

ГЛУБИННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МАНТИИ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ И КРОНОЦКОГО ЗАЛИВА

Рассмотрена схема альпийских и современных глубинных процессов в коре и верхней мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива с использованием представлений адвекционно-полиморфной гипотезы. Их последствия согласуются со скоростной моделью мантии и составами магматических пород

Введение. Сопоставление результатов геофизических исследований с гипотетическими глубинными процессами в тектоносфере Земли выполняется с помощью методик, которые можно разделить на две группы. В рамках первой физические свойства пород коры и мантии в модели первого приближения, построенной по представлениям гипотезы, изменяются таким образом, чтобы достичь согласия расчетных полей (гравитационного, магнитного, теплового) с наблюдаемыми или согласия с моделями (сейсмологическими, геоэлектрическими). Таким образом можно (если требуемые изменения параметров реальны) доказать, что гипотеза не противоречит геофизическим данным. Вторая подразумевает построение гипотетической модели и ее непосредственное (без подбора параметров) сравнение с геофизическими полями и моделями. Различия должны объясняться погрешностями построений. Естественно, вторая группа методик эффективнее контролирует гипотезу. Но для ее использования последняя должна обеспечивать расчет отвечающих процессу распределений физических свойств с приемлемой точностью. Такой уровень разработки достигнут адвекционно-полиморфной гипотезой глубинных процессов [6–8, 17 и др.]. В статье рассматриваются результаты ее контроля в мантии сейсмологической моделью Восточной Камчатки и Кроноцкого залива. В качестве промежуточных построены тепловая модель региона, которая дополнительно контролируется геологическими данными, и плотностная модель.

Сейсмологическая модель. Сейсмичность Камчатки и прилегающей с востока акватории в основном сосредоточена в сейсмофокальной зоне (СФЗ). На юге она сливается с фокальной зоной землетрясений Курильской островной дуги, а на севере — продолжается до о. Говена, севернее области пересечения островных дуг. Выход центральной части СФЗ на поверхность Земли и сгущение эпицентров наблюдаются вдоль восточного побережья в полосе шириной 60 км, протягивающейся по крайним точкам полуострова. С удалением от оси к востоку и западу сейсмическая активность уменьшается.

ется. Под полуостров СФЗ уходит на глубину до 200 км на севере и 600 км на юге. Геометрия СФЗ, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом подробно обсуждается в [18].

Скоростная структура земной коры и верхней мантии под Камчаткой в региональном плане изучена достаточно слабо. В 70-е годы были выполнены глубинные сейсмические зондирования в южной и северной частях полуострова [1]. Система наблюдений (кусочно-непрерывное профилирование с длиной годографов 100–150 км) позволила получить самые общие представления о скоростных параметрах коры и охарактеризовать раздел Мохо только значением пластовых скоростей. Надежная регистрация сейсмических волн от границы М на Камчатке в настоящее время отсутствует.

Последние годы на Камчатке для изучения трехмерной скоростной структуры литосферы используются различные модификации метода сейсмической томографии. Были установлены общие черты скоростного строения переходной зоны и особенности распределения скоростных неоднородностей в пределах океанического и континентального блоков [3, 20, 23]. Более детальные характеристики глубинного строения литосферы до глубины 200 км получены методом сейсмотомографии с высоким пространственным разрешением [4, 13]. Для вычислений использовался каталог локальных землетрясений КФ КОМСП ГС РАН за период 1971–2003 годов. В обработку принимались только записи высокого качества, с точностью определения времени вступления менее $\pm 0,2$ сек и другими критериями, повышающими достоверность последующих построений. Расчеты одномерной и трехмерной скоростных моделей выполнялись с использованием методик и программных пакетов, приведенных в [20–23, 25, 26 и др.]. Оценки показали, что разрешающая способность наилучшая в интервале глубин 40–100 км от восточного побережья Камчатки на запад до Срединного хребта. Глубже она смещается на запад в направлении Центрально-Камчатской депрессии, уменьшаясь по площади. Это связано с конфигурацией камчатской сети станций в пределах полуострова и распределением гипоцентров землетрясений в основном в пределах СФЗ, то есть восточной стороны полигона исследований (рис. 1).

Параметризация среды — $30 \times 30 \times 10$ км для двух приповерхностных слоев и $30 \times 30 \times 20$ км для более глубоких в коре и верхней мантии. Гипоцентры землетрясений, выбранные из каталога, были переопределены согласно полученным скоростным моделям. Их смещение по сравнению с начальными данными каталога в плоскости XY составили до 10 км, по глубине — не более 15 км. Рис. 2 иллюстрирует среднюю кривую скорости Р-волн (V_p) для всего района исследований (z) и вертикальные сечения в аномалиях скорости V_p вдоль профилей, пересе-

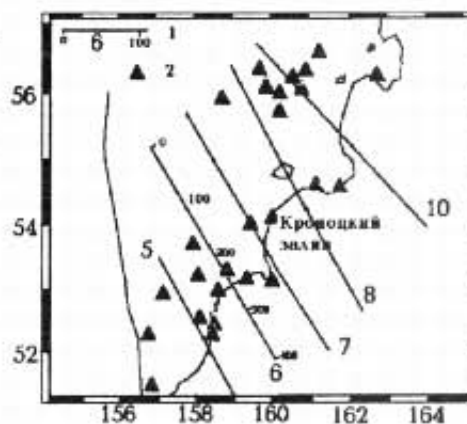


Рис. 1. Район сейсмотомографических исследований:

1 — размещение профилей, на которые вынесены результаты построения трехмерной скоростной модели; 2 — вулканы.

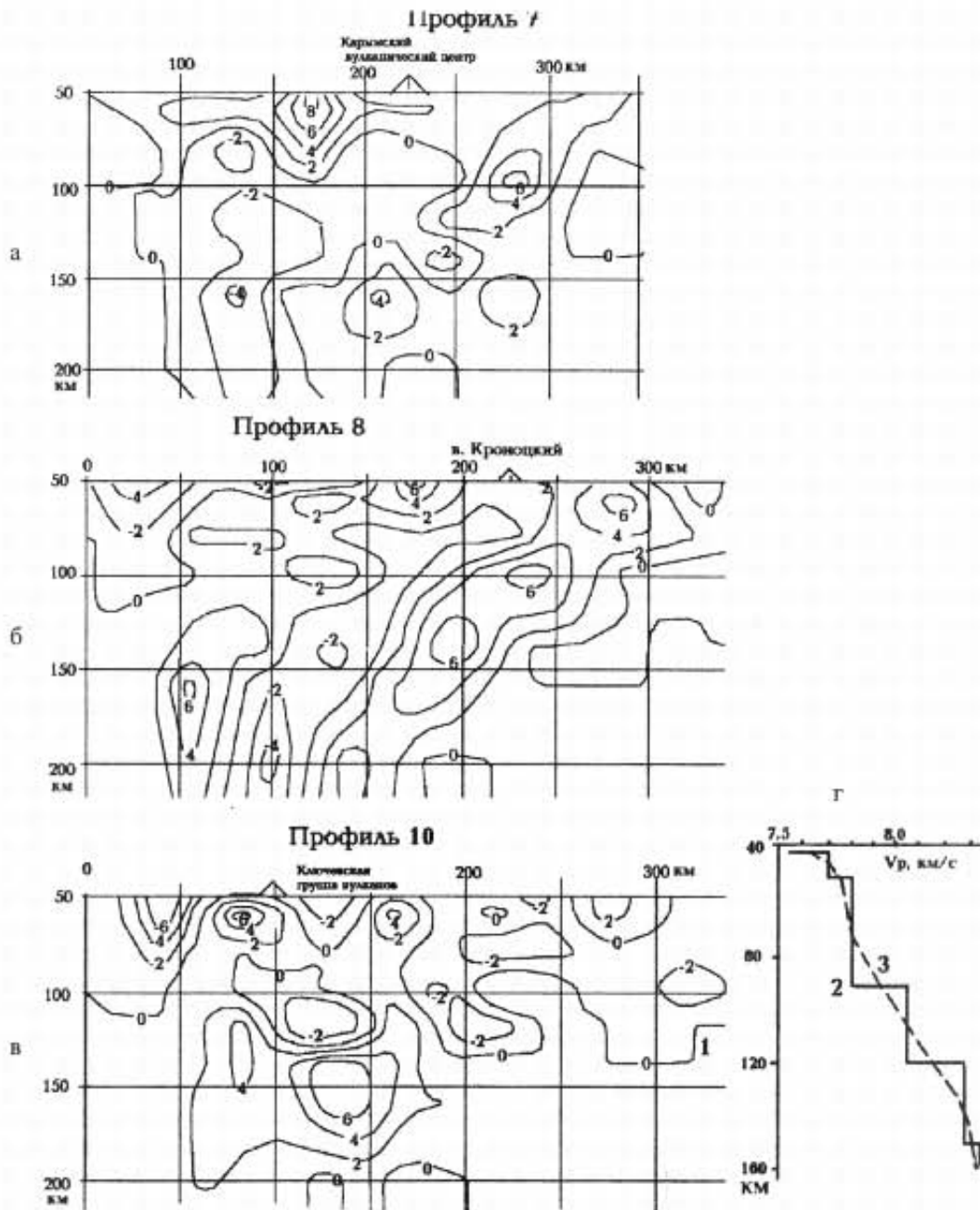


Рис. 2. Скоростные разрезы вдоль профилей 7,8 и 10 и средняя кривая V_p : 1 — аномальные V_p (в 0,1 км/с); 2, 3 — изменение средней V_p с глубиной (2 — ступенчатое, 3 — сглаженное).

кающих переходную зону (а–в). Значения скорости и гипоцентры спроецированы на разрезы из полосы ± 10 км.

Из анализа полученных результатов устанавливается четкая взаимосвязь особенностей распределения землетрясений со скоростным строением литосферы в районе Восточной Камчатки и прилегающей акватории. Повышенный уровень сейсмичности в пределах СФЗ как правило приурочен к высокоградиентным скоростным зонам, которые выделены как в мантийном клине, так и в Тихоокеанской плите. Очевидна также связь изменения геометрии СФЗ с особенностями скоростной структуры. Впервые в мантийном клине под Восточно-Камчатским вулканическим поясом выделен астено-

сферный слой на глубине 80–120 км, а также интенсивная низкоскоростная аномалия на глубине 150–200 км, которая на поверхности соответствует Центрально-Камчатскому разлому. Литосфера вкост переходной зоны океан-континент характеризуется значительной неоднородностью. Скоростные аномалии в пределах континентального и океанического блоков взаимосвязаны и контролируются изменением уровня сейсмичности на разных глубинах. Очевидны также значительные изменения характера скоростной модели по простиранию, что имеет отражение и в характере тектоники. Томографическая реконструкция скоростной модели литосферы Восточной Камчатки с высоким пространственным разрешением позволяет использовать ее для контроля модели глубинных процессов в пределах данного региона.

Порядок сравнения моделей. Модель глубинных процессов в недрах альпийской геосинклинали Восточной Камчатки (учитывающая и события в Западной Камчатке и на СЗ плите Тихого океана) базировалась на геологических сведениях о размере региона, возрастах магматизма, седиментации и складчатости, принятых одинаковыми для всей изучаемой структуры.

Естественно, результаты такого моделирования необходимо сравнивать с адекватной информацией о скоростном разрезе мантии. Расположение профилей, для которых построены скоростные разрезы (рис. 3), обнаружи-

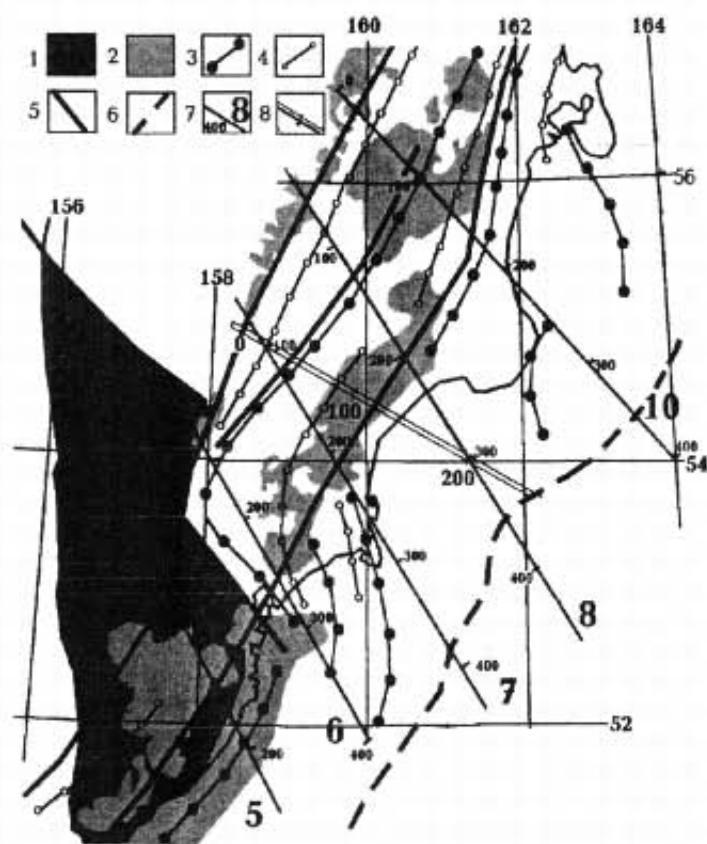


Рис. 3. Западно-Камчатская геосинклинали. Расположение профилей со скоростными разрезами мантии: 1 — активизированная часть Охотоморской плиты; 2 — молодые эффузивы; 3, 4 — оси (3 — антиклиналей, 4 — синклиналей); 5 — основные разломы, 6 — ось желоба; 7 — профили и пикеты на них; 8 — сводный интерпретационный профиль.

вает их различную позицию в геосинклинали, отражающуюся и в скоростных моделях. Профили 5 и 6 находятся на территории активизированной в альпийское время киммерийской Охотоморской плиты или у ее границы [9, 11 и др.]. Модель здесь явно должна отличаться от характерной для района расположения профилей 7, 8, 10. Поэтому данные по профилям 5 и 6 не рассматривались. Расчет показал, что в районе профиля 7 влияние киммерийских процессов под Охотоморской плитой на тепловую модель пренебрежимо мало.

Различия в скоростных моделях на профилях 7, 8, 10 (см. рис. 2) вызваны, вероятно, особенностями развития частей региона, не отраженными принятой единой схемой геологической истории. Они могут быть рассмотрены на более детальном этапе исследований при условии наличия необходимой информации. На данном этапе для сопоставления с единым расчетным разрезом была использована осредненная модель для трех профилей. Она получена следующим образом. Совмещение профилей проведено по точкам пересечения ими разлома, ограничивающего геосинклиналь с запада. Разрезы, на которых представлены ΔV_p , разбиты по глубине и протяженности профилей на квадраты размером 20×20 км. Размер определен в соответствии с характерным для минимальных объемов вещества мантии, перемещающихся в ходе активного процесса (см. ниже). В каждом из квадратов вычислена средняя величина ΔV_p , результаты усреднены и сложены с фоновым значением V_p в регионе для каждой глубины (рис. 4, 5).

Сверху модель ограничена 50 км, т. к. на Камчатке встречаются районы с мощностью коры более 40 км [1, 9, 11, 17]. На сводном профиле пикеты обозначены в соответствии с расстояниями по нормали к границам геосинклинали, а не вдоль профилей 7, 8, 10. Такая модель пригодна для сравнения с расчетной. Контрастность распределения скорости здесь значительно меньше, чем в частных моделях для отдельных профилей, но все же различия V_p между частями модели значительны: часто превышает 0,2 км/с

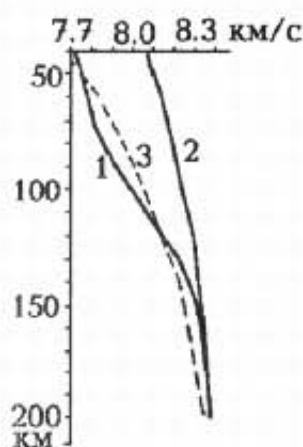


Рис. 4. Среднее распределение V_p в регионе (1), под докембрийской платформой (2) [1 и др.] и в точке solidуса пород мантии (3).

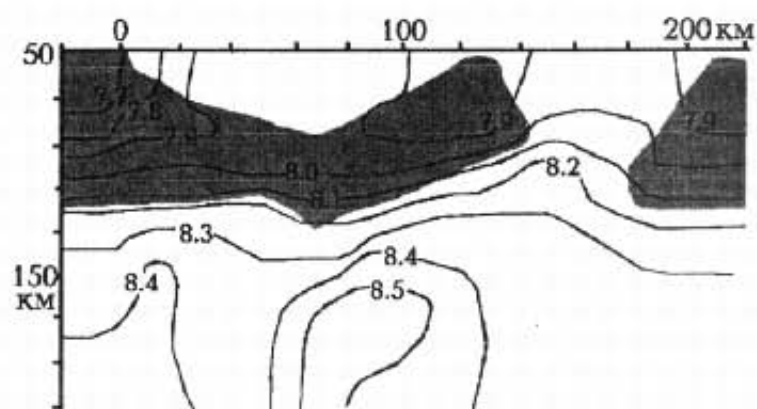


Рис. 5. Распределение V_p вдоль интерпретационного профиля. Серым показана астеносфера.

на одной глубине (рис. 5). Выделяется астеносфера, т. е. интервал глубин, где значения скоростей меньше, чем в точке солидуса.

Адвекционно-полиморфная гипотеза. Обоснование и содержание гипотезы приведено в работах [6–8, 17 и др.]. Она многократно использовалась для количественного объяснения геологической истории и физических полей в различных регионах континентов, океанов и переходных зон. Суть предполагаемых процессов вкратце сводится к следующему. В результате сравнительно длительного (в фанерозое) периода накопления тепловой энергии в верхней мантии, обусловленного радиогенной теплогенерацией, формируется астеносфера на глубинах от 220–260 до 440–480 км. Затем происходит быстрый вынос перегретого и частично расплавленного вещества в интервал глубин над астеносферой. Под активизируемым регионом перемещаются порции вещества изометричной формы диаметром около 60 км — кванты тектонического действия (КТД). На место всплывающих КТД из интервала глубин, в котором они останавливаются, опускается относительно холодное вещество. Порядок перемещений различен под геосинклиналями и рифтами. Для геосинклинального процесса характерно формирование КТД в пределах всей астеносферы, сопровождаемое перемешиванием ее вещества. Первый КТД поднимается (синхронно инициальному магматизму) в интервал глубин 160–220 км, на его место поступает вещество из-за пределов активизируемого региона. На смену ему опускается относительно холодное, понижая температуру (T) рядом с будущей геосинклиналью. Астеносфера здесь сокращается или ликвидируется, и в дальнейшем такие латеральные перетоки не происходят или ограничены. Второй КТД поднимается в интервал глубин 100–160 км, опустившееся холодное вещество существенно охлаждает астеносферу, ее кровля и подошва смещаются вверх. Третий КТД поднимается (непосредственно перед складчатостью) на 40–100 км, образующая подкоровая астеносфера обеспечивает поступление в кору мантийных выплавок, на смену которым опускаются эклогитизированные основные породы нижней и средней частей коры. Затем следует период релаксации тепловых возмущений, опускание кровли астеносферы, часто сопровождаемое дополнительными вторжениями в кору мантийных выплавок (постгеосинклинальной активизацией). Оба этапа вторжений приводят к формированию слоя частичного плавления в коре и поступлению в верхнюю часть коры и на поверхность продуктов корового магматизма.

Глубинные процессы и тепловая модель. Методика моделирования глубинных процессов в рамках адвекционно-полиморфной гипотезы существенно изменилась с момента первого ее применения на Камчатке [17]. Теперь она позволяет гораздо полнее и детальнее учесть геологические данные о развитии конкретной геосинклинали.

Схема глубинных процессов и эволюция тепловой модели на окраине СЗ плиты Тихого океана (восточнее Пк 240 на сводном интерпретационном профиле) (рис. 3) соответствует описанной в [6] и здесь дополнительно не рассматривается. Полученные глубинные T включены в общую модель. Проведено моделирование процессов в Западно-Камчатской геосинклинали (западнее Пк 0), их влияние также учтено в тепловой модели на профиле.

Построение схемы глубинных процессов на Камчатке напоминает аналогичную операцию, проведенную в Карпатах [7]: в обоих случаях необходимо рассматривать две находящиеся рядом альпийские зоны с несколько различными возрастами геосинклинальных событий. Принято, что ширина зон Западной и Восточной Камчатки примерно одинакова — около 240–250 км (т. е. кратна ширине КТД, рядом размещаются 4 кванта тектонического действия). Начало процесса на западе — 140 млн л. назад, завершение — 60 млн л. назад, на востоке 120 и 20 млн л. соответственно [9, 11, 17 и др.]. На первом этапе процесса в Западной Камчатке в латеральный тепломассоперенос вовлечены недра будущей геосинклинали Восточной Камчатки под Пк 0–120 профиля. Это обусловило существенные различия в формировании КТД в двух частях этого региона. На восточном краю профиля на развитие процесса заметно влияют события под океанической плитой.

Перемещения вещества происходили из интервалов глубин, где могли формироваться КТД (т. е. к моменту их образования существовала астеносфера), в стандартные для геосинклинального процесса интервалы глубин выше астеносферы [17]: 1) 120 млн л. назад на Пк 0–100 с глубин 330–480 км и на Пк 100–200 — с глубин 260–460 км на глубины 160–220 км. 2) 80 млн л. назад на Пк 0–100 с глубин 380–480 км и на Пк 100–170 — с глубин 180–260 км на глубины 100–160 км. 3) 20 млн л. назад на Пк 0–80 с глубин 120–190 км, на Пк 80–120 км — из интервала 120–180 км, на Пк 120–160 км — с глубин 140–180 км и на Пк 180–240 — с глубин 440–480 км на 40–100 км. Времена подъемов КТД оценены примерно, при более детальном анализе геологической истории геосинклинали они могут быть уточнены. На всех участках профиля (кроме самого восточного с тонкой корой) последний этап процесса дополнен вторжениями в кору на глубины примерно 20–40 км. В последние несколько млн лет территория Камчатки охвачена современной активизацией. В модели она была представлена выносом в кору расплава из остаточной астеносферы на Пк 20–0 и 40–80 5 и 0,5 млн л. назад [11 и др.].

Каждое перемещение вещества приводило к формированию зон аномальных температур разных знаков на разных глубинах. Они рассматривались как нестационарные трехмерные источники тепла, эффект которых рассчитывался во всем временном интервале от момента возникновения до настоящего времени. Аномальные T суммировались с фоновой температурой, существовавшей до активного процесса [17 и др.].

Результативная тепловая модель представлена на рис. 6. Очевидно, что она включает мантийную астеносферу (превышение T солидуса) 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 T более 600°C [17]. Возможно отсутствие обоих слоев частичного плавления на Пк 130–170. Вероятным кажется и существование небольшого слоя частичного плавления в низах наиболее прогретой части самой толстой коры при $T > 1050^\circ\text{C}$.

Коровая часть тепловой модели, не участвующая в построении скоростной, рассчитана в самых общих чертах, без возможной детализации [7],

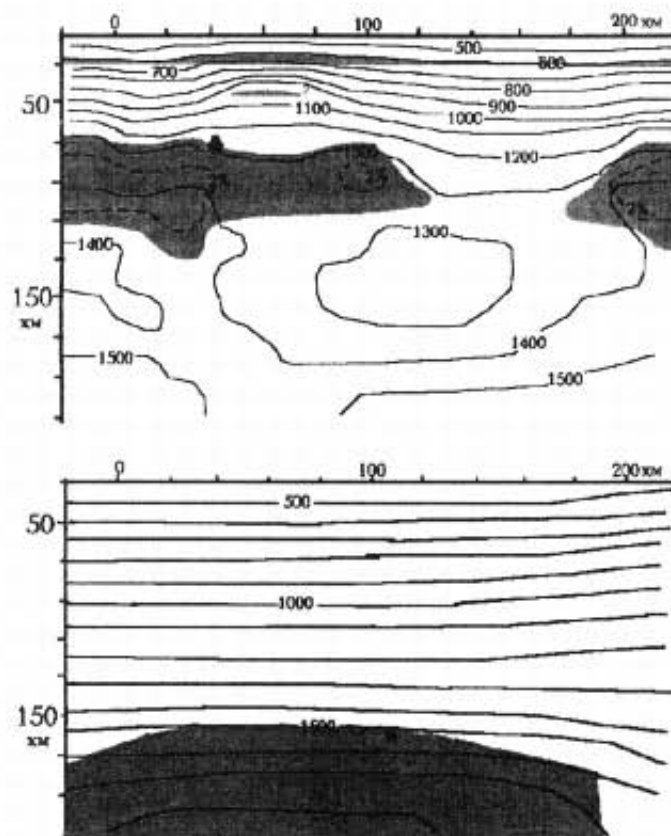


Рис. 6. Тепловая модель (изотермы в °С) вдоль профиля. Верхний рисунок — современная модель, нижний — для 100 млн л. назад. Серым показаны слои частичного плавления. Штриховая линия — граница области концентрации расплава более 2%. Черными ромбом и квадратом отмечены очаги магматизма по петрологическим данным.

отражающей довольно сложные внутрикоровые процессы, характерные для постгеосинклинальной активизации.

Контроль тепловой модели геологическими данными. Сведения о температурах и давлениях (глубинах), при которых сформировались коровые породы, в настоящее время находящиеся на поверхности [11, 17, 19], позволяют проконтролировать коровую часть тепловой модели (рис. 7).

В целом согласование достигается. Превышение экспериментально установленных T над расчетными в некоторых районах приурочено к интервалу глубин над слоем частичного плавления в коре. Высокие температуры отражают здесь прогрев ее пород вокруг вторжений магмы в верхнюю часть коры. Этот элемент процесса не рассматривался в модели. При его анализе подобные аномалии T находят объяснение [7].

По петрологическим данным [19] очаги молодого магматизма в мантии Камчатки могут располагаться на глубинах от 70 ± 10 км до 140 ± 20 км. Этот результат неплохо согласуется с современной тепловой моделью (см. рис. 6).

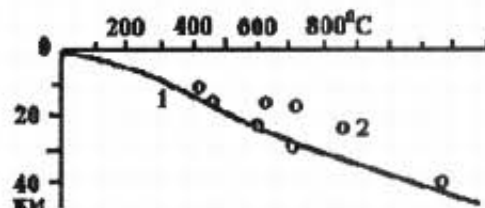


Рис. 7. Сопоставление расчетных (1) и экспериментально установленных (2) T в коре Камчатки.

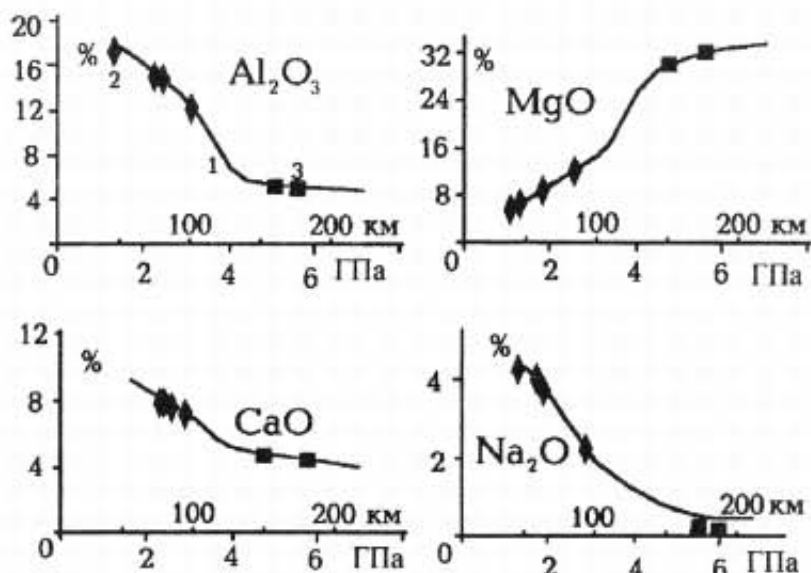


Рис. 8. Сопоставление состава выплавки на разных глубинах в мантии (1) [10] с данными о составе изверженных пород Камчатки разного возраста: 2 — по [2]; 3 — по [14, 15].

Имеющиеся сведения о составе пород мантии Камчатки и условиях их плавления позволяют допустить, что плавится лерцолит при высокой фугитивности кислорода [2 и др.]. Поэтому можно использовать экспериментальные данные о составе выплавки на разных глубинах [10] для определения глубины очага (дифференциации расплава) [7, 8]. Он располагается, как правило, у верхней кромки астеносферы, существующей в момент магматизма [7, 8]. Основную роль в определении глубин играют значения концентраций окислов алюминия и магния в магмах (рис. 8).

Результаты сопоставления указывают на глубину кровли современной астеносферы в соответствующем районе молодого магматизма 72 ± 16 км (см. рис. 8). Использованы данные о составе базальта, андезито-базальта, андезита и абсарокита по [2]. Полученная глубина согласуется с положением кровли астеносферы на профиле (см. рис. 6). Пикриты и меймечиты валагинской серии (возраст — около 100 млн л.) [14, 15] выплавились на глубине 165 ± 13 км. Данные о содержании Na_2O (0,1–0,2%) при определении глубины очага в этом случае не использовались из-за незначительности концентрации окисла. Полученный результат согласуется с глубиной кровли астеносферы соответствующего возраста (см. рис. 6).

Таким образом, петрологический контроль тепловой модели можно считать успешным. Он может быть продолжен с использованием сведений о составе изверженных пород мантийного происхождения другого возраста в других районах Камчатки.

Логичным кажется контроль тепловой модели распределением теплового потока (ТП) в регионе. Практически он мало эффективен. Величины ТП в значительной мере определяются распределением T в верхней части коры, которое связано с последними актами теплопереноса в ограниченном интервале глубин. В нашем случае контроль невозможен и из-за слабой геотермической изученности Камчатки (рис. 9).

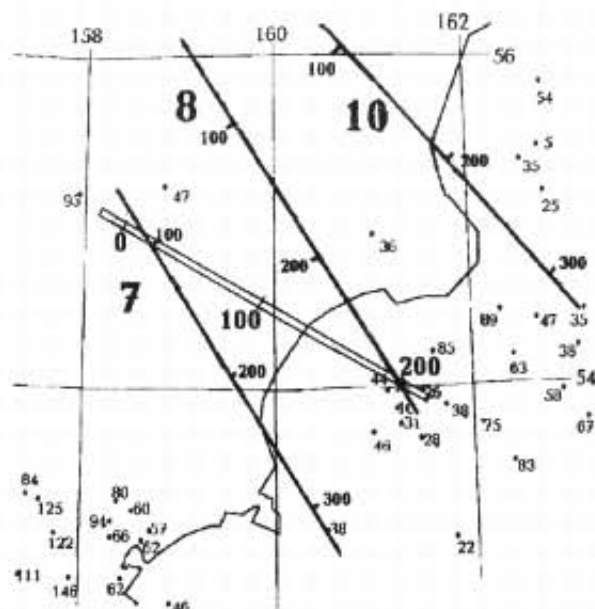


Рис. 9. Распределение ТП (в мВт/м²) в районе исследований по [16].

Расчетная скоростная модель. На основе тепловой модели (по отличиям температур на разных глубинах от фоновых под докембрийской платформой) и данным о распределении скоростей в мантии докембрийской платформы (отвечающим принятой гипотезе и лерцолитовому составу мантийных пород) вычислены значения V_p в регионе, которые и сопоставлены с экспериментально установленными. Данные об изменении V_p с температурой на разных глубинах в настоящее время неплохо исследованы. Они приведены, например, в [24]. При расчете вид $V_p = f(T)$ упрощен до линейного, что не приводит к погрешностям более 0,01 км/с. Считалось, что отличия в температуре от фоновой (под платформой) в 100 °С изменяют V_p на 0,06 км/с, при появлении расплава (превышении температуры солидуса пород мантии $T_c = 1013 + 3,914N - 0,0037N^2$, где N — глубина в км [7]) значения V_p дополнительно понижаются на 0,07 км/с на каждый % его концентрации. Количество расплава считалось увеличивающимся на 1% с ростом T на 50 °С от 1% в точке солидуса [7].

Расчетная скоростная модель вдоль интерпретационного профиля представлена на рис. 10.

Очевидны совпадающие с экспериментальной моделью и отличающиеся от нее элементы. В обобщенном виде их можно представить, сравнивая средние для каждой глубины значения V_p (рис. 11). В целом (за исключением самой верхней части разреза) расчетные скорости оказываются незначительно ниже экспериментальных.

Результаты сравнения значений V_p в каждом из описанных выше квадратов (20×20 км) на разрезе представлены на рис. 12.

Распределение различий несколько отличается от нормального, но оценка модальной величины (0,075 км/с) довольно надежна. Предлагается, что ее можно объяснить погрешностями обеих сравниваемых

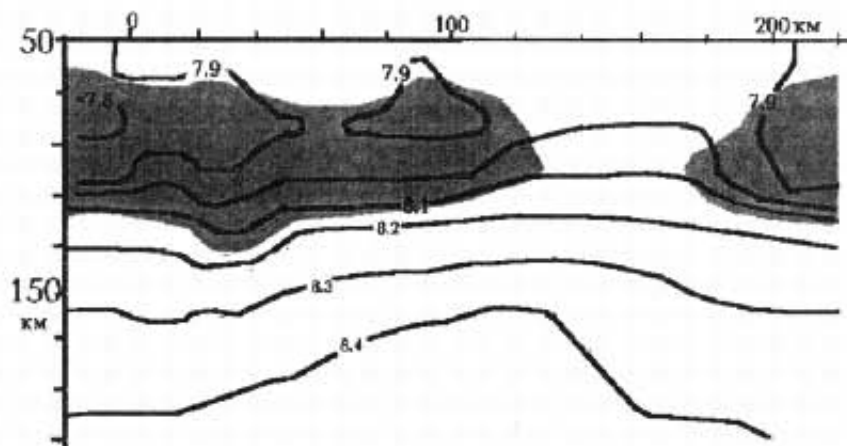


Рис. 10. Расчетная скоростная модель вдоль профиля. Серым показана астеносфера.

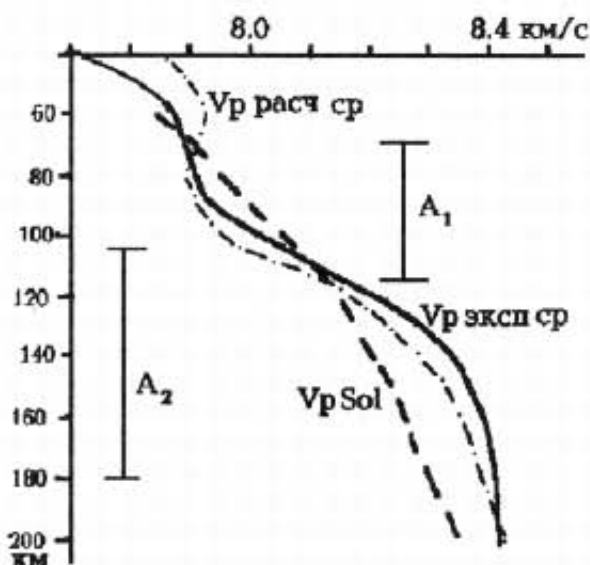


Рис. 11. Сравнение средних расчетных и экспериментальных скоростей на профиле: A_1 — астеносфера по данным сейсмологии и геотермии; A_2 — по данным геоэлектрики.

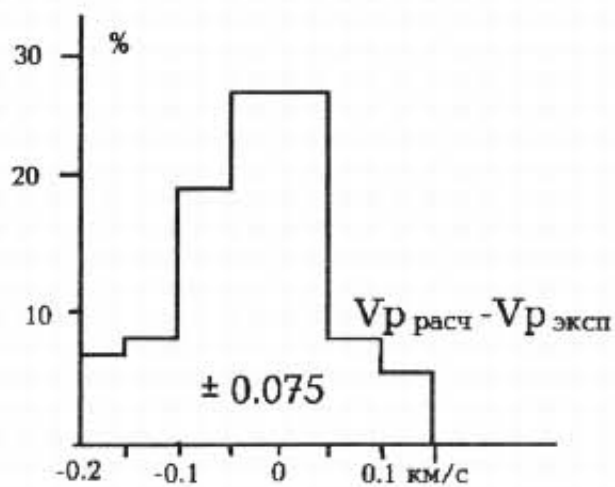


Рис. 12. Гистограмма различий расчетных и экспериментальных V_p на профиле.

величин (погрешность расчета явно не меньше 0,05 км/с). Т. о. согласование можно признать приемлемым.

Тепловая модель и сейсмичность. Тепловая модель, отражающая глубинные процессы в регионе, должна в какой-то мере отражать и такой важный параметр современного этапа этих событий как сейсмичность. Землетрясения в мантии могут быть связаны с перемещениями КТД, движением магмы, изменениями T (превышением критических напряжений термоупругими), движением блоков пород в результате изменившейся плотности, полиморфными преобразованиями вещества на подошве верхней мантии. Последнее перемещение КТД по принятой схеме процесса произошло 0,5 млн л. назад, движение магмы ею прогнозируется в общем виде, без конкретизации места и времени. Полиморфные преобразования происходят в интервале глубин за пределами рассмотренных моделей. Можно рассмотреть термоупругие напряжения и изменения плотности.

Для сравнения с этими параметрами расположение гипоцентров землетрясений в мантии под профилями 7, 8, 10 представлены по уже использованной выше схеме: определено среднее количество гипоцентров в квадратах 20×20 км в разрезе под интерпретационным профилем, по этим данным проведены изолинии концентраций гипоцентров, представленные на рис. 13.

Сравнение с полученной картиной данных об изменениях T на разных глубинах в мантии, возникших в последние сотни тыс. лет, показало отсутствие видимой связи между максимальной концентрацией гипоцентров и максимальными изменениями T . Вероятно, термоупругие напряжения не играют заметной роли в очень интенсивной сейсмичности Восточной Камчатки и Кроноцкого залива. И в других регионах современной активизации ими удавалось объяснить только существование зон с незначительной концентрацией событий [7 и др.].

Изменения плотности, возникшие в ходе активных глубинных процессов в мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива, были рассчитаны по аномальным температурам. Считалось [7, 24 и др.], что плотность изменяется на $0,013 \text{ г/см}^3$ при изменении T на 100°C , 1% расплава разуплотняет

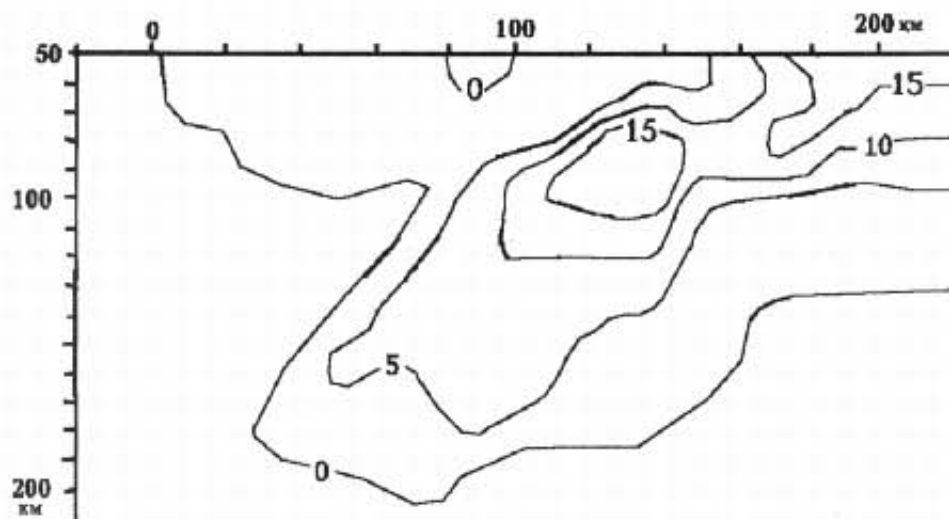


Рис. 13. Распределение концентрации гипоцентров землетрясений в мантии под профилем.

породу на $0,003 \text{ г/см}^3$. На каждой глубине была рассчитана средняя плотность и определены отличия от нее, представленные на рис. 14.

Можно говорить о качественном сходстве распределений двух параметров. Сравнительно плотный наклонный блок пород может создавать сейсмогенерирующие напряжения. Но для более достоверного заключения необходим количественный анализ ситуации.

Рассмотренные плотностные аномалии показывают, что в регионе эффективен был бы контроль принятой схемы глубинных процессов величиной мантийной гравитационной аномалии [8, 17 и др.]. Но для ее вычисления необходим скоростной разрез коры по ГСЗ непосредственно в изучаемом районе. Такой профиль есть только в южной части полуострова [1, 17].

Тепловая модель и данные геоэлектрики. В различных публикациях приводятся несколько различающиеся интервалы глубин, в которых располагается проводящий (с удельным электрическим сопротивлением ρ менее $100 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) слой в мантии под Восточной Камчаткой и Кроноцким заливом [12, 17 и др.]: от $40\text{--}150$ до $110\text{--}180$ км. Такая неопределенность вполне объясняется сложными условиями выделения объекта под изменчивыми по ρ и весьма значительными по суммарной продольной проводимости (S) коровыми проводящими зонами.

Сопоставление тепловой и скоростной моделей с геоэлектрической обнаруживает их существенное рассогласование. Коровые части качественно близки. Мантийные — нет. Различия в глубине подошвы проводника не принципиальны. Ведь в геоэлектрике наиболее надежно определяемые параметры — глубина кровли объекта и значение суммарной продольной проводимости. Но S по геоэлектрической модели составляет $8500\text{--}9000 \text{ См}$, а по тепловой и сейсмологической — $1500\text{--}2000 \text{ См}$. Оценка S астеносферы в тепловой и сейсмологической моделях проведена для практически сухих условий плавления и средней концентрации расплава около 2% . Для достижения величины ρ в проводнике $5\text{--}10 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ в этом случае необходима его концентрация 12% , что отвечает аномалии скорости около 1 км/с . Подобная аномалия представляется нереальной в значительном интервале глубин.

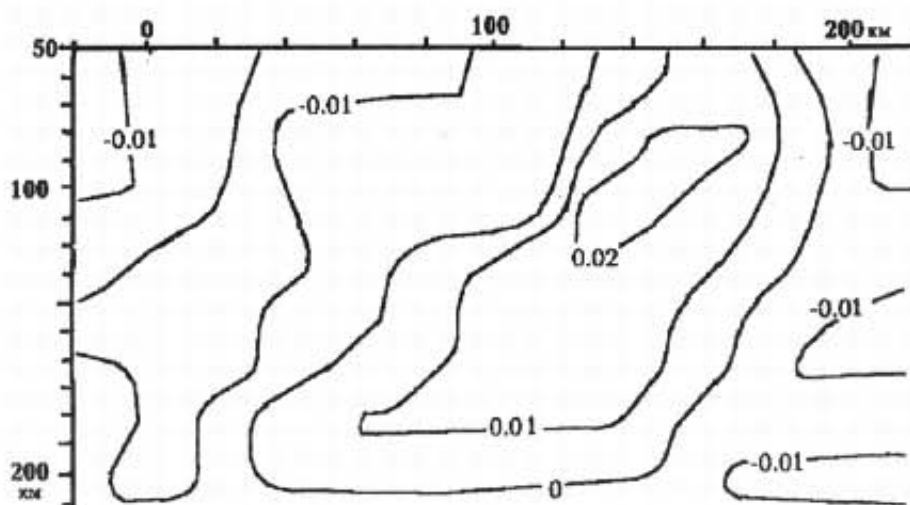


Рис. 14. Аномальные плотности пород мантии (г/см^3) под профилем.

Сегрегация расплава и вынос его вверх (соответственно — обеднение концентрации в слое) происходят при 3–5%.

Оценка B может измениться только в случае большого содержания флюидов в мантийном расплаве. Имеющиеся оценки этого параметра для молодых изверженных пород Камчатки [2, 19 и др.] не выходят за рамки, в пределах которых влияние флюида на ρ астеносферы незначительно [5, 8].

Таким образом, согласовать тепловую и сейсмологическую модели мантии с геоэлектрической не удается.

Заключение. Поставленная перед работой задача решена. Удалось на количественном уровне (в рамках реальных погрешностей расчетов) объяснить распределение скорости продольных сейсмических волн в мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива глубинным процессом, происходящим по адвекционно-полиморфной схеме. Расположение области повышенных значений V_p в скоростном разрезе региона (см. рис. 5) не позволяет связать ее с погружающейся в зоне субдукции океанической плитой. В соответствии с представлениями гипотезы тектоники литосферных плит этот объект (и сопровождающие его гипоцентры землетрясений) должен находиться примерно на 50 км восточнее, за осью Курило-Камчатского желоба.

1. Аносов Г. И., Биккенина С. К., Попов А. А., Сергеев К. Ф., Утнасин В. К., Федорченко В. И. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. — М.: Наука. — 1978. — 130 с.

2. Волюнец О. Н., Мелекесцев И. В., Пономарева В. В. и др. Харчинский и Заречный вулканы — уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. — 1999. — 1. — С. 31–45.

3. Гонтовая Л. И., Левина В. И., Санина И. А., Сенюков С. Л., Степанова М. Ю. Скоростные неоднородности литосферы под Камчаткой // Вулканология и сейсмология. — 2003. — 4. — С. 56–64.

4. Гонтовая Л. И., Низкоус И. В. Сейсмическая неоднородность литосферы в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Мат-лы ежегодной конф., посвящ. дню вулканолога, г. Петр-Камч. — 2005. — С. 175–183.

5. Гордиенко В. В. Природа коровых и мантийных проводников // Геофиз. журнал. — 2001. — 1. — С. 29–39.

6. Гордиенко В. В. Адвекционно-полиморфный процесс в тектоносфере переходной зоны тихоокеанского типа // Геофиз. журнал. — 2001. — 6. — С. 21–39.

7. Гордиенко В. В., Усенко О. В. Глубинные процессы в тектоносфере Украины. — К.: ИГФ НАНУ. — 2003. — 147 с.

8. Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В., Ковачикова С., Логвинов И. М., Тарасов В. Н., Усенко О. В. Украинский щит (геофизика, глубинные процессы). — К.: Корвін пресс. — 2005. — 210 с.

9. Горячев А. Е. Основные закономерности тектонического развития Курило-Камчатской зоны. — М.: Наука. — 1966. — 235 с.

10. Кадик А. А., Луканин О. А., Портнягин А. Л. Магмообразование при восходящем движении мантийного вещества: температурный режим и состав расплавов, образующихся при адиабатической декомпрессии ультрабазитов мантии // Геохимия. — 1990. — 9. — С. 1263–1276.

11. Мараханов В. И., Потаньев С. В. Структурное районирование Камчатской тектонической области. — М.: Наука. — 1981. — 88 с.

12. Мороз Ю. Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. — М.: Наука. — 1991. — 182 с.
13. Низкоус И. В., Кисслинг Э., Санина И. А., Гонтовая Л. И. Скоростные свойства литосферы переходной зоны океан — континент в районе Камчатки по данным сейсмической томографии // Физика Земли. — 2006. — 4. — С. 18–29.
14. Расс И. Т., Фрих-Хар Д. И. О находке карбонатитов в верхнемеловых ультраосновных вулканитах Камчатки // Докл. АН СССР. — 1987. — С. 182–186.
15. Селиверстов В. А., Цикунов А. Г. Меймечиты северной части Валагинского хребта // Докл. АН СССР. — 1974. — С. 424–427.
16. Смирнов Я. Б., Сугробов В. М., Яновский Ф. А. Земной тепловой поток Камчатки // Вулканология и сейсмология. — 1991. — С. 41–65.
17. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. — Владивосток: ДВО РАН. — 1992. — 238 с.
18. Федотов С. А., Гусев А. А., Чернышева Г. В., Шумилина Л. С. Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. — 1985. — С. 91–107.
19. Фролова Т. И., Перчук Л. Л., Бурикова И. А. Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. — М.: Недра. — 1989. — 260 с.
20. Evans J. R., Eberhart-Phillips D., Thurber C. H. User's manual for SIMULPS12 for imaging Vp and Vp/Vs: A derivative of the "Thurber" tomographic inversion SIMUL3 for local earthquakes and explosions // Open-file Report 94–431. — U.S. Geological Survey, 1994. — P. 101.
21. Gorbatov A., Dominguez J., Suarez G., Kostoglodov V., Zhao D. and Gordeev E. Tomographic imaging of the P-wave velocity structure beneath the Kamchatka peninsula // Geophys. J. Int. — 1999. — V. 137. — P. 269–279.
22. Kissling E., Ellsworth W. L., Ederhart-Phillips D., Kradolfer U. Initial reference models in local earthquake tomography // JGR. — 1994. — V. 99. — P. 19 635–19 646.
23. Levin V., Park J., Brandon M., Lees J., Peyton V., Gordeev E., Ozerov A. Crust and upper mantle of Kamchatka from teleseismic receiver functions // Tectonophysics. — 2002. — V. 358. — P. 233–265.
24. Sobolev S., Zeyen H., Stoll G. et al. Upper mantle temperatures from teleseismic tomography of French Massif Central // Earth Planet. Sci. Lett. — 1996. — 139. — P. 147–163.
25. Thurber C. H. Earthquake locations and three-dimensional crustal velocity structure in the Coyote lake area, central California // JGR. — 1983. — V. 88. — P. 8226–8236.
26. Thurber C. H., Eberhart-Phillips D. Local earthquake tomography with flexible gridding // Comput. Geosci. — 1999. — 25. — P. 809–818.

Розглянуто схему альпійських і сучасних глибинних процесів у корі та верхній мантиї Східної Камчатки й Кроноцької затоки з використанням уявлень адвекційно-поліморфної гіпотези. Їхні наслідки узгоджуються із швидкісною моделлю мантиї та складом магматичних порід.

The circuit of the alpine and recent deep processes in the crust and the upper mantle of East Kamchatka and Cronotsky gulf is considered with use of ideas of advection-polymorphic hypothesis. Consequences of the processes are coordinated with velocity model of the mantle and composition of magmatic rocks.