

УДК 550.34+550.834

СЕЙСМИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Л.И. Гонтовая¹, М.А. Степанова², И.В. Низкоус³

¹ *Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, 683006, Россия*

² *Объединенный Институт Физики Земли РАН, г. Москва, 123810, Россия*

³ *Институт геодинамики геосферы РАН, г. Москва, 119334, Россия.*

Приводятся результаты изучения скоростной структуры литосферы под Восточной Камчаткой по данным сейсмологических наблюдений. Методом сейсмической томографии (последовательного вычитания выделенных аномалий) по временам прихода Р и S волн построены трехмерные модели аномалий скорости V_p и V_s . Показано распределение в литосфере наиболее контрастных региональных скоростных неоднородностей и приуроченность землетрясений к высокоградиентным зонам.

Введение. В настоящее время все большее внимание исследователей привлекает проблема изучения глубинного строения тектоносферы в зонах перехода океан – континент. В первую очередь это связано с тем, что именно в этих зонах согласно положениям Новой глобальной тектоники происходит пододвигание океанической плиты под окраины континента.

Индикатором этого глобального процесса является сейсмофокальная зона (СФЗ). Представления о глубинной структуре Камчатки, основанные на тектонике литосферных плит, изложены в многочисленных работах. С позиций их авторов Камчатка представляет собой сложное соединение различных террейнов в результате закрытия древних океанических бассейнов. Предполагается трехкратное перемещение в сторону океана СФЗ. Таким работам «крайнего мобилизма» противостоят тектонические концепции, основанные на учении о геосинклиналях. Согласно им развитие континентальной окраины и сопряженных структур обусловлено последовательной сменой тектонических режимов. Таким образом на данный момент не существует стройной геодинамической концепции, которая хорошо бы согласовывалась с известными геолого-геофизическими данными [7]. В связи с этим большое значение приобретает задача изучения глубинной структуры региона в частности методами структурной сейсмологии.

Обзор данных о скоростном строении. При изучении скоростной структуры земной коры и верхней мантии Камчатки по сейсмологическим данным использовались в основном два подхода. Первый состоит в уточнении модели среды на основании наблюдаемых отклонений времен пробега волн от землетрясений относительно стандартного годографа [3,5,9,19 и др.]. Второй основан на использовании разности времен пробега от источников до станции для групп близко расположенных событий [1,4,13,17,24 и др.]. Несмотря на некоторую разноречивость полученных результатов, можно выделить основные региональные особенности, полученные практически всеми авторами. Наиболее значительные изменения скорости наблюдаются вкрест простираения структур переходной зоны: высокие скорости приурочены к СФЗ, низкие - к континентальному блоку (мантийному клину). Выявлено сложное скоростное строение фокальной зоны; наиболее контрастное и сложное распределение неоднородностей отмечено в районе полуостровов и подводных хребтов, продолжающих полуострова, здесь значения аномалий скорости Р-волн достигают 10-15%. К этим зонам приурочены наиболее активные в тектоническом отношении участки мантии. Скоростная неоднородность фокальной зоны не выявлена только в работе [18]. Представляется, что расхождение результатов может быть обусловлено выбором исходной модели с априори заданным высокоскоростным включением (плитой) и диапазоном использованных невязок (для Р – волн они составляли ± 1.0 сек, для S - ± 1.5 сек).

Широко используемый в настоящее время в различных модификациях метод сейсмотомографии позволяет восстановить скоростную структуру на основе анализа временных невязок, содержащих в себе информацию об аномалиях скоростей на всем пути волны источник – приемник, т.е.

$$dt = \sum_k dt_{mk}, \quad dt_{mk} = \frac{l_{mk}}{(v_{0k} + dv_k)} - \frac{l_{mk}}{v_{0k}} \cong -\frac{l_{mk} dv_k}{v_{0k}^2},$$

l_{mk} - путь m -го луча в k -м блоке, v_{0k} - средняя скорость в слое, в котором расположен k -й блок, dv_k - аномалия скорости в k -м блоке.

Объединяя данные по всем лучам, приходим к системе линейных уравнений

$$AdV = dT \quad (1)$$

где A матрица с элементами $a_{km} = -\frac{l_{mk}}{v_{0k}^2}$, dT - вектор невязок., dV - вектор аномалий скорости в блоках.

Как правило, это система с большим числом неизвестных и плохо обусловлена. Требования корректности решения подобных систем привели к созданию устойчивых методов решения, обзор которых приведен в работах [6,15]. В данной статье представлены результаты восстановления скоростной структуры методом последовательного вычитания выделенных аномалий (ПВВА). Впервые он был применен для телесейсмических данных [10] и затем адаптирован к условиям, когда источники расположены в исследуемом объеме среды [15]. Показано, что метод ПВВА имеет ряд преимуществ в условиях контрастных сред [25].

Методика анализа. В качестве исходной информации использован региональный каталог камчатских землетрясений, зарегистрированных сетью сейсмологических станций Камчатки за период 1985-1999 гг. Из каталога были выбраны события по следующим критериям: энергетический класс событий $K_s \geq 8.5$ ($M \geq 3.1$); землетрясения имеют четкое вступление P и S волн (IP, IS) по крайней мере на 7 станциях; азимутальный охват лучей составляет не менее 180 градусов; точность определения координат гипоцентров по горизонтали ± 7 км, по вертикали ± 9 км. Исходя из геометрии расположения очагов землетрясений и сейсмологических станций, область исследований представляет собой объем земной коры и верхней мантии до глубины 120 км, площадью 700x800 км. Всего по принятым критериям было отобрано 347 событий. Расположение станций и эпицентров показано на рис.1а, распределение событий по глубине - на рис.1б. Для построения трехмерной модели среды были использованы первые вступления P и S волн со значениями невязок для P -волн в диапазоне ± 2.1 сек, для S -волн - ± 3.6 сек. Число сейсмических лучей, просвечивающих объем среды от выбранных событий до станций, составил для P -волн 3794, для S -волн - 3100. В качестве исходной принята горизонтально-слоистая модель [9], на основе которой выполняется расчет гипоцентрии в камчатском каталоге (рис.1с, кривая а).

Для получения трехмерной скоростной модели объем среды разбит на слои: 0-20 км, 20-35 км, 35-60 км, 60-90 км, 90-120 км, - со средними скоростями 5.5 км/с, 6.7 км/с, 7.4 км/с, 7.8 км/с, 8.0 км/с в каждом слое соответственно. Отношение V_p/V_s

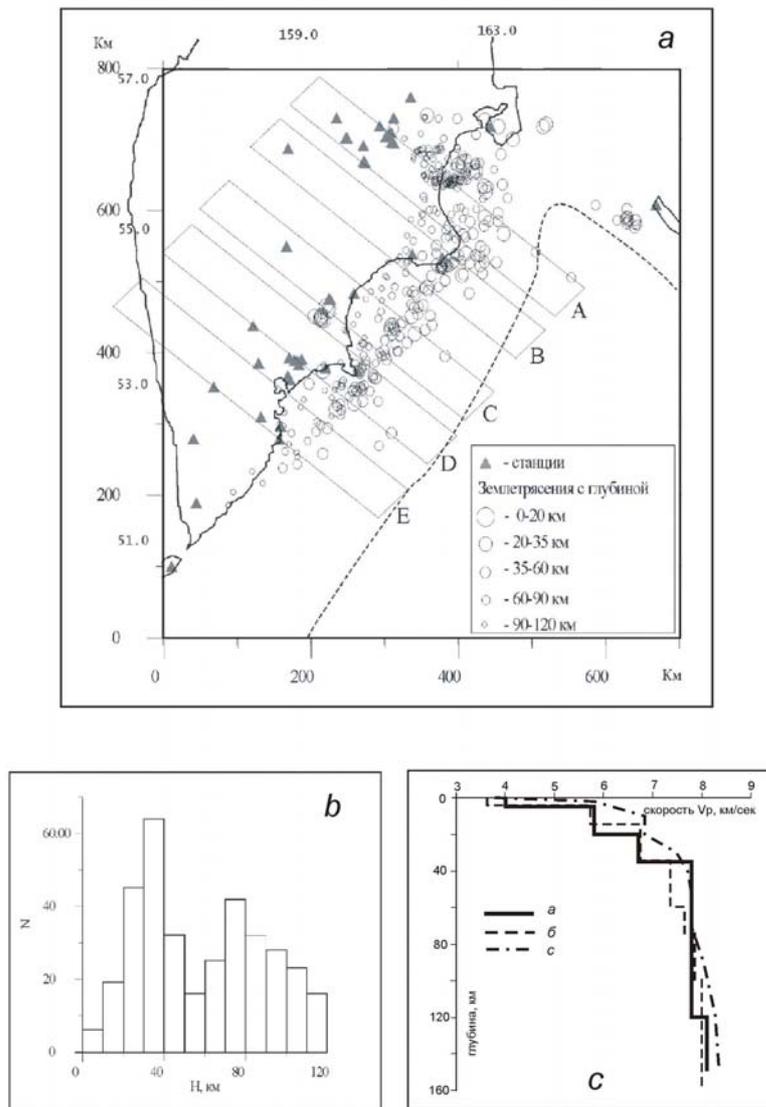


Рис.1. Расположение станций и эпицентров землетрясений, использованных для построения трехмерной скоростной модели (а); график распределения землетрясений по глубине (б); одномерные скоростные модели (с): приведенные в [9] (а), [18] (б), [22] (с).

Контурные А – Е соответствуют сейсмическим профилям, построенным вкостр фокальной зоны.

принято равным 1.73 согласно [9]. Горизонтальные размеры элементарной ячейки, в которой восстанавливается значение невязки скорости Р и S волн, составляют 50 км×50 км (размер по вертикали соответствует мощности слоя). Траектории сейсмических лучей рассчитывались по пакету программ SEIS83 [12]. Для оценки надежности восстановления скоростной структуры рассчитано разрешение для использованной сети лучей и выбранной параметризации среды. Из приведенных схем разрешения для Р волн видно, что оно достаточно высокое (рис.2). Наилучшие параметры разрешения обеспечены в нижней коре (20-35 км) и верхней мантии (35-90 км). Глубже разрешение резко падает, и в слое 90-120 км оценки скоростных параметров ненадежны. Данные о разрешении для S волн аналогичны.

Результаты расчета. При решении задачи процесс восстановления скоростной структуры был завершен, когда аномалии скорости в ячейках практически не привносили

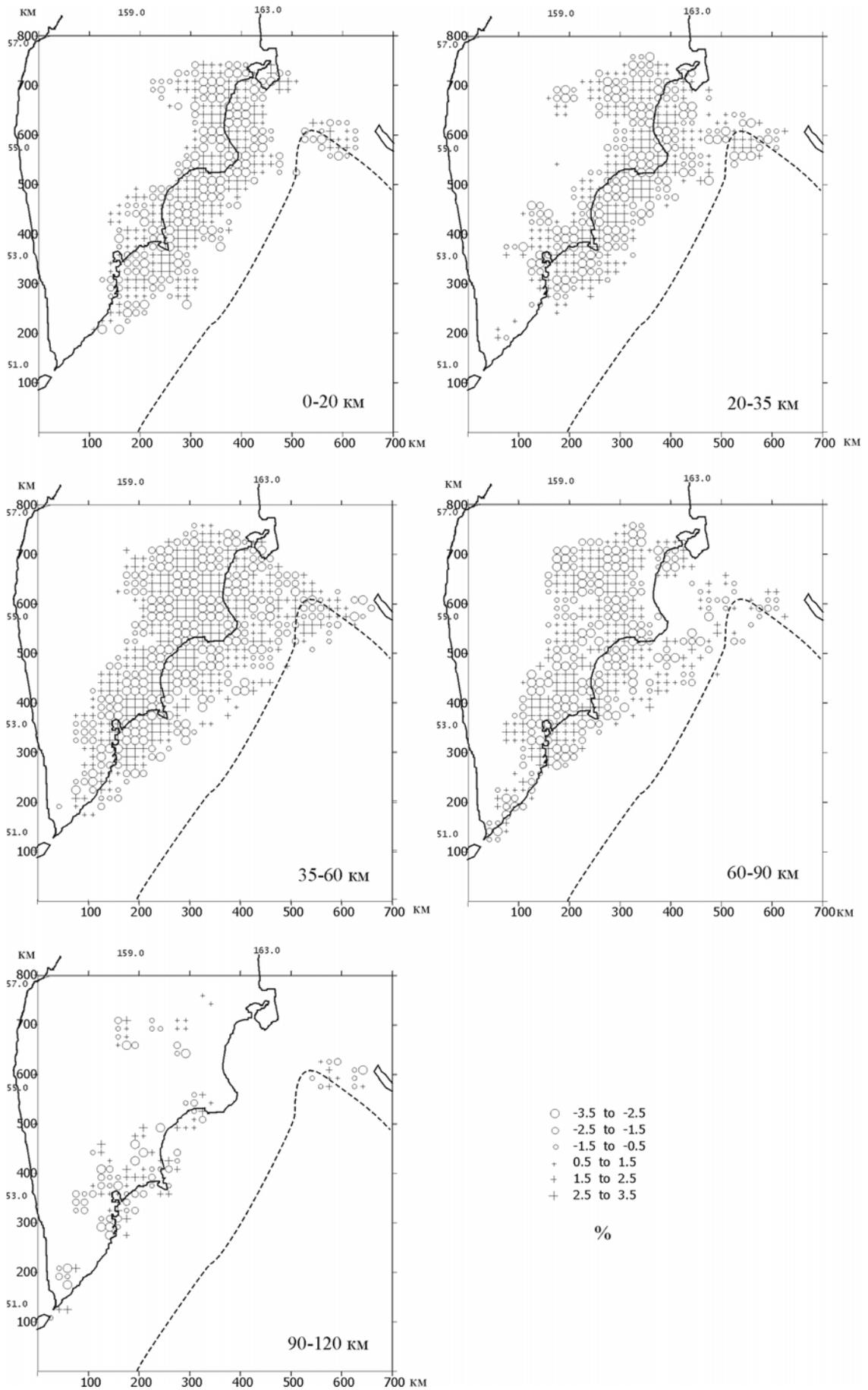


Рис.2. Результат теста на разрешение (в %) в слоях литосферы

изменений в общую картину скоростного строения. В результате значение среднеквадратичной невязки уменьшилось для Р-волн с 0.626 до 0.5; для S-волн – с 1.12 до 0.85 (рис.3). Параллельно с методом ПБВА был использован и метод LSQR [23], который в настоящее время наиболее распространен в зарубежных работах; здесь процесс счета был остановлен, когда среднеквадратичная невязка более не уменьшалась. Ее значение изменилось для Р волн с 0.626 до 0.53; для S – с 1.12 до 0.92. Таким образом, в первом случае дисперсия упала на 20% для невязок Р– волн и на 24% для невязок S- волн, во втором случае - 16% и 18% соответственно. Это свидетельствует в пользу того, что метод ПБВА более эффективен в данном районе. Для того, чтобы увеличить количество значений аномалий скорости в каждой ячейке (50×50 км) и точнее выполнить осреднение полей невязок в слоях по площади, расчетная сетка перемещалась на два интервала (по 16.66 км) вправо и вверх; для каждого перемещения процедура вычислений повторялась. В результате количество значений в каждом элементарном блоке увеличилось в 9 раз.

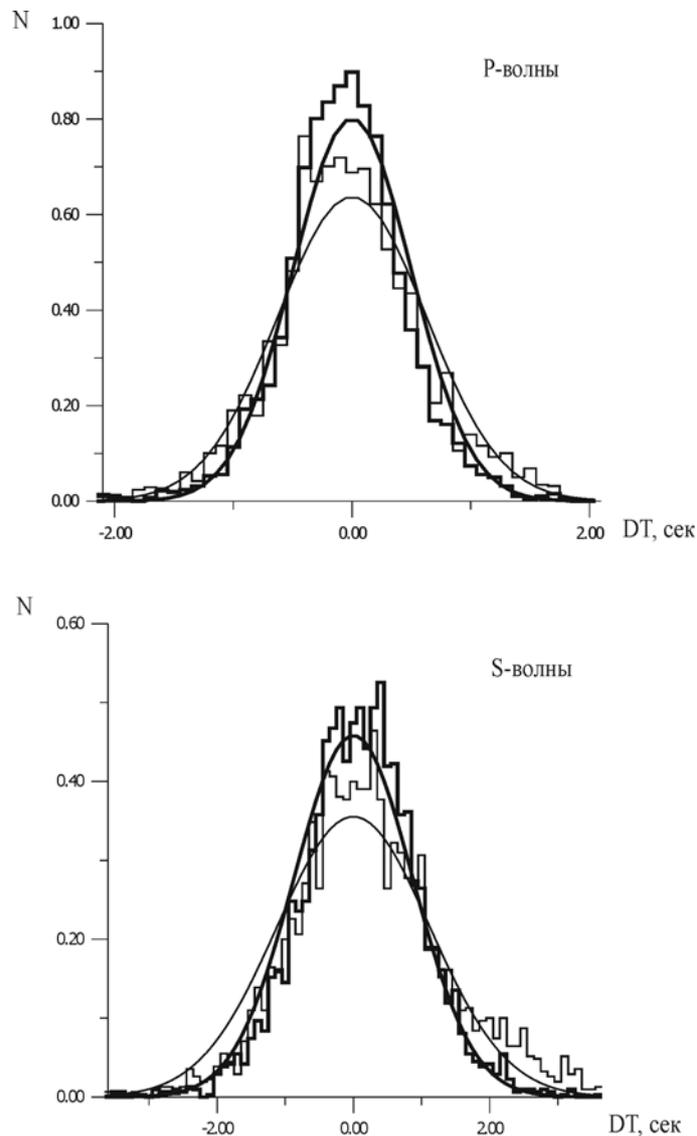


Рис.3. Гистограмма невязок для Р и S волн. До инверсии – тонкая линия, после инверсии – утолщенная

На рис.4 приведены карты аномалий скорости в нижней коре и слоях верхней мантии 35-60 и 60-90 км как наиболее информативные. *Верхняя кора* представляется наиболее однородной по сравнению с другими слоями и практически не содержит значимых контрастов

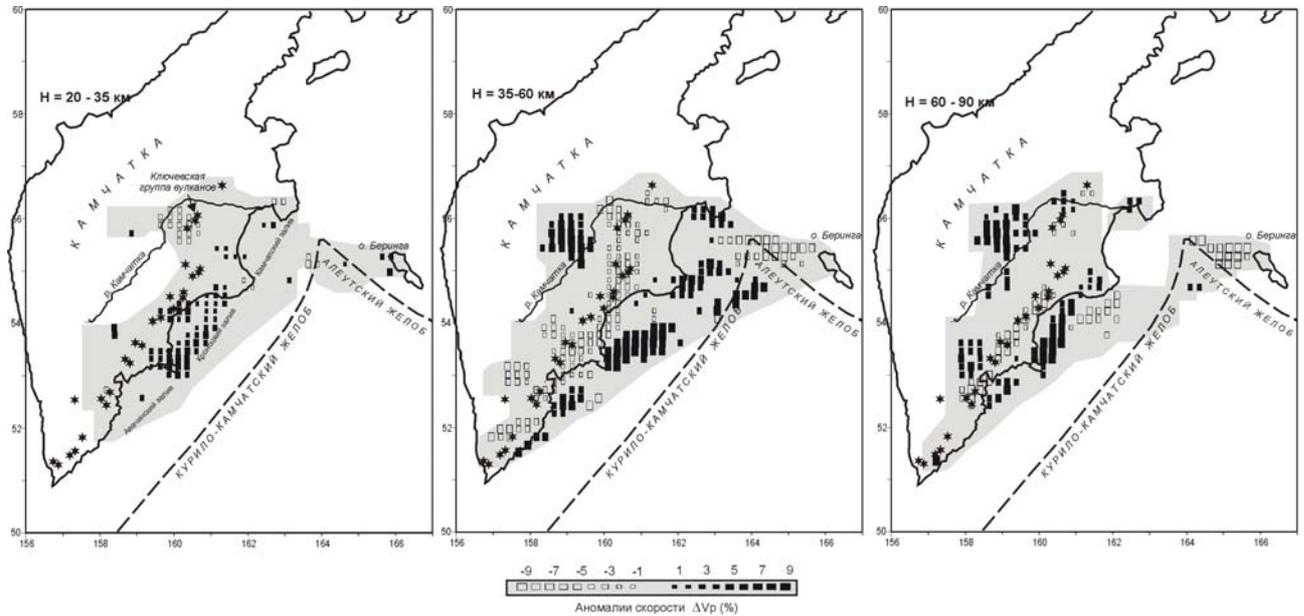


Рис.4. Карты скоростных аномалий в слоях нижней коры (20-35 км) и верхней мантии (35-60 и 60-90 км)

скорости за исключением незначительной положительной аномалии ΔV_p (3-5%) и ΔV_s (1-3%) в районе Карымского вулкана и к западу от Ключевского вулкана. В *слое 20-35 км* выделяется положительная аномалия интенсивностью 1-5% в Кроноцком заливе, захватывая побережье в районе Шипунского и Кроноцкого полуостровов и район Карымского вулкана. По поперечным волнам положительная аномалия прослеживается и в Авачинском заливе (1-5%). Отрицательная аномалия (3-5%) выделяется под Ключевской группой вулканов. В *слое 35-60 км* (верхняя мантия) под заливами выделяются положительные аномалии, наиболее интенсивны они под Кроноцким заливом – 5-12%. В районе Авачинского залива и южной части Камчатского значения аномалий составляют 5-9%. Положительная аномалия наблюдается под Центрально-Камчатской депрессией (5-9%). Четко выраженный пояс отрицательной аномалии прослеживают вдоль современного вулканического пояса (3-7% по P-волнам, 3-9% по S), а также северо-западнее современного вулканического пояса – в областях плиоценового вулканизма. В *слое 60-90 км* структура аномалий в целом совпадает со скоростной структурой вышележащего слоя верхней мантии. Аномалия в Кроноцком заливе изменила направление простираения, а также появляется отрицательная аномалия на продолжении Кроноцкого полуострова - под подводным хребтом (3-7% по P-волнам, 3-9% по S-волнам). Отрицательные аномалии приурочены к современному вулканическому поясу и отсутствуют под областями плиоценового вулканизма. *Слой 90-120 км* имеет низкое разрешение: Можно только от-

метить, что положительные аномалии в районе Кроноцкого залива и Центрально-Камчатской депрессии прослеживаются и в этом слое.

Построены вертикальные разрезы вкост фокальной зоны и вдоль нее по плоскости ее падения под континент (плоскость ориентирована по уровню максимальной сейсмичности) (рис.5 и 6). Ширина полосы, с которой были снесены на плоскость сечения значения аномалий скорости – 60 км. По направлению простираия СФЗ уверенно выделяются три области с повышенными значениями скорости: под Авачинским заливом (профиль Е), Кроноцким заливом (профиль С) и южной частью Камчатского залива (профиль А). В слое 60-90 км аномалия под Камчатским заливом смещается к западу под Кроноцкий полуостров. Наиболее высокая интенсивность аномалии - под Кроноцким заливом. Скоростные разрезы иллюстрируют изменение конфигурации глубинных низкоскоростных неоднородностей вдоль вулканического пояса (рис.6). В Южной части полуострова – разрезы D и E через Авачинско-Корякскую и Мутновскую группы вулканов – более интенсивны отрицательные аномалии на глубине верхней мантии 60-90 км. На разрезе С через Карымский вулкан «классически» проявилась связь сейсмичности с областью разуплотнения мантии. На разрезе выделена высокоскоростная неоднородность в верхней коре под вулканом и наиболее контрастная в изученной области граница между океаническим и континентальным блоками верхней мантии. Севернее, в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг (разрезы А и В), центр тяжести низкоскоростной аномалии под Центрально-Камчатским вулканическим поясом расположен на меньших глубинах - в слое 35-60км. Из сопоставления скоростной структуры с плотностью сейсмичности очевидно, что землетрясения группируются в наиболее высокоградиентных зонах – границах раздела высоких и относительно пониженных значений скорости. Вдоль разрезов приведены кривые аномалий поля силы тяжести - в редукции Буге и изостатическая. Первая – региональная составляющая – выражена резким возрастанием аномалии по направлению к восточным полуостровам [8]. Вторая - изостатическая

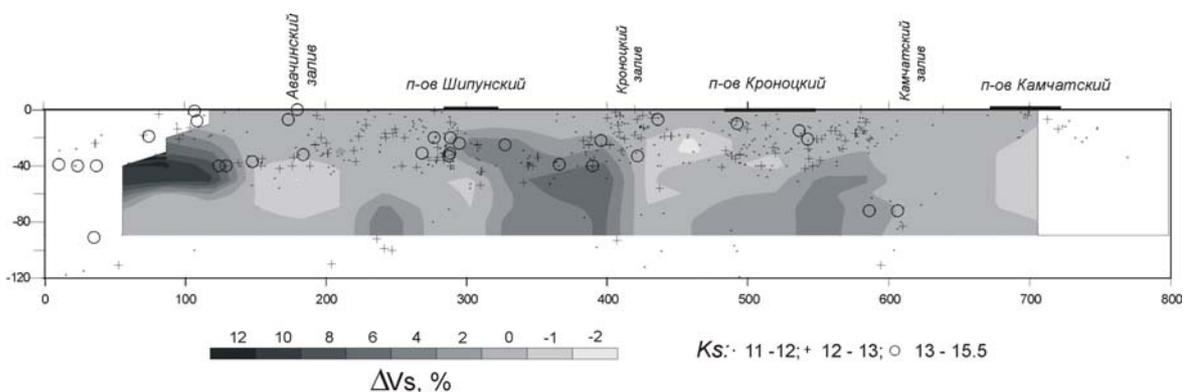


Рис.5. Аномалии скорости S волн в области фокальной зоны. Профиль ориентирован вдоль фокальной зоны, плоскость сечения соответствует максимальному уровню сейсмичности

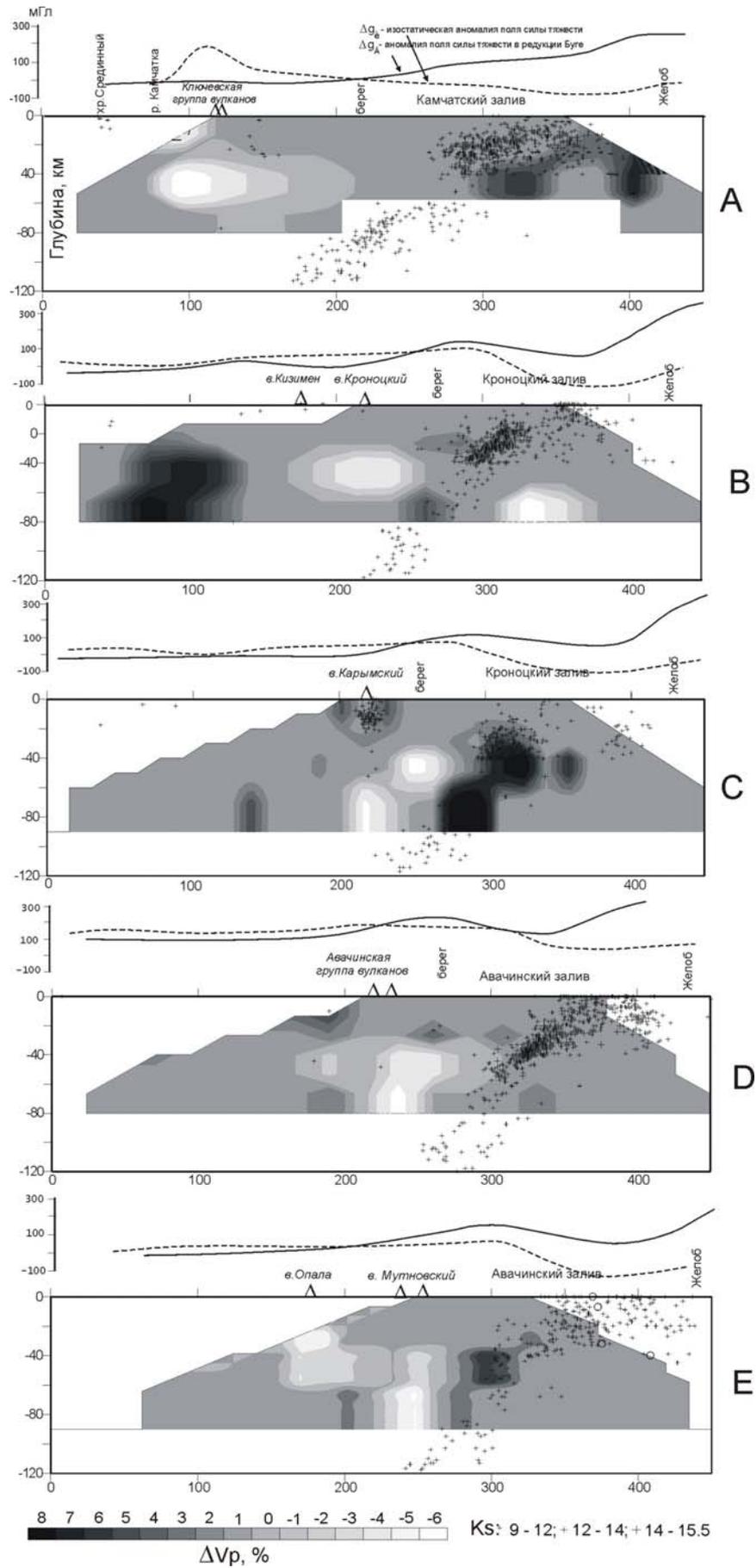


Рис.6. Аномалии скорости Р волн вдоль профилей А-Е, ориентированных вкост фокальной зоны (положение профилей показано на рис.1)

аномалия – также является региональной и вероятно связана с плотностными неоднородностями на глубине 200-300 км. Положительная аномалия свидетельствует о том, что под разуплотненной верхней мантией находятся аномально плотные массы, отрицательная – на разуплотненные массы под верхней мантией материкового склона.

Заключение. Таким образом, полученные в настоящее время результаты с теми или иными подходами и ограничениями дают самые общие представления о глубинной скоростной структуре и оставляют открытыми целый ряд вопросов, имеющих принципиальное значение. Они касаются прежде всего установлению степени сейсмической неоднородности фокальной зоны по вертикали и латерали, физической сущности сейсмических границ в литосфере, их морфологии в области стыка островных дуг, глубины астеносферы и ряда других. В этой связи представляется весьма перспективным при интерпретации сейсмологической информации использование методов высокоточной сейсмотомографии. На основе разработанного и реализованного в пакете программ VELEST алгоритма [20, 21] была рассчитана одномерная скоростная модель под Восточной Камчаткой (рис.1с) [22]. Преимуществом данного подхода является одновременное с изменением модели переопределение гипоцентрии, которое выполняется на каждой итерации и позволяет комплексно подходить к проблеме построения новой модели. Использование при этом станционных поправок дает возможность скорректировать результат расчета скорости для верхних слоев. Здесь в силу специфики геометрии сейсмических лучей вдоль пути источник-приемник, они формируют конус под станцией, что приводит к ситуации, когда информация об остальных частях модели практически отсутствует. По данной программе с различными исходными скоростными функциями (см. рис.1b,c) и с учетом станционных поправок были переопределены гипоцентры (347), использованные в методе ПВВА. Показано, что координаты этих землетрясений, наиболее качественных с точки зрения динамических и кинематических характеристик их записи, не претерпели значимых для данной задачи изменений (в среднем $\pm 2-3$ км). В то же время из примера пересчета массива гипоцентров, взятых с глубины 40 км, очевидно, что координаты могут претерпеть значительные изменения - до 10 и более км. Задачей дальнейших исследований, базирующихся на использовании метода высокоточной томографии, предполагается значительно улучшить разрешенность и глубинность восстановления трехмерной скоростной структуры Камчатки по Р и S волнам, а также использовать полученные результаты для их учета при интерпретации телесеismicких данных.

Список литературы

1. Болдырев С.А. О схеме распределения скорости упругих волн в области смыкания Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // Докл. АН СССР. 1974. Т.215. № 2. С.331-333.

2. Болдырев С.А. Геодинамика активных окраин океана в свете экспериментальных сейсмологических данных // Сравнительная тектоника континентов и океанов. М. 1987. С.116-126.
3. Болдырев С.А., Кац С.А., Пономарев С.Ф. Алгоритмы и методика получения трехмерных скоростных неоднородностей по кинематическим невязкам на примере Охотоморского блока мантии // Применение численных методов в исследовании литосферы. Новосибирск. 1982. С.29-42.
4. Болдырев С.А., Пивоварова Н.Б., Славина Л.Б. Трехмерное поле скорости и анизотропия зоны Бенъофа-Заварицкого у побережья Камчатки. // Новые данные о строении коры и верхней мантии Курило-Камчатского и Японского регионов. Владивосток. 1978. С.100-110.
5. Гонтовая Л.И., Левина В.И., Санина И.А., Сеньюков с.Л., Степанова М.Ю. Скоростные неоднородности литосферы под Камчаткой // Вулканология и сейсмология. 2003. № 2. С.1-9.
6. Дитмар П. Решение задачи лучевой сейсмической томографии в предположении гладкости искомой функции // Канд. дисс. ЛГУ. 1990.
7. Ермаков В.А. Особенности развития активной континентальной окраины (на примере Курило-Камчатского региона) // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С.158-188.
8. Кабан М.К. Плотностные неоднородности в литосфере и напряженное состояние литосферы. // Новейшая тектоника. Геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М. 2000. С.267-290.
9. Кузин И.П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М.: Наука. 1974. 132 с.
10. Николаев А.В., Санина И.А. Метод и результаты сейсмического просвечивания литосферы Тянь-Шаня и Памира // Докл. АН СССР. 1982. Т.264. № 1. С.69-72.
11. Пивоварова Н.Б., Славина Л.Б., Тушко Т.А. Моделирование трехмерных скоростных полей // Физика сейсмических волн и внутреннее строение Земли. М.: Наука. 1983. С.139-150.
12. Пшенчик И. Программы для расчета кинематических и динамических параметров сейсмических волн в двумерных горизонтально-неоднородных средах с криволинейными границами. Программы для интерпретации сейсмических наблюдений. З-Л.: Наука, 1983.
13. Славина Л.Б., Федотов С.А. Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой // Сейсмичность, сейсмический прогноз и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука. 1974. С.188-199.
14. Смагличенко Т.А. Инверсионные методы фазовой томографии // Проблемы геотомографии. Под ред. Николаева А.В., Галкина И.Н., Саниной И.А. М.: Наука. 1997. С.131-161.
15. Смагличенко Т.А. Решение задачи лучевой сейсмотомографии по данным от взрывов и местных землетрясений // Канд. дисс. ИФЗ М. 1992.

16. Федотов С.А., Потапова О.В. Предварительная карта тел на глубинах 30-100 км в верхней мантии под Камчаткой, экранирующих Р- и S-волны. // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. М.: Наука. 1974. С.176-178.
17. Федотов С.А., Славина Л.Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 2. С.8-31.
18. Gorbatov A, Dominguez J, Suarez G, Kostoglodov V, Zhao D, Gordeev E. Tomographic imaging of the P-wave velocity structure beneath the Kamchatka peninsula // Geophys. J. Int. 1999. V.137. N 2. P.269-279.
19. Gorbatov A., Kostoglodov V., Suarez G., Gordeev E. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // J.Geophys. Res. 1997. V.102. P.17883-
20. Kissling E. Geotomography with local earthquake data. Res // Geophys., 26, 1988, P.659-698.
21. Kissling E., Husen S., Haslinger F. Model parametrization in seismic tomography: a choice of consequence for the solution quality // Phys. Of the Earth and Planet. Int. 123 (2001) 89-101.
22. Nizkous I., Gontovaya L., Kissling E., Sanina I. High- resolution approaches to Kamchatka seismic tomography. Abstract. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, April, 2004. ISSN 1029-7006.
23. Paige C.C. and Saunders M.A. LSQR: An algorithm for Sparse Linear Equations and Sparse Least Squares. // ACM Transaction om Mathematical Software. 1982. Vol.8, No1. P.43-71.
24. Slavina L.B. and Pivovarova N.B. A Three–Dimensional Velocity Model of the Kamchatka Benioff Zone // J. of Earthquake Pred. Res. 1993. V.2. N 4. P.549-570.
25. Smaglichenko T.A., Nikolaev A.V., Horiuchi S., Hasegawa A. The method for consecutive subtraction of selected anomalies: the estimated crustal velocity structure in the 1996 Onikobe (M=5.9) earthquake area, northaestern Japan // Geophys. J. Int. 2003. V.153. P.627-644.