ДОКЛАДЫ АКАДЕМИИ НАУК, 2019, том 488, № 4, с. 434–438

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.34:550.31

О СКОРОСТИ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ВНУТРЕННЕГО ЯДРА ЗЕМЛИ

Д. Н. Краснощеков*, В. М. Овчинников, О. А. Усольцева

Представлено академиком РАН В.В. Адушкиным 08.04.2019 г.

Поступило 12.04.2019 г.

На основе анализа амплитуд объёмных волн PKIIKP, отражённых от внутренней поверхности границы твёрдого ядра и зарегистрированных вблизи антипода, показано, что в его верхней части скорость распространения поперечных волн может быть на 10–60% ниже 3,5 км/с, предусмотренных стандартными моделями Земли.

Ключевые слова: объёмные волны, граница внутреннего ядра Земли, скорость распространения поперечных волн.

DOI: https://doi.org/10.31857/S0869-56524884434-438

Амплитуды сейсмических волн PKIIKP (рис. 1), которые распространяются в самой верхней части внутреннего ядра и отражаются от внутренней поверхности границы между внешним и внутренним ядром, чувствительны к малым вариациям скорости поперечных волн в кровле твёрдого внутреннего ядра Земли [1]. Наиболее предпочтительными расстояниями для наблюдения этих волн является интервал 170°–180°. Однако обнаружение и измерение параметров волн PKIIKP представляет значительные трудности. В настоящее время опубликовано всего лишь около трёх десятков измерений на одиночных станциях. Критериями обнаружения служили либо превышение некоторого уровня огибающей Гильберта сейсмического процесса на вертикальной компоненте сейсмограммы в ожидаемом интервале времени вступления волны [1, 2], либо степень согласованности формы волны PKIIKP волне PKIKP на основе решения оптимизационной задачи [3]. Казалось, что более надёжными данными будут измерения параметров волн PKIIKP, выполненные на пространственно-распределённой группе станций. Она позволяет определить дополнительный параметр – медленность (величина обратная кажущейся скорости), модуль которой и направление согласуются с геометрией наблюдений в базисе источник–станция, а за счёт избыточности данных можно улучшить соотношение сигнал–шум [4]. Однако нелинейный метод [5] фазо-взвешенного суммирования вертикальных составляющих группы даёт возможность определить время вступления волны и медленность, но не амплитуду, а результаты линейного суммирования оказались не вполне удачными [2]. Другие работы (например, [6]) для обнаружения волн PKIIKP привлекали сопоставление экспериментальных сейсмограмм с синтетическими, рассчитанными спектрально-элементным методом, требующим использования малодоступной в России высокопроизводительной вычислительной техники. В настоящей работе представлены результаты оценки скорости поперечных волн в верхней части внутреннего ядра Земли и правила принятия решения об обнаружении волн PKIIKP.

Таблица 1 содержит данные об очагах землетрясений из Бюллетеня Международного сейсмологического центра (ISC) и сейсмических станций, на которых были обнаружены волновые формы PKIIKP и измерена их амплитуда A_{PKIIKP}/A_{PKIKP} относительно волны PKIKP. Землетрясение 6 июня 2009 года в Атлантике зарегистрировано австралийской сейсмической группой ASAR, остальные измерения были выполнены на вертикальных составляющих трёхкомпонентных станций ENH, GZH, MOPC, MPG и NPGB.

На рис. 2 показан пример сейсмограммы землетрясения на станции NPGB с основными сейсмическими волнами, на котором хорошо видно по две волны PKPab и PP, пришедших на станцию с противоположных направлений. Измеренная разность времён прихода составляет для PKPab 8,5 с, а для PP 10,2 с. Из этого следует оценка для медленности волны PKPab 4,0 с/градус, а для PP 4,77 с/градус, что хорошо соответствует параметрам этих волн в стандартной модели ак135: 4,4 и 4,64 с/градус. Таким образом, можно полагать, что координаты землетрясения, приведённые в табл. 1 согласованы с нашими оценками, а время запаздывания волны PKIIKP1 относительно PKIIKP2 составит $\tau \sim 3{,}8$ с.

Институт динамики геосфер Российской Академии наук, Москва

E-mail: krasnd@idg.chph.ras.ru, krasnd@yandex.ru

Таблица 1. Параметры очагов землетрясений и результаты измерений амплитудного отношения A_{PKIIKP}/A_{PKIKP}

Дата, время в очаге, ч: мин: с	Широта, град.	Долгота, град.	Глубина, км	Δ, град.	Код станции	A_{PKIIKP}/A_{PKIKP}
23.05.2002, 15:52:16	–30,722	–71,193	62,8	179,26	ENH	0,50
06.06.2004, 09:38:02	–6,05	113,11	576	179,5	MOPC	0,40
15.08.2006, 03:05:13	–4,6414	126,852	32,2	179,31	MPG	0,35
06.06.2009, 20:33:29	23,8302	–46,2162	14,6	179,8	ASAR	0,41
24.09.2014, 11:16:13	–23,7849	–66,5888	204,5	179,7	GZH	0,29
11.02.2015, 18:57:22	–23,0653	–66,6621	203,6	179,4	GZH	0,11
10.04.2018, 10:19:34	–30,9862	–71,5566	76,1	178,85	ENH	0,19
04.11.2018, 07:55:29	7,7518	123,8646	581	178,93	NPGB	0,24
20.01.2019, 01:32:51	–30,074	–71,423	53,0	179,18	ENH	0,45

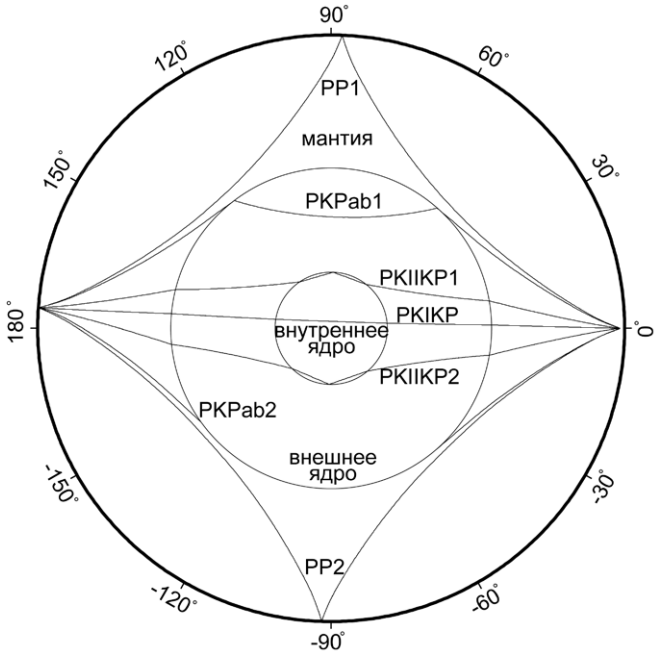

Рис. 1. Геометрия лучей при наблюдениях на расстояниях вблизи антипода. Для источника на глубине 100 км и эпицентрального расстояния 176° показаны волны PKIKP, PKIIKP, PKPab и PP, соответствующие короткому (1) и длинному (2) путям распространения от источника к станции.

Основываясь на изложенных особенностях, модель сейсмограммы $S(t)$ может быть представлена [3] в виде суперпозиции нескольких регулярных волн

$$S(t)=\sum_{i=1}^{K}A_i X_i(t+\tau_i)+n(t)\ ,$$

где неизвестными параметрами являются относительные амплитуды A_i, времена запаздывания τ_i относительно первого вступления и в общем случае форма волны $X_i(t)$. Задаваемое количество импульсов K зависит от глубины очага и эпицентрального расстояния. При этом в качестве формы волны использовано первое вступление, а остальные регулярные составляющие, например PKIIKP, имеют форму волны PKIKP, но с неизвестной амплитудой, возможно, противоположного знака, как для отражённой от свободной поверхности волны pPKIKP, а волновые формы PKPab и PP представляют собой преобразование Гильберта волны PKIKP. Таким образом, искомые параметры волнового поля можно определить из условия минимума суммы модулей невязок между экспериментальной сейсмограммой и её моделью

$$E(A_i,\tau_i,X_i)=\min\sum_t\left|D(t)-S(t)\right|$$

при ограничениях $A_{i1}\le A_i\le A_{i2}$, $|\tau_i-\tau_i'|\le\delta\tau_i$, где $D(t)$ – экспериментальная сейсмограмма; A_{i1} и A_{i2} – граничные относительные амплитуды для i-й фазы; τ_i' – время запаздывания i-й фазы в соответствии с референсной моделью Земли (*ak135*) для конкретных параметров сейсмического источника и станции,

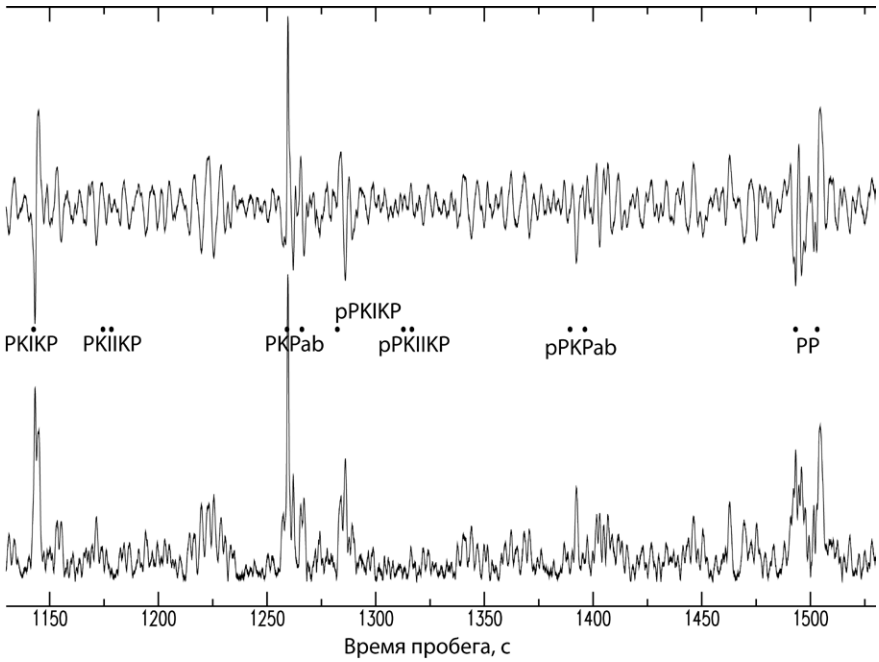

Рис. 2. Сейсмограмма (верхняя трасса) и её огибающая Гильберта (нижняя трасса) землетрясения на Филиппинах 4 ноября 2018 г., зарегистрированного станцией NPGB в Бразилии. Точки – метки вступлений сейсмических фаз, включая двойные вступления фаз PKIIKP, PKPab, pPKIIKP, pPKPab и PP, распространяющихся по длинному и короткому пути.

$\delta\tau_i$ – дифференциальная невязка времени запаздывания для i-й фазы.

Для землетрясения, зарегистрированного пространственно-распределённой группой одиночных станций ASAR, была дополнительно проведена оценка медленности обнаруженных волновых форм. На первом этапе к записям системы группирования ASAR применялась согласованная фильтрация вертикальных каналов станций, при которой, как отмечено выше, использована форма волны PKIKP в первом вступлении:

$$S_i = \sum_{k=1}^{M} D_i \cdot X_{i+k} ,$$

где i – номер станции, а M – длительность волновой формы PKIKP (X). Пространственные особенности сейсмического волнового поля определялись путём вычисления в скользящем временно́м окне двумерного спектра мощности P (F–K-анализ):

$$P(\vec{k}) = \frac{1}{m}\sum_{f_1}^{f_m}\left(\sum_{j-1}^{j=n-1}\sum_{i=1}^{i=n} F_{ij}(f) e^{i\vec{k}(\vec{r}_i - \vec{r}_j)}\right),$$

где $F_{ij}(f) = \frac{2}{T}\sum_{k_\alpha} S_i^* S_j$ – взаимный спектр в частотном интервале $[f_1; f_m]$, $\vec{k} = (k_x k_y)$ – волновой вектор в горизонтальной плоскости, * – знак комплексного сопряжения. Наконец, по отфильтрованным каналам группы вычислялась статистическая характеристика сейсмического процесса F_{stat} [7], которая позволяет оценить значимость уровня сейсмического сигнала на фоне шума в рассматриваемом временном интервале

$$F_{\text{stat}}\left(k_0 : T, t\right) = \frac{N-1}{N}\frac{\sum_{t}^{t+T}\left\{\left(b(t : k_0)\right)\right\}^2}{\sum_{t}^{t+T}\sum_{i=1}^{N}\left|S_i\left(t\right) - b(t : k_0)\right|^2},$$

где $b(t : k_0) = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} S_i(t + \tau_i)$ – результат регулируемого направленного приёма (суммирование каналов группы с временны́ми задержками), $\tau_i = -\vec{r}_i\vec{k}_0/\omega$, τ_i – временно́й сдвиг сейсмограммы на i-й станции относительно опорной станции. Физический смысл F_{stat} – насколько полная энергия колебаний (числитель) для заданного волнового числа k_0 в интервале наблюдения $[t; t + T]$ отличается от остаточного шума (знаменатель).

Результат обработки записей группы ASAR землетрясения в Атлантике 2009 года представлен на рис. 3. Как видно, сейсмический процесс на временны́х интервалах ожидаемого прихода волн PKIKP и PKIIKP (около 1210-й и 1242-й с соответственно) характеризуется слабыми вариациями медленности. Причём на последнем из них присут-

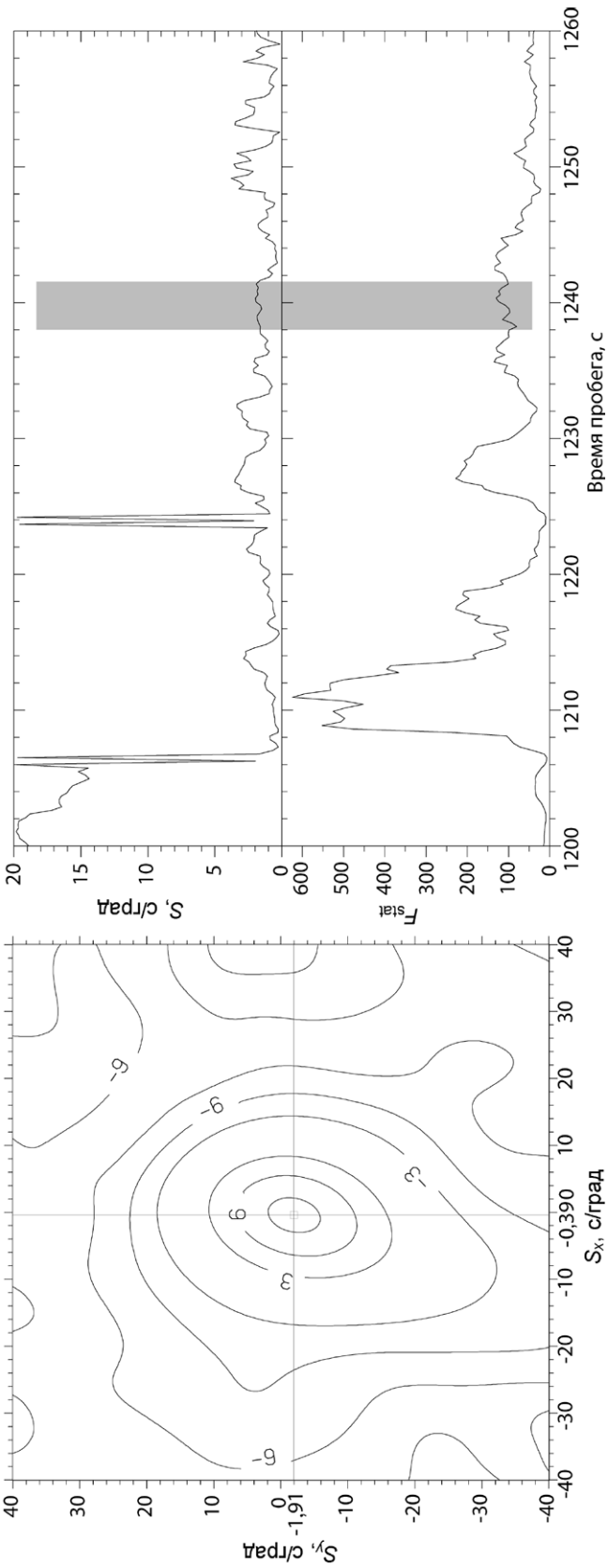

Рис. 3. F–K-диаграмма, вычисленная на временно́м интервале, изображённом серой полосой справа на графиках оценок медленности s и статистики F_{stat} по данным группы ASAR. Цифры контурной диаграммы соответствуют амплитуде суммарной трассы в дБ.

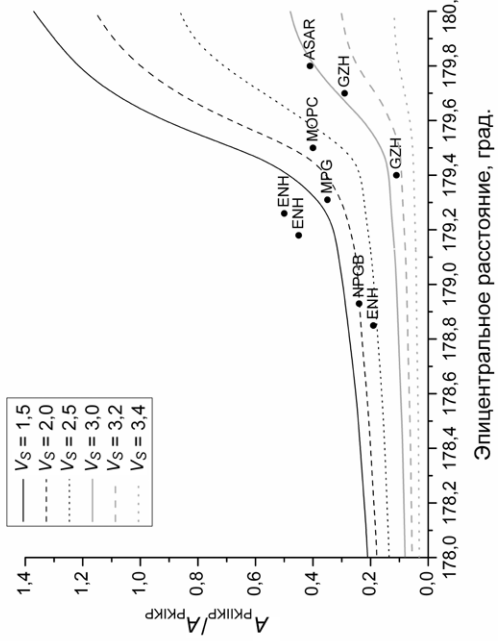

Рис. 4. Теоретические кривые амплитудного отношения A_{PKIIKP}/A_{PKIKP} для различных модификаций модели *ak135* в части скорости распространения поперечных волн в кровле внутреннего ядра (указана в легенде в км/с). Точки – измерения A_{PKIIKP}/A_{PKIKP} из табл. 1.

ствует волна с медленностью 1,95 с/градус, устойчиво сохраняющейся на интервале 5 с. Статистика F_{stat} = 127 показывает, что уровень сигнала в этом временном окне значимо отличается от уровня шума с F_{stat} = 40. Следует отметить, что на интервале перед волной PKIKP оценка *s* соответствует низкоскоростным волнам с медленностью более 7 с/градус. Совокупность полученных параметров позволяет утверждать, что обнаруженный сигнал является волной PKIIKP, приходящей на станцию по более длинному пути. При этом, полагая стационарность сейсмического шума, наблюдаемого перед вступлением волны PKIKP, оценку относительной амплитуды волны PKIIKP можно получить из соотношения $A_{PKIIKP}/A_{PKIKP} = \{F_{stat}(PKIIKP)/F_{stat}(PKIKP)\}^{0,5}$, что составляет 0,41.

Измеренное амплитудное отношение (табл. 1) лежит в интервале $0,19 < A_{PKIIKP}/A_{PKIKP} < 0,5$, что значительно выше теоретических оценок по *ak135*, которые для стандартной скорости поперечных волн в вершине внутреннего ядра (3,5 км/с) на эпицентральных расстояниях 179°–180° находятся в диапазоне 0,04÷0,125. Сравнение A_{PKIIKP}/A_{PKIKP} из синтетических полноволновых сейсмограмм, рассчитанных методом AXISEM [8] для различных скоростей распространения поперечных волн в вершине внутреннего ядра, показывает (рис. 4), что измеренные повышенные значения A_{PKIIKP}/A_{PKIKP} согласуются с более низкими скоростями – от 1,5 до 3 км/с. При этом различия в оценках скорости поперечных волн в зондируемых регионах могут указывать на мозаичность поверхности внутреннего ядра, которая была предложена на основе анализа волн PKiKP [9] и, возможно, прослеживается в измерениях волн PKIKP и PKIIKP [2]. Однако для получения устойчивой оценки вариаций скорости распространения поперечных волн в кровле внутреннего ядра Земли требуется значительное увеличение количества измерений вблизи антипода (179°–180°), где разрешённость теоретических кривых амплитудного отношения A_{PKIIKP}/A_{PKIKP} существенно выше (рис. 4).

Источники финансирования. Цифровые сейсмические данные предоставлены IRIS DMC (грант EAR-1261681NSF), США. Работа выполнена в рамках госзадания ИДГ РАН (рег. номер АААА–А19–119022090015–6) с использованием оборудования Центра коллективного пользования сверхвысокопроизводительными вычислительными ресурсами МГУ им. М.В. Ломоносова [10].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Cormier V.*// Geoph. Res.Lett. 2015. V. 42. № 18. P. 7459–7466.
2. *Attanayake J., Thomas C., Cormier V., Miller M., Koper K.* // Geochem. Geophys. Geosyst. 2018. V. 19. № 10. P. 3607–3622.
3. *Usoltseva O., Ovtchinnikov V.* // Proc.11th Int. School and Conf. "Problems of Geocosmos". St. Peterburg, 2016. P. 133–139.
4. *Niu F., Chen Q-F.* // Nat. Geosci. 2008. V. 1. P. 692–696.
5. *Schimmel M., Paulssen H.* // Geophys. J. Int. 1997. V. 130. P. 497–505.
6. *Butler R.*, *Tsuboi S.* // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37. № 11. L11301. DOI:10.1029/2010GL042908
7. *Blandford R.* // Geophysics. 1974. V. 39. № 5. P. 633–643.
8. *Nissen-Meyer T., van Driel M., Stähler S., Hosseini K., Hempel S., Auer L., Colombi A., Fournier A.* // Solid Earth. 2014. V. 5. P. 425–445.
9. *Krasnoshchekov D., Kaazik P., Ovtchinnikov V.* // Nature. 2005. V. 435. P. 483–487.
10. *Воеводин Вл.В., Жуматий С.А., Соболев С.И., Антонов А.С., Брызгалов П.А., Никитенко Д.А., Стефанов К.С., Воеводин Вад.В.* // Открытые системы. СУБД 2012. №7. С. 36–39.

ON SHEAR WAVE VELOCITY IN THE TOP OF THE EARTH'S INNER CORE

D. N. Krasnoshchekov, V. M. Ovtchinnikov, O. A. Usoltseva

Presented by Academician of the RAS V.V. Adushkin April 8, 2019

Received April 12, 2019

Institute of Geosphere Dynamics of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

Analysis of PKIIKP waves reflected off the inner surface of the solid core boundary and recorded close to the antipode indicates the shear wave velocity in its top can be by 10–60% below 3,5 km/s envisaged by standard models of the Earth.

Keywords: body waves, Earth's inner core boundary, shear wave propagation velocity.