

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В
ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАМЧАТКИ*

А.М. Петрищевский

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан

Анализируются пространственные и ретроспективные связи глубинных гравитационных неоднородностей тектоносферы Прикамчатского региона с приповерхностными тектоническими комплексами и структурами. Земная кора в западных районах Камчатки с прилегающим шельфом характеризуется трехслойным строением и коррелируется с корой охотоморского типа. Мел-эоценовые терригенные и вулканогенно-кремнистые комплексы к востоку от Центрального разлома Камчатки залегают на мафическом кристаллическом слое океанической коры. Центральный и Восточный вулканические пояса Камчатки сопровождаются разуплотнениями этого слоя. Широкое присутствие в земной коре Центральной и Восточной Камчатки метаморфических комплексов, подобных Срединному массиву, маловероятно. Последние могут встречаться здесь в форме небольших пластин вертикальной мощностью менее 8 км – перемещенных фрагментов палеостровных дуг или обломков Охотоморской плиты. Установлены утолщения коровых и литосферных плотностных неоднородностей в западных районах Камчатки. При сопоставлении элементов приповерхностных и разноуровневых глубинных структур выявлены признаки постколлизийных горизонтальных перемещений верхнекоровых тектонических масс в восточном направлении и неоднородностей верхней мантии во встречном, западном, направлении.

Ключевые слова: тектоносфера, гравитационное моделирование, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на большой объем проведенных геолого-геофизических исследований, глубинное строение и тектоническая природа Камчатского полуострова, расположенного на стыке трех литосферных плит (Охотоморской, Тихоокеанской и Северо-Американской), во многом остаются неясными и описываются неоднозначно [3–5, 10, 19, 20, 24–26, 37, 38, 42, 44, 49]. Конкурируют три основные системы взглядов на происхождение и вещественный состав глубоких слоев земной коры Камчатки. Первая предполагает континентальное (или субконтинентальное) строение земной коры полуострова – фрагмента Охотоморской [44] или Катазиатской [26] литосферной плиты. В эту систему взглядов укладываются практически все сейсмические, гравитационные и магнитотеллурические модели земной коры Камчатки [3, 7, 10, 12–14, 21, 24, 25, 42, 43], основой которых являются: а) – распространение допозднемиловых метаморфических комплексов Срединного массива, которые в геофизических моделях отождествляются с континентальным “гранитно-метаморфическим” слоем, на всю территорию полуострова, несмотря на мно-

гочисленные геологические данные, противоречащие такому предположению [1, 6, 35, 37]; б) – предположение о преимущественно согласном характере взаимоотношений рельефа глубинных границ кайнозойских, позднемезозойских и более древних комплексов земной коры, включая ее нижний (мафический) слой. Вопреки многочисленным геологическим доказательствам послыжных горизонтальных перемещений тектонических комплексов [1, 18–20, 26, 37] и отчетливым признакам коллизийных (аккреционных) структур на границах крупных тектонических блоков [4, 5], геофизические модели с согласным (синформным) рельефом глубинных границ земной коры Камчатки [12, 13, 21, 25, 42] до сих пор пользуются широким распространением.

Вторая система взглядов на тектоническую природу Камчатки основывается на моделях аккреции окраинно-материковых, окраинноморских, островодужных и океанических (на востоке) комплексов в обстановке столкновения и поддвигания друг под друга различающихся по составу и строению литосферных плит [1, 5, 20]. В таких моделях значительная часть приповерхностных позднемиловых и палеогеновых кремнисто-вулканогенных комплексов

*Публикуется в дискуссионном порядке.

на всей территории Камчатки находится в форме тектонических покровов (рис. 1), а условия образования и взаимоотношения их с домеловыми комплексами недостаточно ясны. Аллохтонные эоцен-миоценовые вулканогенно-осадочные, флишоидные и молассовые образования Восточной Камчатки залегают на океанической коре, фрагменты которой представлены серпентинитовым меланжем и ультрамафитами [1, 37]. Вторая концепция, за редким исключением, не анализируется геофизиками, несмотря на то, что признаки дисгармоничных, в том числе клиноформных, глубинных структур отчетливо просматриваются в сейсмических разрезах [7, рис. 3; 14, рис. 1], а гравитационные модели нередко обнаруживают горизонтальные смещения (асимметрию) приповерхностных комплексов относительно глубинных структур [10, рис. 32; 21, рис. 11].

Третья система представлений о геологическом строении Камчатки [19, 38, 46] исходит из мобилистской концепции и “террейнового анализа” тектонических структур. В рамках такой концепции ретроспективные модели (или плейттектонические “сценарии” [38]) структурных элементов Камчатки (складчатых систем, палеоостровных дуг, обломков микроконтинентов, а в более общем случае – террейнов) основываются преимущественно на палеоклиматических, палеобиогеографических и палеомагнитных данных. Эти модели предполагают значительные горизонтальные перемещения (на 2000–3000 км) небольших по площади террейнов (например: Кроноцкого, Ватынского, Южно-Корякского) в короткое геологическое время (20–30 млн лет). В таких моделях “фундамент” мел-палеогеновых кремнисто-вулканогенных и терригенных комплексов и типы глубинных структур земной коры даже в близко расположенных блоках земной коры Камчатского полуострова могут быть совершенно различными, а следовательно – гравитационное моделирование поверхностей домелового фундамента (аналога камчатской и колпаковской серий) и подошвы земной коры (не говоря о промежуточных границах) в такой концепции без сейсмических данных является вообще неразрешимой задачей. Тем более, что сторонники этой концепции считают маловероятным образование вулканогенно-кремнистых и островодужных комплексов Камчатки на литосфере континентального типа [19, 46].

Большинство исследователей, приверженцев всех трех систем взглядов на глубинное строение Камчатки, отмечает высокую подвижность составных элементов земной коры и литосферной части верхней мантии Камчатки в позднем мезозое и кайнозое, поэтому современное геологическое строение полуострова воспринимается как коллаж структур

(террейнов) разного происхождения и вещественного состава: континентальных (метаморфогенных), островодужных и аккреционных [1, 19, 20, 27, 38], перекрытых миоцен-четвертичными плитными вулканогенно-осадочными комплексами. Уместно предположить, что в таких условиях глубинные геологические и тектоно-физические границы, так же как и границы приповерхностных комплексов, имеют здесь прерывистый (кусочно-дискретный) характер, а поэтому выделение и моделирование непрерывных и протяженных глубинных границ под всей территорией Камчатки вряд ли правомерно. Отчасти это подтверждается известными сейсмическими данными (МОВЗ и ГСЗ). Так, сейсмические разрезы в центральных и восточных районах полуострова [10, 14] характеризуются тонкослоистой структурой с многочисленными кусочными отражающими и прерывистыми преломляющими границами, а пластовые скорости слоев значительно варьируют по простиранию. Подошва земной коры под восточными районами Камчатки выражена нечетко: наблюдаются двойные (и даже тройные) границы Мохоровичича, образующие переходный слой “кора–мантия” [10, рис. 24, 25; 14, рис. 1]. В связи с низкими значениями скорости сейсмических волн переходного слоя (7.6–7.8 км/с), в состав земной коры восточных районов Камчатки некоторые исследователи [7, 10] включают часть верхней мантии до глубины 42–46 км, в то время как под центральными районами (Срединный массив метаморфических пород) мощность земной коры предполагается равной 28–32 км [10, стр. 83]. Такие модели противоречат гравиметрическим построениям [12, 42], согласно которым земная кора под центральными районами Камчатки утолщена до 40–44 км, а по некоторым оценкам [24] – до 55–60 км. В западных районах полуострова наблюдается не менее сложное распределение скоростных границ, где по данным МОВЗ в нижнем слое земной коры и в верхней мантии регистрируется тонкослоистый пакет границ обмена сейсмических волн на глубинах: 36–44, 48–54, 60–71, 93–98 и 106–118 км [17]. Средняя часть земной коры здесь также имеет тонкослоистое строение [7].

На Камчатке пока нет непрерывного сейсмического профиля, проходящего через весь полуостров, а те разрезы, которые имеются по обе стороны Срединного хребта [2, 7, 10, 14], характеризуются резко различными параметрами и структурой распределения скоростных границ. Традиционное гравитационное моделирование (подбор плотностных разрезов с опорой на скоростные границы) в таких условиях является недостаточно эффективным средством для выявления новых особенностей и объек-

тивных закономерностей глубинного геологического строения полуострова, за исключением его приповерхностного слоя (до глубины 3–5 км), где локальные гравитационные аномалии эпизодически идентифицируются с геологическими телами и структурами: допозднемиловыми метаморфическими комплексами, позднемиловыми-палеогеновыми тектоническими покровами, позднекайнозойскими вулканическими центрами и структурами рельефа подошвы миоцен-четвертичных вулканогенно-осадочных комплексов [3].

В рассмотренных условиях традиционное плотностное моделирование глубинных геологических структур должно сочетаться с другими подходами к интерпретации гравитационных аномалий, способными вырабатывать не связанные с предварительными тектоническими концепциями модели пространственных распределений гравитационных неоднородностей. Такими возможностями располагает аппроксимационный подход, с которым В.Н. Страхов [41] связывает будущее гравитационного моделирования.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Сутью аппроксимационного подхода к интерпретации гравитационных аномалий является замещение геологического пространства элементарными плотностными неоднородностями простых модельных классов (пластами, цилиндрами, кубиками, точечными массами и др.). Так, например, при изучении блоково-слоистых структур в континентальных районах Северо-Востока России широко применяется аппроксимация геологических неоднородностей вертикальными параллелипипедами (блоками) [8, 9], параметры которых вычисляются без априорной петрофизической и геологической информации. Приуроченность верхних и нижних кромок элементарных модельных тел к границам раздела структурно-вещественных комплексов позволяет конструировать схемы обобщенного рельефа и эффективной плотности этих границ в условиях ограниченного объема сейсмических данных. В тектонике такие границы называются “условными геологическими границами 2-го класса” [22].

В более сложных геологических условиях окраинно-материковых районов (Камчатка, Сихотэ-Алинь), характеризующихся широким развитием вулканоплутонических, аккреционных и микститовых (олигостромовых) комплексов, применима аппроксимация геологического пространства элементарными плотностными неоднородностями с минимальными ограничениями на их форму: $Z_1 > 0.5 D$, где: Z_1 – глубина до поверхности элементарного тела;

D – его горизонтальные размеры. Глубина залегания центров масс (Z_0) таких тел, называемых “компактными”, с точностью не грубее 25–30 % вычисляется однозначно без петрофизических данных [32]. В случае многосвязной системы источников гравитационных аномалий (группа различных по размерам и составу включений в однородном матриксе – модель аккреционных и микститовых образований), центр ее эффективной избыточной массы также определяется однозначно [15]. Модели пространственных распределений центров масс элементарных “компактных” плотностных неоднородностей (или эквивалентных им односвязных областей в случае дискретных хаотических распределений единичных возмущающих масс в микститовых комплексах) содержат информацию о структурных особенностях тектонических комплексов и тенденциях поведения разделяющих их границ [28–30, 32].

Результаты имитационного моделирования [32] доказывают, что с помощью пространственной корреляции центров масс кажущихся изометричных (или “компактных”) источников гравитационных аномалий можно проследивать особенности взаимного положения вертикальных пластов и горизонтальных пластин широкого пространственного диапазона: $5 > \Delta H / D > 0.1$, где: ΔH – вертикальная мощность элементарного тела. При таких, весьма широких, ограничениях на форму элементарных аппроксимирующих тел, моделирование условных тектонических границ 2-го класса* – поверхностей, огибающих центры плотностных неоднородностей, – мало зависит от формы возмущающих масс и определяется, в основном, тектонической упорядоченностью размещения этих неоднородностей в земной коре и верхней мантии [32]. В таких моделях элементарные квазисимметричные гравитационные возмущения непосредственно не связываются с конкретными геологическими телами (или структурами), а их физико-математический смысл эквивалентен распределениям всего лишь первых гармонических моментов гравитационного потенциала (M , $M \times Z_0$). Однако, в совокупности, они содержат обобщенную информацию о тенденциях взаимосвязанных распределений в земной коре и верхней мантии гравитирующих источников разной геологической природы (пликативной,

* Под геологическими (тектоническими) границами 2-го класса понимаются [22] условные поверхности, соединяющие особые точки геологического пространства, например: замки складок непрерывающегося стратиграфического горизонта (зеркало складчатости). В геофизических моделях такие границы чаще всего проводят по верхним и нижним крокам магнито- и гравитационно-активных тел [8, 42, 47].

магматической, метаморфической, диффузионной и др.), поскольку взаимное расположение и физические свойства этих источников в конкретных структурно-вещественных комплексах земной коры и верхней мантии часто обусловлены общей тектонической причиной (тектонической обстановкой того или иного этапа эволюции исследуемого объема геологической среды). Опыт проведенных исследований [28–32] свидетельствует о том, что распределения “компактных” плотных неоднородностей в конкретных глубинных слоях земной коры и верхней мантии связаны с тектоническими деформациями и магматическими процессами в этих слоях на определенных стадиях тектонической эволюции тектоносферы, а резкие изменения структурных планов плотных неоднородностей смежных глубинных уровней (ориентировок изолиний Z_0 и особенностей группирования аномалий) являются индикаторами глубинных структурных несогласий: границ раздела структурно-вещественных комплексов.

Единственным противопоказанием к применению описанного подхода к интерпретации гравитационных аномалий является существование в земной коре и верхней мантии горизонтально-плоских неоднородностей ($Z_1 < 0.2 D$), обработка и интерпретация аномалий от которых ведет к значительному завышению глубин [32]. Существует, однако, несколько способов “обхода”, или уменьшения влияния, таких неоднородностей:

1. Исключение из обработки несимметричных гравитационных аномалий и аномалий с плоскими (трапециевидными) экстремумами, характерными для приповерхностных структур (наложенных впадин и палингенных гранитоидов).

2. Исключение из наблюдаемого поля идентифицируемых “приповерхностных” аномалий прямыми расчетами.

3. Трансформации исходных аномалий силы тяжести с целью локализации источников в нужных диапазонах глубин.

4. Представление формализованного геологического пространства случайными распределениями первых гармонических моментов гравитационного потенциала ($M, M \times Z_0$), вычисляемых по сети параллельных расчетных профилей и не имеющих прямого (идентифицированного) отношения к конкретным геологическим телам и структурам. При последующей генерализации этих распределений в трехмерных матрицах $Z_0(x, y, z)$ и $\mu_z(x, y, z)$ ошибки в определении положения центров масс плотных неоднородностей нивелируются.

5. “Выметание” или “конденсация” масс объемных источников на вышележащие уровенные поверхности, что существенно снижает погрешности определения пространственного положения границ раздела структурно-вещественных комплексов тектоносферы.

Соотношение “компактных” и “горизонтально-плоских” тел в тектоносфере Прикамчатского региона заранее не известно, и единственной формой контроля геологической значимости рассматриваемых ниже моделей является сопоставление конечных результатов моделирования с предшествующими геолого-геофизическими данными [1, 2–4, 7, 14, 17, 20, 25, 26, 35, 37, 42, 43 и др.].

Информационный массив (Z_0), используемый для построения условных тектонических границ 2-го класса, формируется в результате множественной формализованной (автоматизированной) интерпретации гравитационных аномалий на параллельных профилях, оптимально (вкост преобладающего простираения элементов гравитационного поля) пересекающих изучаемую территорию. При построении рассматриваемых ниже моделей (рис. 2–3) расстояние между профилями составляет 50 км, а шаг регистрации поля – 5 км. На каждом из профилей интерпретировались все квазисимметричные аномалии Буге, общее число которых составило 315. Полученный массив значений (Z_0) характеризует плотностную неоднородность тектоносферы Камчатки в диапазоне глубин от 10 до 80 км. При построении изолиний (Z_0), результаты вычислений осреднялись по сети 75×75 км (изучение структур земной коры) и 125×125 км (изучение верхней мантии). Для сравнения полученных моделей с более глубокими структурами литосферы (рис. 2, В) привлечены ранее выполненные построения по Охотоморскому региону [31, 32].

Оценка вещественной неоднородности тектоносферы осуществлялась с помощью параметра [30, 34]:

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

где V_{zm} – амплитуда квазисимметричного гравитационного возмущения, мГл; Z_0 – глубина залегания центра объемного и эквивалентного ему сферического источника гравитационной аномалии, км; $H_k = Z_0 - R$ – глубина поверхности “конденсации” массы объемного источника на поверхность эквивалентной сферы, км; R – радиус элементарной сферы, км; K – гравитационная постоянная ($6,673 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$).

Физический смысл параметра μ_z (размерность: $\text{кг}/\text{м}^2/\text{км}$) соответствует вертикальному градиенту поверхностной плотности сферического (плоского при малых размерах элементарной площадки) источника

гравитационных аномалий в точках пространства: μ_z (x, y, Нк). По физическому смыслу и размерности этот параметр отличается от градиента объемной плотности ($\text{кг}/\text{м}^3/\text{км}$), однако, так же как и градиент объемной плотности, он является индикатором плотностной неоднородности (контрастности) геологического пространства. Максимумы μ_z -параметра наблюдаются в районах, поясах и зонах проявления интенсивных магматических и метаморфических процессов [29, 30], а в разрезах земной коры соответствуют жестким, глубоко метаморфизованным блокам и пластинам [34], в том числе – сейсмогенным [30, 33, 34]. Минимумы этого параметра совпадают с “сейсмическими волноводами”, со слоями низких электрических сопротивлений по данным магнитотеллурических зондирований и зонами частичного плавления в тепловых моделях [34]. Низкие значения μ_z -параметра являются формальным индикатором отсутствия источников интенсивных гравитационных аномалий в соответствующем слое тектоносферы, что может быть следствием “размягчения” элементарных плотностных неоднородностей, “размазывания” или “стирания” их резких границ в средах с ослабленными реологическими свойствами: в слоях пониженной вязкости, повышенной пластичности или текучести.

Значения μ_z (1 ед. = $10^{-2}\text{кг}/\text{м}^2/\text{км}$) вычислены на уровнях: Нк = 0, 5, 10, 15, 20, 30, 40 и 50 км для слоев на глубинах: 1–40, 6–40, 11–50, 16–50, 21–60, 31–80, 41–100 и 51–100 км. Полученная таким образом объемная модель μ_z (x, y, Нк) использована для построения карт-срезов μ_z (x, y, Нк = Const) и разрезов μ_z (x, Нк). При вычислениях выполнялось условие: $Z_0 - \text{Нк} > 1$ км, т.е. поверхность “конденсации” всегда располагалась выше “конденсируемого” слоя, поэтому знаменатель в формуле (1) никогда не равен нулю.

Объемные модели μ_z (x, y, Нк), по определению В.Н. Страхова [40], могут быть отнесены к моделям “слабой единственности”, в которых эквивалентность непрерывна относительно плотности моделируемых сред. Эти модели, так же как и любые другие гравитационные модели сложных геологических сред, не являются геологически однозначными, однако внутренняя однозначность формализованных расчетных процедур (по одному распределению гравитационного поля можно построить только одно распределение точечных и эквивалентных им сферических масс) позволяет выявлять объективные особенности плотностной неоднородности изучаемых геологических сред без петрофизической и другой вспомогательной геолого-геофизической информации и предварительных тектонических гипотез.

На заключительных этапах интерпретации гравитационных аномалий Камчатки формализованные распределения μ_z -параметра увязаны с распределением объемной плотности в опорных разрезах путем решения стандартной 2-мерной итерационной прямой задачи гравитационного потенциала по алгоритму Голлздры-Старостенко для элементарных тел с 4-угольным поперечным сечением [11]. Границами сред в региональных плотностных моделях (рис. 4 а, б) являются границы зон и областей с различным характером распределений μ_z -параметра: зоны сгущения изолиний μ_z и границы областей с разной величиной этого параметра (см. разрезы на рис. 3). Построение плотностных моделей осуществлялось в 2 этапа. На первом этапе вычислялись параметры глубинных структур (рис. 4 а, б), а на втором – остаточные аномалии, получаемые вычитанием эффектов глубинных структур из наблюдаемых кривых, увязывались с приповерхностными геологическими телами и структурами (рис. 4 в, г), с использованием данных о плотности пород [3] и геологической карты.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Центральным элементом аномального гравитационного поля Камчатки является протяженный минимум в осевой части полуострова, который коррелируется с Центрально-Камчатским вулканическим поясом (рис. 1). По представлениям [12, 42, 49], этот минимум сопровождается прогибом земной коры, существование которого, однако, не подтверждено сейсмическими наблюдениями (отсутствие профилей ГСЗ в центральных районах Камчатки). К востоку и западу от регионального минимума уровень и морфология аномального поля резко различаются: на востоке Камчатки мощные гравитационные ступени (> 50 мГл) и линейные локальные аномалии повторяют форму береговой линии, а на западе гравитационные аномалии под острым углом пересекают границу полуострова и без резких осложнений продолжаются в акваторию Охотского моря. В восточных районах полуострова дифференция локальных аномалий Буге более резкая, чем в западных районах. Существующие различия в характере гравитационных аномалий однозначно свидетельствуют о разных типах земной коры Западной и Восточной Камчатки, и уже только поэтому представления о “едином кристаллическом фундаменте” Камчатки [10, 12, 13, 24–26] вызывают возражение. Противоречат таким представлениям и современные геологические данные: на востоке Камчатки развиты комплексы меланократового фундамента (океанической коры), в котором слабо проявлены процессы гранитизации [37], а мигматиты, кри-

сталлические сланцы, плагиограниты и гнейсы Срединного хребта сопоставляются с комплексами островных дуг [35, 39].

Гравитационными максимумами 2-го порядка (30×80 и 25×50 км) на юге Камчатки сопровождаются Срединный и Ганальский массивы метаморфических пород (рис. 1). Амплитуда “Срединной” аномалии составляет 25 мГл, а значит, при избыточной плотности метаморфических пород $0.10 \pm 0.15 \text{ г/см}^3$ [3], вертикальная мощность Срединного массива не превышает 6 км. “Ганальская” же аномалия амплитудой 45 мГл имеет ясную пространственную связь с прибрежным максимумом Буге, в области которого отсутствует континентальный кристаллический сиалический слой [1, 37]. Другие локальные гравитационные максимумы (рис. 1 Б), амплитуды которых (15±20 мГл) соизмеримы с аномалиями Срединного массива, изредка коррелируются (но редко точно совпадают) с позднемеловыми и палеогеновыми кремнисто-вулканогенными тектоническими покровами на востоке и западе Камчатки. Отсутствие гравитационных максимумов над некоторыми тектоническими покровами (Андриановский, Кумроч, Озерновский) может рассматриваться в качестве признака их небольшой вертикальной мощности (менее 1 км). Противоположным примером является пластина островодужных комплексов, слагающая Валагинский тектонический покров (рис. 1 А), которая сопровождается гравитационным максимумом интенсивностью более 30 мГл (рис. 1 Б), сопоставимым с аномалией над Ганальским выступом. По взаимному положению линейных максимумов Буге и сопряженных с ними тектонических пластин такой же формы и того же простираения иногда можно предположить направление и оценить величину горизонтальных перемещений покровов. Так, например, покровы Озерновский и Кумроч на востоке Камчатки (рис. 1 А), имеющие небольшую вертикальную мощность (менее 1 км), могли быть перемещены с запада на расстояние 50–70 км от глубинного основания – “корня” Озерновско-Валагинской островной дуги [20], который перекрыт миоцен-четвертичными отложениями Центрально-Камчатской депрессии (разрез 1-1 на рис. 4). По тем же признакам можно предположить восточное смещение Андриановского тектонического покрова (так его назвал Д.В. Коваленко [19, рис. 2]) относительно Срединного массива на расстояние порядка 60–70 км (рис. 1), хотя считается, что этот покров, наоборот, надвинут на метаморфиты камчатской серии [18]. Этот вопрос требует дальнейшего изучения. Во всяком случае, близкие формы геологических границ Срединного массива и Андриановского покрова (рис. 1) и существование постепенных направлен-

ных изменений в характере метаморфизма колпаковской и андриановской свит [35] могут быть признаком того, что в допалеоценовое время эти структуры были совмещены в вертикальных проекциях.

Предположению срыва и горизонтального перемещения тектонических покровов, сложенных, в большинстве своем, островодужными комплексами [19, 20, 35, 39, 46], не противоречит тонкая (чешуйчатая) расслоенность этих образований [37]. Восточный вектор смещения приповерхностных структур может быть связан с постколлизийными (палеоцен-миоценовыми) рифтогенными процессами на территории Западной Камчатки [6] и в Восточно-Охотоморской структуре растяжения литосферы [31, 32, 42].

Взаимоотношения мел-эоценовых автохтонных терригенных комплексов [26] с перекрывающими их миоцен-четвертичными вулканогенно-осадочными отложениями плохо выражены в гравитационных аномалиях (рис. 1 Б), в связи с чем традиционное плотностное моделирование этой глубинной границы возможно только на локальных участках, при наличии дополнительной (петрофизической, электро-разведочной или сейсмической) информации. Возможно поэтому Г.П. Декин и М.И. Зубин [12] при построении схемы рельефа кровли меловых комплексов, которые в настоящее время объединяются с палеогеновыми [1, 22], пользовались осредненными значениями гравитационных аномалий, сопоставляемыми с глубиной залегания подошвы миоцен-четвертичных отложений по данным ГСЗ. Из рассмотренных данных можно сделать три основных вывода:

1. Наилучшим образом в гравитационных аномалиях отображаются позднекайнозойские вулканические структуры (гравитационные минимумы) и выступы допозднемеловых метаморфических комплексов (максимумы). Менее определенной является связь гравитационных максимумов с тектоническими покровами и островодужными комплексами.

2. Глубинная граница между мел-палеогеновыми терригенными комплексами, автохтонное залегание которых [26] далеко не всеми признается [1, 37, 39], и перекрывающими их миоцен-четвертичными вулканогенно-осадочными комплексами наложенных впадин в гравитационных аномалиях рассматриваемого ранга (рис. 1 А) не выражена.

3. Земная кора под восточными и западными районами Камчатского полуострова имеет разное тектоническое происхождение и вещественный состав. Этот вывод противоречит большей части глубинных геофизических моделей земной коры Камчатки, однако полностью согласуется с геологическими наблюдениями в последние 10–15 лет [1, 5, 37].

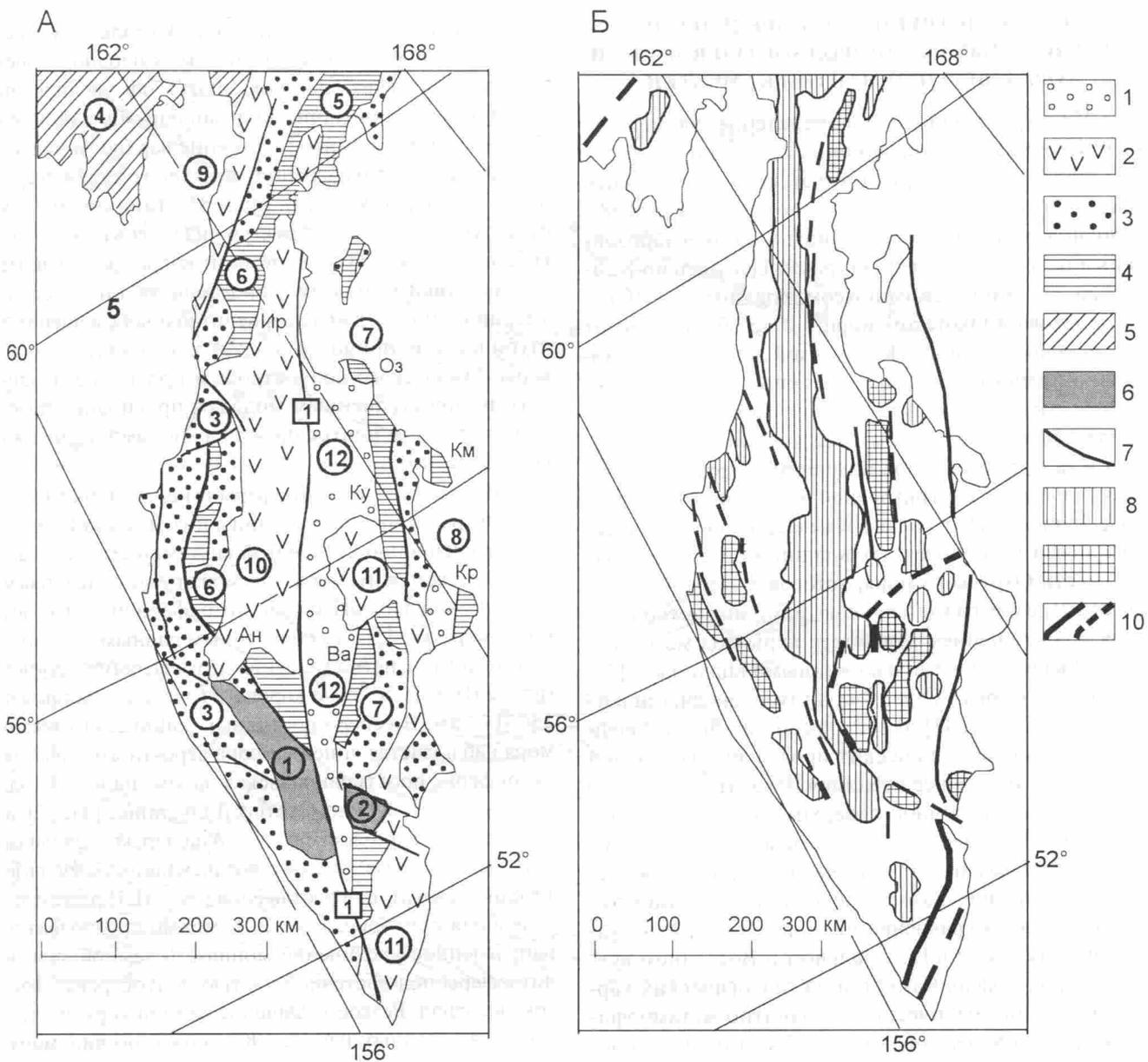


Рис. 1. Тектоническая схема (А)* и гравитационные аномалии (Б) Камчатки

1 – миоцен-четвертичные терригенные комплексы; 2 – позднекайнозойские (олигоцен-четвертичные) вулканические образования; 3 – меловые и палеогеновые, преимущественно терригенные комплексы; 4 – мел-палеогеновые кремнисто-вулканогенные тектонические покровы; 5 – мезозойские комплексы Корьякской аккреционно-складчатой системы; 6 – допозднемеловые метаморфические комплексы; 7 – разломы; 8–9 – минимумы (8) и максимумы (9) аномалий Буге; 10 – зоны высоких горизонтальных градиентов аномалий Буге интенсивностью более 50 мГл (сплошные линии) и 30–50 мГл (пунктир).

Обозначения структурных элементов: массивы метаморфических пород: 1 – Срединный, 2 – Ганальский; 3–5 – складчатые системы: Западно-Камчатская (3), Тайгоносско-Корьякская (4) и Корьякско-Камчатская (5), 6–8 – палеоостровные дуги: Западно-Камчатская (6), Озерновско-Валагинская (7), Кроноцкая (8); 9–11 – вулканические пояса: Западно-Корьякско-Камчатский (9), Центрально-Камчатский (10), Восточно-Камчатский (11); 12 – Центрально-Камчатская депрессия. Тектонические покровы: Ир – Ирунейский, Ан – Андриановский, Ва – Валагинский, Ку – Кумроч, Оз – Озерновский, Км – Камчатского Мыса, Кр – Кроноцкий. Обозначение разлома (цифра в квадрате): 1 – Центральный разлом.

* Тектоническая основа Г.Е. Некрасова [26] с дополнениями по Е.А. Константиновской [20], Д.В. Коваленко [19] и В.Д. Чеховичу, А.Н. Сухову [45].

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАМЧАТКИ

Пространственное распределение элементарных источников гравитационных аномалий в среднем слое земной коры Камчатского полуострова (рис. 2 А) обнаруживает связь поднятий в рельефе условной тектонической границы с позднекайнозойскими наложенными структурами: Центрально-Камчатским вулканическим поясом, впадинами ТИНРО и Шелехова в Охотском море – и не обнаруживают таковую под Срединно-Камчатской депрессией и Восточно-Камчатским вулканическим поясом. Выявленная закономерность, с одной стороны, еще раз свидетельствует о разных типах земной коры восточных и западных районов Камчатки, с другой – является признаком внутрикоровой изостатической уравновешенности Центрально-Камчатского вулканического пояса и рифтогенных впадин в северо-восточной части Охотского моря, которая в континентальных районах выражается поднятиями нижнекорового слоя и сокращением мощности коры под мезозойскими и кайнозойскими наложенными впадинами [23, 30], а в акваториях морей – под глубоководными котловинами [36, 42, 43]. В зоне новейших (плейстоцено-голоценовых) вулканических проявлений восточной Камчатки в настоящее время происходит извержение и накопление на земной поверхности низкоплотных вулканических масс, объем которых, по-видимому, еще не достаточен для “запуска” глубинного процесса их изостатической компенсации. Косвенно это подтверждается сравнением площадей развития вулканических пород в Центральном и Восточном вулканических поясах Камчатки на геологических картах. Средний сиалический (“гранитно-метаморфический”) слой земной коры субконтинентального типа, при сокращении мощности которого, как правило, осуществляется гравитационная компенсация приповерхностных впадин континентов [23] и окраинных морей [36, 42, 43], в восточных районах Камчатского полуострова, как будет видно из последующего изложения (рис. 4), пока не сформировался.

В результате формализованной инаприорной расчетной процедуры в нижнем слое земной коры выявлено отчетливое увеличение глубины залегания аномальных масс под центральными и западными районами Камчатки (рис. 2 Б), а максимальное погружение плотностных неоднородностей этого уровня наблюдается под Западно-Камчатской складчатой [19, 26], или аккреционно-складчатой [5], системой и прилегающим шельфом Охотского моря. Менее выраженное погружение нижнекоровых гравитирующих масс на юге полуострова совпадает с расположе-

нием массивов метаморфических комплексов (рис. 1). Такое распределение плотностных неоднородностей соответствует данным МОВЗ об увеличении мощности земной коры под западными районами Камчатки, где взаимное положение верхне- и нижнекоровых скоростных границ характеризуется инверсными отношениями [7, рис. 3], типичными для структур сжатия, а не структур унаследованного прогибания границ раздела земной коры. Полученные данные, таким образом, свидетельствуют об асимметрии (относительных горизонтальных смещениях) глубинных и приповерхностных структур земной коры Камчатского полуострова и противоречат широко распространенным моделям прогибания подошвы коры под центральными районами Камчатки [12, 21, 42, 49].

В нижнем слое литосферы (рис. 2 В) прогиб условной гравитирующей границы под Западно-Камчатской аккреционно-складчатой системой смещен в акваторию Охотского моря, что может быть следствием поддвижения Тихоокеанской литосферной плиты под Охотоморскую [5]. По полученным данным, амплитуда горизонтального смещения литосферного прогиба (рис. 2 В) относительно корового (рис. 2 Б) составляет 150–170 км. В северо-восточных районах Охотского моря наблюдается линейная зона вероятного утонения литосферы, простирающаяся далеко на юго-запад, до смыкания с Южно-Охотской впадиной [31, 32], и далеко на северо-восток – до Анадырской впадины [34]. Эта зона связывается с позднекайнозойской рифтогенной структурой растяжения [31, 34]. В результате сравнения схем (рис. 2 Б и 2 В) можно предположить направленное увеличение мощности земной коры и литосферы под восточной частью полуострова с востока на запад. Резкое утолщение земной коры и литосферы в западных районах Камчатки, по-видимому, связано с процессами коллизии литосферных сегментов и аккрецией флишевых и турбидитовых комплексов при закрытии альб-кампанского [5] задугового глубоководного бассейна.

Рассмотренные выше структурные особенности глубинного строения Камчатки дополняются ее существенными характеристиками на основе объемной модели: $\mu_z(x, y, H_k)$. По полученным данным (рис. 3, схема), корово-мантийный, или подкоровый слой верхней мантии в восточных районах Камчатки характеризуется высокими значениями градиента плотности ($\mu_z > 25$ ед.) и может соответствовать жестким тектоническим пластинам океанического происхождения. Пространственная морфология аномалий градиента плотности в срезе $H_k = 20$ км позволяет предположить существование двух таких пластин (слэбов), продвинутых на расстояние 150–200 км под

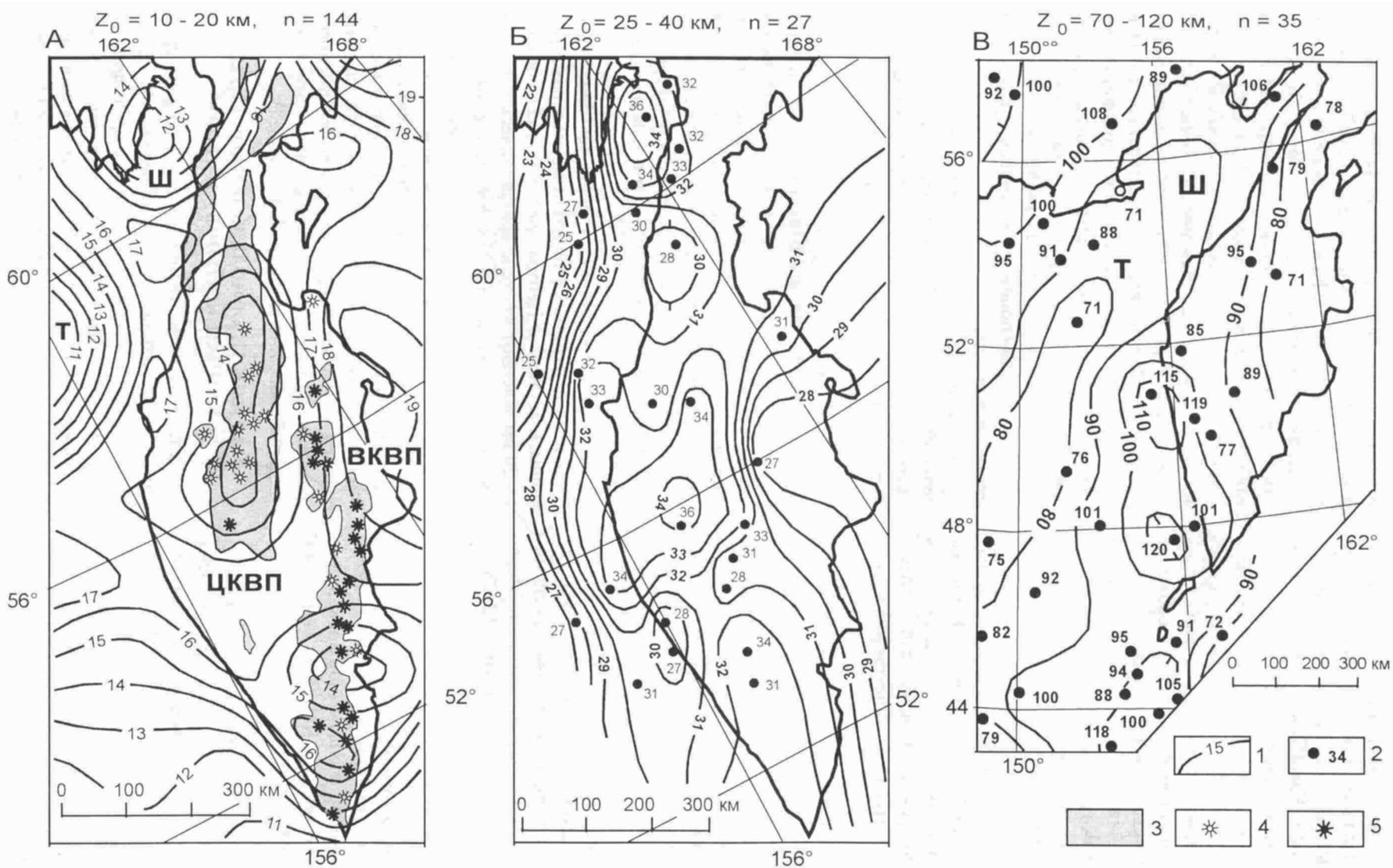


Рис. 2. Схемы пространственных распределений плотностных неоднородностей в верхнекоровом (А), нижнекоровом (Б) и нижнем литосферном (В) слоях тектоносферы Прикамчатского региона

1 – изоглубины залегания центров гравитирующих масс (Z_0), км; 2 – точки расчета с указанием глубины центра аномальных масс, км; 3 – вулканические пояса (на схеме А), 4–5 – вулканы: раннечетвертичные (4) и действующие (5). n – число расчетных точек.

Обозначения структурных элементов: вулканические пояса: ЦКВП – Центрально-Камчатский, ВКВП – Восточно-Камчатский; впадины Охотского моря: Ш – Шелехова, Т – ТИНРО.

территорию Восточной Камчатки со стороны Тихоокеанской плиты. Западной границей зоны поддвига является Центральный глубинный разлом (рис. 1). Территория Западной Камчатки с прилегающим шельфом характеризуется аномально низкими значениями параметра μ_z в среднем и нижнем слоях земной коры (рис. 3), что может быть связано с существованием здесь обширной зоны дробления и частичного плавления этих слоев. Такое предположение подтверждается пространственной связью низких значений μ_z с аномалиями электропроводности под Центрально-Камчатским вулканическим поясом и Ключевской группой действующих вулканов в разрезе 1-1 (рис. 3) и зонами частичного плавления в нижнем слое земной коры и астеносфере (результаты теплового моделирования) в близлежащих районах Охотского моря [34, 42]. В южных районах Камчатки минимум градиента плотности (рис. 3, схема) коррелируется с областью проявления позднекайнозойского вулканизма – Паужетской вулкано-тектонической структурой [13].

Различие типов земной коры на западе и востоке Камчатки ясно проявлено в вертикальных разрезах $\mu_z(x, z)$ до глубины 50 км по профилям 1-1 и 2-2 (рис. 3). В разрезе 2-2 на востоке полуострова высокими значениями градиента плотности ($\mu_z = 20\text{--}40$ ед.) отображается корово-мантийная пластина вертикальной мощностью 25–30 км (кровля пластины залегает на глубине 15 км), западный край которой наклонен под Срединный хребет. В западных районах Камчатки и прилегающем шельфе кровля этого слоя располагается на глубине 45–50 км, где коррелируется с подошвой земной коры по сейсмическим данным [7, 17]. В крайней западной (морской) части разреза 2-2, в интервале глубин 12–28 км (рис. 3), наблюдается зона повышенных значений градиента плотности ($\mu_z > 15$ ед.), пространственное положение которой соответствует сиалическому кристаллическому слою Охотоморской плиты [16, 43]. Судя по отсутствию аномалий μ_z -параметра, жесткость среднего и нижнего слоев земной коры в пределах Охотоморского шельфа Камчатки (интервал профиля: $x = 120\text{--}300$ км) значительно ослаблена. Таким образом, разрез 2-2 дополняет (в вертикальной проекции) сделанное выше предположение о том, что земная кора здесь может быть раздроблена или частично расплавлена в результате коллизии Охотоморской плиты с Тихоокеанской [5] или Западно-Камчатской [4] плитой, либо – с позднемеловой палеоостровной дугой [19, 20, 45].

Разрез 1-1 расположен субпараллельно северному краю одного из океанических слэбов на востоке полуострова (рис. 3, схема), поэтому здесь наблюда-

ется менее выраженная наклонная зона сгущения изолиний μ_z , однако граница резкой смены типа разреза $\mu_z(x, H_k)$ на профиле 1-1 также приурочена к Центральному разлому. В западной части разреза относительно более “жесткий” слой ($\mu_z > 15$ ед.) на глубине 8–10 км мощностью 10–12 км, пространственные параметры которого, так же как и в разрезе 2-2, близки к среднекоровому (сиалическому) слою земной коры Охотского моря, простирается на расстояние 120–130 км под территорией Западной Камчатки. Возможно, последний подвинут под слабо литифицированные альб-кампанские флишевые и турбидитовые комплексы прикамчатского охотоморского шельфа и Западной Камчатки и надвинут на подстилающие их мафические комплексы океанической коры.

В результате анализа пространственных распределений плотностных неоднородностей в тектоносфере Камчатки и прилегающих районов Охотского моря можно сделать несколько промежуточных выводов:

1. Глубинные структуры земной коры Камчатки смещены (асимметричны) относительно приповерхностных геологических структур, что объясняется высокой подвижностью верхнекоровых тектоно-формационных комплексов в процессе их формирования и консолидации (поздний мел–эоцен). Максимальное прогибание подошвы земной коры и литосферы следует ожидать не в центральных, а в западных районах Камчатки.

2. Состав и глубинное строение тектоносферы в восточных и западных районах Камчатки резко различны. К востоку от Центрального разлома на глубине 15–20 км залегают жесткие кристаллические пластины верхней мантии, либо переходного слоя “кормантия”. Близкий по плотностным характеристикам слой верхней мантии в западных районах полуострова залегает на глубине более 40 км и пространственно не коррелируется с плотностными неоднородностями Восточной Камчатки (рис. 3). Земная кора западных районов Камчатки и прилегающего шельфа имеет трехслойное строение, близкое к строению коры континентальных районов и окраинных морей.

ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАМЧАТСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Элементы пространственных распределений плотностных неоднородностей, выявленные в результате формальных и не связанных с предварительными гипотезами расчетных процедур (рис. 2, 3), на завершающем этапе интерпретации гравитационных аномалий использованы в качестве моделей нулевого приближения для построения традиционных плотност-

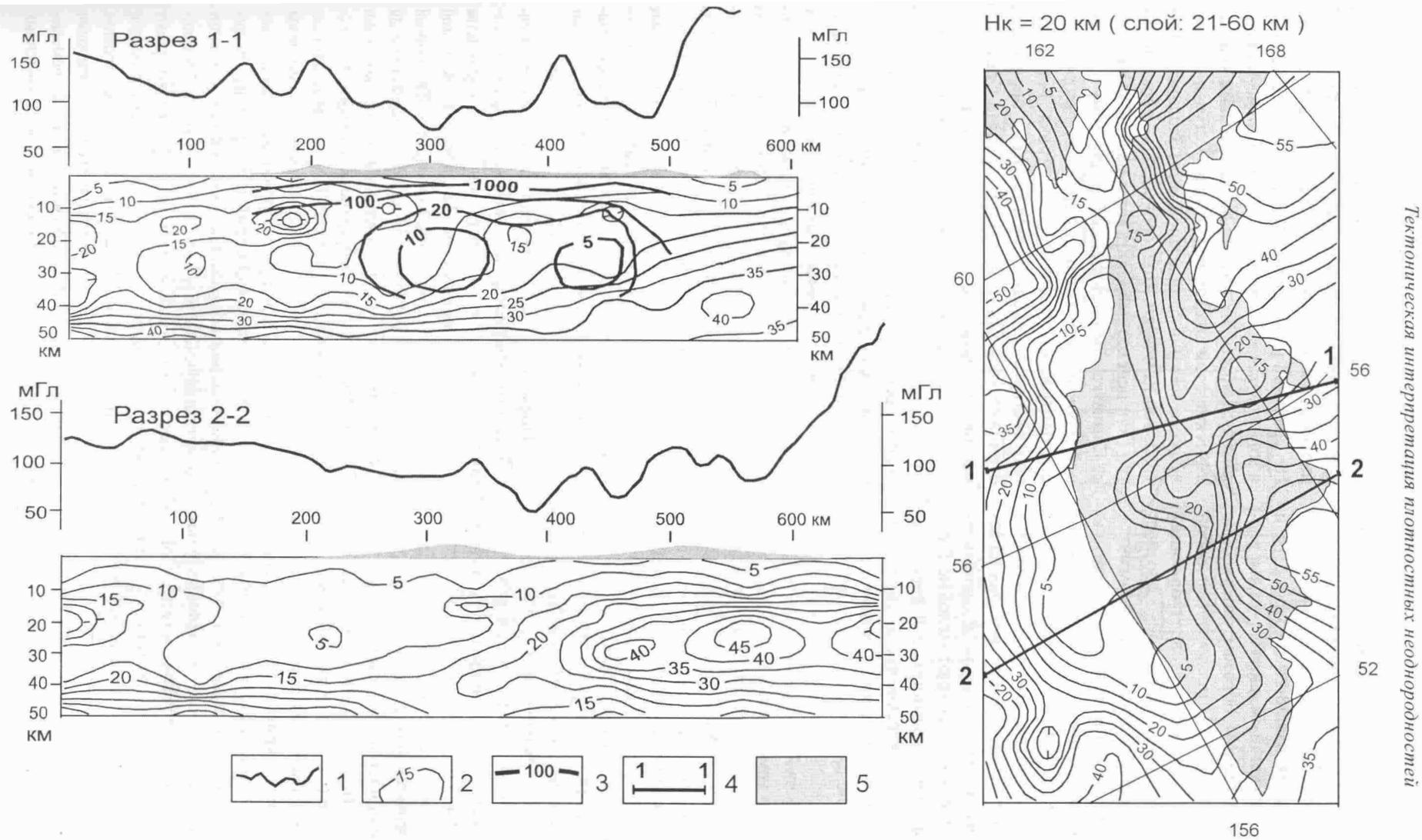


Рис. 3. Схема аномалий вертикального градиента поверхностной плотности (μ_z) среднекорового слоя в срезе Нк = 20 км с разрезами 1-1 и 2-2. 1 – графики аномалий Буге в условном уровне; 2 – изолинии градиента поверхностной плотности, $10^{-2} \text{кг/м}^2/\text{км}$; 3 – изолинии электрического сопротивления ($\text{ом}\cdot\text{м}$) по данным МТЗ [25]; 4 – линии разрезов на схеме; 5 – суша.

стных моделей земной коры и верхней мантии Камчатки (рис. 4). В качестве границ гравитационно-активных тел и структур (блоков, слоев) в этих моделях приняты зоны сгущения изолиний μ_z -параметра и границы областей с различным характером его распределений (рис. 3). Таким образом, построение плотностных разрезов (рис. 4) представляет собой поиск распределений плотности, удовлетворяющих закрепленным пространственным границам плотностных неоднородностей и наблюдаемым аномалиям силы тяжести: стандартную нелинейную обратную задачу гравитационного потенциала. По полученным данным, в разрезе 1-1 (рис. 4 а), в центральных и восточных районах полуострова, нижний (мафический) слой земной коры полого наклонен с востока на запад, а мощность его возрастает в том же направлении. На океанической коре залегают меловые и палеогеновые вулканогенно-кремнистые и терригенные комплексы. Метаморфические сиалические комплексы, подобные среднему слою "охотоморской" коры, в этом разрезе не простираются восточнее координаты профиля: $x = 230$ км (70 км от охотоморского побережья Камчатки), а в земной коре Центральной Камчатки эти комплексы могут присутствовать только в форме небольших пластин вертикальной мощностью не более 6–8 км.

Латеральная плотностная неоднородность нижнекорового слоя отчетливо связана с позднекайнозойскими вулканическими поясами, которые сопровождаются зонами разуплотнения (рис. 4 а) и аномальной проводимости (рис. 3) на глубинах от 20 до 35–40 км. Интенсивный (более 50 мГл) максимум Буге, разделяющий Центральный и Восточный вулканические пояса (рис. 4 а), вероятнее всего, обусловлен скрытым выступом меланократового фундамента, подобным Ганальскому массиву, поскольку расчетная плотность этого выступа (2.80 г/см³) близка к плотности нижнекорового слоя. Земная кора Западной Камчатки и прилегающих районов Охотского моря имеет иное, типично субконтинентальное, трехслойное строение (рис. 4 а). Средний слой коры мощностью 17–18 км, расчетная плотность которого соответствует плотности кристаллического сиалического слоя Охотоморской литосферной плиты [43], выдвинут здесь в восточном направлении, возможно он надвинут на мафическое основание меловых и палеогеновых аккреционно-складчатых комплексов – нижний слой океанической коры, который характеризуется здесь пониженной вязкостью, или частично расплавлен.

В плотностной модели по профилю 2-2 (рис. 4 б) повторяются три главные особенности, выявленные

в разрезе 1-1: а) строение земной коры восточных и западных районов Камчатки резко различается; б) наблюдается разуплотнение нижнекорового слоя под Центральной и Восточной Камчаткой (до 2.82 г/см³), в зоне сближения Восточно- и Центрально-Камчатского вулканических поясов; в) сиалический кристаллический слой Охотоморской плиты ступенчато надвинут на нижний слой земной коры Западной и Центральной Камчатки. Подкоровый слой верхней мантии (или переходный слой "кора–мантия"?) на востоке Камчатки представляет собой пластину с наклонной фронтальной гранью, вероятно, поддвинутую под центральные районы полуострова. Результаты плотностного моделирования по этому профилю не отрицают возможность глубинной связи Среднего массива метаморфических пород с сиалическим кристаллическим слоем Охотоморской плиты (рис. 4 б), однако пониженная, относительно сиалического слоя Охотоморской плиты, плотность Среднего массива (на рис. 4 г), симметрично обрамляемого еще более низкоплотными блоками, является признаком его иного (возможно – островодужного) происхождения. Об этом же свидетельствует понижение здесь плотности нижнекорового слоя до 2.80 г/см³, похожее на разуплотнение нижнекорового слоя под Озерновско-Валагинской палеоостровной дугой (2.77 г/см³) на разрезе 1-1 (рис. 4 а). Отметим, что расчетная плотность Среднего массива (2.72 г/см³), вычисленная в его геологических контурах по гравитационной аномалии, точно соответствует результатам петрофизического опробования камчатской и ирунейской свит (2.71 – 2.72 г/см³ [3]).

Поскольку локальные выступы и утолщения сиалического субкристаллического (или "гранитно-метаморфического") слоя характерны для большинства современных островных дуг Западно-Тихоокеанской окраины [36], можно предположить, что Средний массив также представляет собой перемещенный [19, 38, 46] или эксгумированный в зоне коллизии [20, 49] фрагмент метаморфического комплекса основания палеоостровной дуги. Полученные данные, таким образом, лучше всего согласуются с гипотезой А.В. Рихтера [35] и противоречат отнесению камчатской и колпаковской серий к фундаменту аккреционно-складчатых комплексов Камчатки – "гранитно-метаморфическому" слою земной коры. Рассмотренные плотностные модели (рис. 4 а, б) отвергают гипотезу прогибания земной коры под центральными районами Камчатки [12, 42, 49]. Глубинное строение этого полуострова характеризуется отчетливыми признаками послонных горизонтальных перемещений тектонических комплексов, обусловленных

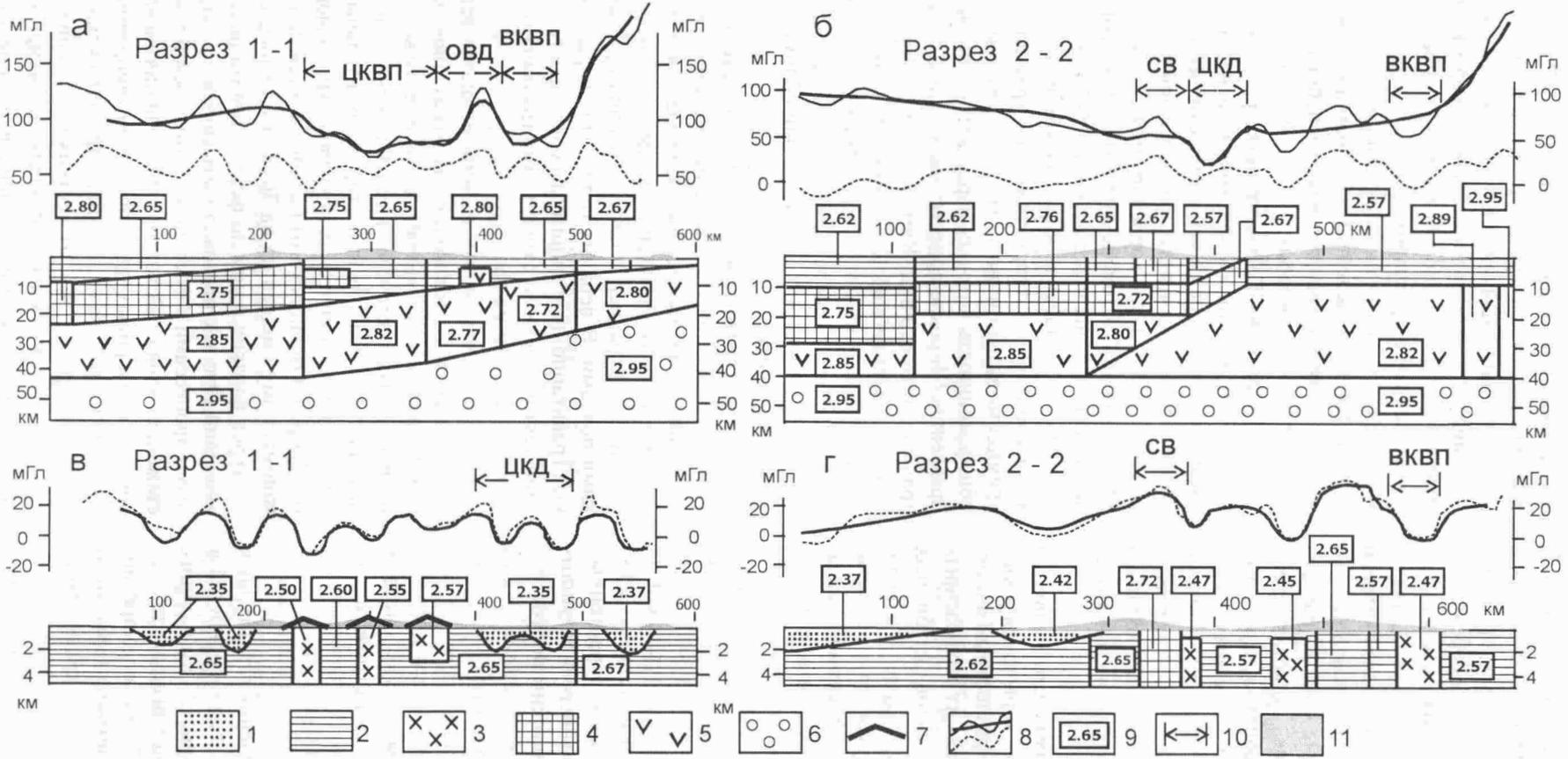


Рис. 4. Плотностные модели земной коры Камчатки (а, б) и ее приповерхностного слоя (в, г)

1 – эоцен-четвертичные терригенные комплексы наложенных впадин; 2 – позднемеловые и палеогеновые вулканогенно-осадочные комплексы; 3 – позднекайнозойские вулканиты; 4 – “гранитно-метаморфический” слой; 5 – нижний (мафический) слой земной коры и переходный слой “кора-мантия”; 6 – верхняя мантия; 7 – вулканы; 8 – графики аномалий Буге: наблюдаемые (тонкая линия), расчетные (толстая линия) и разностные (пунктир); 9 – расчетная плотность комплексов, г / см³; 10 – границы тектонических структур на разрезах; 11 – суша.

Обозначения структурных элементов: вулканические пояса: ЦКВП – Центрально-Камчатский, ВКВП – Восточно-Камчатский; СВ – Срединный выступ метаморфических пород; ЦКД – Центрально-Камчатская депрессия; ОВД – Озерновско-Валагинская палеостровная дуга.

встречно-направленной коллизией среднекорового сиалического (восточный вектор перемещений) и подкорового мафического (западный вектор) слоев земной коры. Близкими, к описанным, особенностями глубинного строения характеризуется Сихотэ-Алинская аккреционно-складчатая система, аналогичные тектонические процессы в пределах которой происходили 70–90 млн лет назад. Там, как и на Камчатке, в верхних горизонтах коры широко распространены тектонические покровы, микститовые и олистостромовые комплексы, происхождение которых связывается с геодинамикой встречных структурных клиньев (сиалического среднекорового со стороны континента и мафического нижнекорового со стороны окраинного моря) в обстановке коллизии Амурского палеоконтинента с Тихоокеанской литосферной плитой [48].

Моделирование плотностных неоднородностей в приповерхностном слое земной коры до глубины 5 км (рис. 4 в, г) осуществлено по разностным аномалиям Буге, полученным вычитанием из наблюдаемых аномалий гравитационных эффектов глубинных структур (рис. 4 а, б). В этих моделях (рис. 4 в, г) локальные гравитационные минимумы четко увязываются с палеовулканическими постройками (вулканами) и позднекайнозойскими наложенными депрессиями. Увязка расчетных параметров приповерхностных тел и структур со средними плотностными характеристиками комплексов, определенными в результате лабораторного опробования образцов горных пород [3]: мел-палеогеновых терригенных ($2.57\text{--}2.65\text{ г/см}^3$), неогеновых вулканогенных ($2.46\text{--}2.55\text{ г/см}^3$) и миоцен-четвертичных терригенных ($2.20\text{--}2.40\text{ г/см}^3$), – приводит к выводу о разуплотнении верхней мантии под Камчатским полуостровом до 2.95 г/см^3 , что соответствует сейсмическим данным [10, 14] о понижении скорости сейсмических волн в переходной зоне “кора–мантия” до 7.4–7.8 км/с. Рассмотренные модели, таким образом, представляют собой взаимоувязанную систему гравиметрических, сейсмических и петрофизических данных.

ВЫВОДЫ

Пространственные распределения структурных и вещественных гравитационных неоднородностей в тектоносфере Камчатки до глубины 120 км в общих чертах подтверждают и дополняют выводы тех исследователей [1, 4, 5, 19, 20, 27, 37], которые предполагают коллизионную природу земной коры этого окраинно-материкового района. Но кроме того, принципиально новая тектоническая интерпретация гравитационных аномалий, выполненная на основе

инаприорных формализованных и внутренне однозначных расчетных процедур, позволила получить дополнительную информацию о глубинном строении и кайнозойской геодинамике земной коры Камчатского полуострова, способствующую объективным (не связанным с предварительными тектоническими концепциями) оценкам дискуссионных элементов тектонических моделей. Эта информация предлагается геологам-тектонистам для дальнейшего анализа и сводится к следующему:

1. Территория Камчатки четко разделяется по двум типам земной коры: субконтинентальному и океаническому. Первый тип распространен на территории Западной Камчатки, в прибрежной полосе шириной 70–120 км, где коррелируется с субконтинентальной корой Охотоморской плиты. На большей же части полуострова ниже глубины 15–20 км распространена океаническая кора, на которой залегают мел-палеогеновые терригенные (аккреционные) и кремнисто-вулканогенные (покровные) комплексы, общая мощность которых нарастает в западном направлении. Широкое присутствие в земной коре Центральной и Восточной Камчатки метаморфических комплексов, подобных Срединному массиву, маловероятно. Последние могут встречаться здесь в форме небольших по размерам пластин – перемещенных фрагментов палеоостровных дуг или обломков Охотоморской плиты.

2. Латеральная неоднородность земной коры Камчатки отчетливо связана с позднекайнозойскими вулканическими процессами: наблюдается уменьшение плотностных характеристик нижнекорового слоя (плотности и градиента плотности) под вулканическими поясами. В верхних горизонтах коры локальные гравитационные минимумы совмещаются с вулкано-тектоническими структурами (вулканами и сопровождающими их кальдерами).

3. Пространственные взаимоотношения верхнекорового, среднекорового и подкорового слоев в тектоносфере Камчатки являются результатом встречно-направленных тектонических напряжений. Восточный, постколлизионный, вектор горизонтальных перемещений тектонических покровов (Андриановского, Кумроч, Озерновского) предполагается по их закономерному смещению на 70–80 км относительно контуров близких к ним по форме гравитационных аномалий. Это вектор может быть связан с рифтогенными процессами в Восточно-Охотоморской зоне растяжения. Западный вектор перемещения нижнекоровых и подкоровых плотностных неоднородностей в восточных районах Камчатки выражен в клиновидной форме (рис. 3, 4 а, б) жестких субокеанических пластин, приуроченных к разделу “кора–мантия” и поддвинутых под относительно более пластичные

мел-эоценовые терригенные комплексы на расстояние до 200 км от восточного побережья полуострова. На такое же расстояние смещена структура сжатия в нижнем слое литосферы относительно корового прогиба на западе Камчатки.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор глубоко благодарен А.Д. Соколову за ценные замечания и советы, которые помогли автору точнее сориентироваться в проблемных вопросах тектоники Камчатки, и Ю.Я. Вашилову, по замечаниям которого была существенно улучшена методическая часть статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Аносов Г.И., Балеста С.Т., Утнасин В.А. Особенности сейсмических моделей под вулканами // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 115–122.
3. Апрельков С.Е., Ольшанская О.И. Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 53–66.
4. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
5. Богданов Н.А., Соловьев А.В., Леднева Г.В., Палечек Т.Н., Ландер А.В., Гарвер И. Дж., Вержбицкий В.Е., Курилов Д.В. Строение меловой аккреционной призмы хребта Омгон (Западная Камчатка) // Геотектоника. 2003. № 4. С. 64–76.
6. Бондаренко Г.Е., Хоуриган Дж. Тектоника Срединно-Камчатского выступа, полуостров Камчатка // 7-я международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна: Тезисы. М.: Науч. мир, 2001. С. 499–500.
7. Булин Н.К. Глубинное строение Камчатки и Курильских островов по сейсмическим данным // Сов. геология. 1977. № 5. С. 140–148.
8. Вашилов Ю.Я. Блоковослоистая модель земной коры и верхней мантии // М.: Наука, 1984. 240 с.
9. Вашилов Ю.Я. Глубинная структура, геодинамика и геокинематика Северо-Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан, 1993. С. 5–19.
10. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
11. Гравиразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1981. 397 с.
12. Декин Г.П., Зубин М.И. Рельеф основных поверхностей раздела земной коры Камчатки // Геофизические поля Северо-Запада Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток, 1976. С. 44–55. (Тр. Сах. КНИИ; Вып. 42).
13. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 172 с.
14. Ермаков В.А., Фарберов А.И., Балеста С.Т., Левыкин А.И. Состав и строение земной коры Восточной Камчатки по геолого-геофизическим данным // Геология и геофизика. 1975. № 11. С. 13–28.
15. Зидаров Д. О решении некоторых обратных задач потенциальных полей и его применении к вопросам геофизики. София: Изд-во Болгарской академии наук, 1986. 143 с.
16. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной (Прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск, 2002. 97 с.
17. Злобин Т.К., Гуреев Р.Г., Мишин В.В., Белоусов С.П. Глубинные сейсмические исследования МОВЗ в структурах обрамления Охотского моря (Курилы, Камчатка, Сахалин) // Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей Северо-Западной Тихоокеанской плиты. Т. 1. (Материалы междунар. науч. симпози., Южно-Сахалинск, 24–28 сентября 2002 г.). Южно-Сахалинск, 2002. С. 43–44.
18. Кирмасов А.Б., Соловьев А.В., Коуриган Дж. К. Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка) // Геотектоника. 2004. № 4. С. 64–90.
19. Коваленко Д.В. Модель тектонической аккреции островодужных террейнов Камчатки и юга Корякии // Геотектоника. 2001. № 5. С. 76–91.
20. Константиновская Е.А. Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки // Геотектоника. 2002. № 5. С. 59–81.
21. Косыгин В.Ю. Гравитационные поля и плотностные модели тектоносферы северо-запада Тихого океана. Владивосток: ИМГИГ ДВО АН СССР, 1991. 201 с.
22. Косыгин Ю.А. Тектоника. М. Недра, 1983. 536 с.
23. Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наукова Думка, 1989. 247с.
24. Мишин В.В. Геолого-геофизическое строение юга Камчатки // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 4. С. 64–70.
25. Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
26. Некрасов Г.Е. Тектоническая природа Камчатско-Корякского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
27. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
28. Петришевский А.М. Глубинная структура Охотского срединного массива // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1987. № 4. С. 100–106.
29. Петришевский А.М. Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего востока. Владивосток: Изд-во Дальневост. гос. ун-та, 1988. 168 с.
30. Петришевский А.М. Гравитационная неоднородность земной коры и верхней мантии Приамурья (пространственно-статистические модели) // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 1. С. 20–36.
31. Петришевский А.М., Злобин Т.К. Тектоническая расчлененность и структуры верхней мантии Охотоморского региона // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы Молодежной школы-конференции XXXVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2004. С. 67–71.
32. Петришевский А.М. "Теневые" гравитационные модели глубинных структур земной коры и верхней мантии // Геофизика. 2004. № 4. С. 48–54.

33. Петрищевский А.М. Глубинная структура и кайнозойская геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 3: Материалы Всероссийского совещания "Современная геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: фундаментальный и прикладной аспекты", 20–23 сентября 2005 г. Иркутск. Иркутск: СО РАН, 2005. С. 60–63.
34. Петрищевский А.М. Гравитационная томография тектоносферы Дальнего Востока России в классе сферических источников // Геофизика. 2005. № 5. С. 47–57.
35. Рихтер А.В. Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71–78.
36. Родников А. Г. Островные дуги западной части Тихого океана. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: Наука, 1979. 152 с.
37. Соколов А.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
38. Соколов А.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексюткин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
39. Соловьев А.В., Палечек Т.Н. Новые данные о возрасте андриановской свиты (Срединный хребет Камчатка): к проблеме строения метаморфических комплексов в зоне аккреции // Эволюция тектонических процессов в истории Земли: Материалы Молодежной школы-конференции XXXVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2004. С. 86–89.
40. Страхов В.Н. К вопросу о единственности решения плоской обратной задачи теории потенциала // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. № 2. С. 38–49.
41. Страхов В.Н. Становление новой парадигмы – это разрушение господствующего стереотипа мышления (на примере гравиметрии и магнитометрии) // Физика Земли. 2002. № 3. С. 3 – 20.
42. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М.: РАН. Национальный геофизический комитет, 1996. 337 с.
43. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
44. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 137 с.
45. Чехович В.Д., Сухов А.Н. О позднемеловой Западно-Камчатской островной дуге // Тектоника земной коры и верхней мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. М.: ГЕОС, 2005. С. 331–334.
46. Шапиро М.Н. Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной пачифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70.
47. Шило Н.А., Вашилов Ю.Я., Мигович И.М. Вопросы глубинного строения Северо-Востока СССР по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. 1979. № 2. С. 12–28.
48. Юшманов Ю.П., Петрищевский А.М. Тектоника, глубинное строение и металлогения Прибрежной зоны Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2004. 111 с.
49. Brandon M., Levin V., Park J. New data on the crustal structure of Kamchatka, with implication for the formation and exhumation of the Sredinny metamorphic terrane // 7th Zonenshain conference of plate tectonics. Abstracts. M.: Nauchnyi Mir, 2001. С. 501.

Поступила в редакцию 20 апреля 2005 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Мальшевым

A.M. Petrishchevsky

Tectonic interpretation of density heterogeneities in the crust and upper mantle of Kamchatka

The spatial and retrospective relations of the deep gravity discontinuities of the near-Kamchatka tectonosphere with the superficial tectonic complexes and structures are analyzed. The Earth's crust in the western areas of Kamchatka and the adjacent shelf is characterized by a 3-layer structure, and it is correlated with the Okhotsk Sea type crust. The Cretaceous-Eocene terrigenous and volcanogenic-cherty complexes east of the Kamchatka Central Fault occur on the mafic crystalline layer of oceanic crust. The Central and Eastern volcanic belts of Kamchatka are accompanied with the decreased density of this layer. The wide presence of metamorphic complexes in the crust of Central and Eastern Kamchatka similar to the complexes on the Sredinny massif is improbable. The latter can occur there in the form of small plates of a thickness less than 8 km, displaced fragments of paleoisland arcs or parts of the Okhotsk Sea Plate. Thickenings of the crust and lithosphere density heterogeneities in the western areas of Kamchatka are established. By comparison of superficial elements with different-level deep structures, the features of eastward post-collisional horizontal displacements of the upper crust tectonic masses and the opposite, westward movements of the upper mantle heterogeneities are revealed.

Key words: Kamchatka, tectonosphere, gravity modeling.