

УДК 550.34.01+550.34-552

О ВОЗМОЖНОЙ ГРАНИЦЕ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ НА ГЛУБИНЕ 350 км ДЛЯ ЗОНЫ ПЕРЕХОДОВ ОТ КОНТИНЕНТА К ОКЕАНУ

© 2015 г. Р. З. Тараканов, О. В. Веселов, М. Ю. Андреева

Представлено академиком РАН Г.С. Голицыным 25.11.2013 г.

Поступило 01.10.2013 г.

DOI: 10.7868/S0869565215050230

ВВЕДЕНИЕ

В процессе обработки данных сейсмологических наблюдений нередко после первого вступления волны Р отмечались четкие вступления вторичных волн неизвестной природы, записываемых в бюллетенях как I. Для землетрясений Курило-Японской и Курило-Камчатской зон определялись разности времен I–P и соответствующие им эпицентральные расстояния Δ и измерялись отношения амплитуд вторичных волн I к

P-волнам $\left(K = \frac{A_I}{A_P} \right)$. Предполагалось, что коэффициент K дает информацию о скоростных особенностях разных флангов Курильской дуги. При анализе графиков I–P = $f(\Delta)$, $K = f(\Delta)$ оказалось, что преобладающее количество точек на них тяготеет к трем кривым, соответствующим обменно-отраженным и преломленным SPP-волнам от границ раздела в верхней мантии на глубинах 100, 350 и около 400 км.

Для уточнения границ раздела сред в верхней мантии была построена сводная гистограмма частоты встречаемости значений I–P (n_{I-P}) для Курильской зоны и коэффициента $n(K)$ для разных флангов Курильской зоны (рис. 1). Первая гистограмма $n_{I-P} = f(\Delta)$ имеет максимумы в интервале эпицентральных расстояний 1100–1200, 2000–2200 и 2800–2900 км. На гистограмме рис. 1 наиболее явно выражен центральный максимум в интервале эпицентральных расстояний 2000–2200 км, которым соответствуют обменно-отраженные волны SPP от границ раздела на глубине 350 км. Для камчатских землетрясений колонки второй гистограммы $n_{AI/AP} = f(\Delta)$ смещены влево на 100–200 км по сравнению с пиковыми участками гистограммы $n_{I-P} = f(\Delta)$ для землетрясений Курило-Японского участка. Вероятно, это объясня-

ется более высоким положением отражающей границы или относительно более высокой скоростью волн на участках Камчатка–Курилы по сравнению с соседним участком зоны Курилы–Япония.

СКОРОСТНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СРЕДЫ В ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЙ ЗОНЕ

Скорости сейсмических P-волн возрастают медленно от подошвы коры до глубин 130 км, где градиент изменения скорости $\beta = 1.5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ [1]. Для интервала глубин 200–300 км ($h_{cp} = 250 \text{ км}$) $\beta = 3.5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, для интервала 300–400 км ($h_{cp} = 350 \text{ км}$) $\beta = 3.6 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$. Аналогично для глубин 400–500 км ($h_{cp} = 450 \text{ км}$) $\beta = 6.6 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$, для 500–600 км $\beta = 9.5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$.

Из приведенных данных можно сделать вывод, что градиент скорости P-волн начинает увеличиваться с глубины 350 км, становясь максимальным для глубин 450 и 550 км. Они интерпретируются как границы фазовых переходов [2–4].

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ, СВИДЕТЕЛЬСТВУЮЩИЕ О ВОЗМОЖНОСТИ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ НА ГРАНИЦЕ 350 км

Авторы в работе [5] выявили, что если между двумя границами 410 и 660 км находится холодная среда, то верхняя граница 410 км движется вверх, а нижняя граница 660 км – вниз. Если принять, что в зоне перехода на глубине 350 км находится холодная зона [6], то полиморфный переход границы раздела 410 км может переместиться вверх приблизительно на 50 км.

В работе [7] авторы показали, что существовавшая раньше практика определения глубин до границ раздела имеет существенные пробелы. Точки отражения, используемые в работе [8], удалены на несколько тысяч километров от источника и приемника. Эти факторы при сильной лате-

Институт морской геологии и геофизики
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Южно-Сахалинск
E-mail: andreeva-tu@mail.ru

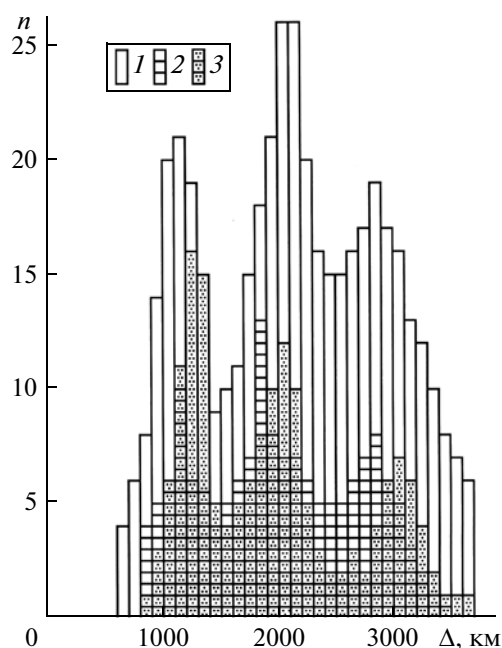


Рис. 1. Сводные гистограммы встречаемости разностей вступлений вторичных волн I и первых вступлений Р-волн $n_{I-P} = f(\Delta)$ от дальневосточных землетрясений (1), а также отношений амплитуд этих волн (2, 3) в зависимости от эпицентрального расстояния [10, 1]. Обозначения: 1 – встречаемость для курильских землетрясений n_{I-P} разностей I–P; 2, 3 – встречаемость $n(K)$ отношений амплитуд вторичных волн к амплитуде первых вступлений от землетрясений: 2 – Камчатско-Курильского региона, 3 – Курило-Японского региона.

ральной неоднородности могут привести к значительным ошибкам в оценке глубины до границы отражений. В исследованиях [7] использовались волны Ps, сформированные обменом P на сейсмических границах в области приемника. Характерные длины волн и расстояние до области обмена позволяют обеспечить разрешение на порядок выше, чем в предыдущих работах.

Эти Ps-волны выделяются при совместной обработке записей большого числа удаленных землетрясений. Каждая одиночная запись проецировалась на оси SV и P, а SV-составляющая стандартизовалась с P-составляющей. Стандартизованную SV-составляющую принято называть передаточной функцией. Такая стандартизованная функция обладает высокой разрешающей способностью при определении глубин до границ раздела. Результаты суммирования передаточных функций приведены на рис. 2. При определении передаточных функций использовались аналоговые записи широкополосных сейсмографов СК и СКД в России и широкополосных станций в Китае.

Передаточные функции дают возможность привлечь для научных исследований большое количество удаленных землетрясений, что позволяет опре-

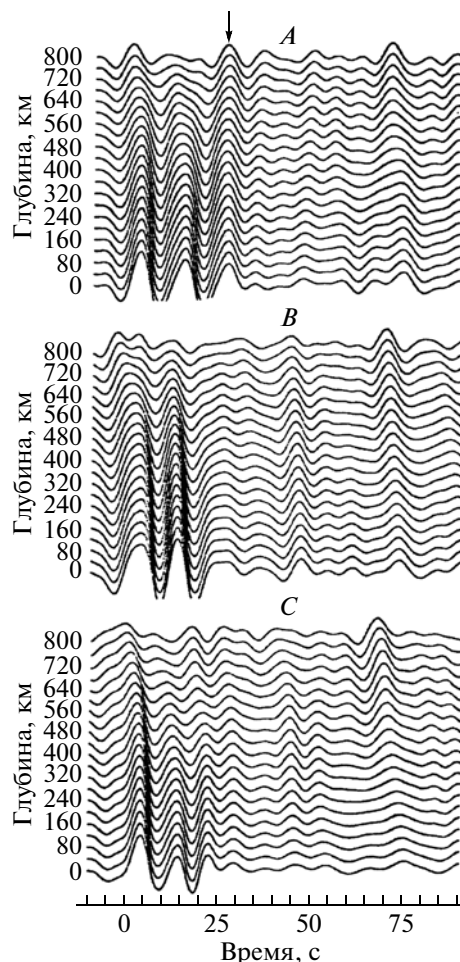


Рис. 2. Результаты суммирования передаточных функций для Приморско-Сахалинского региона. Каждая трасса получена при задержках, вычисленных для пробных значений глубины очага. Временные задержки показаны справа. Шкала времен показывает запаздывание по отношению к продольной волне [7]. Стрелкой показана граница раздела, не отмеченная авторами работы [7] на глубине 300 км. A, B и C – районы исследований: A – зона глубоких землетрясений; B – зона, соответствующая горизонтальному положению плит; C – зона отсутствия плит.

делять глубину до границ раздела с высокой точностью. Например, в полосе широкофокусных землетрясений исследователи решили задачу о динамике движения литосферной плиты в этой зоне, что свидетельствует о точности метода. Авторам удалось разделить область исследований на три полосы и показать, что в зоне C литосферной плиты нет, в зоне B она отмечена пологим положением, а в зоне A отмечено искривление плиты (рис. 2). Но при анализе эффективности передаточных функций авторы [7] не заметили в зоне четкого вступления на глубине 300 км, которое имеет исключительное значение для дальневосточной зоны перехода от океана к континенту.

Другая группа исследователей [9] провела уникальные наблюдения по системе GEOSCOPE в районе Японии с использованием метода [7] (станция Инуяма). В широкой полосе регистрации зафиксированы времена прихода волн и по инверсии с S-волнами прослежены латеральные изменения в активизированной зоне с доминантным периодом 7–10 с. С помощью разных методов получено 50 суммированных разрезов с высоким соотношением сигнал–помеха в районе станции. На основе этих данных показано, что одна из самых выразительных границ наблюдается на глубине 350 км (рис. 3).

О возможности полиморфной природы границы на глубине 350 км могут свидетельствовать аномальные данные скоростного разреза, построенного с учетом всех требований. В работе [10] отмечено, что на глубине 360 км скорости P-волн испытывают резкий скачок с 8 до 8.6 км/с.

Отмечается, что в пределах сейсмофокальной зоны на глубине 350 км, где происходит повышение скорости до 0.6 км/с [1], наблюдается скопление гипоцентров.

В химико-минералогической модели мантии Земли [11, 3] большинство петрологов определяет диапазон глубин 350–410 км как зону фазовых переходов (оливин $\alpha \rightarrow$ шпинель β). При относительно пониженных температурах верхней мантии в этом интервале зона полиморфных превращений растягивается по глубине [2]. Основные минералы в пиrolитовой модели мантии (оливин – 61%, пироксены – 25%, гранат – 14%) при повышении давления испытывают ряд превращений [12]. Так, с глубины 350 км пироксены и гранат переходят через серию преобразований в мейджорит со структурой граната и в ильменит [4]. При этих превращениях величину наклона кривой равновесия $\frac{dP}{dT} = \gamma_p$ (P – давление, T – температура) называют удельной теплотой фазового перехода, определяемой теплотой Q , выделяющейся при фазовых превращениях. Если переход равновесный, то зависимость между $\frac{dP}{dT} = \frac{Q}{T(v_2 - v_1)}$, где v_2 и v_1 – объемы в начале и конце перехода, T – температура изотермического перехода. Это уравнение, называемое уравнением Клапейрона–Клаузиуса, в работе [13] выражается через изменение плотности вещества ρ в виде $\gamma_p = \frac{Q\rho^2}{T\Delta\rho}$. Фазовый переход $\alpha\text{--}\beta$ в указанном интервале глубин характеризуется более плотной упаковкой ($\Delta\rho > 0$), уменьшением потенциальной энергии и выделением тепла. При этом наклон кривой равновесия γ_p равен приблизительно 2 МПа/К [3]. Переход сопровождается резким изменением плотности



Рис. 3. Гистограмма частоты встречаемости волн PSv [9], построенная с помощью метода [2] и системы GEOSCOPE (окно в пределах 7–60 с, фильтрация через 25 км) по данным станции “станция Инуяма” (Япония).

$\frac{\Delta\rho}{\rho} \approx 0.07$ [9]. В данном случае можно вычислить значение теплоты, выделившейся при этом фазовом переходе. Исходя из физических характеристик вещества верхней мантии в интервале 350–400 км, где плотность пиrolита равна 3.31 г/см³, изменение плотности при фазовом переходе 0.23 г/см³, температура 1400°C [6, 2], получаем значение теплоты фазового перехода $Q \approx 59$ Дж/г. Эти величины характеризуют верхнюю часть зоны C с глубины 350 км под глубоководными впадинами Японского и Охотского морей.

ВЫВОДЫ

На основе использования методов из разных областей геофизики в верхней мантии уверенно выделяется граница раздела на глубине 350 км, которая может иметь разную физическую природу (инверсия сейсмических скоростей, граница полиморфных превращений, аномалия глубинных температур и т.д.).

В результате исследований выделена граница фазовых переходов на глубине 350 км под дальневосточными окраинными морями, которая совпадает с эмпирическими данными работы [9], показавшими значительную приподнятость границы с глубины 410 до 360 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тараканов Р.З. Новые годографы P и S–P-волн для Дальневосточного региона. Владивосток: ДВО РАН, 2005. 196 с.

2. Добрецов В.Н., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2001. 409 с.
3. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
4. Poirier W.R. Introduction to the Physics of the Earth's Interior. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1991. 410 p.
5. Lebedev S., Chevrot S., Van der Hilst R.D. // Science. 2002. V. 296. P. 1300–1302.
6. Гордиенко В.В., Андреев А.А., Биккенина С.К., Ваннын Л.Л., Веселов О.В., Ерохов В.В., Жильцов Э.Г., Завгородняя О.В., Кулик С.К., Логвинов И.М., Ляпишев А.М., Мартанус Е.Р., Мороз Ю.Ф., Соинов В.В., Соловьев В.Н., Тараканов Р.З. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1992. 238 с.
7. Винник Л.П., Косарев Г.Л., Петерсен Н.В. // ДАН. 1977. Т. 353. № 3. С. 379–382.
8. Shearer P.M., Masters T.G. // Nature. 1992. V. 355. P. 791–796.
9. Thiot J.L., Montagner J.P., Vinnik L. // Phys. Earth and Planet. Inter. 1998. V. 108. № 1. P. 61–80.
10. Kaila K.L., Krishna V.G., Narain H. // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1971. V. 61. P. 1549–1570.
11. Ringwood A.E. Composition and Petrology of the Earth's Mantle. N.Y.: McGraw-Hill, 1975. 618 p.
12. Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Наука, 2006. 389 с.
13. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Статистическая физика. М.: Наука, 1964. 567 с.
14. Трубицын В.П., Евсеев А.Н., Баранов А.А., Трубицын А.П. // Физика Земли. 2008. № 8. С. 3–14.