
Научные статьи

УДК 550.83 : 551.24 (571.6)

ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ СОЧЛЕНЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ И ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В СИХОТЭ-АЛИНЕ

© 2011 А.М. Петрищевский

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

В результате анализа пространственных распределений формализованного параметра оценены реологические свойства земной коры в двух районах Сихотэ-Алиня, которые характеризуются существованием двух слоев высокой и двух слоев пониженной вязкости. Относительно более вязким (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, Журавлевского, Журавлевско-Амурского и Киселевско-Маноминского террейнов, вовлеченные в процесс сдвиговых деформаций. Границы континентального жесткого слоя нашли независимое подтверждение в сейсмических данных. С помощью решения прямой линейной задачи гравитационного потенциала показано, что понижение плотности тектонических и магматических сред может быть связано с уменьшением их вязкости. Модели доказывают аллохтонную природу Сергеевского и Анюйского выступов додевонских метаморфических пород, структурно не связанных с континентальным слоем кристаллической коры. Установлены и описаны черты близкого сходства глубинного строения южных и северных районов Сихотэ-Алиня.

Ключевые слова: гравитационная модель, земная кора, Сихотэ-Алинь.

Проблема глубинного строения окраинно-материковых складчатых систем и в особенности характер сочленения материковых и океанических (субокеанических, окраинноморских) тектонических структур на протяжении многих лет являются предметом острых дискуссий. Геологическими наблюдениями (Аккреционная..., 1993; Геодинамика..., 2006а, 2006б; Голозубов, 2006; Маркевич и др., 1997; Соколов, 1992 и др.) на современных и палеограницах «континент–океан», или «континент–окраинное море», установлены многочисленные признаки активных коллизионных и надсубдукционных тектоно-магматических процессов, основным содержанием которых являются: интенсивный вулканизм, надвигание осадочных толщ с подножий континентальных склонов на континент

(или островные дуги), микширование и смятие их в аккреционных призмах, горизонтальные перемещения вулканогенно-кремнистых пластин в тектонических покровах. Однако эти данные до последнего времени находят весьма слабое отражение в геофизических моделях окраинно-материковых складчатых систем, строение которых обычно трактуется исходя из устоявшейся концепции унаследованного прогибания архейско-протерозойского материкового «фундамента» и подошвы земной коры под окраинно-материковыми складчатыми системами (Апрелков, Попруженко, 2009; Валитов, 2009; Злобин и др., 2007; Кулинич и др., 2007). На Камчатке такой прогиб осложнен рифтогенным сокращением мощности коры под Центрально-Камчатской депрессией (Апрелков,

Попруженко, 2009). В Сихотэ-Алине сочленение континентальной и океанической земной коры отображается в виде плавной трансформации ее физических свойств и мощности в широкой (шириной 220–250 км) переходной зоне, без расшифровки ее геологического смысла и внутреннего строения (Валитов, 2009; Кулинич и др., 2007), а восточная граница распространения континентальной коры совпадает с современной границей «суша – море» (Геодинамика..., 2006а).

Новые данные о глубинном строении Сихотэ-Алинской складчато-надвиговой системы (САСНС) на ее северном и южном отрезках (рис. 1) получены с помощью формализованных гравитационных моделей, априорно не связанных с существующей геолого-геофизической информацией и какими-либо тектоническими концепциями. Эти модели основываются на самых общих представлениях о плотностных неоднородностях земной коры Сихотэ-Алиня,

в которых гравитационные аномалии не связываются с конкретными геологическими телами, а отражают только степень плотностной дифференциации (контрастности) геологического пространства. Они регламентируются простыми физико-математическими и в то же время весьма широкими пространственными ограничениями на форму элементарных неоднородностей, распределения которых в геологическом пространстве несут информацию о структурных и вещественных, в первую очередь – реологических свойствах изучаемых сред (Петрищевский, 2006а, 2006б, 2008, 2010).

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД И ТЕХНОЛОГИЯ ПОСТРОЕНИЯ ФОРМАЛИЗОВАННЫХ ГРАВИТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ

Методологической предпосылкой конструирования рассматриваемых далее гравитационных моделей является связь пространственных распределений нормированной (по глубине центра масс) поверхностной плотности сферических источников гравитационных аномалий (μ_z), эквивалентных плотностным неоднородностям компактного класса, с реологическими свойствами геологических сред (Петрищевский, 2006б, 2008).

На первом этапе расчетных процедур вычислялись глубины залегания центров (Z_0) и амплитуды (Vzm) локальных возмущений аномального гравитационного поля в редукции Буге по сети профилей, равномерно пересекающих изучаемую территорию по оптимальному направлению, поперек преобладающего простирания гравитационных аномалий. Каждое возмущение поля трактовалось как аддитивное отображение комплексного влияния множества геологических источников, а результаты элементарных вычислений представлялись как случайные. В южном районе Сихотэ-Алиня число единичных определений (Z_0 и Vzm) составило 683, на северном – 248. На втором этапе изучаемый объем геологического пространства был разбит на 25 условных слоев, внутри каждого из которых аномальные массы объемных источников выметались на поверхности эквивалентных сфер по Пуанкаре (Сретенский, 1946) так, чтобы сферы соприкасались с поверхностями (H_c), равноотстоящими от кровли слоев, и вычислялся параметр:

$$\mu_z = \frac{Vzm Z_0}{4\pi K(Z_0 - H_c)^2},$$

где K – гравитационная постоянная; H_c – условная поверхность, касательная к сферам, на которые выметаются аномальные массы источников

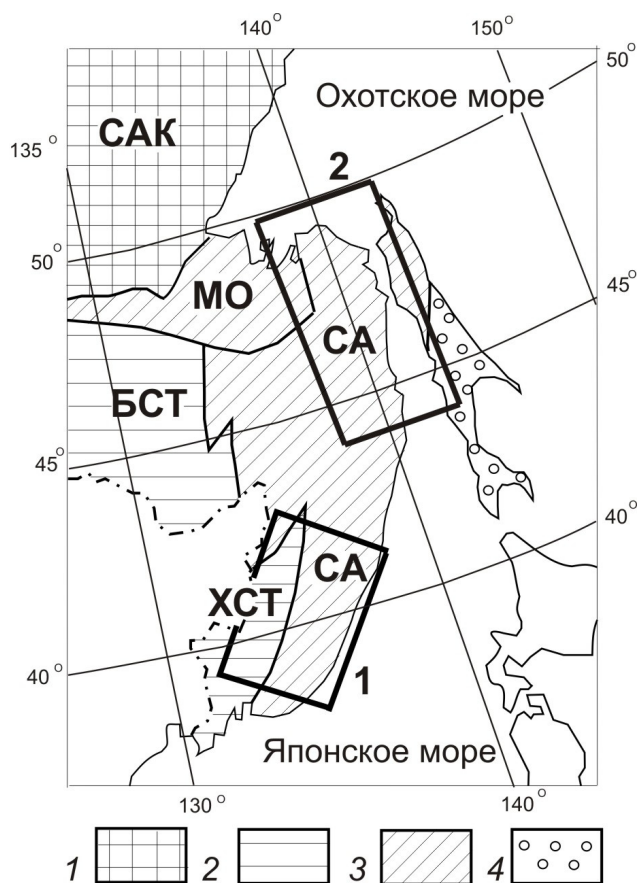


Рис. 1. Обзорная карта районов исследования: 1-4 – тектонические структуры: архейские и протерозойские (1), палеозойские (2), мезозойские (3) и кайнозойские (4). Обозначения структур: САК – Северо-Азиатский кратон, супертеррейны: БСТ – Буреинский, ХСТ – Ханкайский; складчато-надвиговые системы: МО – Монголо-Охотская, СА – Сихотэ-Алинская. Районы исследований: 1 – Южно-Сихотэ-Алинский, 2 – Северо-Сихотэ-Алинский.

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 μ_z -параметра сглаживались. По физико-математическому смыслу μ_z -параметр соответствует поверхностной плотности сферы, нормированной по глубине центра масс. Каждая сфера эквивалентна сложной системе объемных источников, симметрично рассеянных в 3D-пространстве относительно общего (для системы и сферы) центра, а ее нормированная поверхностная плотность (μ_z -параметр) имеет размерность кг/м²/км. Изолинии этого параметра на рисунках подписаны в условных единицах: 1 усл. ед. = 10⁻² кг/м²/км.

Таким образом, во множественных точках специализированного 3D-геологического пространства $\mu_z(x, y, H_c)$ оценивалась степень его плотностной дифференциации (контрастности) на вертикальном отрезке, заключенном между центром эквивалентной возмущающей массы (Z_0) и ближайшей к нему поверхностью слоя (H_c).

В жестких кристаллических средах μ_z -параметр имеет большее значение, а в пластичных, вязких и частично расплавленных – меньшее, по причине расползания (растекания) плотностных неоднородностей и стирания резких границ (Петрищевский, 2006а, 2006б, 2008, 2010, Петрищевский, Злобин, 2004; Ханчук, Петрищевский, 2007). В изученных автором районах 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 (Петрищевский, 2008). В верхней мантии по значениям μ_z -параметра уверенно различаются литосферные плиты (максимумы) и разделяющие их выступы астеносферы (минимумы) (Петрищевский, 2006б; Петрищевский, Злобин, 2004; Ханчук, Петрищевский, 2007). В разрезах объемных моделей этого параметра μ_z -минимумы повсеместно 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 (Петрищевский, 2006а, 2006б; 2008, 2010).

Предметом геологического анализа в данной статье являются 3D-формализованные гравитационные модели $\mu_z(x, y, H_c)$,

отображаемые горизонтальными срезами $\mu_z(x, y, H_c = \text{Const})$ и разрезами $\mu_z(x, H_c)$, построенными с помощью стандартных средств преобразования цифровой информации в графическую (Surfer 8) и вспомогательного интерфейса обработки 3D-массивов геолого-геофизической информации (Глаголев, Петрищевский, 2010).

В вертикальных разрезах Сихотэ-Алинских моделей $\mu_z(x, y, H_c)$ максимумы значений совпадают с жесткими пластинами кристаллической континентальной (на западе) и океанической (на востоке) коры, что находит подтверждение в сейсмических разрезах (рис. 2).

Для построения структурных схем рельефа главных гравитирующих границ раздела в земной коре рассматриваемых районов Сихотэ-Алиня были составлены 38 разрезов, из которых 10 представлены на рис. 3 и 5. В каждом из разрезов положение кровли жестких кристаллических слоев земной коры определялось по верхним границам μ_z -максимумов (рис. 3, 5).

Привязка абстрактных формализованных гравитационных моделей к более привычному физико-геологическому отображению плотностных свойств геологического пространства (рис. 4) осуществлялась путем подбора плотности под геометрические формы элементарных неоднородностей, определяемые в результате анализа распределений μ_z -параметра. В качестве расчетного использован алгоритм Голиздры-Старостенко (Гравиразведка, 1981) для элементарных тел, ограниченных вертикальными гранями.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ «СИХОТЭ-АЛИНЬ – ЯПОНСКОЕ МОРЕ»

Южный Сихотэ-Алинь. 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 которых и на границах между ними происходили на протяжении второй половины палеозоя (Изосов, Коновалов, 2005) в мезозое и первой половине кайнозоя (Геодинамика ..., 2006а, 2006б; Голозубов, 2006). На северо-западе САСНС примыкает к Ханкайскому метаморфическому массиву – фрагменту Амурской плиты (Геодинамика..., 2006б; Малышев и др., 2007; Петрищевский, Злобин, 2004), а на юго-востоке перекрывается вулканическими Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП). Здесь выделяют (Ханчук и др., 1995) пять крупных террейнов:

ПЕТРИЩЕВСКИЙ

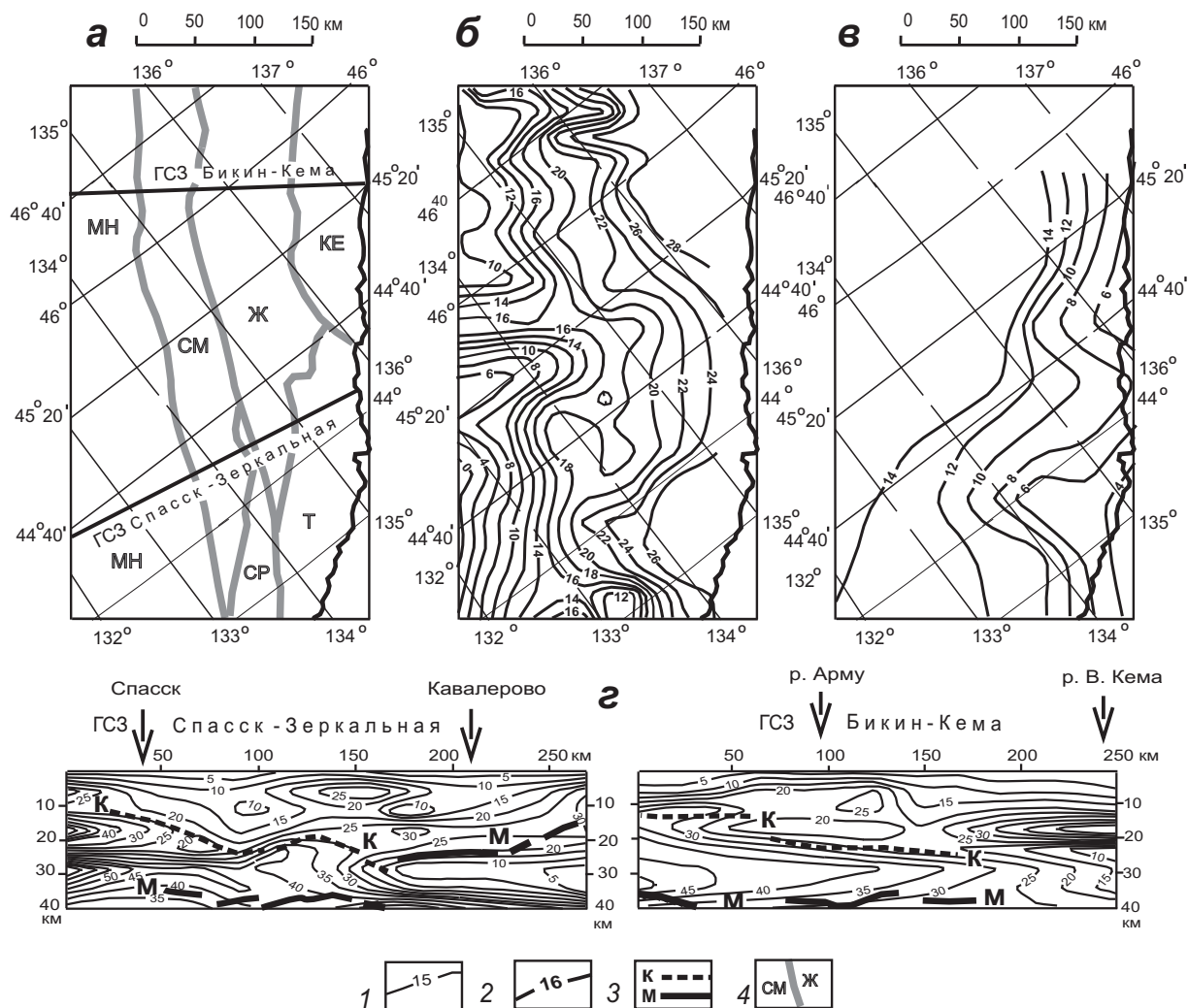


Рис. 2. Террейны (а), рельеф поверхности континентального (б) и океанического (в) кристаллических слоев земной коры; корреляция распределений μ_z -параметра с сейсмическими границами в разрезах ГСЗ Южного Сихотэ-Алиня (з): 1 – изолинии μ_z -параметра (усл. ед.); 2 – изолинии глубин кровли кристаллических слоев земной коры, км; 3 – наиболее контрастные сейсмические границы: Конрада (К) и Мохо (М) (Аргентов и др., 1976; Потапьев, 1980); 4 – границы террейнов на схеме «а» (Ханчук и др., 1995). Обозначения террейнов: МН – Матвеевско-Нахимовский, СМ – Самаркинский, Ж – Журавлевский, СР – Сергеевский, Т – Таухинский, КЕ – Кемский.

позднекембрийский Матвеевско-Нахимовский с Вознесенским и Спасским субтеррейнами, юрский Самарский, меловые Журавлевский, Таухинский и Кемский (рис. 2а). Последние два террейна почти полностью перекрыты вулканитами ВСАВП. Возрастные взаимоотношения между меловыми террейнами в значительной степени условные, поскольку в каждом из них содержатся различные по возрасту, 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 по направлению сверху

вниз (Геодинамика..., 2006а; Голозубов, 2006). Условия формирования, структурные взаимоотношения мезозойских тектонических комплексов и петрохимические характеристики магматических пород Сихотэ-Алиня часто сопоставляются с надсубдукционными процессами (Геодинамика..., 2006а; Маркевич и др., 1997; Ханчук и др, 1995; Martynov et al., 2007).

В разрезах объемной модели $\mu_z(x, y, H_c)$ (рис. 2, 3) кристаллический (метаморфический) слой земной коры Южного Сихотэ-Алиня отображается повышенными значениями μ_z -параметра (20–50 усл. ед.) и кровля его погружается в юго-восточном направлении. Наиболее резкое погружение кровли совпадает с положением восточной границы Матвеевско-Нахимовского террейна. В восточных частях разрезов повы-

ГРАВИТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ СОЧЛЕНЕНИЯ

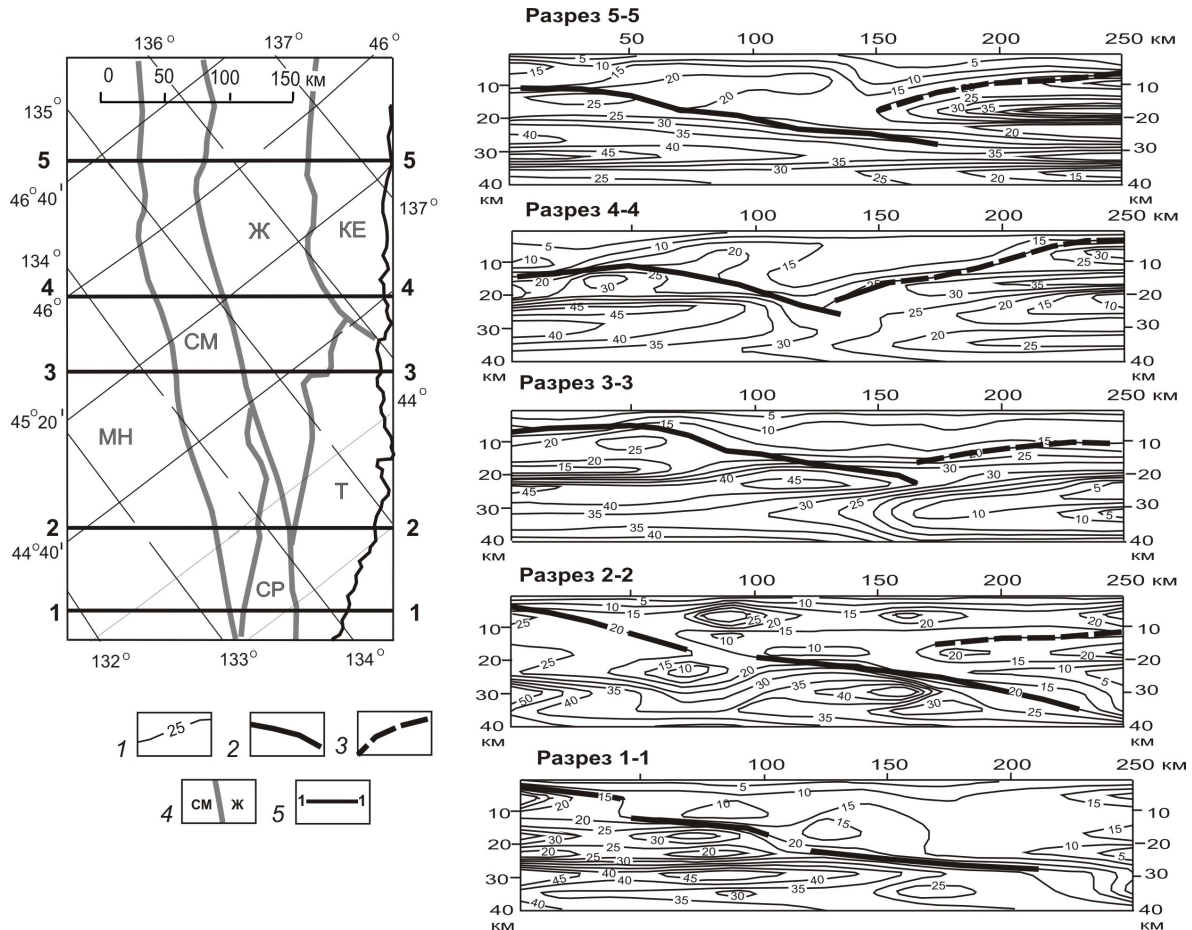


Рис. 3. Распределения μ_z -параметра в разрезах земной коры Южного Сихотэ-Алия: 1 – изолинии μ_z -параметра (усл. ед.); 2, 3 – кровля кристаллического слоя континентальной (2) и океанической (3) коры; 4 – границы террейнов на схеме; 5 – линии разрезов. Обозначения террейнов показаны на рис. 2.

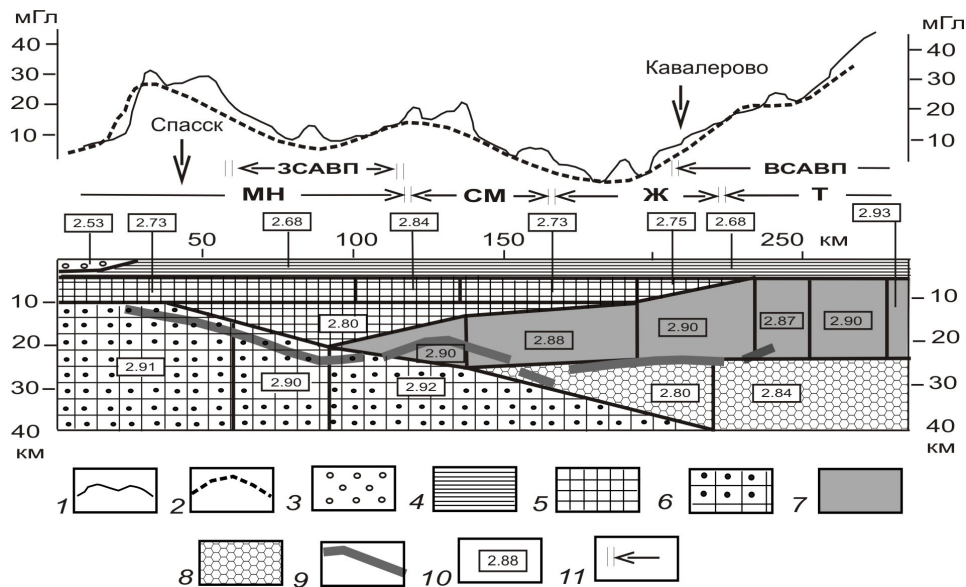


Рис. 4. Плотностная модель земной коры Сихотэ-Алия по профилю ГСЗ «Спасск-Зеркальная»: 1, 2 – кривые аномалий Буге: наблюдаемая (1) и расчетная (2); 3 – рыхлые отложения наложенных впадин; 4 – вулканогенно-осадочный слой; 5 – гранитно-метаморфический слой; 6 – нижний слой континентальной коры; 7 – океаническая кора «япономорского» типа; 8 – вязкий подкорový слой; 9 – наиболее контрастная сейсмическая граница в кристаллическом слое земной коры, интерпретируемая как граница Конрада (Аргентов и др, 1976; Потапьев, 1980); 10 – плотность тектонических сред, г/см³; 11 – границы террейнов. Вулканические пояса: ЗСАВП – Западно-Сихотэ-Алинский, ВСАВП – Восточно-Сихотэ-Алинский. Другие обозначения показаны на рис. 3.

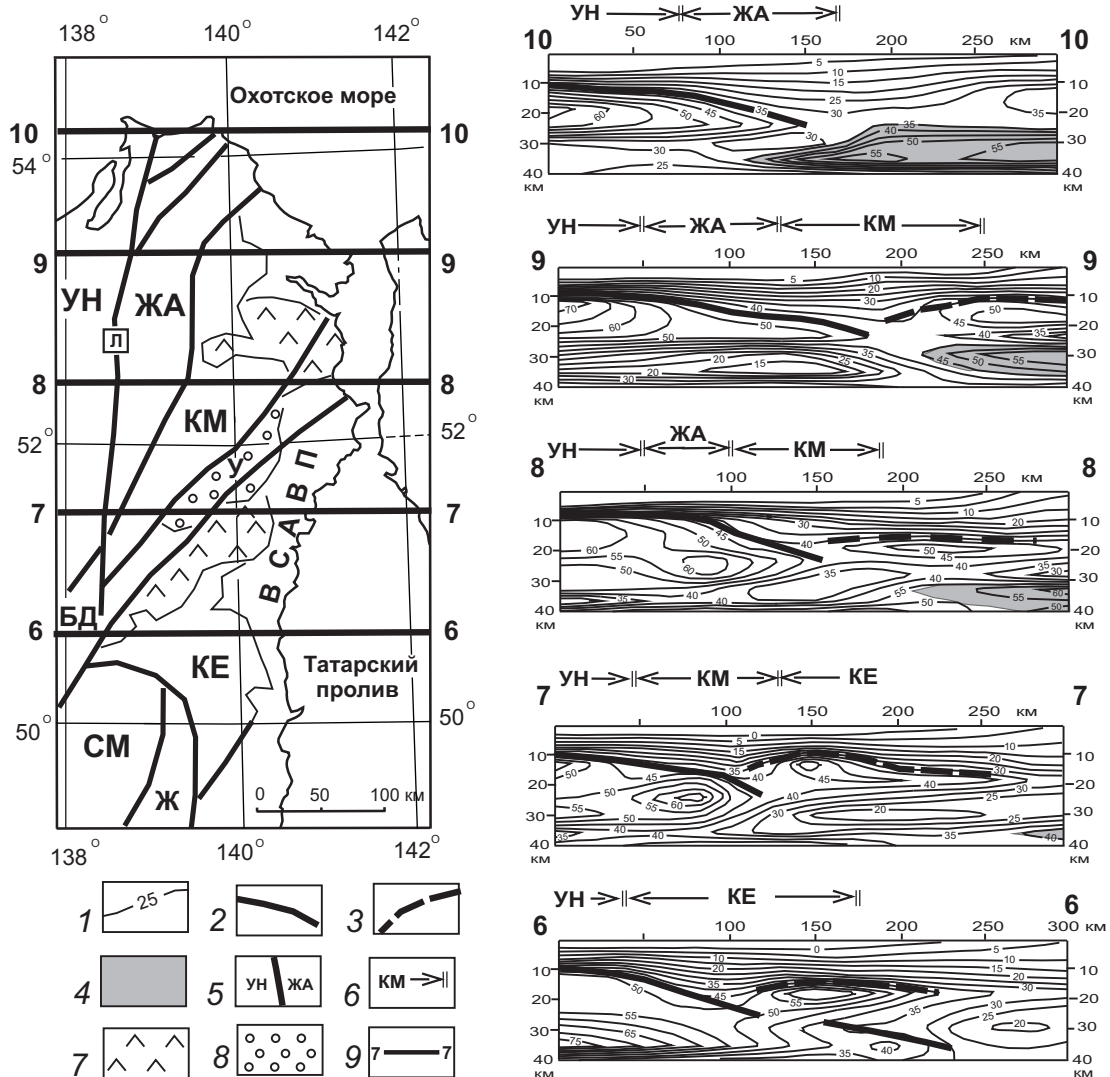


Рис. 5. Распределения μ_z -параметра в разрезах земной коры Северного Сихотэ-Алиня: 1 – изолинии μ_z -параметра (усл. ед.); 2, 3 – кровля кристаллического слоя континентальной (2) и океанической (3) коры; 4 – жесткая пластина в «охотоморской» верхней мантии; 5, 6 – границы террейнов на схеме (5) и над разрезами (6); 7 – позднемеловые надсубдукционные (Маркевич, 1997) вулканиты среднего и основного состава (андезиты, андезибазальты, базальты); 8 – кайнозойские рыхлые отложения; 9 – линии разрезов. Обозначения террейнов: УН – Ульбанский, ЖА – Журавлевско-Амурский, БД – Баджалский, КМ – Киселевско-Маномиский, КЕ – Кемский, СМ – Самаркинский, Ж – Журавлевский, У – Удыльская впадина, Л – Лимурчанский разлом.

шенными значениями μ_z -параметра фиксируется тонкая (мощностью 15-18 км) клиновидная жесткая пластина, кровля которой наклонена в противоположном – северо-западном направлении. Форма и структурное положение этой пластины позволяют предполагать ее надвигание на кристаллический слой континентальной коры. Океаническая, или субокеаническая природа этой пластины предполагалась (Глаголев, Петрищевский, 2010) исходя из широкого присутствия в составе прибрежно-материковых Таухинского и Кемского террейнов гипербазитов, базальтов и кремней (Геодинамика..., 2006а; Голозубов, 2006), характерных для океанического типа земной коры, и мантийного

источника андезитовых магм ВСАВП (Martynov et al., 2007). Однако не исключено, что жесткие пластины в прибрежной части разрезов (рис. 2, 3) могут быть перемещенными фрагментами островных дуг, или гайотов, признаки которых наблюдаются в прибрежных районах Сихотэ-Алиня почти повсеместно (Голозубов, 2006; Малиновский, Маркевич, 2007; Ханчук и др, 1995; Malinovsky et al., 2006). В любом из двух случаев эти пластины не являются восточным продолжением континентального слоя кристаллической коры, отличаясь от него значительно меньшей мощностью и глубиной залегания.

В разрезах, совпадающих с сейсмическими разрезами (рис. 2г), кровля континентального

жесткого слоя совпадает с границей Конрада, а подошва – с границей Мохоровичича. В восточной части разрезов Сихотэ-Алиня вторая граница прослеживается неуверенно, а на профиле ГСЗ «Спасск-Зеркальная» (Аргентов и др, 1976; Потапьев, 1980) она совпадает с подошвой океанической жесткой пластины, надвинутой на континентальный гранитно-метаморфический слой. В интервале $x = 120-180$ км горизонтальной разметки этого разреза (рис. 2г) и в разрезе 2-2 (рис. 3) локально проявлена еще одна тонкая (мощностью 7-8 км) пластина, структурно обособленная от жесткой континентальной коры на западе и океанической на востоке. Она пространственно коррелируется с Сергеевским террейном – выступом метаморфических пород, сложенным додевонскими габброидами (на 80%), мраморами, кристаллическими сланцами и амфиболитами (Ханчук и др., 1995). Таким образом, формализованная гравитационная модель, полученная без использования априорных тектонических концепций и какой-либо вспомогательной (к аномальному гравитационному полю) геолого-геофизической информации, подтвердила геологические предположения (Голозубов, 2006; Khanchuk, 2001) об аллохтонной природе Сергеевского выступа, ранее длительное время считавшегося «фундаментом» мезозойских складчатых комплексов.

Поведение рельефа поверхности континентального (рис. 2б) и океанического (рис. 2в) жестких слоев Южного Сихотэ-Алиня в плане характеризуется резко противоположными тенденциями. Кровля континентального слоя погружается на восток и юго-восток, при этом наиболее резкое погружение наблюдается на границе Матвеевско-Нахимовского архейско-протерозойского метаморфического террейна. Южный и северный блоки этого террейна на 6-8 км различаются по уровню залегания кровли метаморфического слоя земной коры, что соответствует возрасту картируемых на поверхности тектонических комплексов. В Южном блоке вдоль границы террейна (рис. 2а) обнажаются архейские и протерозойские и комплексы, а Северный блок перекрыт палеозойским терригенным чехлом и мезозойскими вулканитами Алчанской зоны (Геодинамика..., 2006а).

В ориентировках преобладающих простираний изолиний рельефа кровли континентального (рис. 2б) и океанического (рис. 2в) слоев земной коры ясно проявлено угловое несогласие, которое может быть следствием трансформного сдвига на позднемезозойской окраине континента (Геодинамика..., 2006а, 2006б; Голозубов, 2006; Khanchuk, 2001). Судя по полученным данным (рис. 2, 3), подошвой этого сдвига может быть кровля жесткого метаморфического слоя континентальной коры.

Формализованное представление о строении земной коры Южного Сихотэ-Алиня (рис. 2, 3) дополняет плотностной разрез (рис. 4), при построении которого в качестве границ раздела сред разной плотности приняты границы резких изменений значений и морфологических особенностей распределений μ_z -параметра (рис. 2г). По-существу, была решена 2D-линейная обратная задача по нахождению распределений плотности в средах с закрепленными границами. Расчеты выполнены в относительной шкале плотности, а соответствующие им абсолютные значения вычислены исходя из средней плотности вулканогенно-осадочного ($\sigma = 2.68$ г/см³) и гранитно-метаморфического ($\sigma = 2.75$ г/см³) слоев.

В иллюстрируемом разрезе (рис. 4) отчетливо проявлены два слоя повышенной жесткости и плотности (2.87-2.92 г/см³), соответствующие зонам повышенных значений μ_z -параметра. На западе этот слой соответствует нижнему слою континентальной коры, кровля которого совпадает с сейсмической границей Конрада (Аргентов и др, 1976; Потапьев, 1980), а на востоке – кристаллическому слою океанической, или «переходной» (Валитов, 2009; Геодинамика..., 2006а; Кулинич и др., 2007) япономорской коры. Мощность последнего (23-25 км) приблизительно соответствует гравитационным оценкам мощности коры у подножия континентального склона (Кулинич и др., 2007). 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 (Геодинамика..., 2006а; Кулинич и др., 2007).

По полученным данным региональные особенности гравитационных аномалий Южного Сихотэ-Алиня объясняются пространственными параметрами и взаимным расположением 4 структурных элементов: (1) – нижним кристаллическим слоем земной коры Амурской плиты, (2) – нижнекоревой жесткой пластиной япономорской коры, (3) – аккреционной призмой в центральном Сихотэ-Алине, (4) – подкоревым слоем пониженной вязкости в Восточном Сихотэ-Алине. Последний пространственно коррелируется со слоем аномальной электропроводности (Никифоров, Дмитриев, 2007) и позднемезозойскими вулканитами в Восточно-Сихотэ-Алинском поясе. Судя по геофизическим признакам, подкоревый слой пониженной вязкости в Восточном Сихотэ-Алине, являвшийся источником позднемезозойских и раннекайнозойских вулканических магм, до сих пор находится в расплавленном или частично расплавленном (вязком) состоянии.

Северный Сихотэ-Алинь. В геологическом строении Северного Сихотэ-Алиня принимают участие юрские терригенные, преимущественно турбидитовые, комплексы с небольшим присутствием кремней и базальтов, смятые в Ульбанской и Самаркинской аккреционных призмах, меловые терригенные комплексы и турбидиты Журавлевско-Амурского террейна (фрагмента синсдвигового бассейна турбидитовой седиментации), Кемский террейн с выраженными признаками островодужного происхождения (Ханчук и др., 1995; Malinovsky et al., 2006) и Киселевско-Маноминский террейн, сложенный преимущественно кремнистыми образованиями с подчиненным присутствием известняков, аргиллитов и алевролитов (Геодинамика..., 2006а). Последний террейн отождествляется (Маркевич и др., 1997) с надсубдукционной аккреционной призмой албского возраста. Журавлевско-Амурский террейн является северным аналогом Журавлевского (рис. 2а), а Кемский островодужный террейн продолжается с юга на территорию Северного Сихотэ-Алиня без видимых осложнений. По мнению А.В. Кудымова (2002), нижнемеловые терригенные отложения Северного Сихотэ-Алиня в составе Журавлевско-Амурского и части Киселевско-Маноминского террейнов можно рассматривать как осадочное выполнение задугового бассейна.

Таким образом, геологическое строение Северного Сихотэ-Алиня незначительно отличается от строения его южных районов: в обоих районах наблюдается направленное омоложение складчатых и магматических комплексов с запада на восток и ясно проявлены признаки последовательного надвигания, или «наволакивания» (Голозубов, 2006) тектонических чешуй с востока на запад.

В разрезах объемной модели распределения μ_z -параметра в земной коре Северного Сихотэ-Алиня (рис. 5) проявлены те же особенности, которые наблюдались в разрезах Южного Сихотэ-Алиня (рис. 2, 3). В западных частях разрезов высокими значениями нормированной плотности эквивалентных сфер (μ_z) четко отображается кристаллический жесткий слой континентальной коры, кровля которого погружается под окраинно-материковые Киселевско-Маноминский и Кемский террейны. Наиболее резкое изменение наклона кровли этого слоя происходит в зоне Лимурчанского разлома, отделяющего Ульбанский и Баджалский юрские террейны от меловых Журавлевско-Амурского и Киселевско-Маноминского (рис. 5). Мощность континентальной коры сокращается по направлению с юга на север: на широте 50° с.ш. она составляет 38-40 км, а в Сахалинском заливе Охотского моря – 26-28 км. Эти оценки, основывающиеся

на формализованных гравитационных моделях, совпадают с данными глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ). На профиле Комсомольск – мыс Сюркум (Потапьев, 1980) мощность земной коры составляет 35 км, а на охотоморских профилях ГСЗ (Злобин, 2002; Структура..., 1996), пересекающих северную оконечность о. Сахалин и Шантарские острова – 28-30 км. В недавней обобщающей работе (Геодинамика..., 2006а), компилирующей сейсмические и гравитационные модели земной коры в южных районах Дальнего Востока России, мощность земной коры Сихотэ-Алиня тоже уменьшается с юга на север: от 40 км на широте 44° с.ш. до 28-30 км на широте 54° с.ш.

В восточных частях разрезов, в интервале глубин 15-27 км, регистрируется μ_z -максимум, структурно обособленный от жесткой континентальной коры. По аналогии с Южным Сихотэ-Алинем тектоническая пластина, соответствующая этому максимуму, может иметь океаническое происхождение, чему не противоречат океанический тип осадконакопления вулканогенно-терригенных толщ в Журавлевско-Амурском террейне (Голозубов, 2006) и значительное присутствие андезитов, базальтов, их туфов и лав в составе Кемского террейна (Голозубов, 2006). С другой стороны, предположение об островодужном происхождении Кемского террейна (Голозубов, 2006; Malinovsky et al., 2006) позволяет связывать этот μ_z -максимум с перемещенным фрагментом палеостровной дуги, подобным Сергеевскому, Анюйскому (Голозубов, 2006) или Срединно-Камчатскому (Петрищевский, 2006а) выступам метамофических комплексов.

На всем протяжении северной половины Сихотэ-Алиня сочленение описанной структуры с континентальной корой характеризуется дискордантными взаимоотношениями (рис. 5), при этом к зонам их контактов приурочены излияния андезитов и базальтов, сопровождаемые зонами пониженной вязкости (уменьшением μ_z -параметра) в нижнем слое земной коры, а также Удильская кайнозойская впадина – северо-восточный фрагмент Средне-Амурского садочного бассейна.

Полученные данные дают основание согласиться с выводами тех исследователей (Маркевич и др., 1997), которые отождествляют Киселевско-Маноминский террейн с аккреционной призмой. На всех разрезах (рис. 5) эта структура выражена прогибанием приповерхностного (вулканогенно-осадочного) слоя земной коры до глубины 15-20 км. В южных районах Сихотэ-Алиня такой же прогиб имеет место под Самаркинским и Журавлевским террейнами (рис. 3, разрезы 3-3, 4-4 и 5-5).

В основании разреза объемной модели μ_z -параметра в северо-восточной (охотоморской) части рассматриваемого района (рис. 5) в верхней мантии предполагается еще один слой повышенной жесткости (выраженный μ_z -максимумом), вертикальная мощность и глубина проникновения которого под континентальные структуры убывают с севера на юг, то есть, по мере удаления от северо-восточной границы Амурской плиты (Петрищевский, Злобин, 2004).

В плане поведение рельефа поверхностей континентального (рис. 6а) и океанического (рис. 6б) кристаллических слоев земной коры в Северном Сихотэ-Алине характеризуется противоположными трендами. На первой схеме (рис. 6а), также, как и в Южном Сихотэ-Алине (рис. 3б), ясно проявлено погружение кровли жесткой (метаморфической) континентальной коры с запада на восток. Рельеф кровли океанической коры (рис. 6б) более сложный. В северной половине рассматриваемого района происходит резкое погружение этой границы: от 9 км в Охотском море до 18 км на северном фланге

Сихотэ-Алинской складчато-надвиговой системы. Под Кемским и южной частью Киселевско-Маноминского террейнами рельеф кровли океанической коры осложнен локальным поднятием до глубины 9-11 км от поверхности Земли. Вероятная двойственная природа этой обособленной в пространстве структуры с размерами в плане 80-220 км (рис. 6б) рассмотрена выше при описании разрезов (рис. 5), однако автор в большей степени склоняется к островодужному варианту ее происхождения.

ВЫВОДЫ

Анализ пространственных распределений μ_z -параметра, описывающего плотностные свойства земной коры Сихотэ-Алиня в двух его районах, выявил устойчиво повторяющиеся в 38 разрезах признаки дискордантного сочленения континентальной и океанической (либо субокеанической) коры в переходной зоне от Амурской плиты к Тихому океану, граничащему с северо-восточной континентальной окраиной

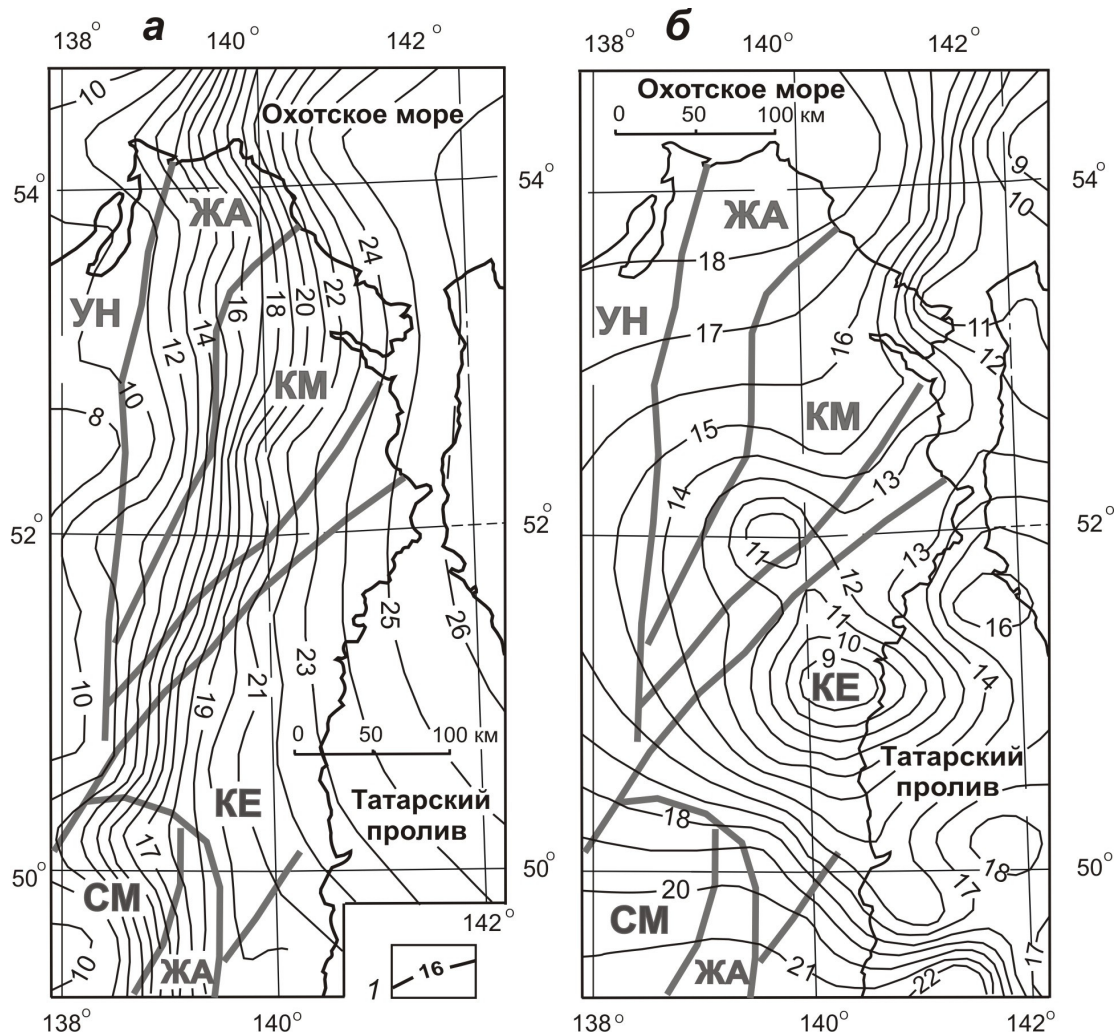


Рис. 6. Схемы рельефа кровли кристаллической континентальной (а) и океанической (б) коры в Северном Сихотэ-Алине: 1 – глубина залегания границ, км. Обозначения структур показаны на рис. 5.

Евразии в позднем мезозое, то есть до раскрытия Япономорской рифтогенной впадины.

В формализованных гравитационных моделях по высоким значениям этого параметра уверенно диагностируется метаморфический слой земной коры, обнажающийся в Матвеевско-Нахимовском террейне и залегающий в основании Ульбанской и Самаркинской аккреционных призм, сложенных с поверхности юрскими комплексами. В разрезах ГСЗ верхняя граница этого слоя совпадает с границей Конрада, а нижняя – с границей Мохо. В прибрежной полосе Сихотэ-Алиня по этому же признаку картируются тонкие (мощностью от 12 до 18 км) клиноформные пластины, надвинутые на нижний (жесткий) слой континентальной коры. Эти пластины представляют собой перемещенные фрагменты океанической, или островодужной, коры. Их выражением на поверхности Земли являются, по-видимому, Сергеевский и Анюйский выступы древних (додевонских) метаморфических и магматических комплексов в окружении мезозойских.

Обнаружены отчетливые черты сходства распределений μ_z -параметра в северных и южных районах Сихотэ-Алиня, свидетельствующие о близком строении и однотипном характере коллизионных процессов на всем изученном (рис. 1) протяжении позднемезозойской палеограницы «континент – океан». В обоих районах, в частности, подтверждена островодужная природа Кемского террейна, в основании которого залегают перемещенный фрагмент океанической (или окраинной) коры. Ее мощность не превышает 25 км. В прибрежной полосе Сихотэ-Алиня шириной 100-150 км отсутствует континентальный гранитно-метаморфический слой. На севере и юге САСНС одинаково диагностируется утолщение приповерхностного вулканогенно-осадочного слоя под Самаркинской и Киселевско-Маноминской аккреционными призмами.

Полученные данные приводят к предположению, что Журавлевский и Самаркинский террейны в Южном Сихотэ-Алине представляют собой единую структуру, которая в начале своего формирования развивалась как аккреционная призма, а на завершающих этапах была вовлечена в сдвиговые процессы на трансформной северо-восточной окраине Азии с образованием локальных зон растяжений типа пулл-апарт. Восточной границей широкой сдвиговой зоны являются Прибрежный и Колумбинский разломы, а западной – Арсеньевский. В северных районах Сихотэ-Алиня аналогичными особенностями глубинного строения характеризуются сопряженные в сдвиговой зоне Журавлевско-Амурский и Киселевско-Маноминский террейны.

Формализованные гравитационные модели, полученные без привлечения вспомогательной геолого-геофизической информации, обнаружили их адекватное соответствие сейсмическим (ГСЗ) и магнитотеллурическим (МТЗ) данным, в том числе независимо от них подтвердили закономерное уменьшение мощности земной коры по простиранию Сихотэ-Алинской складчатонадвиговой системы с юга (от 40 км) на север (до 28 км).

Выполненные расчеты иллюстрируют вероятную связь между уменьшением плотности тектонических и магматических сред с понижением их вязкости.

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

Список литературы

- Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапов С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 89 с.
- Апрелков С.Е., Попруженко С.В. Пенжинско-Западно-Камчатская складчатая зона и Укэлаят-Срединный блок в структуре Корякского нагорья и Камчатки // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 4. С. 90-104.
- Валитов М.Г. Структурно-плотностная трансформация земной коры в зоне сочленения Центральной котловины Японского моря с континентом. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 2009. 24 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006а. Кн. 1. 572 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006б. Кн. 2. 981 с.
- Глаголев В.Н., Петрищевский А.М. Простой алгоритм построения разрезов с использованием 3D-массивов геолого-геофизических данных (Юго-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 3. С. 78-85.
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана: Владивосток: 2006, Дальнаука. 239 с.
- Гравиразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1981. 397 с.
- Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной (Прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск: Дальнаука, 2002. 97 с.
- Злобин Т.К., Сафонов Д.А., Злобина Л.М. Очаги землетрясения и глубинное строение земной коры и верхней мантии по профилю Южный

- Сахалин–Охотское море–Камчатка // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 3. С. 46-55.
- 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.
- Кудымов А.В.* Строение нижнемеловых отложений Восточно-Сихотэ-Алинского прогиба и его тектоническая природа (на примере Северного Сихотэ-Алия). Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Хабаровск, 2002. 23 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. М.: Наука, 2007. С. 48-52.
- Малиновский А.И., Маркевич П.В.* Тяжелые обломочные минералы островодужных комплексов Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 1. С. 81-93.
- Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Шевченко Б.Ф. и др.* Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 2. С. 3-17.
- Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. и др.* Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
- Никифоров В.М., Дмитриев И.В.* Геоэлектрический разрез тектоносферы в зоне сочленения Япономорской впадины с материковым обрамлением // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 23. № 1. С. 3-14.
- Петрищевский А.М.* Тектоническая интерпретация плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии Камчатки // Тихоокеанская геология. 2006а. Т. 24. №3. С. 53-61.
- Петрищевский А.М.* Гравитационный индикатор геологических свойств тектоносферы дальневосточных окраин России // Физика Земли. 2006б. № 8. С. 43-59.
- Петрищевский А.М.* Вязкий слой на границе кора-мантия (Дальний Восток) // Геотектоника. 2008. № 5. С. 37-48.
- Петрищевский А.М.* О гравитационной томографии // Геофизика. 2010. № 2. С. 71-80.
- 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.
- Потаньев С.В.* Авиасейсмические исследования земной коры. М.: Наука, 1977. 170 с.
- Потаньев 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.
- Соколов А.Д.* Аккреционная тектоника Корьякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
- Сретенский Л. Н.* Теория ньютоновского потенциала. М.-Л.: ОГИЗ-ГОСТЕХИЗДАТ. 1946. 332 с.
- Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Результаты исследований по международным геофизическим проектам / Под ред. А.Г. Родникова. М.: Национальный геофизический комитет, 1996. 337 с.
- Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др.* Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 66 с.
- Ханчук А.И., Петрищевский А.М.* Астеносфера и плиты Северо-Восточной Азии // ДАН. 2007. Т. 412. № 5. С. 689-693.
- Khanchuk A. I.* Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from Russian side // Earth Science (Chikyū Kagaku). 2001. V. 5. № 5. С. 275-291.
- Malinovsky A.I., Golozubov V.V. Simanenko V.P.* The Kema Island-Arc Terrane, Eastern Sikhote Alin: Formation Settings and Geodynamics // Doklady Earth Sciences. 2006. V. 410. № 7. P. 1026-1029.
- Martynov Yu. A., Chashchin A. A., Simanenko V.P. et al.* Maestrichtian-Danian Andesite Series of the Eastern Sikhote Alin: Mineralogy, Geochemistry, and Petrogenetic Aspects // Petrology. 2007. V. 15. №. 3. P. 275-295.

ПЕТРИЩЕВСКИЙ
**GRAVITY MODEL OF THE CONTINENT-OCEAN CRUST
ADJUSTMENT IN SIKHOTE-ALIN**

A.M. Petrishchevsky

Institute of Complex Analysis of Regional Problems FEB RAS, Birobijan

Results of the space distributions of the formalized parameter allowed evaluating the rheological properties of the crust within two regions in the South Sikhote-Alin area. These properties are characterized by two highly viscous and two lesser viscous layers. Relatively more viscous structures correspond to low crystal layer of the Amur plate which roof is submerging slowly towards the coast of Sea of Japan, and wedge-like slabs of the ocean crust beneath the Taukhinsky and Kemsy terranes which thrust over the lower layer of the continental crust. Viscous layers correspond to the subcrustal zone with partial melting beneath the East-Sikhote-Alin Volcanic Belt, and accretion complexes of the Samarka, Zhuravlevka and Kiselevka-Manominka terranes, which were later involved in a process of the strike-slip deformations. Seismic data proved the continental rigid layer boundaries to be true. The calculated linear gravity problem revealed that less density of both tectonic and magmatic structures may be caused by their low viscosity. The introduced models show the allochthonous nature of the Sergeevsky and Anyuysky upwarps of the Pre-Devonian metamorphic rocks which have no structural connection with continental layer of crystal crust. The article describes features of deep structure affinity of southern and northern zones of Sikhote-Alin.

Keywords: gravity model, crust, Sikhote-Alin.