

L. P. Vinnik, G. L. Kosarev, N. V. Petersen, The mantle transfer functions in the Far East subduction zone,
Dokl. Akad. Nauk, 1997, Volume 353, Number 3, 379–382

<https://www.mathnet.ru/eng/dan50297>

Use of the all-Russian mathematical portal Math-Net.Ru implies that you have read and agreed to these terms of use

<https://www.mathnet.ru/eng/agreement>

Download details:

IP: 18.97.9.175

May 20, 2025, 09:29:17



УДК 550.347

ПЕРЕДАТОЧНЫЕ ФУНКЦИИ МАНТИИ В ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ ЗОНЕ СУБДУКЦИИ

© 1997 г. Л. П. Винник, Г. Л. Косарев, Н. В. Петерсен

Представлено академиком В.А. Магницким 08.11.95 г.

Поступило 16.11.95 г.

Судьба океанической литосферы, погруженной до глубины 650–700 км, прояснена недавними томографическими исследованиями [1–3]. Они показывают, что в одних случаях плита проникает в нижнюю мантию, а в других принимает на этой глубине горизонтальное положение. Выплаживание наблюдается, в частности, к западу от Южных Курил и Японии. В нашей работе исследована структура сейсмических границ в зоне фазовых переходов этого района. Данные о свойствах мантии в районе к западу от Курил и Японии имеют противоречивый характер. По данным о временах пробега длиннопериодных волн SH, отраженных от внутренней стороны сейсмических границ, здесь обнаружен прогиб 660-километровой сейсмической границы с амплитудой около 20 км [4]. Он может быть объяснен повышенным давлением фазового перехода в веществе оливинового состава при понижении температуры. О глубоком прогибе этой границы сообщается также в работе [5], основанной на аналогичных данных. Однако в статье [6], основанной на наблюдениях тех же волн, сообщается о сокращении мощности слоя между границами зоны фазовых переходов, имеющими стандартную глубину 410 км и 660 км. Это наблюдение трудно согласовать с возможностью прогиба нижней границы. В работе [7], основанной на аналогичных данных, прогиб, о котором сообщается в [4, 5], тоже не обнаружен.

Другое примечательное явление в этом районе – понижение на 5–6% скорости поперечных волн на глубинах от 330 км до 410 км [8, 9]. Этот слой обнаружен по наблюдениям длиннопериодных волн SH, отраженных от границ в верхней мантии и сопровождающих волны, многократно отраженные от поверхности Земли и границы ядра. Согласно [8, 9] скорость понижена ультраосновным расплавом, имеющим отрицательную плавучесть.

Точки отражения волн, используемых в работах [4–9], удалены на несколько тысяч километров от источника и приемника (считая вдоль лучей). Это обстоятельство, а также большая, около 150 км, длина используемых волн ведут к тому, что поперечник области, в которой формируется отраженный сигнал, измеряется тысячами километров. Низкое пространственное разрешение при сильной латеральной неоднородности, характерной для зон субдукции, может приводить в этом случае к непредсказуемым ошибкам.

В нашей работе используются волны Ps, сформированные обменом P–S на сейсмических границах в области приемника. Характерные длины волн (несколько десятков километров) и расстояния от области обмена до приемника (несколько сотен километров) обеспечивают латеральное разрешение в диапазоне сотен километров, т.е. на порядок выше, чем в работах [4–9]. Волны Ps выделяются совместной обработкой записей большого

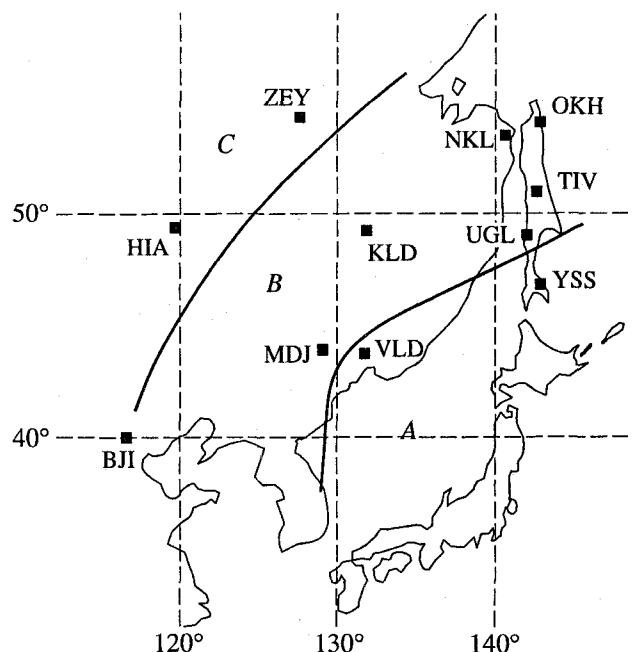


Рис. 1. Карта района.

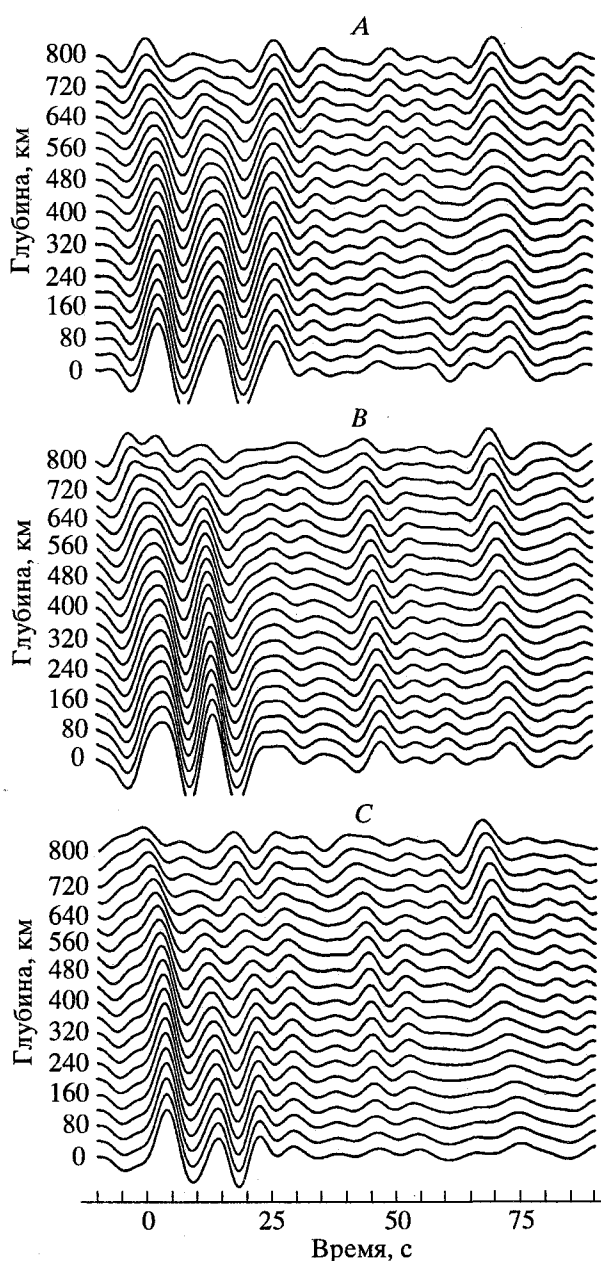


Рис. 2. Результаты суммирования передаточных функций для районов А, В и С (рис. 1). Каждая трасса получена при задержках, вычисленных для пробных значений глубины обмена, показанных справа. Шкала времени показывает запаздывание по отношению к продольной волне.

числа далеких землетрясений [10]. Каждая одиночная запись проецируется на оси SV и P (H и L в обозначениях [10]), и SV-составляющая стандартизуется деконволюцией с P-составляющей. Стандартизованную SV-составляющую принято называть передаточной функцией. Волны Ps выделяются суммированием передаточных функций для многих записей; при суммировании в записи вводятся временные задержки, компенсирующие зависимость времени запаздывания волны Ps по

отношению к P-волне от лучевого параметра. Референтное значение лучевого параметра принято равным 6.4 с/градус.

Район исследований разделяется на три зоны (рис. 1). Граница между зонами А и В маркируется очагами землетрясений с максимальной глубиной. Очаги большинства глубоких землетрясений находятся в зоне А. Зона В соответствует по данным [2, 3] району горизонтального положения погруженной литосферы. В зоне С по данным [2, 3] погруженной литосферы нет. При определении передаточных функций для каждой зоны выбирались такие пары очаг–станция, для которых области формирования волн Ps лежат преимущественно в этой зоне. Использовались аналоговые записи широкополосных сейсмографов СК и СКД в России (станции VLD, KLD, NKL, TIV, ОКН, UGL, YSS, ZEY) и широкополосных цифровых станций MDJ, HIA и ВЛ в Китае. Аналоговые записи были оцифрованы с помощью сканера. Чтобы дополнительно повысить отношение сигнал–шум, применялась низкочастотная фильтрация с частотой среза около 0.15 Гц. Из большого числа записей было выбрано 112 с наивысшим отношением сигнал–шум. Из них 25 относятся к зоне А (станции MDJ, UGL, YSS, VLD), 63 – к зоне В (станции ВЛ, KLD, MDJ, VLD, YSS, UGL, TIV, NKL, ОКН) и 24 – к зоне С (станции HIA и ZEY).

Результаты суммирования передаточных функций приводятся на рис. 2. В зонах В и С хорошо выделяются волны Ps с глубинами обмена около 410 км и 660 км. Время (запаздывание по отношению к P-волне) и амплитуда (отношение к амплитуде P-волны) составляют для них в зоне В: 45.6 ± 0.2 с, 0.034 ± 0.007 и 70.0 ± 0.2 с, 0.048 ± 0.007 . Погрешности оценок здесь и далее определены методом “бутстрап” [11]. Время и амплитуда в зоне С составляют: 44.60 ± 0.2 с, 0.03 ± 0.008 и 68.6 ± 0.2 с, 0.054 ± 0.008 . В зоне А выделяется только одна волна с параметрами: 69.5 ± 0.3 с и 0.048 ± 0.008 . Детальный анализ показывает, что время 660-километровой волны на различных станциях группы В может отличаться от среднего на величину около 1 с. При введении соответствующих станционных поправок амплитуды обеих волн возрастают; эти значения и приводятся для зоны В.

Большой вклад в наблюдаемые вариации времени могут вносить скоростные неоднородности на глубинах менее 400 км, но он исключается при рассмотрении разности времени второй и первой волн. Эта разность составляет 24.4 ± 0.3 с (В) и 24.0 ± 0.3 с (С). Для сравнения в табл. 1 приводятся значения этой разности (dt) для других станций в Евразии, где проводился аналогичный анализ. Стандартное значение dt для модели [12] составляет 23.9 с. Значение dt в зоне В на 0.5 с превышает стандартное, но не отличается значимым образом

от данных табл. 1 для большинства других станций в Евразии. Изменение dt на 1 с эквивалентно изменению мощности слоя на 10 км. Таким образом, мощность слоя между границами в зоне *B* может превышать на несколько километров стандартную мощность (250 км), но сходное превышение наблюдается на других станциях в Евразии. В свете этих данных локальное прогибание 660-километровой границы в зоне *B* маловероятно, но мощность слоя в Евразии может быть в среднем больше, чем в Тихом океане, как это предполагается в [7].

В зоне *A* находится наклонная часть погруженной литосферной плиты и область ее пересечения с 660-километровой границей. Время второй обменной волны в этой зоне на 0.5 с меньше, чем в зоне *B*, и вероятность аномального погружения границы меньше, чем в *B*. В некоторых зонах субдукции по наблюдениям короткопериодных обменных волн и других вторичных фаз достаточно надежно установлено, что пересечение плиты с 660-километровой границей сопровождается погружением границы на несколько десятков километров в зоне шириной 200–300 км [13, 14]. Такой эффект достаточно велик, чтобы отразиться в наших наблюдениях. Его полное отсутствие позволяет предположить, что значительное по величине прогибание границы имеет место только в тех районах, где материал литосферной плиты проникает в нижнюю мантию, но такое проникание отсутствует в районе наших исследований. Резкое ослабление первой обменной волны в зоне *A* можно объяснить возмущением рельефа 410-километровой границы в области ее пересечения с литосферной плитой.

На рис. 3 400-километровая трасса для зоны *B* сопоставлена с теоретическими трассами, рассчитанными для стандартной модели и модели с понижением скорости поперечных волн на 5.8% на глубине от 330 до 410 км [8, 9]. Наблюденная трасса хорошо согласуется с теоретической для стандартной модели и плохо – для модели с низкоскоростным слоем. В последнем случае расхождение между теоретической и наблюдаемой трассами во много раз больше, чем можно объяснить ошибкой наших измерений. Мы полагаем, что свидетельства присутствия этого слоя в [8, 9] надо отнести к артефактам обработки.

При суммировании передаточных функций станции НИА без низкочастотной фильтрации хорошо выделяется 660-километровая обменная волна с преобладающим периодом около 2 с (рис. 4). Это наблюдение означает, что скачок скорости на границе занимает интервал глубин не более нескольких километров. В то же время существуют свидетельства того, что этот интервал может измеряться десятками километров [15]. В сочета-

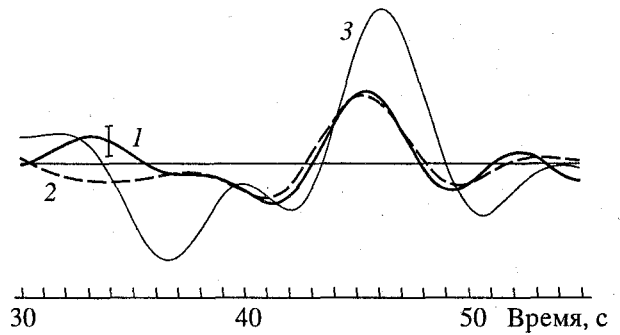


Рис. 3. Сопоставление записи обменной волны, сформированной в зоне *B* на глубине около 410 км (1), с теоретическими сейсмограммами для стандартной модели [12] (2) и модели [8, 9] (3) со слоем пониженной скорости поперечных волн на глубине 330–410 км.

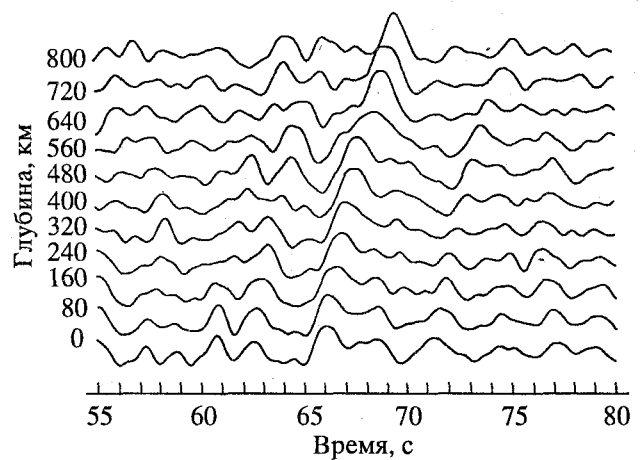


Рис. 4. Запись короткопериодной обменной волны на станции НИА.

нии с результатами [15] данные на рис. 4 показывают, что характер перехода на глубине 660 км может сильно меняться от места к месту.

Работа выполнена при финансовой поддержке фонда Сороса, гранты MR 1000 и MR 1300.

Таблица 1. Разность времени пробега двух мантийных волн на сейсмических станциях Евразии

Станция	dt , с
NORSAR (61.03°N, 10.78°E)	23.0
GRF (49.69°N, 11.22°E)	24.2
APA (67.55°N, 33.33°E)	24.2
OBN (51.17°E, 38.6°E)	24.4
BRV (55.06°N, 70.28°E)	23.8
KNET (42.65°N, 74.25°E)	24.9
PAK (35.0°N, 73.0°E)	25.0
ZAK (50.38°N, 103.28°E)	24.5

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Zhou H., Clayton R.W. // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. P. 6829–6851.
2. Fukao Y., Obayashi M., Inoue H., Nenbai M. // *Ibid.* 1992. V. 97. P. 4809–4822.
3. Van der Hilst R., Engdahl R., Spakman W., Nolet G. // *Nature*. 1991. V. 353. P. 37–43.
4. Shearer P., Masters T.G. // *Ibid.* 1992. V. 355. P. 791–796.
5. Shearer P. // *Geophys. J. Int.* 1993. V. 115. P. 878–904.
6. Petersen N., Gossler J., Kind R. et al. // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. P. 281–284.
7. Gossler J., Kind R. Extended Abstracts. VI Intern. Kimberlite Conf. Novosibirsk, 1995.
8. Revenaugh J., Sipkin S.A. // *Nature*. 1994. V. 369. P. 474–476.
9. Revenaugh J., Sipkin S.A. // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. P. 21911–21927.
10. Vinnik L.P. // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1977. V. 15. P. 39–45.
11. Efron B., Tibshirany R. // *Science*. 1991. V. 253. P. 390–395.
12. Kennett B.L.N., Engdahl E.R. // *Geophys. J. Int.* 1991. V. 105. P. 429–465.
13. Vidale J.E., Benz H.M. // *Nature*. 1992. V. 356. P. 678–683.
14. Wicks Ch.W., Richards M.A. // *Science*. 1993. V. 261. P. 1424–1427.
15. Petersen N., Vinnik L., Kosarev G. et al. // *Geophys. Res. Lett.* 1995. V. 20. P. 859–862.