

УДК 550.34

© 1996 г. ГУСЕВ А.А., АБУБАКИРОВ И.Р.

**ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ МУТНОСТИ  
ЛИТОСФЕРЫ ПУТЕМ ИНВЕРСИИ ДАННЫХ ОБ УШИРЕНИИ  
ИМПУЛЬСА ОБЪЕМНЫХ ВОЛН**

Вертикальный профиль мутности литосферы может быть оценен на основе формулы Бочарова, описывающей ход уширения некогерентного импульса с расстоянием при его распространении в рассеивающей среде, мутность которой меняется вдоль луча. Для кусочно-постоянной по мутности среды формула Бочарова позволяет выписать для каждого луча линейное уравнение, связывающее значения мутности в блоках, пересеченных лучом, с параметром, описывающим ширину импульса. Для системы таких уравнений методом наименьших квадратов можно найти решение и тем самым оценить распределение мутности в некотором объеме недр. Для записей *P*- и *S*-волн от местных толчков глубиной до 140 км на шести станциях Камчатки обмерено запаздывание вступления – пик (400–600 замеров). По этим данным для каждой станции проведена инверсия мутности для структуры "слой на полупространстве". Данные станций расходятся незначительно, они указывают на следующую структуру: верхний слой толщиной 30–50 км с мутностью  $\sim 0,02 \text{ км}^{-1}$  (*P*-волны) и  $0,008 \text{ км}^{-1}$  (*S*-волны); нижний слой ((30...50)–140 км), где мутность в 5–10 раз ниже; точное значение мутности в нижнем слое не оценивается.

A STUDY OF VERTICAL TURBIDITY PROFILE IN THE LITHOSPHERE BASED ON INVERSION OF BODY WAVE PULSE BROADENING DATA, by Gusev A. A. and Abubakirov I. R. The vertical turbidity profile in the lithosphere can be found from Bocharov's formula which describes the broadening of an incoherent pulse over distance during propagation in a scattering medium with the turbidity varying along the ray. For a piecewise constant turbidity distribution, Bocharov's formula yields a linear equation for every ray that relates the turbidity in the blocks traversed by the pulse to a parameter that defines pulse width. This set of equations can be solved by least squares to find the turbidity distribution in a volume. *P* and *S* wave records made at six Kamchatka stations from local earthquakes with depths of focus below 140 km were measured to determine the onset-to-peak delay times (400 to 600 measurements). These data were inverted for each station to find turbidity for the structure "layer on a half-space". The results do not differ much between the stations. They point to the following distribution: an upper layer 30–50 km thick having a turbidity of  $0.02 \text{ км}^{-1}$  (*P* waves) and  $0.008 \text{ км}^{-1}$  (*S* waves); and a lower layer ((30...50)–140 km) where the turbidity is smaller by a factor of 5 to 10. The exact turbidity value in the lower layer was not evaluated.

(Received September 9, 1995)

*Institute of Volcanic Geology and Geochemistry, Far East Division, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006, Russia.*

Вертикальное распределение рассеивающих свойств земной среды – практически неисследованная область сейсмологии. На качественном уровне существует представление о быстром ослаблении рассеивающих свойств с глубиной. По данным о флуктуациях фаз и амплитуд телесейсмических *P*-волн неоднократно выполнены оценки толщины приповерхностного рассеивающего слоя в 100–250 км и определены параметры, характеризующие рассеивающие свойства коры и верхней мантии [8–10]; одна-

ко значения мутности, оцененные по указанным данным, оказываются на порядок ниже, чем оценки по записям  $S$ -волн близких землетрясений [11–13]. При этом следует отметить, что эти записи повсеместно интерпретируются на основе моделей рассеяния в статистически однородной среде, так что расхождение в оценках может иметь ряд причин.

В настоящей работе сделана попытка оценить характер вертикального разреза мутности (коэффициента рассеяния) в литосфере Камчатки. Для определения мутности использован известный факт уширения импульса мощности от мгновенного источника при распространении его в рассеивающей среде [5]. Применяя примитивный вариант обработки данных, авторы работы [5] получили первые оценки средней мутности  $g$  для  $S$ -волн, которые оказались в неплохом согласии с более обычными оценками мутности по соотношению уровней амплитуд прямых и рассеянных волн.

Авторы работы [1] провели численное моделирование методом Монте-Карло процесса уширения импульса при рассеянии вперед и на этой основе интерпретировали данные о значениях величины  $t_m$  – запаздывания видимого максимума в группе  $S$ -волн относительно вступления этой группы (т.е. времени распространения волн по кратчайшему пути), получив более аккуратные оценки средней мутности. Для глубин источников 0–40 и 40–90 км найденные значения различаются примерно вдвое. Такие резкие различия и дали основания к постановке задачи об оценке вертикального профиля мутности.

Теоретические основы используемого подхода заложены в работах [2, 3, 7, 15]. Автор работы [15] вывел формулу для описания профиля импульса мощности излучения от мгновенного источника в статистически однородной случайной среде при многократном малоугловом рассеянии. Предсказанные этой формулой значения запаздывания пика мощности для случая малых оптических длин фактически находятся в согласии с результатами численного моделирования [7] вплоть до оптических длин  $\sim 2$ . Автор работы [2] получил формулу для параметра  $t_c$  – запаздывания центра тяжести импульса излучения при распространении через среду с неоднородной мутностью и предложил [3] на этой основе способ инверсии пространственного поля мутности (точнее, коэффициента диффузии, имеющего смысл дисперсии углового рассеяния волны на единице длины пробега). Формула Бочарова приводит к линейным уравнениям относительно неизвестных значений мутности и при некоторых дополнительных допущениях может быть использована для построения практического алгоритма инверсии сейсмологических данных о  $t_m$ . Основное допущение заключается в том, что пропорциональность между значениями  $t_c$  и  $t_m^0$  (среднего запаздывания пика импульса мощности, которое имеет место для случая однородной по мутности среды) приблизительно сохраняется и для неоднородного случая. Иными словами, допускаем, что форма профиля импульса мощности слабо зависит от пространственной неоднородности мутности (так что по мере распространения импульс лишь растягивается, как и в случае однородной по мутности среды).

В качестве исходных данных для оценки мутности литосферы для  $P$ - и  $S$ -волн в диапазоне частот 2–6 Гц можно использовать значения  $t_m$ , снятые с записей слабых местных землетрясений, считая их экспериментальными оценками  $t_m^0$ . Для этого вида исходных данных свойственны большие случайные ошибки. Однако при достаточном объеме данных удастся оценить характер тренда зависимости  $t_m$  от расстояния  $r$ , получить оценки средней мутности [7] или других параметров рассеяния [14] и даже, как отмечено выше, выявить различия трендов  $t_m(r)$  для толчков разных глубин. Таковы принципиальные основы используемого ниже подхода.

**Теория.** Считая местное слабое землетрясение мгновенным точечным источником объемных волн в диапазоне частот 2–6 Гц, будем основываться на результатах Бочарова [2], показавшего, что среднее запаздывание импульса при многократном рассеянии на крупных неоднородностях в случайной среде (статистически неоднородной

вдоль луча зрения, соединяющего источник и приемник) можно записать в виде

$$t_c(r) = \frac{1}{2c} \int_0^r (r - r_1) \frac{r_1}{r} D(r_1) dr_1, \quad (1)$$

где  $c$  – скорость распространения волн в среде;  $D$  – меняющийся в пространстве коэффициент диффузии:

$$D(r) = \beta(r)\theta_0^2(r), \quad (2)$$

$\beta(r)$  – коэффициент рассеяния,  $\theta_0^2(r)$  – средний квадрат угла рассеяния на неоднородности. Коэффициент рассеяния  $\beta(r)$  связан с мутностью  $g_a(r)$  для анизотропного рассеяния соотношением

$$g_a(r) = 1/\beta(r). \quad (3)$$

В работах [5, 7] отмечено, что параметры  $g_a(r)$  и  $\theta_0^2(r)$  по отдельности определить затруднительно, в то время как коэффициент диффузии  $D$  (с учетом малости  $\theta_0^2(r)$  при крупных неоднородностях) может быть связан с эквивалентной изотропной мутностью  $g_e$ :

$$D(r) = \theta_0^2(r) / g_a(r) \approx 2[1 - \langle \cos(\theta_0(r)) \rangle] / g_a(r) \equiv 2g_e(r), \quad (4)$$

где  $\langle \cos(\theta_0(r)) \rangle$  – средний косинус угла рассеяния на неоднородности. Параметр  $g_e(r) = (1 - \langle \cos(\theta_0(r)) \rangle) / g_a(r)$  связан с диффузной асимптотикой рассеяния (см., например, [6]); он может быть найден и фактически неоднократно определялся на основе соотношения уровня прямых и кода волн. Одновременно он связан и с уширением импульса. В работе [7] прямым численным моделированием показано, что в статистически однородной рассеивающей среде  $t_m^0 \approx 0,1g_e r^2 / c$ , даже если условие  $\theta_0^2 \ll 1$  не выполняется.

Указанное выше позволяет рассчитывать на получение содержательных результатов при инверсии пространственной структуры  $g_e$  по данным о  $t_m$ , даже если в реальной среде предположение о крупномасштабности неоднородностей нарушается. Далее будем называть  $g_e$  просто мутностью.

В статистически однородной случайной рассеивающей среде форма импульса (усредненная по статистике среды) от мгновенного точечного источника описывается формулой [15]

$$I(r, t) = 2\pi^2 c / (g_e r^2) \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^{n-1} n^2 \exp[-n^2(t - r/c)\pi^2 c / (g_e r^2)]. \quad (5)$$

Формула (5) дает следующие выражения для некоторых мер длительности импульса:

- первый начальный момент (центр тяжести)

$$t_c = g_e r^2 / (6c); \quad (6)$$

- корень квадратный из второго центрального момента (среднеквадратическая длительность)

$$t_{ck} = g_e r^2 / (3\sqrt{10} c); \quad (7)$$

- запаздывание максимума относительно вступления

$$t_m^0 = g_e r^2 / (10,9c). \quad (8)$$

Таким образом, в случае статистически однородной среды оценка  $t_c$  по  $t_m^0$  сводится к

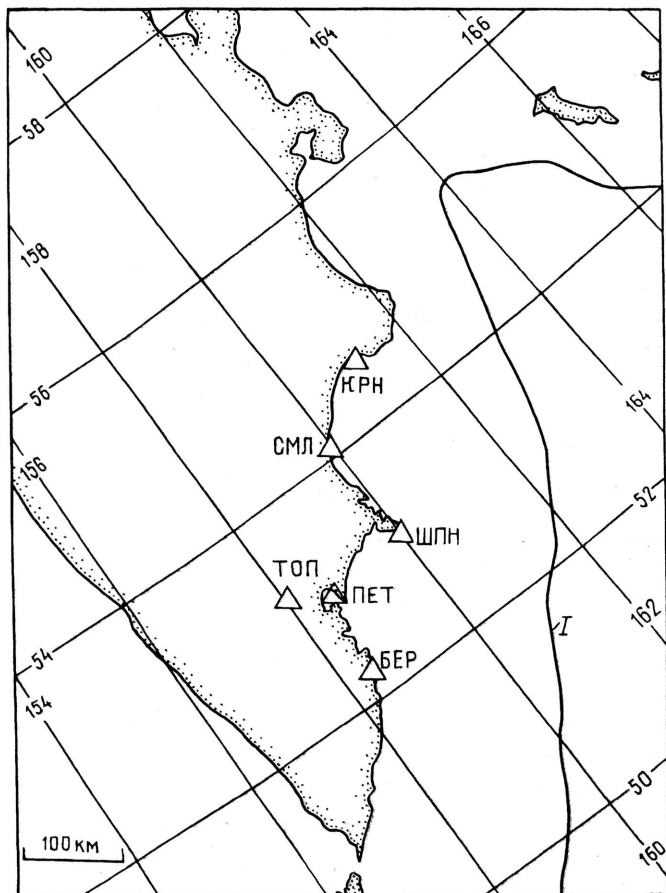


Рис. 1. Расположение шести региональных сейсмических станций Камчатки, для которых исследовали вертикальный профиль мутности. Коды и названия станций; БЕР – Березовая, ТОП – Тополово, ПЕТ – Петропавловск, ШПН – Шипунский, СМЛ – Семлячик, КРН – Кроноки. I – ось глубоководного желоба

умножению на  $10,9/6$ . Следуя подходу Бочарова [3], допустим, что в случае статистически неоднородной среды это также возможно в первом приближении. Для фактического проведения инверсии переищем формулу (1) для центра тяжести импульса от  $k$ -го источника в виде

$$(10,9/6)(t_m)_k / r_k = (r_k / c) \sum_{i \in I_k} \Phi_{ik}(g_e)_i = \sum_{i \in I_k} a_{ik}(g_e)_i + \varepsilon_k, \quad (9)$$

где  $r_k$  – расстояние от источника до приемника;  $I_k$  – множество номеров условно-однородных блоков среды, дающих вклад в  $(t_m)_k$ ;  $(g_e)_i$  – значение эффективной мутности в блоке среды с номером  $i$ ;  $\varepsilon_k$  – случайная ошибка с нулевым средним;

$$\Phi_{ik} = \int_{\rho_{i-1}}^{\rho_i} (\rho - \rho^2) d\rho, \quad (10)$$

$\rho_i = r_i/r_k$ ;  $r_i$  – расстояние от источника до точки выхода луча из условно-однородного блока среды с номером  $i$ . Будем проводить инверсию, считая среду слоистой, а лучи – прямыми.

Уравнение (9) можно было бы, вообще говоря, умножить или разделить на произвольную степень  $r_k$ , что эквивалентно введению весов. Конкретный вид формулы (9) выбран так, чтобы веса точек не зависели от расстояния. Уравнение (9) выписывается для каждого измеренного значения  $(t_m)_k$ ; при этом значение  $a_{ik}$  рассчитывается на основе принятой модели горизонтально-слоистой среды с постоянной скоростью  $c$  по известным значениям глубин и эпицентрального расстояния источника.

Следует отметить, что простой учет искривления лучей в изучаемой задаче не дает существенного улучшения точности. Наибольших искажений следует ожидать при источнике в коре на расстояниях  $>150$  км; при этом быстрее всего луч скользит по Мохо, а основная часть энергии волн  $S$  распространяется в коровом волноводе.

Неизвестные значения  $(g_e)_i$  в условно-однородных по мутности слоях определяются стандартным методом наименьших квадратов; при этом оцениваются: дисперсия  $\epsilon_k$ , стандартные отклонения, а также корреляционная матрица оценок  $(g_e)_i$ .

**Исходные данные и результаты расчетов.** Значения запаздывания  $(t_m)_k$  измеряли на записях местных слабых землетрясений шестью станциями камчатской региональной сети (рис. 1). Станции оборудованы трехкомпонентными сейсмографами с гальванометрической регистрацией. Скорость развертки фотобумаги  $2$  мм/с. Амплитудно-частотная характеристика каналов плоская в области частот  $1-10$  Гц; видимая частота записи  $f_b$  обычно в диапазоне  $1,5-6$  Гц. В работах [5, 7] показано, что в этом диапазоне частот зависимость средних оценок мутности от частоты выражена слабо, что позволяет использовать записи широкополосной аппаратуры без больших опасений. Станция Кроноки аномальна по отношению к  $f_b$ . Здесь  $f_b = 6...8$  Гц, вероятно, из-за резонансного усиления указанной полосы частот верхней толщей коры под данной станцией.

Обмеры  $(t_m)_k$  проводили на записях 1985–1988 гг. на каждой из трех компонент отдельно для  $P$ - и  $S$ -волн. Выделение максимумов в  $P$ - и  $S$ -волнах, как и вступления  $P$ -волн, не составляло трудностей. Вступление  $S$ -волн нередко является нечетким. Проведена методическая работа: для 150 записей значение  $t_m$  для  $S$ -волн определяли, опираясь либо на визуально выделенное вступление, либо на вступление по годографу. Систематических различий не оказалось, а оценки средней мутности по двум сериям данных различались на  $5-10\%$ . С учетом этих результатов, в основной части работы использовали визуально выделенные вступления  $S$ -волн.

Уже при сравнении трех отсчетов  $t_m$  на одной станции виден высокий уровень случайных ошибок; для получения осмысленных оценок  $g_e$  при инверсии использовали по  $400-600$  измерений  $t_m$  для каждой станции. На рис. 2 приведены эпицентры использованных землетрясений, а рис. 3 демонстрирует, как распределены исходные данные (измерения  $t_m$ ) для  $P$ - и  $S$ -волн раздельно в плоскости глубина – эпицентрального расстояния для всех данных вместе и отдельно (как пример, для ст. ШПН).

В качестве предварительного этапа расчетов провели инверсию  $g_e$  для однородной модели "полупространство". Результаты приведены в табл. 1, из которой следует: 1) вариации средней мутности между станциями в пределах  $30\%$ ; 2) среднее значение мутности  $g_{e,1}^{mn}/P$  для  $P$ -волн в диапазоне  $0,015-0,023$  км $^{-1}$ ; 3) среднее значение мутности  $g_{e,1}^{mn}/S$  для  $S$ -волн в диапазоне  $0,0055-0,0098$  км $^{-1}$ , что подтверждает оценки, полученные ранее [5, 7].

На втором этапе провели расчеты для модели "слой заданной толщины на полупространстве". Значение толщины слоя, на основе предварительных прикидок, было принято равным  $35$  км (что совпадает с принятым значением средней толщины земной коры). Основные результаты расчетов приведены в табл. 1. Стандартное отклонение правых частей уравнения (9) слабо снижается из-за большого уровня "шума", однако большой объем данных позволяет оценить значения эффективной мутности в слое  $g_{e,2}^{cl}$  с относительной ошибкой  $<10\%$ . Значение коэффициента кор-

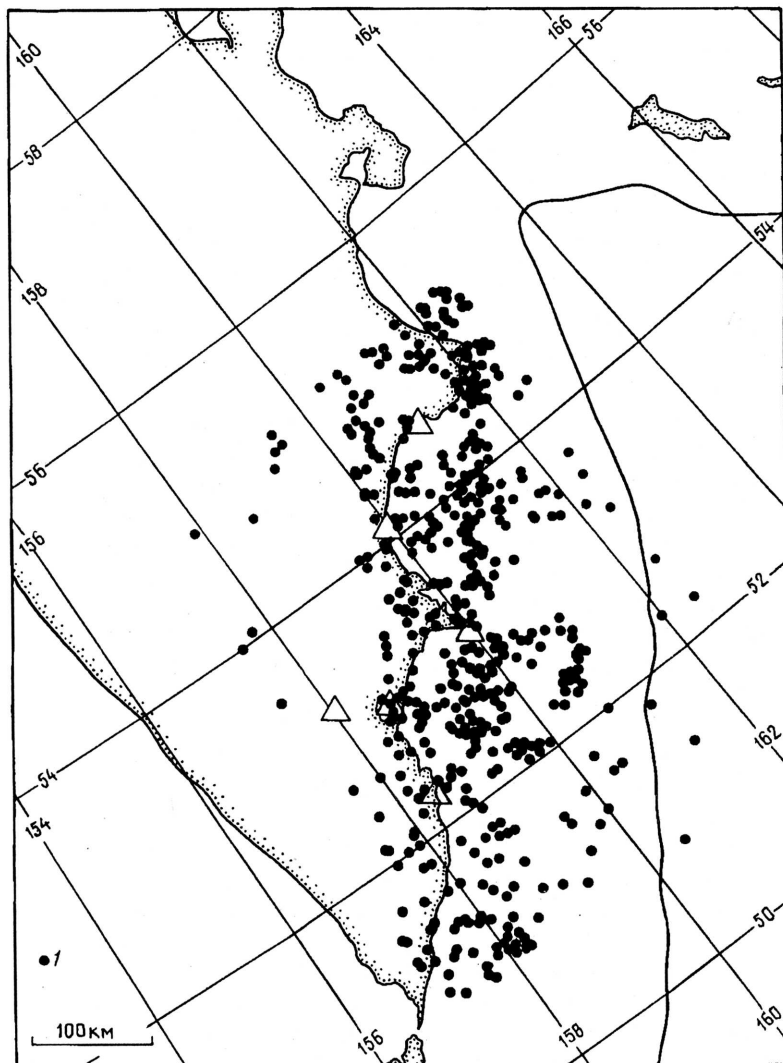


Рис. 2. Распределение эпицентров землетрясений (1), использованных для исследования вертикального профиля мутности. Остальные обозначения, как на рис. 1

реляции между оценками мутности в слое  $g_{e,2}^{сл}$  и в полупространстве ( $g_{e,2}^{пп}$ ) составляет 0,1–0,2. Таким образом, зависимость оценок слабая.

Рассмотрение результатов показывает следующее.

1. Контраст между оценками  $g_{e,2}^{сл}$  и  $g_{e,2}^{пп}$  велик (более 5 раз). Точность оценок  $g_{e,2}^{пп}$  низка, и во всех случаях, кроме одного,  $g_{e,2}^{пп}$  значимо (на уровне  $>2\sigma$ ) не отличается от нуля. Имеющиеся в ряде случаев отрицательные оценки  $g_{e,2}^{пп}$  все значимо не отличаются от нуля; их появление можно считать указанием на резкость отмеченного контраста; физического смысла они не имеют.

2. Заметная уже и для случая полупространства корреляция между значениями мутностей  $g_{e,1}^{пп}/P$  и  $g_{e,1}^{пп}/S$   $P$ - и  $S$ -волн на разных станциях ясно выражена здесь для значений мутностей  $g_{e,2}^{сл}/P$  и  $g_{e,2}^{сл}/S$   $P$ - и  $S$ -волн в слое. Так, наибольшие значения  $g_{e,2}^{сл}$  наблюдаются для станций КРН и СМЛ, а наименьшие – для БЕР и ПЕТ.

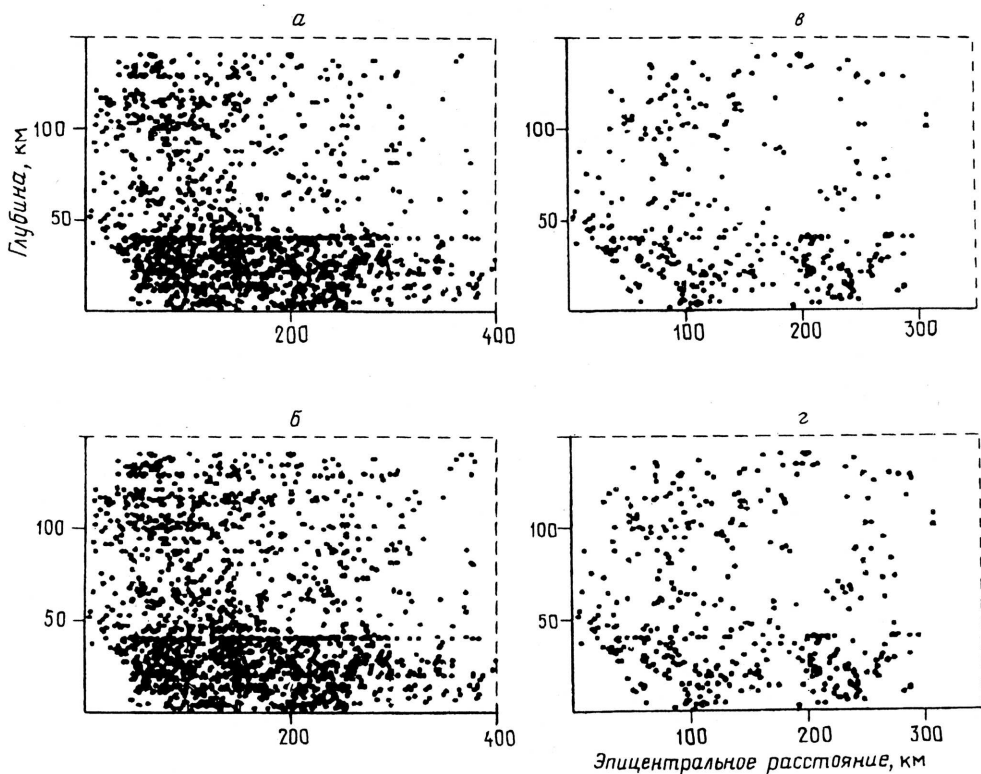


Рис. 3. Положение гипоцентров землетрясений, использованных для исследования вертикального профиля мутности, на плоскости глубина – эпицентральное расстояние: а, б – данные по всем станциям соответственно для  $P$ - и  $S$ -волн; в, г – данные ст. ШПН соответственно для  $P$ - и  $S$ -волн

Наличие отрицательных значений  $g_{e,2}^{np}$  вызывает необходимость подогнать также и толщину слоя. Это сделано на третьем этапе расчетов для модели 3 – "слой переменной толщины на полупространстве". Толщину слоя меняли с шагом 5 км; оптимальный по значению остаточной дисперсии вариант приведен в табл. 2, откуда видно, что выбор фиксированной толщины слоя 35 км приемлем как нулевое приближение, но не более. В ряде случаев уровень ~10 км оказывается более приемлемым для единственной резкой границы.

Указанное заставило опробовать модель 4 – "два слоя переменной толщины на полупространстве", хотя и не совсем ясно, оправдывает ли характер исходных данных столь детальную, 5-параметрическую модель. Работа с ней составила четвертый, заключительный этап расчетов. Оптимизация по параметрам "глубина границы" проведена прямым перебором с шагом 5 км в диапазоне глубин от 5 до 40 км и 10 км – в диапазоне от 40 до 80 км (табл. 3). Значения коэффициентов корреляции между любой парой из трех оценок мутности не выходили за пределы  $\pm 0,5$ . Во всех случаях, кроме одного (ст. БЕР,  $P$ -волны), оценка мутности для верхнего слоя выше, чем для нижнего, что согласуется с ожидаемой. Из пяти случаев, когда для предыдущей модели граница оказалась на 5–10 км, в четырех случаях появилась вторая граница на 40–70 км, ниже которой мутность мала. Лишь в случае  $S$ -волн на ст. ПЕТ оценка мутности в полупространстве  $g_{e,4}^{np}$  оказалась значительно отличной от нуля. Обращает на себя также внимание соседняя ст. ТОР с глубиной подошвы нижнего слоя для  $S$ -волн в 70 км. Отметим, что все выводы из 5-параметрической инверсии следует считать сугубо предварительными.

Оценки  $g_{e,1}$ ,  $g_{e,2}$  эффективной мутности  $g_e$   
и их стандартные уклонения для моделей:  
1 – "полупространство"; 2 – "слой толщины 35 км на полупространство".  
Значения  $g_e$  приведены в единицах  $10^{-4} \text{ км}^{-1}$

Станция	Тип волны	$n$	$g_{e,1}^{\text{ин}}$	$g_{e,2}^{\text{сп}}$	$g_{e,2}^{\text{ин}}$
ШПН	<i>P</i>	615	175 ± 8	192 ± 8	-5 ± 34
БЕР	<i>P</i>	554	152 ± 7	160 ± 8	-23 ± 46
КРН	<i>P</i>	411	233 ± 11	244 ± 11	23 ± 68
ПЕТ	<i>P</i>	519	150 ± 7	157 ± 8	4 ± 47
ТОП	<i>P</i>	549	178 ± 5	186 ± 6	17 ± 36
СМЛ	<i>P</i>	287	230 ± 11	233 ± 12	55 ± 243
ШПН	<i>S</i>	689	68 ± 4	80 ± 4	6 ± 12
БЕР	<i>S</i>	570	55 ± 2	57 ± 2	13 ± 13
КРН	<i>S</i>	412	93 ± 7	103 ± 8	27 ± 36
ПЕТ	<i>S</i>	580	61 ± 3	64 ± 4	18 ± 15
ТОП	<i>S</i>	559	87 ± 3	88 ± 3	59 ± 18
СМЛ	<i>S</i>	268	98 ± 6	105 ± 7	-275 ± 135

Таблица 2

Оценки  $g_{e,3}$  эффективной мутности  $g_e$  и их  
стандартные уклонения для модели 3 – "слой переменной толщины  
на полупространстве". Значения  $g_e$  приведены в единицах  
 $10^{-4} \text{ км}^{-1}$

Станция	Тип волны	$g_{e,3}^{\text{сп}}$	Толщина слоя, км	$g_{e,3}^{\text{ин}}$
ШПН	<i>P</i>	197 ± 13	30	13 ± 30
БЕР	<i>P</i>	160 ± 8	35	-23 ± 46
КРН	<i>P</i>	332 ± 23	10	165 ± 17
ПЕТ	<i>P</i>	160 ± 8	30	23 ± 41
ТОП	<i>P</i>	336 ± 10	10	127 ± 9
ШПН	<i>S</i>	79 ± 4	40	-1 ± 14
БЕР	<i>S</i>	59 ± 26	25	22 ± 94
КРН	<i>S</i>	175 ± 15	10	39 ± 12
ПЕТ	<i>S</i>	124 ± 9	5	46 ± 4
ТОП	<i>S</i>	103 ± 5	10	72 ± 5

### Обсуждение результатов

Результаты инверсии можно рассматривать как первое прямое доказательство резкого изменения мутности литосферы с глубиной. В рамках модели "слой фиксированной толщины на полупространстве" контраст мутности настолько велик, что оценить значение мутности в полупространстве, т.е. фактически в слое 35–140 км, надежно не удастся. Мутность в верхнем слое варьирует в пределах ±30%. Оценки толщины рассеивающего слоя и его вертикальной неоднородности имеют предварительный характер. Однако неплохое согласие независимых данных по разным станциям и типам волн повышает их убедительность. Можно считать, что толщина верхнего сильно рассеивающего слоя литосферы на Камчатке составляет ~30–50 км, причем его верхние 5–15 км обладают обычно относительно повышенным рассеянием. Исключительный случай пониженного рассеяния в верхнем слое для ст. БЕР может отражать ее необычную для Камчатки позицию на выступе палеозойского фундамента.



Оценки  $g_{e,4}$  эффективной мутности  $g_e$  и их стандартные отклонения для модели 4 – "два слоя переменной толщины на полупространстве".  
Значения  $g_e$  приведены в единицах  $10^{-4} \text{ км}^{-1}$

Станция	Тип волны	сл 1 $g_{e4}$	Толщина слоя 1, км	сл 2 $g_{e4}$	Толщина слоя 2, км	$m$ $g_{e4}$
ШПН	<i>P</i>	206 ± 15	15	160 ± 23	35	6 ± 35
БЕР	<i>P</i>	152 ± 9	25	275 ± 68	35	-53 ± 49
КРН	<i>P</i>	296 ± 33	10	147 ± 26	50	13 ± 105
ПЕТ	<i>P</i>	189 ± 13	10	120 ± 14	50	-23 ± 70
ТОП	<i>P</i>	234 ± 16	10	34 ± 16	40	46 ± 212
ШПН	<i>S</i>	90 ± 8	10	69 ± 8	40	3 ± 13
БЕР	<i>S</i>	67 ± 4	10	46 ± 5	30	23 ± 12
КРН	<i>S</i>	169 ± 16	10	53 ± 16	30	0 ± 32
ПЕТ	<i>S</i>	119 ± 10	5	56 ± 9	15	32 ± 7
ТОП	<i>S</i>	102 ± 5	10	74 ± 4	70	3 ± 64

Из теоретического раздела работы ясно, что исходные допущения работы могут вызвать определенные сомнения в точности абсолютных оценок. В частности, численное моделирование показало [4], что в моделях неоднородности, отличных от принятой, значение коэффициента  $k$  в формуле  $l_m^0 = g_e r^2 / (kc)$  может несколько отличаться от принятого значения 10,9. Грубо можно оценить связанные с этим возможные систематические ошибки в 10–20%. Качественные выводы и относительные оценки, полученные в работе, можно считать установленными более надежно.

Для моделей рассеяния упругих волн в Земле существенным ограничением может быть значение отношения мутностей *P*- и *S*-волн. Наиболее подходящие данные для получения такой оценки – это значения средних мутностей *P*- и *S*-волн в слое 0–35 км. Их отношение составляет 2,4 с относительной ошибкой не хуже 10%.

Сами средние значения составляют  $0,0192 \text{ км}^{-1}$  (*P*-волны) и  $0,0082 \text{ км}^{-1}$  (*S*-волны) с формальной точностью не хуже 5%; обратные величины дают значения эффективных длин свободного пробега в 51 и 121 км соответственно.

**Выводы.** 1. На основе интегральной формулы Бочарова [3] предложен и опробован метод оценки вертикального профиля эквивалентной мутности литосферы по данным об уширении импульса (группы) *P*- и *S*-волн близких землетрясений.

2. Обнаружено резкое падение мутности с глубиной; толщина верхнего сильно рассеивающего слоя составляет ориентировочно 30–50 км, а средняя мутность в нем  $\sim 0,02 \text{ км}^{-1}$  (*P*-волны) и  $0,008 \text{ км}^{-1}$  (*S*-волны). На фоне рассеяния, вызванного этим слоем, значение мутности под ним настолько мало, что его не удастся уверенно оценить. Ориентировочно оно ниже на порядок.

3. Для *P*- и *S*-волн оценены значения толщины рассеивающего слоя и мутности в нем для пяти станций Камчатки. Значения мутности варьируют от станции к станции в пределах  $\pm 30\%$ . Имеются указания на вертикальную неоднородность рассеивающего слоя, с усилением рассеяния в его верхних 5–15 км.

4. Средняя мутность верхнего (0–35 км) слоя литосферы Камчатки для частот 2–6 Гц составляет  $0,0195 \text{ км}^{-1}$  для *P*-волн и  $0,0082 \text{ км}^{-1}$  для *S*-волн с формальной точностью  $\sim 5\%$ . С учетом приближенного характера используемой теории возможны дополнительные методические ошибки этих оценок  $\sim 10\text{--}20\%$ . Отношение мутностей *P*- и *S*-волн составляет 2,4 с точностью 10%.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код проекта 93-05-08514).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абубакиров И.Р., Гусев А.А.* Оценка параметров рассеяния объемных волн в литосфере Камчатки по уширению импульса с расстоянием. Препринт № 43. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 1994. 23 с.
2. *Бочаров А.А.* Среднее запаздывание и удлинение импульса из-за рассеяния в случайно-неоднородной среде // Изв. вузов. Радиофизика. 1988. Т. 31. № 11. С. 1407–1409.
3. *Бочаров А.А.* Восстановление пространственного распределения турбулентной среды по рассеянию импульсов: метод "космической томографии" // Изв. вузов. Радиофизика. 1990. Т. 33. № 4. С. 395–402.
4. *Гусев А.А., Абубакиров И.Р.* Огибающие амплитуд анизотропно рассеянных волн: модели и реальность. Препринт № 51. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 1994. 10 с.
5. *Гусев А.А., Лемзиков В.К.* Оценка характеристик рассеяния поперечных волн в коре и верхней мантии Камчатки по наблюдениям станции Шипунский // Вулканология и сейсмология. 1983. № 1. С. 94–108.
6. *Исимару А.* Распространение и рассеяние волн в случайно-неоднородных средах. Т. 1. М.: Мир, 1981. 280 с.
7. *Abubakirov I.R., Gusev A.A.* Estimation of scattering properties of lithosphere of Kamchatka based on Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake // Phys. Earth Planet Inter. 1990. V. 64. P. 52–67.
8. *Aki K.* Scattering of *P* waves under Montana Lasa // J. Geophys. Res. 1973. V. 78. P. 1334–1346.
9. *Capon J.* Characterization of crust and upper mantle structure under Lasa as a random medium // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1974. V. 64. P. 235–266.
10. *Flatte S.M., Wu R.S.* Small-scale structure in the lithosphere and asthenosphere deduced from arrival time and amplitude fluctuations at NORSAR // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 6601–6614.
11. *Gao L., Hua Z., Li R.* Estimation of mean free path of *S*-waves under Beising area by means of both intensity and decay of codas // Acta Seism. Sinica. 1988. V. 1. P. 13–29.
12. *Hoshihara M.* Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time window analysis of full seismogram envelope // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 15809–15824.
13. *Sato H.* Mean free path of *S*-waves under the Kanto district of Japan // J. Phys. Earth. 1978. V. 26. P. 185–198.
14. *Sato H.* Broadening of seismogram envelopes in the randomly inhomogeneous lithosphere based on the parabolic approximation: South-eastern Honshu, Japan // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 17735–17747.
15. *Williamson I.P.* Pulse broadening due to multiple scattering in the interstellar medium // Mon. Not. Roy. Astr. Soc. 1972. V. 157. P. 55–71.

Институт вулканической геологии и  
геохимии ДВО РАН,  
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию  
09.09.1995