



УДК 551. 24

Л. И. Гонтовая¹, В. В. Гордиенко², Л. Я. Гордиенко²

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,
Петропавловск-Камчатский, 683 006; e-mail: lecyu@emsd.iks.ru*

² *Институт геофизики НАН Украины,
Киев, 03 680; tectonos@igph.kiev.ua*

Плотностная модель тектоносферы в зоне перехода океан-континент (Восточная Камчатка)

В статье рассмотрены результаты построения плотностной модели тектоносферы в районе Восточной Камчатки и соседней акватории. Для модели верхней мантии использована тепловая модель, отвечающая схеме глубинного процесса по адвекционно-полиморфной гипотезе. Показана возможность объяснения наблюдаемого гравитационного поля без подбора параметров моделей.

Введение

Цель данной работы — проверка гипотезы глубинного процесса в тектоносфере переходной зоны Камчатки, где сейсмологические исследования привели к созданию скоростных моделей земной коры (ЗК) и верхней мантии (ВМ), которые можно привлечь к плотностному моделированию [1–3, 7, 10–14 и др.].

Использование данных гравиметрии для проверки глубинных процессов, постулируемых различными гипотезами, невозможно в случае, когда плотностные параметры моделей ЗК и ВМ подбираются под наблюдаемое поле; оно может быть объяснено различным распределением плотностей в тектоносфере. Применяемый авторами подход заключается в следующем. По априорным геолого-геофизическим данным строится плотностная модель ЗК и определяется её гравитационный эффект. По тепловой модели ВМ, отвечающей принятой — адвекционно-полиморфной — гипотезе (АПГ) строится аномальная плотностная модель верхней мантии, её эффект суммируется с рассчитанным коровым. Сумма (расчётное поле) без подбора плотностных параметров должна объяснить наблюдаемое поле, различия — не превышать обусловленных погрешностями обоих полей. Такие операции успешно выполнялись в разных районах континентов, океанов и переходных зон [3–6].

Постановка задачи

Предполагается, что в регионе протекают два молодых глубинных процесса: альпийский геосинклинальный, дополненный на части территории процессом современной активизации, и процесс океанизации, который привёл к образованию Северо-Западной котловины Тихого океана [3, 6, 14]. Перемещения вещества, отвечающие этим событиям в соответствии с представлениями АПГ, рассмотрены в [3, 5–7]. Построение плотностной модели, уже

применявшееся в этом регионе для аналогичного исследования на более раннем этапе развития гипотезы [14], выполнено в коре для плотностей (σ), переведённых в аномальные по отношению к плотности верхов нормальной мантии ($3,32 \text{ г/см}^3$). Гравитационный эффект такой модели коры при нормальном распределении σ в мантии отвечает нулевым значениям аномалии Буге на суше и значениям в свободном воздухе на море -870 мГл . Подобная привязка позволяет сравнить расчётное поле с наблюдаемым, разница между ними и будет соответствовать мантийной аномалии.

Наблюдённое поле.

По данным [13] погрешность поля на море составляет 10 мГл , на суше, со сложными условиями гравиметрической съёмки, она едва ли меньше $5\text{--}10 \text{ мГл}$. На профили, положение которых соответствует скоростным разрезам литосферы (рис. 1А), приведённым в [4, 11], вынесены несколько сглаженные кривые Δg , отражающие распределение изолиний на схеме поля силы тяжести в районе исследований (см. ниже). На суше использованы данные [9]; на море, помимо них и сведений о глубине дна (для расчёта аномалии в свободном воздухе), использованы данные из работы [13–14]. Они не совпадают, что следует расценивать как возможность дополнительной погрешности. Оценка ошибки используемого далее гравитационного поля составит около $10\text{--}20 \text{ мГл}$.

Плотностная модель ЗК

При расчёте плотностных параметров ЗК в качестве основы приняты данные о значениях сейсмических скоростей продольных волн V_p . Наиболее многообразны сейсмические данные о глубине раздела M ; гистограмма распределения отклонений глубин до этой границы, взятых из разных источников [1, 4, 8, 10–11, 14 и др.], от среднего значения обнаруживает типичную величину около 4 км

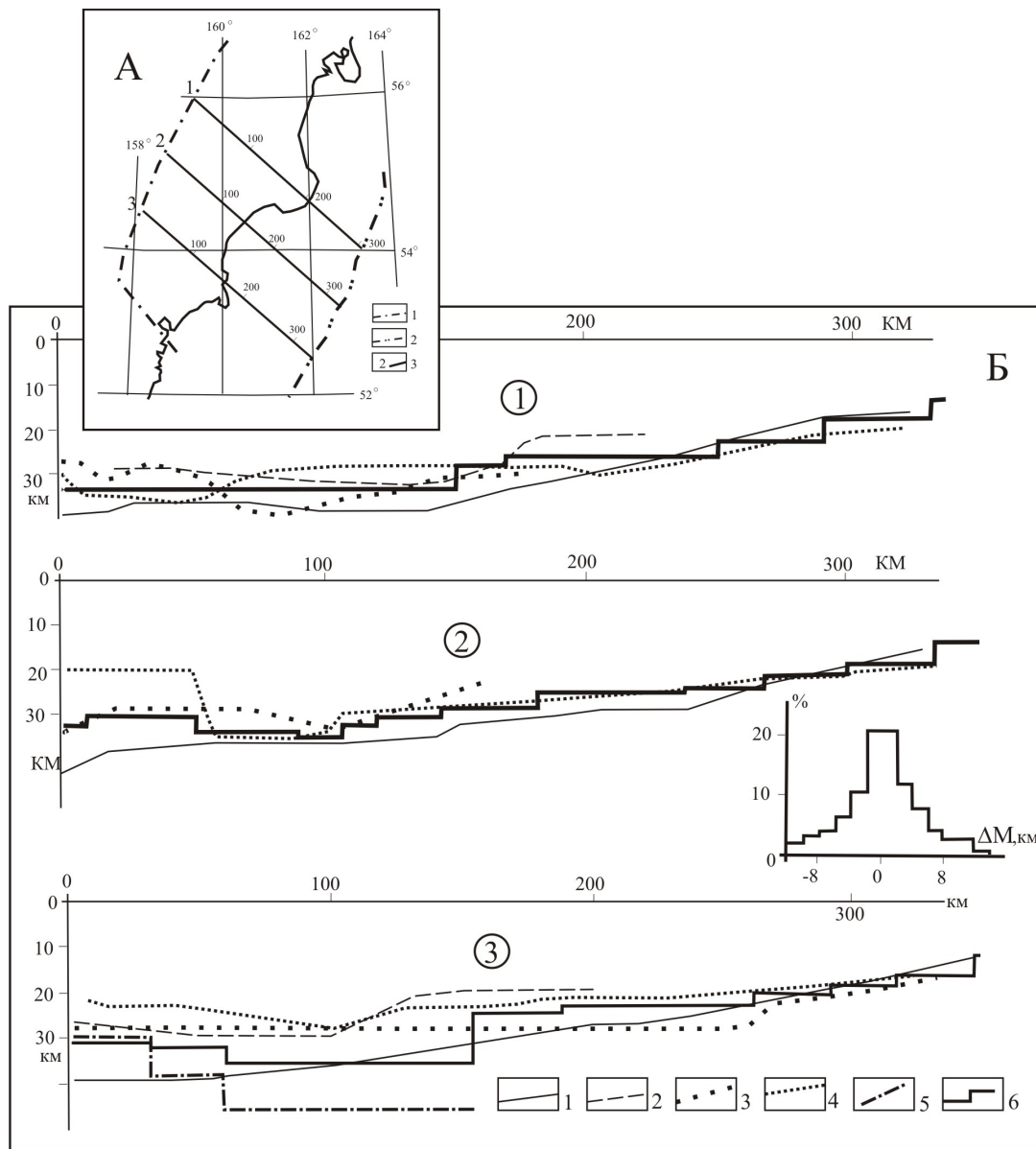


Рис. 1. А. Положение профилей, вдоль которых построены плотностные модели: 1 — западная граница геосинклинали Восточной Камчатки, 2 — ось глубоководного жёлоба, 3 — профили. Б. Данные о глубине раздела *M* вдоль профилей 1–3: 1 — по [13], 2 — по [4], 3 — по [1, 8, 10], 4, 5 — по [1, 12, 14], 6 — среднее значение; нумерация профилей показана в кружках.

(рис. 1Б). Такая погрешность позволяет ожидать аномалии расчётного эффекта 10 ± 10 мГл. На морском конце профиля мощность коры примерно соответствует типичной для Северо-Западной котловины Тихого океана [12 и др.], но это не обязательно верно: профили выходят на возвышенность Обручева, где кора может значительно отличаться. В ЗК были также построены: поверхность фундамента со скоростью V_p равной $6,0 \pm 0,5$ км/с и сейсмические границы, охарактеризованные изолиниями скорости 6,5 км/с и 7,0 км/с; скорость между изолиниями была принята средней. Безусловно, использованный скоростной разрез очень схематизирован, но при имеющемся фактическом материале нельзя построить более подробный. Широкое распростра-

нение в коре Камчатки основных и ультраосновных пород заставляет использовать, наряду с обычными, формулы пересчёта V_p в σ , применяемые для слоя коро-мантийной смеси (КМ): $\sigma = 2,69 + 0,26(V_p - 6)$ и $\sigma = 3,02 + 0,28(V_p - 7)$ [5]. Конечно, в большей мере это относится к нижнему слою консолидированной коры: без влияния высокой температуры значения скорости здесь отвечали бы слою КМ. Небольшие поправки ($0,005 - 0,01$ г/см³) учитывали аномальный прогрев коры [7].

Расчётный эффект поля при условии нормального распределения плотностей в ВМ по форме напоминает распределение наблюдаемого поля, но по уровню не имеет с ним ничего общего: он выше примерно на 200 мГл (170–190 мГл на суше и более 200 мГл

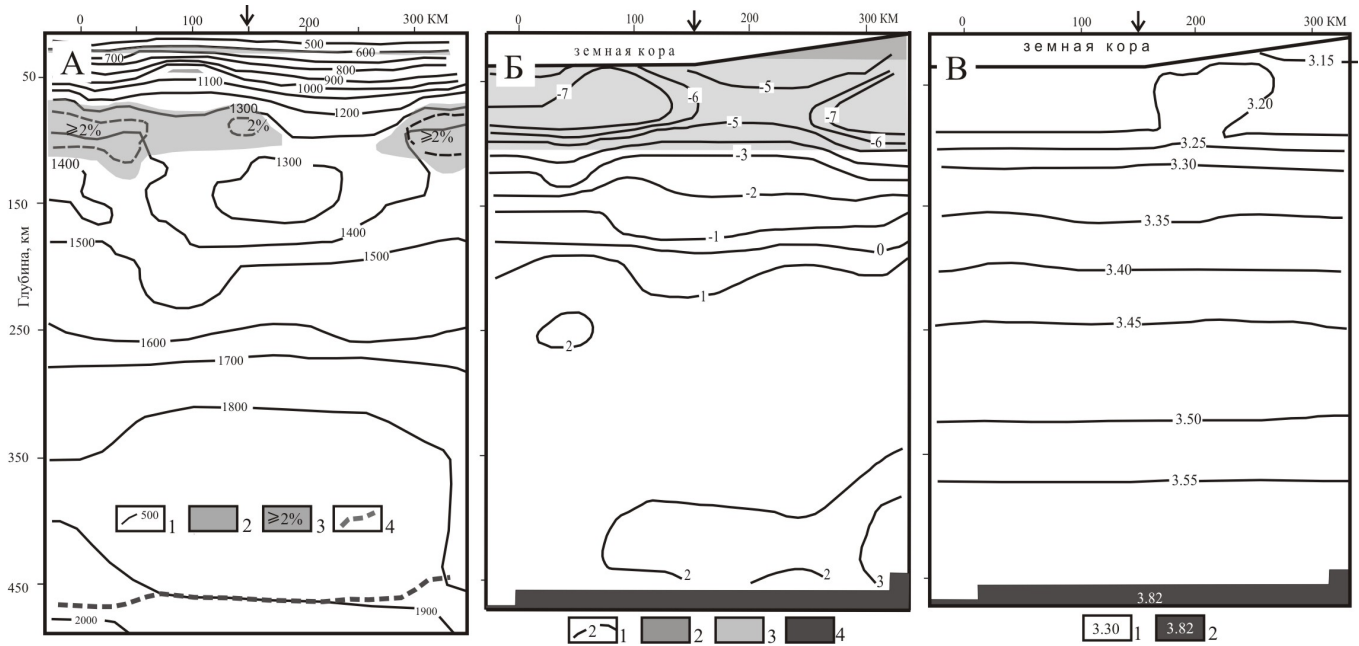


Рис. 2. А. Распределение температуры в нижней коре и ВМ в районе профилей 1–3: 1 — изотермы ($^{\circ}\text{C}$), 2 — зоны частичного плавления, 3 — области с содержанием расплава более 2%, 4 — глубины достижения температуры полиморфного преобразования оливин-шпинель. Б. Аномальные плотности в ВМ: 1 — изолинии аномальных плотностей ($0,01 \text{ г/см}^3$), связанных с аномальными температурами и частичным плавлением, 2 — зона плагноклазового лерцолита; 3 — зона шпинелевого лерцолита; 4 — зона (выше 470 км) аномального уплотнения в связи с полиморфным переходом на подошве ВМ. В. Распределение плотностей пород ВМ (г/см^3): 1 — в ВМ, 2 — в зоне аномального уплотнения. Стрелкой на разрезах показано положение береговой линии.

на море). Величина мантийной аномалии в общем напоминает распространённую в альпийской геосинклинали, охваченной современной активизацией, и в молодых океанических котловинах [6–7]. Она указывает на очень интенсивный прогрев верхней половины верхней мантии, который (согласно АПГ) неизбежно связан с охлаждением нижней половины и полиморфными преобразованиями мантийных пород.

Тепловая и плотностная модели верхней мантии.

Расчёт *тепловой модели* выполнен в соответствии с представлениями АПГ о протекающих в регионе глубинных процессах. Методика расчётов изложена в [3, 6–7]. Главная проблема построения тепловой модели Северо-Западной котловины Тихого океана на всю мощность верхней мантии заключается в отсутствии достоверной геологической информации о событиях последних десятков млн. лет. Дело осложняется ещё и тем, что под возвышенностью Обручева процесс может быть отличным от происходящего в собственно котловине. Это послужило причиной ограничения области расчётов осью жёлоба. Разработанная тепловая модель под профилями показана на рис. 2А. Она включает мантийную астеносферу на глубинах примерно 70–120 км и небольшой по мощности слой частичного плавления в коре на глубинах около 20–30 км. В последнем случае частичное плавление считалось появляющимся при температуре более 600°C . Возможно

Распределение нормальных температур и плотностей пород ВМ и изменения плотностей с температурой.

H , км	T_n , $^{\circ}\text{C}$	T_S , $^{\circ}\text{C}$	σ , г/см^3	$-\partial\sigma/\partial T$, $\text{г/см}^3/100^{\circ}\text{C}$
50	520	1200	3,32	0,016
300	1820	1850	3,47	0,009
100	940	1370	3,34	0,013
350	1920	1930	3,51	0,009
150	1220	1510	3,36	0,012
400	2000	1980	3,55	0,008
200	1460	1650	3,40	0,011
450	2060	2020	3,57	0,008

отсутствие обоих слоёв частичного плавления в интервале пикетов профиля 170–250 км.

На основе полученной тепловой модели рассчитывались аномальные плотности в ЗК и ВМ, на которые влияет ряд факторов:

– изменение σ по сравнению с нормальным распределением температуры (T_n) под влиянием аномальной температуры; на разных глубинах эти параметры для нормальной мантии показаны в таблице. В точке солидуса (T_S) количество жидкости считалось равным 1%, для увеличения её концентрации на 1% (до уровня сегрегации — предположительно в 3–5%) считался необходимым нагрев на 500°C . Появление 1% базальтовой жидкости (на глубинах,

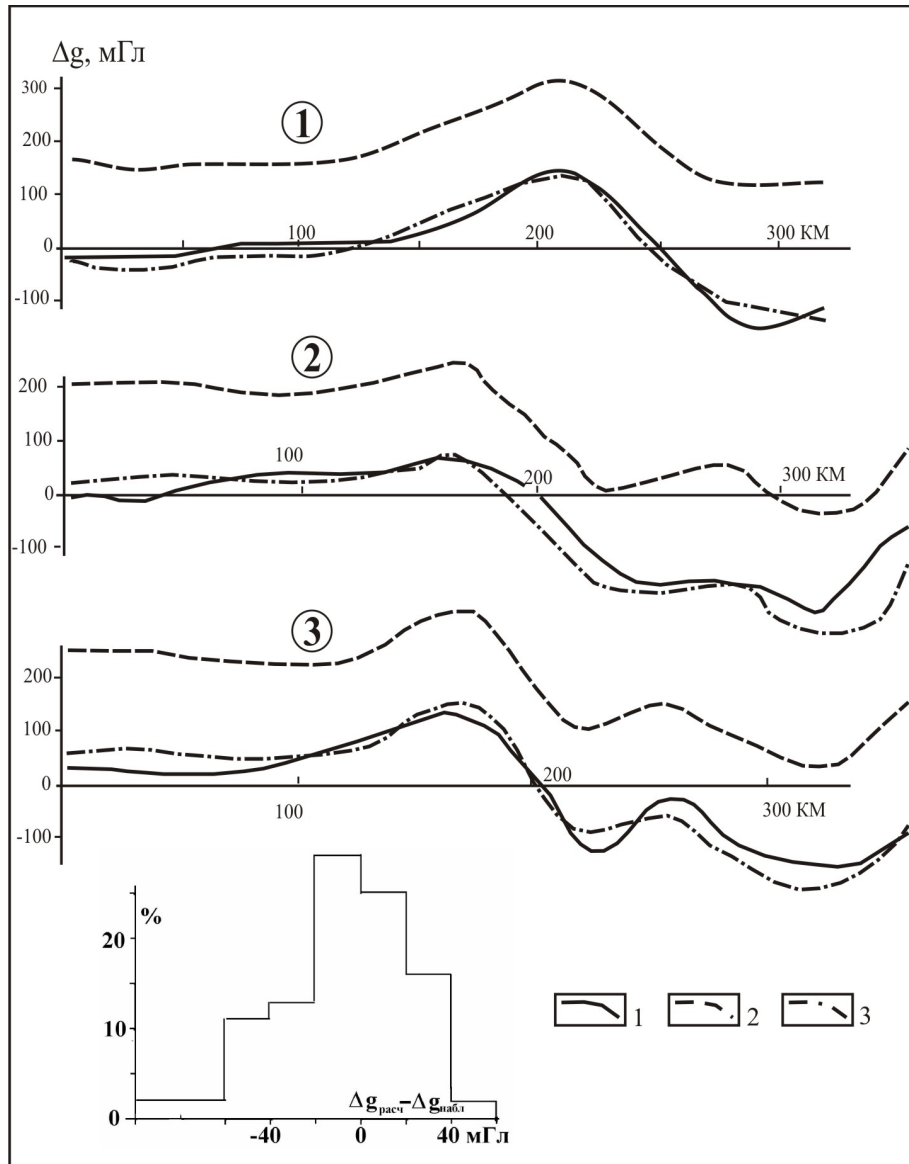


Рис. 3. Сравнение расчётного и наблюдаемого гравитационных полей вдоль профилей 1–3: 1 — наблюдаемое поле, 2, 3 — расчётное (2 — эффект коры и нормальной мантии, 3 — с учётом аномальной плотности ВМ).

представленных в модели) уменьшало плотность на $0,0033 \text{ г/см}^3$ [6]. Эту связь нельзя распространять ниже: при составе выплавов, отвечающем составу породы глубже 200–250 км, расплав плотнее твёрдой мантии.

– высокие значения температуры приводят к переходу мантийных пород в плагиоклазовую и шпинелевую фации, что понижает их плотности на $0,125$ и $0,08 \text{ г/см}^3$ [6]. Представление о сохранении под тонкой океанической корой реликтов переработанной континентальной (до 33 км) в Северо-Западной котловине [2] приводит к тем же значениям плотностей.

– при охлаждении низов верхней мантии опустившимся туда менее глубоким веществом создаются условия для перехода через температуру, при которой оливин преобразуется в минерал со структурой шпинели; это ведёт к уплотнению породы

примерно на $0,21 \text{ г/см}^3$ [6]. При нормальном распределении температуры, преобразование происходит на глубине около 470 км.

Аномальные и полные величины плотностей пород верхней мантии региона представлены на рис. 2Б и 2В.

Погрешность расчёта эффекта аномальных плотностей мантии точно определить не удастся. Реальные погрешности расчёта температуры позволяют оценить ошибки установления границ зон полиморфных преобразований в первые километры. С ними могут быть в каждом случае связаны погрешности расчёта поля 10–15 мГл. Учитывая все перечисленные выше ошибки рассчитанного и наблюдаемого полей как $(\sum(\Delta g)^2)^{1/2}$, получим оценку обусловленного ими расхождения сравниваемых величин Δg около 40 мГл.

Сравнение расчётного и наблюдаемого полей.

Расчётный гравитационный эффект аномальных плотностей в верхней мантии под профилями позволяет примерно уравнивать расчётное и наблюдаемое поля. Значительные расхождения обнаруживаются преимущественно в морских частях профилей, где ошибки обеих сравниваемых величин могут возрастать. При уточнении используемой априорной информации, не исключено приближение расчётного поля к наблюдаемому. В целом, достигнутое согласование полей, учитывая неточность (а иногда и гипотетичность) привлечённых данных и колоссальные перепады значений гравитационного поля на профилях, можно признать удовлетворительным. Максимальные расхождения приходятся на район жёлоба и восточнее от него. Полностью результаты сравнения полей представлены на рис. 3. Из них ясно, что среднее различие полей на всей трёх профилях не превышает прогнозируемого — 30–40 мГл. Гистограмма распределения расхождений более или менее симметрична и демонстрирует его относительную близость к нормальному распределению.

Выводы.

Поставленная задача решена: отвечающую адвекционно-полиморфной гипотезе плотностную модель тектоносферы региона удалось согласовать (без подбора) с наблюдаемым гравитационным полем. Обнаруженные расхождения наблюдаемого и расчётного полей не превышают расхождений, обусловленных погрешностями. Достигнутое согласование гравитационных полей, подтверждающее использованную гипотезу глубинного процесса, следует расценивать как предварительный результат, который может быть дополнен с появлением новых геофизических данных.

Список литературы

1. Аносов Г. И., Бижкина С. К., Попов А. А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука. 1978. 130 с.
2. Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. IV. Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск: ИМГГ ДВО РАН. 1997, 178 с.
3. Гонтовая Л. И., Гордиенко В. В. Глубинные процессы и геофизические модели мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива // Геология и полезные ископаемые мирового океана. 2006. № 2. С. 107–121.
4. Гонтовая Л. И., Попруженко С. В., Низкоус И. В. и др. Верхняя мантия Камчатки: глубинная модель и связь с тектоникой // Тихоокеанская геология. 2008. № 2. С. 80–91.
5. Гордиенко В. В. О возможной альтернативе тектонике плит (тепловые процессы в тектоносфере, геологическая история и физические поля). Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ИФЗ РАН. 2002. С. 84–96.
6. Гордиенко В. В. Адвекционно-полиморфная гипотеза глубинных процессов в тектоносфере. Киев: Корвин пресс. 2007. 170 с.
7. Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Усенко О. В. Тепловое поле Центральной и Восточной Европы. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Москва: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 624–659.
8. Ермаков В. А. Особенности развития активной континентальной окраины (на примере Курило-Камчатского региона). Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ИФЗ РАН. 2002. С. 158–188.
9. Кабан М. К. Плотностные неоднородности литосферы и напряжённое состояние литосферы. Новейшая тектоника. Геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: Наука. 2000. С. 267–290.
10. Материалы мирового центра данных. Б. Глубинное сейсмическое зондирование. Данные по Тихому океану. М.: МЦД. 1987, 104 с.
11. Низкоус И. В., Кисслинг Э., Сангина И. А. и др. Скоростные свойства литосферы переходной зоны океан-континент в районе Камчатки по данным сейсмической томографии // Физика Земли. 2006. № 4. С. 18–29.
12. Семёнова Г. И. Структура земной коры Тихого океана. Сравнительная тектоника континентов и океанов. М.: МГК АН СССР. 1987. С. 85–94.
13. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря. М.: Наука. 2006. 132 с.
14. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН. 1992. 238 с.