнее условие, впрочем, накладывается на любые гравитационные модели, конструируемые при минимуме (или без) априорной информации. При выполнении этих граничных условий, с помощью формализованных автоматизированных процедур и без привлечения дополнительных геолого-геофизических данных, представляется возможным коррелировать в пространстве структурные (по распределениям центров масс [24, 27, 28]) и структурно-вещественные (по распределениям градиентов сферической плотности [26, 27, 29, 41]) свойства элементарных плотностных неоднородностей земной коры и верхней мантии в широком пространственном диапазоне простых модельных тел: ($5 > \Delta H/D > 0.1$, где: ΔH – вертикальная мощность тела).

Для моделирования пространственных распределений μ_z -параметра 3D-геологическое пространство разбивается на серию условных слоев, разделя-

емых поверхностями H_c , для каждого из которых вычисляются значения амплитуд локальных квазисимметричных гравитационных возмущений (V_{zm}) и соответствующих им глубин залегания центров масс (Z_0) плотностных неоднородностей внутри слоя. Принимается, что каждая локальная гравитационная аномалия представляет собой аддитивный результат влияния множества источников, поэтому ее геологическая природа в каждом элементарном случае не конкретизируется, а результаты вычислений представляются случайными. В результате первого этапа обработки гравиметрической карты формируется цифровой массив: $Z_0, V_{zm}(x, y, z)$. На втором этапе вычисляются значения градиентов поверхностной плотности эквивалентных сфер (μ_z), касательных к поверхностям раздела слоев (H_c), по алгоритму:

$$\mu_z = \frac{V_{zm} \cdot Z_0}{4\pi K(Z_0 - H_c)^2}, \quad (1)$$

где: K – гравитационная постоянная, H_c – условная поверхность, касательная к сферам, на которые конденсированы аномальные массы источников исследуемого слоя земной коры или верхней мантии. H_c всегда располагается выше поверхности слоя, поэтому функция μ_z не терпит разрыв в точках $Z_0 = H_c$. Пиковые значения параметра μ_z сглаживаются.

Таким образом, во множественных точках специализированного 3D-геологического пространства $\mu_z(x, y, H_c)$ оценивается степень его плотностной дифференциации (контрастности) на вертикальном отрезке, заключенном между центром возмущающей массы (Z_0) и ближайшей к нему поверхностью слоя (H_c). Такая процедура имеет смысл микротомографического просвечивания элементарного объема геологического пространства, ограниченного горизонтальными поверхностями, поскольку эквивалентность плотности в моделях с расширяющимися массами непрерывна в пространстве координат [36]. С другой стороны, расчетная процедура диагностирует количество аномальных масс в конкретном слое и степень их приближения к поверхности среза (H_c). Тестовый пример отображения тектонической пластины переменной плотности в распределениях μ_z -параметра приводится на рис. 3, в котором независимо от знака локальных гравитационных аномалий, вовлекаемых в расчеты μ_z -моделей, контуры пластины с небольшими отклонениями вписываются в контур максимума градиентов плотности μ_z . Отклонения обусловлены вариациями расстояний между элементарными телами, амплитуд соответствующих им гравитационных возмущений и степенью соблюдения условия компактности элементарных модельных тел ($Z_1 > 0.5 D$). Точно так же в более сложных разрезах

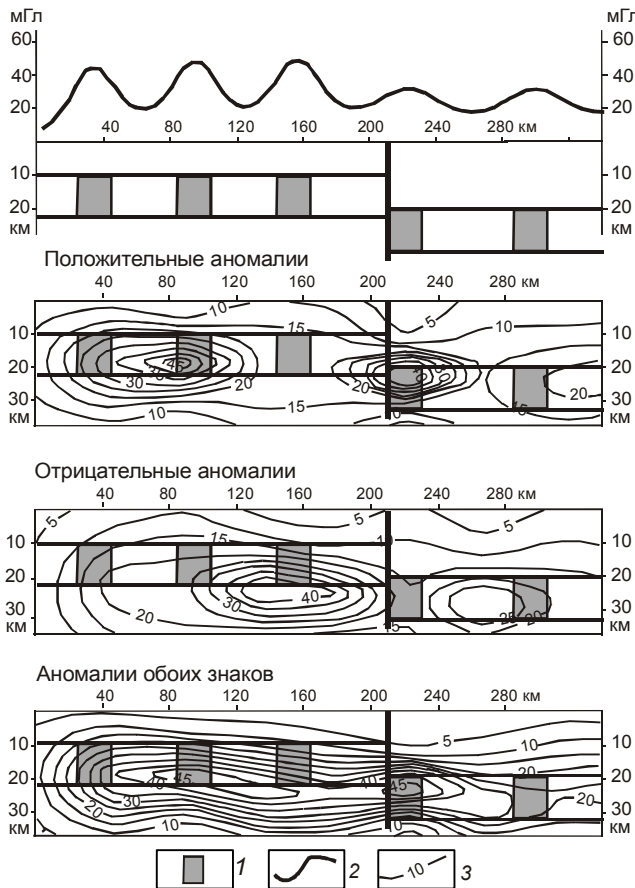


Рис. 3. Имитационная модель диагностики пластины переменной плотности по распределениям μ_z -параметра.

1 – элементарные модельные тела внутри горизонтальной тектонической пластины; 2 – график расчетной гравитационной аномалии; 3 – изолинии μ_z -параметра (1 ед. = 10^{-2} кг/м²/км).

и горизонтальных срезах Сихотэ-Алиня (рис. 4) главные особенности распределений μ_z -параметра проявляются независимо от знака элементарных гравитационных возмущений.

3D “реологическая” модель земной коры Южного Сихотэ-Алиня включает 683 определения μ_z -параметра в интервале глубин 2–52 км от поверхности геоида. Ниже этого интервала источники гравитационных аномалий в пределах изученной территории (рис. 1) отсутствуют либо не могут быть выявлены при данном масштабе исследований. Исследованный диапазон литосферы был разбит на 23 условных слоя ($Z = 1-5, 2-6, 3-8, 4-10, 5-12, 6-13, 7-15, 9-17, 11-20, 13-22, 15-25, 17-28, 19-30, 21-35, 23-38, 25-40, 27-50, 29-50, 31-50, 35-52, 41-52$ км), плотностные неоднородности которых конденсированы, соответственно, на поверхностях: $H_c = 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10,$

12, 14, 16, 18, 20, 22, 24, 26, 28, 30, 34, 37 и 40 км. В результате расчетных процедур составлена трехмерная модель $\mu_z(x, y, H_c)$, в общих чертах отображающая реологические свойства земной коры и подкорового слоя верхней мантии Сихотэ-Алиня до глубины 40 км.

На заключительном этапе интерпретации гравитационных аномалий формализованные гравитационные модели подкреплены вычислениями плотности сред в характерных разрезах САСНС по стандартному 2D-алгоритму Голиздры-Старостенко для элементарных призм с вертикальными боковыми гранями [11]. В последнем случае решалась прямая линейная итерационная задача гравитационного потенциала в границах сред, определяемых формализованными моделями. Индикаторами этих границ являются границы резких изменений значений и морфологических особенностей распределений μ_z -параметра. Так же как и в других районах [26, 27], расчетами доказана прямая связь значений μ_z -параметра со значениями плотности сред. Полученные модели сопоставлены с имеющимися данными о строении и вещественном составе тектонических комплексов и результатами предшествующих глубинных геофизических исследований: сейсмических (ГСЗ) и магнитотеллурических (МТЗ) зондирований.

ФОРМАЛИЗОВАННАЯ ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ

В опорных разрезах, совпадающих с разрезами сейсмических зондирований (рис. 2), распределения μ_z -параметра хорошо согласуются с положением главных скоростных (в большинстве – отражающих) границ: поверхности нижнего (“базальтового”) слоя и подошвы земной коры, за исключением прибрежных районов Сихотэ-Алиня, в которых эти границы прослеживаются неуверенно [1, 31, 32]. В обоих разрезах сейсмические границы очерчивают клинообразный максимум градиентов плотности (жесткий слой), простирающийся со стороны Матвеевско-Нахимовского террейна под мезозойские складчато-надвиговые комплексы. В распределениях сейсмических границ и μ_z -параметра в разрезе Спасск–Зеркальная ясно проявлены асимметрия глубинных структур Сихотэ-Алиня и дискордантные взаимоотношения нижнекоровых и среднекоровых жестких тектонических масс – плавное юго-восточное погружение континентального нижнекорового клина и противоположное погружение прибрежно-материкового тонкого среднекорового жесткого слоя, с надвиганием второго на первый. На профиле Бикин-Кема сейсмические границы в прибрежно-материковой части разреза (Кемский террейн) плохо коррелируются, однако по изме-

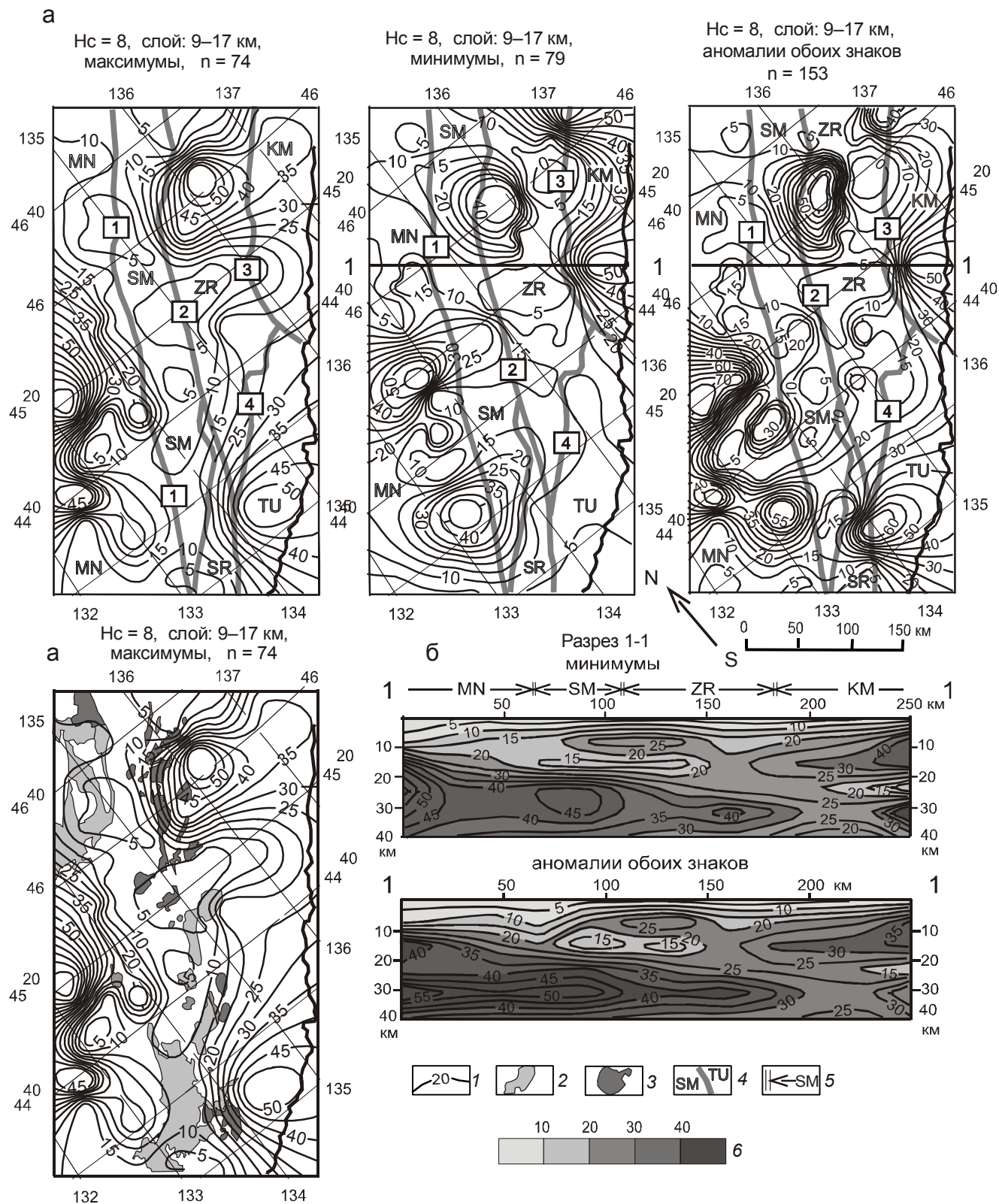


Рис. 4. Среднекоровый срез (а) и разрез (б) объемной модели $\mu_z(x, y, H_c)$ Южного Сихотэ-Алия.

1 – изолинии μ_z -параметра (1ед. = 10^{-2} кг / м² / км); 2 – позднемеловые вулканиты, 3 – меловые гранитоиды; 4–5 – границы террейнов в срезах (4) и над разрезами (5); 6 – шкала раскраски разрезов в единицах μ_z -параметра. Нс – глубина среза 3D-модели $\mu_z(x, y, H_c)$, n – число расчетных точек в слое.

нениям пластовых скоростей (grid-трансформация сейсмического разреза на рис. 2) здесь тоже можно предположить резкое смещение вверх более жесткого, высокоскоростного, прибрежно-материкового среднекорового слоя земной коры и надвигание его на нижнекоровый слой Матвеевско-Нахимовского террейна – фрагмента Амурской плиты.

Обнаруженные особенности повторяются и в других разрезах земной коры Сихотэ-Алиня (рис. 4–5), а в разрезах 4–4 и 6–6 (рис. 5) надвигание жесткого субокеанического слоя, который ясно выражен в форме прибрежного максимума μ_z -параметра, на нижнекоровый континентальный слой почти до приповерхностной границы Ханкайского массива (Матвеевско-Нахимовского супертеррейна) сочетается с поддвижением кровли этого слоя под мезозойские турбидитовые толщи. Этому поддвижению соответствует отчетливо выраженная северо-западная вергентность складчатых и надвиговых дислокаций Таухинского и Кемского террейнов [10]. Судя по распределениям градиентов плотности в разрезах 3–3, 4–4 и 6–6 (рис. 5), вертикальная мощность Самаркинского и Журавлевского террейнов не превышает 15 км. Формализованные гравитационные модели, таким образом, не противоречат аллохтонной природе Самаркинского и Журавлевского террейнов, которые структурно не связаны с архейскими и протерозойскими комплексами Амурской плиты, а представляют собой сложную композицию вулканогенно-терригенных, турбидитовых и олистостромовых комплексов различного состава и возраста с включениями океанической коры [40].

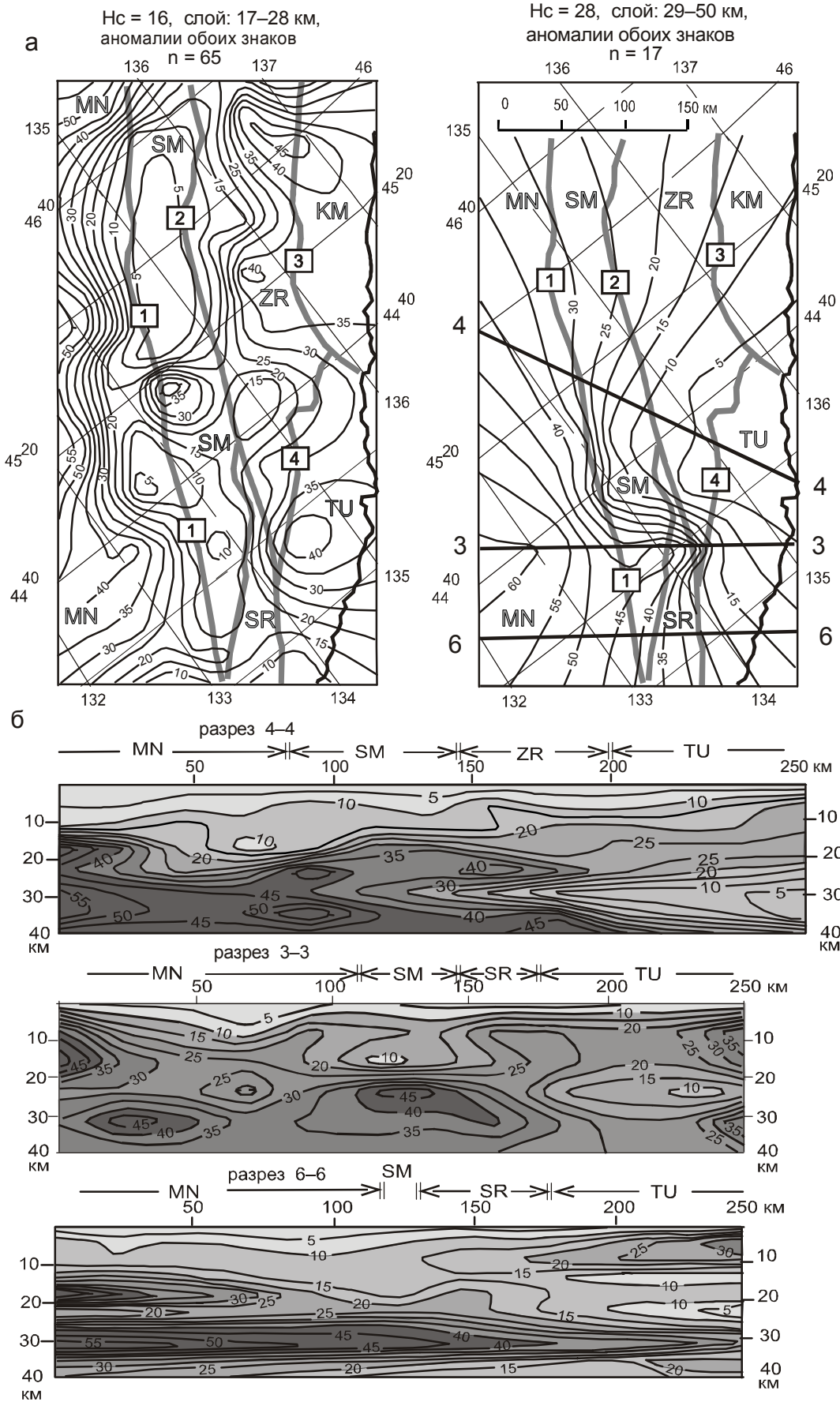
По полученным данным (разрез 6–6), Сергеевский архейско-протерозойский террейн, длительное время считавшийся аналогом “ханкайских” метаморфических комплексов, тоже не связан с метаморфическим основанием Амурской плиты, поскольку он приурочен к зоне глубокого погружения, а не поднятия, как прежде предполагалось, кровли кристаллического слоя древней континентальной коры. Таким образом, формализованная гравитационная модель земной коры Южного Сихотэ-Алиня, полученная без привлечения априорной геологической информации, подтверждает выводы тех исследователей, которые предполагают аллохтонное положение “сергеевских габброидов” [13, 46].

Зоны пониженных значений μ_z -параметра, достигающие мощности 12–15 км под Кемским (разрез 1–1, рис. 4) и Таухинским (разрезы 3–3 и 6–6, рис. 5) террейнами, являются признаком реологической нарушенности подкорового слоя верхней мантии в основании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, из чего следует вывод, что магматические очаги,

служившие источником позднемезозойских и палеогеновых [8] вулканических излияний, до сих пор могут находиться здесь в вязком, или частично расплавленном, состоянии. Последнее находит подтверждение в данных магнитотеллурических зондирований этой части побережья Японского моря [20], которые предполагают существование зон высокой проводимости ($S > 200$ См) в среднем слое “континентальной” (как прежде считалось) коры восточного Сихотэ-Алиня, т.е. в том же интервале глубин (15–30 км), где располагается зона низких градиентов плотности в рассматриваемых гравитационных моделях (рис. 4–5). Заметим, что подобная корреляция минимумов градиентов плотности с зонами электрической проводимости наблюдается под большинством вулканических и гранитоидных поясов Северо-Восточной Азии, в частности: на Камчатке, западном побережье Охотского моря, в Приамурье, Якутии и Забайкалье [26, 27, 29, 30].

В распределениях градиентов плотности в земной коре Амурской плиты (северо-западные фланги разрезов на рис. 5) проявлены признаки расслоения кристаллической континентальной коры на 2 жестких слоя (близких к определениям “гранитно-метаморфического” и “базальтового”), между которыми располагается тонкий слой пониженной вязкости (разрезы 3–3 и 6–6). Такая расслоенность является типичной для земной коры кратонного типа. В частности, она отчетливо проявлена на восточной [41] и юго-восточной [28, 29] окраинах Северо-Азиатского кратона.

В большинстве горизонтальных срезов Сихотэ-Алинской модели $\mu_z(x, y, H_c)$ в интервале глубин $H_c = 2–18$ км прослеживаются две зоны максимумов и разделяющая их зона минимумов μ_z -параметра (рис. 4–5), которые регистрируются вне зависимости от знака вовлекаемых в расчеты локальных гравитационных возмущений. Западному максимуму соответствует фланг Матвеевско-Нахимовского террейна – доюрская восточная окраина Амурской плиты, а восточному – Кемский и Таухинский террейны, на 80 % перекрытые позднемеловыми и третичными вулканами среднего-основного состава [8, 40]. Пачки раннемеловых вулканитов того же состава содержатся и в терригенной (преимущественно флишевой) толще Кемского террейна [40]. Минимум μ_z -параметра коррелируется с расположением Самаркинского (юрские турбидитовые и меланжевые толщи) и Журавлевского (меловые осадочные комплексы с преобладающими фациями континентального склона) террейнов [40]. Напомним, что структурная позиция Самаркинского и Журавлевского террейнов характеризуется [7, 46] приуроченностью к региональному трансформному сдвигу, центральным элементом ко-



того является разделяющий их Центрально-Сихотэ-Алинский разлом (рис. 4).

Взаимоотношения среднекоровых структур с нижнекоровыми в горизонтальной плоскости иллюстрирует рис. 5, на котором среднекоровый ($H_c = 16$ км) минимум градиентов плотности совпадает с Самаркинским террейном (юрской аккреционной призмой [7]), а в нижнекоровом слое ($H_c = 30$ км) наблюдается плавное уменьшение этого параметра в юго-восточном направлении, соответствующее погружению кровли древней континентальной коры.

ПЛОТНОСТНЫЕ МОДЕЛИ

Плотностные 2D-модели земной коры Сихотэ-Алиня (рис. 6–9) увязывают пространственные распределения формализованного параметра μ_z (рис. 2, 4, 5) с плотностными характеристиками тектонических (различающихся по возрасту и вещественному составу) и тектоно-физических (кора и мантия) комплексов путем решения стандартной прямой линейной итерационной задачи по алгоритму Голиздры-Старостенко [11]. В этих моделях границами средней плотности являются границы резких изменений значений μ_z -параметра или границы резких изменений морфологических особенностей μ_z -разрезов (рис. 2, 4, 5). Расчеты выполнены в относительной шкале плотности, а соответствующие им абсолютные значения вычислены исходя из средней плотности вулканогенно-осадочного ($\sigma = 2.68$ г см⁻³) и гранитно-метаморфического ($\sigma = 2.75$ г см⁻³) слоев.

Глубина залегания центров масс плотностных неоднородностей верхней мантии в южных районах Сихотэ-Алиня (рис. 1, 2, 4, 5) не превышает 52 км, из чего следует, что ниже этой глубины источники гравитационных возмущений отсутствуют либо не могут быть обнаружены при данном масштабе исследований. Поскольку 99 % всех плотностных неоднородностей здесь заключено в слое 0–40 км от поверхности геоида, расчеты плотностных моделей (рис. 6–9) ограничены глубиной 40 км. Это предполагает, что верхняя мантия ниже этой глубины на коротких отрезках, ограниченных длиной расчетных профилей (250 км), имеет постоянную плотность либо гравитационные эффекты плотностных неоднородностей мантии скомпенсированы источниками, расположенными в разных глубинных диапазонах.

В плотностном разрезе по профилю ГСЗ Спасск-Зеркальная (рис. 6) ясно проявлены два слоя повышенной жесткости и плотности (2.87–2.92 г см⁻³), со-

ответствующие зонам повышенных значений μ_z -параметра. На западе этот слой соответствует нижнему слою континентальной коры, кровля которого совпадает с сейсмической границей Конрада [1, 31], а на востоке – кристаллическому слою океанической или “переходной” [5, 15] япономорской коры. Мощность последнего (23–25 км) приблизительно соответствует гравитационным оценкам мощности коры у подножия континентального склона [4, 16]. Взаимное пространственное расположение жестких слоев указывает на отсутствие каких-либо унаследованных связей между ними или плавной трансформации континентальной коры в океаническую, как это предполагается некоторыми исследователями [5, 16]. Более вероятными, исходя из рассматриваемых моделей (рис. 2, 6), представляются дискордантные взаимоотношения континентальных и субокеанических кристаллических пластин, выраженные в надвигании океанической коры на нижний (консолидированный в протерозое) слой земной коры Амурской плиты. Во фронтальной части океанического клина наблюдается утолщение гранитно-метаморфического слоя на восточном фланге Матвеевско-Нахимовского (MN) террейна, которое можно интерпретировать как продолжение аккреционной призмы Самаркинского террейна. В этом случае возможно встречное надвигание MN террейна на Самаркинский (SM) либо взаимное горизонтальное смещение MN и SM террейнов по Арсеньевскому разлому (рис. 4). Исходя из рассматриваемых гравитационных моделей, юго-восточные перемещения тектонических масс Сихотэ-Алиня должны быть более поздними относительно северо-западных. Во всяком случае, кайнозойские тектонические покровы с встречным (юго-восточным) направлением движений, сложенные палеозойскими и мезозойскими гравитационными микститами, известны на юго-восточных окраинах MN-террейна [19] и они, так же как и сдвиговые перемещения, проявлены в современных движениях земной поверхности [37].

Второй причиной утолщения гранитно-метаморфического слоя может быть существование со вмещенных в пространстве позднепалеозойских и раннемеловых гранитоидных очагов в основании Западно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса в интервале глубин 10–20 км (рис. 6). В этом случае, наблюдаемое горизонтальное смещение вулканических фаций к востоку от их интрузивных корней (рис. 1, 6) может быть следствием срыва первых по подошве шарьяжа или трансформного сдвига.

Рис. 5. Нижнекоровые срезы (а) и разрезы (б) объемной модели $\mu_z(x, y, H_c)$ Южного Сихотэ-Алиня.

Условные обозначения на рис. 4.

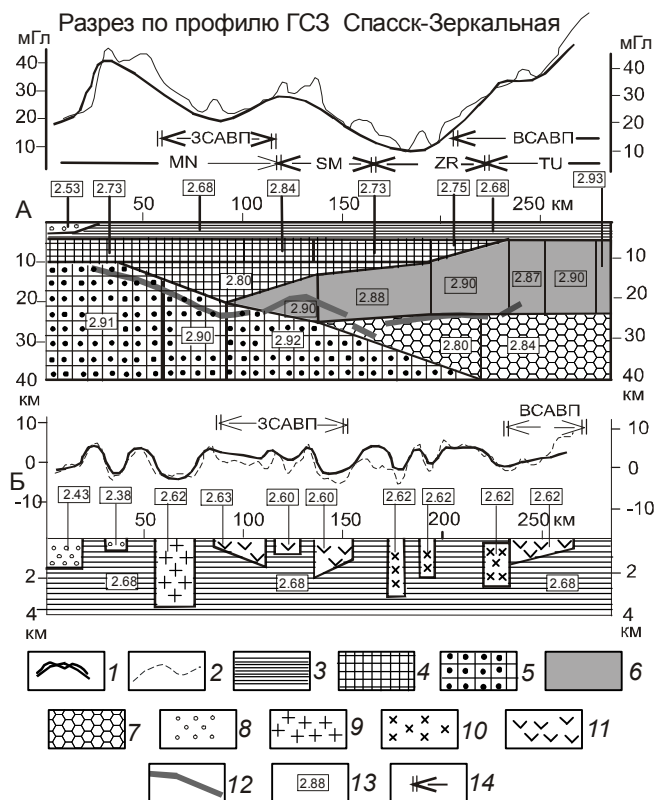


Рис. 6. Плотностная модель земной коры (А) и вулканогенно-осадочного слоя (Б) Сихотэ-Алиня по профилю ГСЗ Спасск–Зеркальная.

1 – кривые аномалий Буге: наблюдаемая (тонкая линия) и расчетная (толстая); 2 – кривая остаточных аномалий; 3 – вулканогенно-осадочный слой; 4 – гранитно-метаморфический слой; 5 – нижний слой континентальной коры; 6 – океаническая кора “япономорского” типа; 7 – вязкий подкоровый слой; 8 – рыхлые отложения наложенных впадин; 9–10 – гранитоиды: позднепалеозойско-мезозойские (9) и меловые (10); 11 – позднемеловые вулканиты; 12 – наиболее контрастная сейсмическая граница в кристаллическом слое земной коры (предшественниками интерпретировалась как граница Конрада [1, 27]); 13 – плотность тектонических сред, $г\ см^{-3}$; 14 – границы террейнов. Вулканические пояса: ЗСАВП – Западно-Сихотэ-Алинский, ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алинский. Другие обозначения на рис. 1.

Таким образом, главные (региональные) особенности гравитационных аномалий на Южно-Сихотэ-Алинском отрезке зоны перехода от континента к океану можно объяснить пространственными параметрами и взаимным расположением 4-х структурных элементов: (1) нижнего кристаллического слоя Амурской плиты, (2) нижнекоровой жесткой пластины япономорской коры, (3) аккреционной призмы в центральном Сихотэ-Алине и (4) подкорового слоя пониженной вязкости в Восточном Сихотэ-Алине. В этом (рис. 6) и других (рис. 7–9) разрезах прибрежный подкоровый слой пониженной плотности

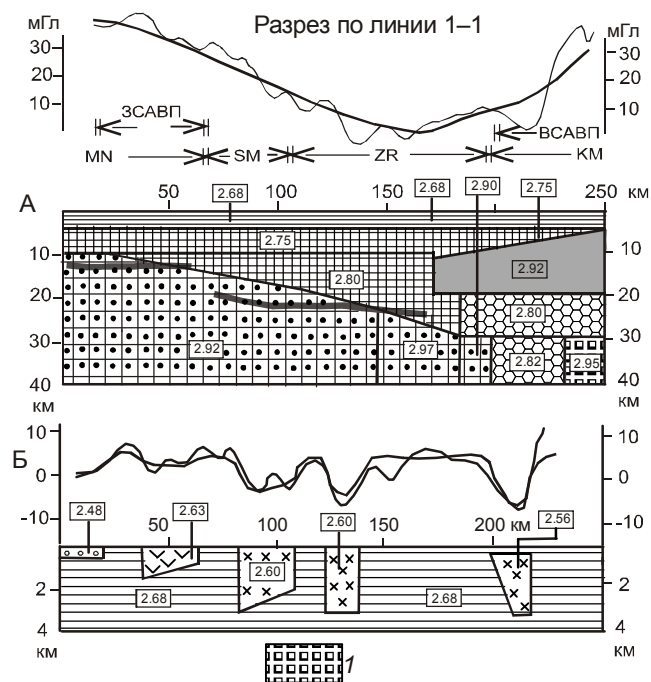


Рис. 7. Плотностная модель земной коры (А) и вулканогенно-осадочного слоя (Б) Сихотэ-Алиня в разрезе 1–1 (рис. 4).

1 – жесткая верхняя мантия япономорской тектоносферы. Другие обозначения на рис. 6.

($\sigma = 2.80\text{--}2.85\text{ г см}^{-3}$) пространственно коррелируется с позднемезозойскими эффузивами и гранитоидами в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе.

Локальные гравитационные аномалии, получаемые вычитанием региональных гравитационных эффектов из наблюдаемых кривых (рис. 6), полностью объясняются приповерхностными плотностными неоднородностями, читаемыми на геологической карте (рис. 1). При среднем значении плотности эффузивного чехла 2.62 г см^{-3} [33, 42], вертикальная мощность выходящих на поверхность вулканических и комагматичных им гранитоидных тел не превышает 4 км (рис. 6).

Близкое к описанному строение земной коры характеризует плотностная модель в разрезе 1–1 (рис. 7), в котором кровля нижнего слоя континентальной коры полого (по данным ГСЗ – ступенчато) погружается в юго-восточном направлении, а в основании Кемского террейна, так же как и Таухинского (рис. 6), залегает океаническая кора, отличающаяся от континентальной более высокой плотностью ($2.85\text{--}2.92\text{ г см}^{-3}$). Аккреционное утолщение гранитно-метаморфического слоя в этом разрезе располагается под Журавлевским террейном, а верхняя мантия под вулканическим поясом разуплотнена до $2.80\text{--}2.82\text{ г см}^{-3}$. Эти элементы описываемого разре-

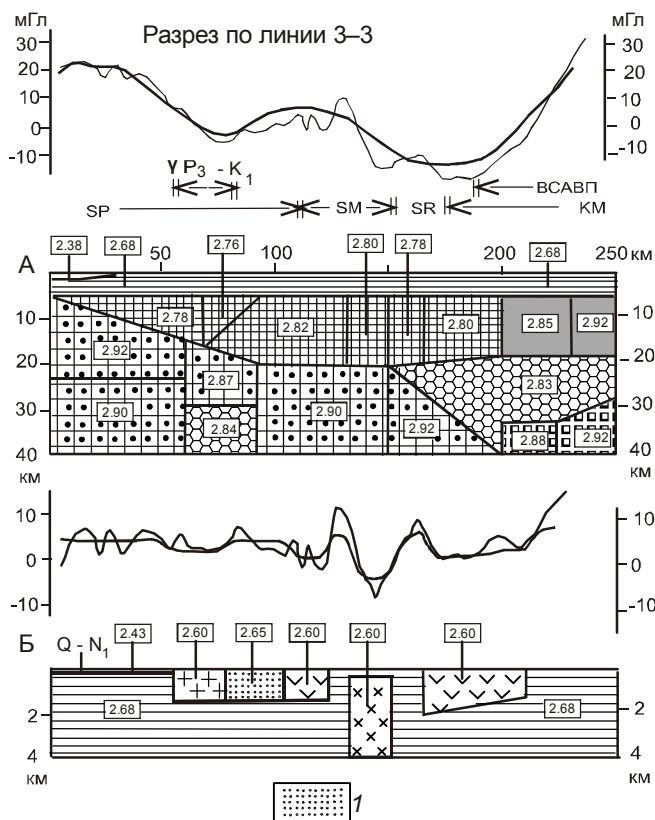


Рис. 8. Плотностная модель земной коры (А) и вулканогенно-осадочного слоя (Б) Сихотэ-Алия в разрезе 3–3 (рис. 5).

1 – меловые терригенные отложения плитного чехла Матвеевско-Нахимовского террейна. Другие обозначения на рис. 6.

за (1–1) близки к построениям Л.И. Брянского [4], конструировавшего упрощенные 3-слойные модели земной коры Сихотэ-Алия на совершенно иных концептуальной и методической основах. В своей модели по профилю ГСЗ Бикин–Кема (близком к разрезу 1–1; см. рис. 2, 4) Л.И. Брянский тоже предполагал разуплотнение верхней мантии под ВСАВП в том же интервале глубин, однако понижение плотности в среднем и нижнем слоях земной коры центрального Сихотэ-Алия он связывал исключительно с гранитоидным магматизмом.

Основные особенности плотностной дифференциации земной коры Южного Сихотэ-Алия повторяются в двух других разрезе (рис. 8–9). Самаркинскому террейну – юрской аккреционной призме – соответствует утолщение гранитно-метаморфического слоя, кора Кемского террейна резко отличается по плотности и мощности от коры Центрального Сихотэ-Алия, а верхняя мантия под вулканическим поясом характеризуется резким уменьшением плотности. В разрезе 3–3 (рис. 8) проявлены 2 дополнительные особенности: (1) относительным разуплотнени-

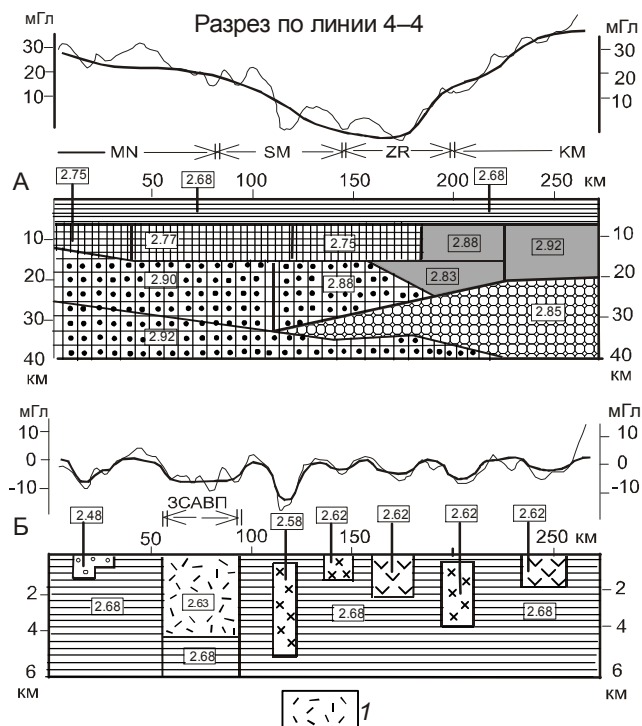


Рис. 9. Плотностная модель земной коры (А) и вулканогенно-осадочного слоя (Б) Сихотэ-Алия в разрезе 4–4 (рис. 5).

1 – кислые вулканиты Западно-Сихотэ-Алинского пояса. Другие обозначения на рис. 6.

ем земной коры отображаются глубинные “корни” позднепалеозойско-раннемелового Западно-Сихотэ-Алинского гранитоидного пояса; (2) Сергеевский террейн, сопровождаемый слабым гравитационным максимумом, не находит отображения в аномалиях плотности, что свидетельствует в пользу его аллохтонного положения и небольшой вертикальной мощности.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕОЛОГИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Моделирование реологических особенностей земной коры Южного Сихотэ-Алия по распределениям градиентов плотности эквивалентных сферических источников гравитационных аномалий обнаружило резкое различие глубинных структур в восточных (прибрежных) и западных районах изученной территории. Появилось новое объяснение геологической природы регионального гравитационного минимума в Центральном Сихотэ-Алине, который прежде связывался с прогибанием подошвы земной коры [33, 38] и согласным с ним увеличением мощности вулканогенно-осадочной толщи [1, 32]. По полученным данным, повышение гравитационного поля в обе стороны от этого минимума объясняется

разными причинами: на западе оно обязано увеличению мощности и воздыманию кровли кристаллического слоя земной коры Амурской плиты, а на востоке – увеличению мощности высокоплотного клина субокеанической “япономорской” коры, глубина залегания кровли которого уменьшается в направлении с запада на восток от 15 до 5 км. В восточных районах Сихотэ-Алиня (Кемский и Таухинский террейны) отсутствует гранитно-метаморфический слой, а картируемые здесь геологическими съемками редкие выходы палеозойских пород так же, как и Сергеевский метаморфический террейн, представляют собой маломощные (безкорневые) фрагменты перемещенных тектонических комплексов древних (доюрских) окраин континента [13] или островных дуг, обрамлявших прежде бассейны турбидитовой седиментации [40, 45]. По этим особенностям глубинные структуры Сихотэ-Алиня очень близки к структурам Камчатского полуострова, на месте которого с запаздыванием на 30–40 млн лет относительно Сихотэ-Алиня происходили аналогичные тектонические и магматические процессы. Там, как и в Сихотэ-Алине, почти все приповерхностные комплексы находятся в аллохтонном залегании [3, 34], а в земной коре Восточной Камчатки отсутствует гранитно-метаморфический слой [27]; два вулканических пояса отмечают место и время проявления наиболее активных фаз коллизии Тихоокеанской плиты с Охотоморской.

Формализованные гравитационные модели (рис. 4–5) с большой долей уверенности дают основание предполагать, что Центрально-Сихотэ-Алинская зона пониженных значений градиентов плотности маркирует область сосредоточения юрско-меловых аккреционных комплексов (преимущественно – турбидитовых и меланжевых), вовлеченных на поздней стадии формирования (мел) в сдвиговые процессы на трансформной окраине Евразии. Ориентируясь на данные В.П. Уткина [39] и Ю.П. Юшманова [42], можно предположить развитие в этой зоне структуры типа “пулл-апарт”, наложенной на тектонические комплексы пониженной вязкости в Самаркинском и Журавлевском террейнах. Сдвиговые и сопряженные с ними процессы растяжения происходили в обстановке “косой субдукции” [9, 48], похожей на позднепалеозойские и раннемезозойские процессы на юго-восточных окраинах Северо-Азиатского кратона [21, 35].

В этом случае, сдвиговая зона не ограничивается узкой полосой Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, а представляет собой широкую зону, ограниченную Арсеньевским разломом на западе, Прибрежным и Колумбинским – на востоке. В этой зоне известны признаки структур растяжения [39, 42], косо ориентированных к направлению сдвига и спо-

собствующих проникновению магматических масс и гидротермальных флюидов к поверхности Земли. Последнее лучше всего прослеживается в среднекоревом слое (рис. 4, $H_c = 8$ км), наиболее насыщенном магматическими массами. Существование структур “пулл-апарт” на рассматриваемом участке трансформной окраины Северо-Восточной Азии предполагается и на более позднем (олигоцен-миоценовом) этапе развития сдвиговых процессов [7, 10].

Минимум μ_z -параметра – индикатор зоны синсдвигового растяжения – не прослеживается в срезах $H_c > 18$ км, из чего следует вывод, что подошвой Центрально-Сихотэ-Алинского гигантского многослойного шарьяжа (включающего Самаркинский и Журавлевский террейны) и последующего сдвига является кристаллическая кора Амурской плиты, кровля которой полого наклонена в сторону Японского моря. Это же следует из разрезов μ_z -параметра (рис. 4, 5) и находит аналитическое подтверждение в плотностных моделях (рис. 6–9).

На основании анализа реологических гравитационных моделей тектоническая история формирования глубинных структур земной коры Сихотэ-Алиня может быть увязана с палеогеодинамическими реконструкциями, сделанными на основании геологических наблюдений приповерхностных тектонических комплексов [7, 9, 14, 40, 45, 48]. В частности, выполненные расчеты (рис. 2, 4, 9) дают ясный ответ на вопрос: почему в тектонических комплексах Таухинского и Кемского террейнов присутствуют фрагменты океанической коры, а в составе вулканических пород здесь преобладают средние и основные вулканы? Это объясняется тем, что картируемые в их пределах тектонические комплексы на небольшой глубине (8–10 км) подстилаются кристаллическим слоем океанической коры. Форма этого слоя отвечает активной роли океанической плиты Изагаги [10], или Кула [13], и северо-западному вектору сжатия (325°), доминировавшим в позднем палеозое и на большем протяжении мезозоя (вплоть до раннего мела) на границе ее с палеоокраиной Евразии [7, 10]. Однако 3D-параметры активных тектонических пластин, читаемых в формах максимумов градиентов плотности (разрезы Бикин–Кема, 1–1 и 6–6 на рис. 2, 5), свидетельствуют о том, что Кемский и Таухинский окраинно-континентальные террейны не являются литосферными сегментами, соответствующими классическому определению террейна, а представляют собой коровые тектонические пластины. В террейновой классификации их можно назвать коровыми субили микротеррейнами изначально океанического происхождения. Пространственные параметры и структурные взаимоотношения жестких континен-

тальных (на западе) и субокеанических (на востоке) тектонических пластин (рис. 2, 4, 7) полностью объясняют механизмы чешуйчатого нагромождения мезозойских комплексов на прогибающуюся окраину Амурской плиты (Матвеевско-Нахимовский террейн) и смятие их во фронте океанического клина: Самаркинской аккреционной призмы. В результате давления жесткого океанического клина аккреционные комплексы и олистостромы формировались путем соскабливания флиша и турбидитовых толщ с континентального склона и подножия при поддвигании под них жестких океанических пластин, а менее вязкие вулканогенно-кремнистые породы (в т.ч. фрагменты палеоостровных дуг) надвигались на континентальную окраину в форме тектонических покровов. Этот процесс напоминает работу бульдозера по уборке строительного мусора на наклонной твердой площадке, и он хорошо изучен в западных районах Камчатки [3, 15], где в позднем мезозое палеоостровная дуга столкнулась с затопленной окраиной Евразии (по другим представлениям – с Охотоморской плитой). В таком процессе горизонтальные перемещения тектонических покровов и олистостромовых толщ в Сихотэ-Алине могли происходить в 2-х направлениях: на северо-запад [7, 10], в соответствии с вектором давления жесткого океанического клина, и на юго-восток [42] – вследствие встречного гравитационного сползания нагромождаемых на окраину палеоконтинента тектонических масс.

В свете рассмотренных гравитационных моделей отнюдь не случайной кажется океаническая и островодужная петрохимия юрских и даже пермских (!) базальтов в Самаркинском террейне [48], которая вполне объясняется тем, что в ряде разрезов (рис. 2, 4, 6) океанический клин в среднем слое коры достигает границ Матвеевско-Нахимовского террейна.

Таким образом, рассмотренные выше статические гравитационные модели укладываются в целостную систему палеогеодинамических представлений [7, 10, 12–14, 40–43, 45] о длительном и направленном причленении океанических и окраинноморских вулканогенно-осадочных комплексов к окраинам Евразии, начиная от позднего палеозоя до середины мелового периода. Подошвой зоны аккреции и последующего сдвига, по полученным данным (рис. 6–9), является полого погружающаяся в направлении к Японскому морю кровля древнего (архейско-протерозойского) гранитно-метаморфического слоя земной коры Амурской плиты. Современная глубинная граница плиты, как и предполагалось [30], теряется под прибрежно-материковыми Таухинским и Кемским террейнами (рис. 2, 7).

ВЫВОДЫ

Формализованный подход к интерпретации гравитационных аномалий, не обремененный предварительными тектоническими концепциями и априорными подстановками данных других геофизических методов в гравитационную модель, позволил выявить новые, объективно существующие и находящие подтверждение в независимых геолого-геофизических данных черты глубинного строения земной коры Сихотэ-Алиня.

Главными из них являются:

1. Различный вещественный состав и строение кристаллического слоя земной коры Матвеевско-Нахимовского супертеррейна и прибрежно-материковых террейнов Кемского и Таухинского. В основании последних отсутствует гранитно-метаморфический слой.

2. Накопление юрско-меловых вулканогенно-терригенных комплексов на доюрской окраине Амурской плиты происходило за счет направленной аккреции и причленения к континенту вулканогенно-осадочных толщ окраинноморских бассейнов (преимущественно турбидитов и конседиментационного меланжа) и чешуйчатого надвигания тектонических покровов с юго-востока на северо-запад. Этот вывод подтверждает и наполняет конкретным содержанием (рис. 6–9) новейшие геологические выводы [7, 10, 45, 47, 48].

3. Все палеозойские и более древние (Сергеевский террейн) породы к востоку от Арсеньевского разлома находятся в аллохтонном залегании, на что указывает отсутствие их пространственных связей с кристаллическим основанием Амурской плиты.

4. Источником обширных эффузивных полей и гранитоидных массивов в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканическом поясе является подкоровый вязкий слой на глубине 20–25 км, который, по-видимому, до сих пор находится в частично расплавленном состоянии. Полученные модели (рис. 6–9) согласуются с магнитотеллурическими данными о существовании здесь зон высокой проводимости [20] и петрохимическими данными о мантийном источнике андезитовых магм ВСАВП [47].

5. Самаркинский и Журавлевский аккреционные террейны располагаются в зоне синсдвигового растяжения, маркируемой минимумом градиентов плотности – индикатором сред пониженой вязкости, наиболее проницаемой для магматических и флюидных инъекций из глубоких слоев земной коры и верхней мантии. Вертикальная мощность зоны увеличивается в направлении с востока на запад и достигает 16 км в зоне Центрально-Сихотэ-Алинского разлома.

6. Существующие сейсмические модели ГСЗ (1969–71 гг.) адекватны формализованным гравитационным моделям только на их западных отрезках до Центрально-Сихотэ-Алинского разлома (рис. 2), на которых они отражают поведение кровли нижнего (ранее считавшегося “базальтовым”) слоя континентальной коры. К востоку от разлома сейсмические границы прослеживаются неуверенно и интерпретация данных ГСЗ здесь нуждается в пересмотре. Для подтверждения или опровержения этого вывода необходимы новые сейсмические исследования.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит д.г.-м.н. В.В. Голозубова за детальную проработку статьи и сделанные замечания, учет которых способствовал улучшению понимания работы и обоснования главных выводов из нее.

Работа выполнена при поддержке гранта ДВО РАН 09 – III – 08 – 437.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 89 с.
2. Бевзенко П.Е. Магматическая эволюция ложа и складчатого обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1979. 318 с.
3. Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В. и др. Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 64–76.
4. Брянский Л.И. Плотностная структура земной коры и верхней мантии восточной окраины Азиатского континента. Владивосток: Дальнаука, 1995. 141 с.
5. Валитов М.Г. Структурно-плотностная трансформация земной коры в зоне сочленения Центральной котловины Японского моря с континентом: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2009. 24 с.
6. Василенко В.П., Клюев В.К. Глубинное строение восточной части Приморья и закономерности размещения оловянных месторождений // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973. Т. X. С. 175–182.
7. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с. 572.
8. Геологическая карта Приморского края. 1:1 000 000 / В.А. Ред. Бажанов, Ю.Н. Олейник. Мин-во геологии СССР. Владивосток, 1986.
9. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1986.
10. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана: Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
11. Гравиразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1981. 397 с.
12. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 327 с.
13. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И., Емельянова Т.А. Проблемы геологии и алмазности зоны перехода континент-океан (Япономорский и Желтоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2000. 325 с.
14. Изосов Л.А., Коновалов Ю.И. Западно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс и его тектоническая позиция в Западно-Тихоокеанской зоне перехода континент-океан. Владивосток: Дальнаука, 2005. 314 с.
15. Константиновская Е.А. Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки // Геотектоника. 2002. № 5. С. 59–81.
16. Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Николаев С.М., Колпашикова 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. М.: Наука, 2007. С. 48–52.
17. Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф. и др. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
18. Мельников Н.Г., Голозубов, В.В., Клюев В.К. К вопросу о тектоническом районировании Сихотэ-Алиня // Тез. докл. на конф. Дальневост. политех. ин-та. Владивосток: Изд-во ДВПИ, 1977. С. 31–32.
19. Мельников Н.Г., Изосов Л.А. Кайнозойские тектонические покровы и перспективы угленефтегазоносности Приморья // Геотектоника. 1990. № 3. С. 80–87.
20. Никифоров В.М., Дмитриев И.В. Геоэлектрический разрез тектоносферы в зоне сочленения Япономорской впадины с материковым обрамлением // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 23, № 1. С. 3–14.
21. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Темуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
22. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
23. Петрищевский А.М. “Теневые” гравитационные модели глубинных структур земной коры и верхней мантии // Геофизика. 2004. № 4. С. 48–54.
24. Петрищевский А.М. Гравитационная неоднородность земной коры и верхней мантии Приамурья (пространственно-статистические модели) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 1. С. 20–36.
25. Петрищевский А.М., Злобин Т.К. Плотностная неоднородность тектоносферы Охотоморского региона / Ученые записки Сахалинского государственного университета / Сб. науч. статей. Южно-Сахалинск: Изд-во СахГУ, 2004. С. 10–20. (Вып. 4).
26. Петрищевский А.М. Гравитационный индикатор реологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006. № 8. С. 43–59.
27. Петрищевский А.М. Тектоническая интерпретация плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Камчатки // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 24, № 3. С. 53–61.
28. Петрищевский А.М. Плотностная неоднородность литосферы юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кра-

- тона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 5. С. 566–583.
29. Петрищевский А.М. Вязкий слой на границе кора-мантия (Дальний Восток) // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37–48.
 30. Петрищевский А.М. Реологическая гравитационная модель тектоносферы Забайкалья // Докл. РАН. 2009. Т. 426, № 2. С. 248–255.
 31. Потапьев С.В. Авиасейсмические исследования земной коры. М.: Наука, 1977. 169 с.
 32. Потапьев 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.
 33. Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л., Вашилов Ю.Я. О глубинной природе рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса // Тихоокеан. геология. 1992. № 2. С. 66–78.
 34. Соколов А.Д. Аккреционная тектоника Корьяско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
 35. Сорокин А.А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 31–36.
 36. Страхов В.Н. Некоторые примеры эквивалентности и слабостью единственности в плоской обратной задаче потенциала // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 5. С. 39–62.
 37. Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г. и др. Результаты анализа данных GPS измерений (2003–2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алинской сети // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 39–49.
 38. Туезов И.К., Хе Гоци, Врублевский А.А. и др. Некоторые особенности строения северо-востока КНР и Дальнего Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. С. 5–19.
 39. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование: М.: Наука, 1989. 165 с.
 40. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с.
 41. Ханчук А.И., Петрищевский А.М. Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 5. С. 689–693.
 42. Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М. Тектоника, глубинное строение и металлогения Прибрежной зоны Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2004. 111 с.
 43. Alenicheva A.A., Sakhno V. G. The U–Pb Dating of Extrusive–Intrusive Complexes in Ore Districts in the Southern Part of the Eastern Sikhote-Alin Volcanic Belt (Russia) // Doklady Earth Sciences. 2008. V. 419, N 2. P. 217–221.
 44. Alenicheva A.A., Sakhno V.G., Saltykova T.E. U–Pb and Rb–Sr Dating of Granitoids from the Tatibin Group in the Plutonic Belt of Central Sikhote Alin // Doklady Earth Sciences. 2008. V. 420, N 4. P. 533–537.
 45. Malinovsky A.I., Golozubov V.V., Simanenkov V.P. The Kema Island-Arc Terrane, Eastern Sikhote Alin: Formation Settings and Geodynamics // Doklady Earth Sciences. 2006. V. 410, N 7. P. 1026–1029.
 46. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from Russian side // Earth Science (Chikyu Kagaku). 2001. V. 5, N 5. P. 275–291.
 47. Martynov Yu.A., Chashchin A.A., Simanenkov V.P., Martynov A.Yu. Maestrichtian–Danian Andesite Series of the Eastern Sikhote Alin: Mineralogy, Geochemistry, and Petrogenetic Aspects // Petrology. 2007. V. 15, N 3. P. 275–295.
 48. Simanenkov V.P., Filippov A.N., Chashchin A.A. Basalts of the Pantalassa Ocean in the Samarka Terrane, Central Sikhote Alin // Russian Journal of Pacific Geology. 2009. V. 3, N 3. P. 220–233.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

A.M. Petrishchevsky

Rheological model of the South Sikhote-Alin Earth's crust (from gravity data)

The rheological properties of the Earth's crust in the South Sikhote-Alin area were evaluated based on the analysis of the spatial density gradient distributions of spherical sources of gravity anomalies. These distributions are characterized by the existence of two highly rigid layers and two layers of lower viscosity. By solutions of the forward linear gravity problem the directly proportional relationship between the rigidity and density of the simulated media is confirmed. The lower crystalline layer of the Amur plate, whose roof gently slopes towards the Sea of Japan coast, and wedge-like slabs of oceanic crust beneath the Taukha and Kema terranes, thrust over the lower layer of continental crust, correspond to the rigid media. The subcrustal zone of partial melting in the base of the East-Sikhote-Alin volcanic belt, and accretionary complexes of the Samarka and Zhuravlevka terranes, involved later in the process of strike-slip deformations, correspond to the viscous media. The Late Paleozoic and Early Mesozoic geodynamics of the Sikhote-Alin Earth's crust is characterized by the collision interaction of the continental and oceanic rigid wedges, which resulted in directional accretion of terrigenous thick sequences of turbidite basins and island arcs to the Amur plate.

Key words: Earth's crust, viscosity, gravity modeling, Sikhote-Alin.