

Метод определения профилей продольной и сдвиговой волн по анализу сейсмического шума

С. А. Манаков^{1,*}, А. И. Коньков^{1,2}

¹Институт прикладной физики РАН, Россия, 603950, Нижний Новгород, ул. Ульянова, д. 46

²ООО «ГЕОДЕБАЙС». Россия, 199406, Санкт-Петербург, ул. Гаванская, д. 41, пом. 89

(Статья поступила 14.11.2019; Подписана в печать 25.11.2019)

В работе представлены результаты развития метода пассивной томографии на поверхностной волне Рэлея. В новой методике предлагается проводить совместный анализ частотных зависимостей фазовой скорости и отношения проекций смещения для реконструкции профилей скоростей обеих упругих волн. В свою очередь, частотные зависимости определяются из корреляционных функций сейсмического шума, записанного в разных точках. Обсуждаются особенности влияния неравномерности распределения источников шума, а также результаты применения метода на реальных данных.

PACS: 43.40.Ph

УДК: 534.2, 550.834

Ключевые слова: пассивная томография, волна Рэлея, сейсмический шум.

ВВЕДЕНИЕ

Пассивная сейсмическая томография на поверхностных волнах используется для определения приповерхностной структуры Земли на разных масштабах [1, 2]. Данный метод позволяет оценить скорости упругих волн в слоях без использования «активных» источников. В основе пассивной томографии лежит предположение о наличии большого количества статистически независимых шумовых источников, распределенных по пространству. В результате этого сигналы, принятые в двух разных точках, оказываются коррелированными, а корреляционная функция содержит информацию о свойствах приповерхностных слоев [3]. В большинстве приложений шумовые источники расположены на поверхности или вблизи нее, поэтому в основном генерируются именно поверхностные волны.

По итогам обработки первичных данных с массива сейсмоприемников реконструируется частотная зависимость фазовой скорости поверхностной волны Рэлея [1]. Последняя, в свою очередь, является входным параметром обратной задачи, решение которой дает профиль скорости волны сдвига. Принципиальным здесь является тот факт, что наличие информации о значении фазовой скорости волны Рэлея не позволяет установить величину скорости продольной волны (или же коэффициента Пуассона), т.к. скорость волны Рэлея зависит, в основном, от скорости волны сдвига [4]. При решении обратной задачи коэффициент Пуассона задается из априорных соображений.

Для исключения описанной выше неоднозначности и, соответственно, реконструкции профиля коэффициента Пуассона ранее был предложен новый метод, в котором осуществляется совместная инверсия частотных зависимостей фазовой скорости и отношения проекций в векторе смещения волны Рэлея [5]. Новый метод был

назван PASW (от англ. «Projection Analysis of Surface Waves» — по аналогии с MASW от англ. «Multichannel Analysis of Surface Waves»). Данный подход был ранее успешно применен при решении различных задач [6].

В докладе будет представлен итог адаптации метода PASW на случай отсутствия «активных» источников. Излагаются основы предложенной методике, особенности влияния пространственного распределения источников шума и результат применения на реальных данных.

1. ОСНОВЫ МЕТОДА

Теоретические основы метода можно объяснить при помощи простой модели. Пусть имеется однородное упругое полупространство. На его поверхности равномерно распределены статистически независимые источники волны Рэлея. Также на поверхности имеются два приемника, разнесенных на расстояние L . Приемники регистрируют две компоненты вектора смещения — вертикальную z и горизонтальную r (параллельную отрезку, соединяющему два приемника). При таких условиях взаимные спектры между сигналами с разных датчиков будут иметь вид:

$$R_{zz}(\omega) \sim J_0(k_R L) = \frac{H_0^{(1)}(k_R L) + H_0^{(2)}(k_R L)}{2},$$

$$R_{zr}(\omega) \sim -\chi J_1(k_R L) = -\chi \frac{H_1^{(1)}(k_R L) + H_1^{(2)}(k_R L)}{2},$$

где нижний индекс при кросс-спектрах отвечает компонентам вектора смещения, ω — циклической частоте, $k_R = \omega/c_R$ — волновому числу для волны Рэлея, c_R — скорости волны Рэлея, $J_{0,1}$ — функции Бесселя, $H_{0,1}^{(1,2)}$ — функции Ганкеля, χ — модулю отношения горизонтальной и вертикальной проекций смещения волны Рэлея (эллиптичности). Итоговые выражения представляют собой сумму двух неполных функций Грина

*E-mail: manakovsergej@mail.ru

от вертикальных силовых источников, расположенных на поверхности в точках приема. «Неполнота» здесь проявляется в том, что учитывается только волна Рэлея. Как видим, что из отношения R_{zz} и R_{zr} возможно определить величину χ .

На основании описанной выше модели строится алгоритм обработки данных. В начале из взаимного спектра (или кросскорреляционной функции) определяются характеристики волны Рэлея. В конце решается обратная задача, на «выходе» которой появляются профили скоростей обеих объемных волн (и/или коэффициента Пуассона). Основное внимание будет уделяться первой фазе алгоритма — обработке записанных шумов, т.к. вторая фаза (инверсия) представляет собой стандартную процедуру [5].

Процесс обработки сейсмических шумов техногенного или природного происхождения можно разделить на три этапа: 1) подготовка исходных данных, 2) оценка взаимных спектров R_{zz} и R_{zr} или соответствующих кросскорреляционных функций, 3) вычисление групповой или фазовой скорости c_R и эллиптичности χ . Целью первого этапа является удаление высокоэнергетических выбросов, нарушающих предположение о равномерном распределении источников шума. Фрагмент записи с мощной импульсной помехой необходимо удалить. На втором этапе вычисляются взаимные спектры (или соответствующие корреляционные функции) между сигналами с двух приемников по методу спектрального оценивания Бартлетта или Уэлча [7]. Из изменения фазы с частотой R_{zz} и R_{zr} можно найти дисперсию волны Рэлея c_R , а из их отношений — эллиптичность (или отношение проекций вектора смещения) χ . Для повышения отношения сигнал/шум в процедуру обработки данных можно ввести дополнительные шаги по типу ФК-фильтрации.

2. ОСОБЕННОСТИ, СВЯЗАННЫЕ С НЕРАВНОМЕРНОСТЬЮ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИСТОЧНИКОВ ШУМА

В основе «классического» метода пассивной томографии на поверхностной волне Рэлея лежит предположение о равномерности распределения источников шума в пространстве. Однако существует еще одна конфигурация, когда методику можно применять. Плотность эмиттеров должна быть симметричной относительно линии, перпендикулярной отрезку, соединяющему два приемника, и проходящего через его центр [8].

Данное утверждение справедливо и для предлагаемой методики. Продемонстрируем это на примере. На рис. 1 показан результат численного моделирования для простой модели среды — однородного полупространства. По вертикальной оси отложены нормированные взаимные спектры R_{zz} и R_{zr} , по горизонтальной — нормированное расстояние между приемниками. Черный цвет отвечает R_{zz} , красный — R_{zr} . Нормировка R_{zz} выполнялась на значение $R_{zz}(0)$,

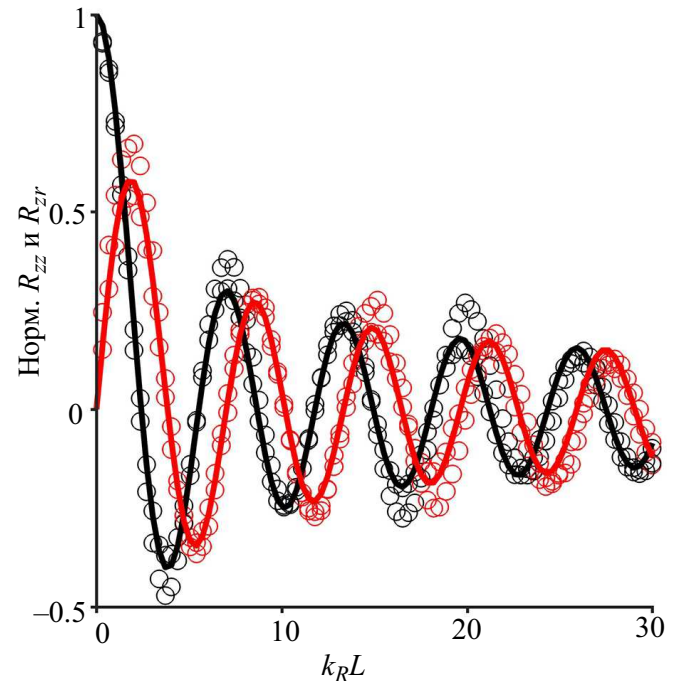


Рис. 1: Зависимость взаимных спектров от расстояния между приемниками при различных распределениях источников шума по поверхности

а $R_{zr} = R_{zz}(0)\chi$. Сплошными линиями отображены функции Бесселя первого и второго порядков. Моделирование было выполнено для двух распределений источников по пространству — равномерного и вдоль линии параллельной отрезку, соединяющему центры приемников. Расчет был выполнен с помощью стандартного матричного метода путем решения полной волновой задачи [9]. Мы видим, что амплитудные и фазовые отношения сохраняются, а также совпадают с полученными аналитически. В этом случае предложенный метод остается работоспособным.

3. АПРОБАЦИЯ НА РЕАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Методика была апробирована на реальных данных: (1) эксперимент на полигоне «Безводное» ИПФ РАН и (2) запись с сейсмометров, установленных на острове Мадагаскар (сеть XV, http://dx.doi.org/10.7914/SN/XV_2011).

Условия проведения эксперимента были следующими. На поверхности вдоль грунтовой дороги расставлялись попарно горизонтальные и вертикальные геофоны с фиксированным расстоянием между позициями пар. Расстояние между парами составляло 1 м, расстояние между геофонами в паре — не более 5 см. Регистрация шума производилась в течение 200 с. Общее количество геофонов — 48 штук. Параллельно с этим был выполнен эксперимент с электродинамическим вибратором.

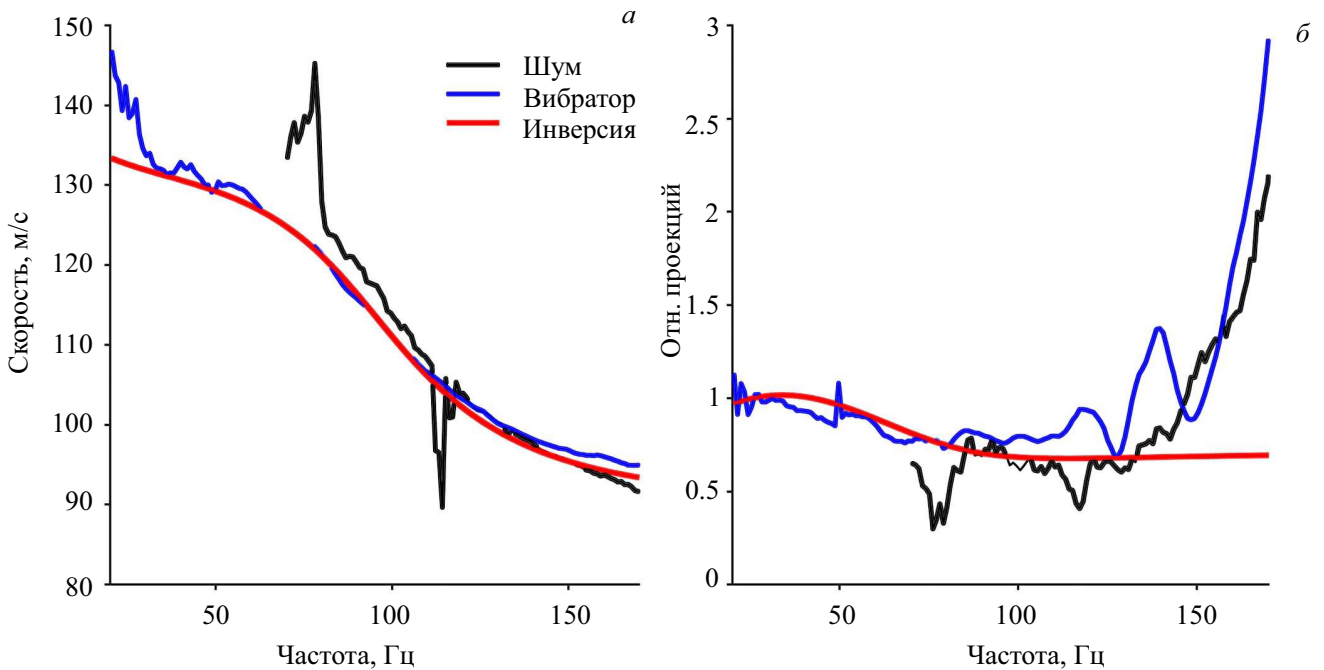


Рис. 2: Зависимость фазовой скорости и эллиптичности от частоты, полученные в результате обработки данных эксперимента на полигоне «Безводное»

Обработка записанных сигналов сейсмического шума идентична описанному выше алгоритму. Для повышения отношения сигнал/шум R_{zz} и R_{zr} из пространства (ω, L) трансформировались в (ω, k) спектр. Для этого использовались следующие преобразования:

$$FK_z \text{ или } r(\omega, k) = \sum_{n,m} R_{(zz \text{ или } zr),nm}(\omega) H_0^{(2)}(kL_{nm}),$$

где n и m — номера приемников, L_{nm} — расстояния между ними. Суммирование ведется по всем парам. На следующем шаге на спектрах $FK_z(\omega, k)$ и $FK_r(\omega, k)$ находилась характеристика волны Рэлея $k^* = k(\omega^*)$ путем поиска максимального значения. Фазовая скорость волны Рэлея определялась из отношения $c_R = \omega^* / k^*$, а эллиптичность — $\chi = |FK_z(\omega^*, k^*) / FK_r(\omega^*, k^*)|$.

Итог обработки исходных данных и инверсии представлен на рис. 2. Слева показаны зависимости фазовой скорости от частоты, справа — зависимости отношения проекций от частоты. Черный цвет отвечает данным, полученным из анализа сейсмического шума, синий — с использованием электродинамического вибратора, красный — результату решения обратной задачи для двухслойной модели. Частотные зависимости, полученные различными способами, совпадают.

Более интересным представляется второй способ анализа данных с нескольких сейсмометров. Он позволяет оценить применимость предлагаемого подхода к реальным задачам сейсмологии, для решения которых используется «стандартная» схема обработки данных [1].

На рис. 3 показана карта острова Мадагаскар и положение станций, данные с которых были использованы. Анализировался архив данных за 2013 г. Первым шагом обработки данных была оценка кросскорреляционных функций между сигналами, полученными со всех пар станций. Для этого был использован метод Бартлетта [7]. Исходные записи сигналов делились на фрагменты длительностью 2048 с. Для каждого фрагмента вычиталось среднее значение и выполнялся клиппинг (отсечение) по уровню 1×10^{-5} м/с. Последняя процедура позволила избавиться от аномальных выбросов, не имеющих природного происхождения. Затем для каждого фрагмента вычислялся взаимный спектр между всеми парами станций, после чего его компоненты с частотами менее 0.12 Гц и более 0.22 Гц обнулялись (аналогично и в области отрицательных частот). Следует заметить, что в этих областях наблюдается наибольшая когерентность. Это обусловлено природой сейсмического шума — диапазон $0.1 \div 0.2$ Гц отвечает т.н. первому и второму микросейсму [10]. Полученные взаимные спектры для каждого фрагмента усреднялись по всей реализации. Кросскорреляционная функция вычислялась путем обратного преобразования Фурье от усредненного взаимного спектра.

Из рис. 4 видно, что во всех случаях отсутствует симметрия, а на 6 и 7 графиках невозможно определить четкий приход какой-либо волны. Из этого можно сделать вывод, что источники шума распределены неравномерно по поверхности в области острова Мадагаскар. Как уже отмечалось выше в диапазоне частот $0.1 \div 0.2$ Гц природный сейсмический шум обусловлен

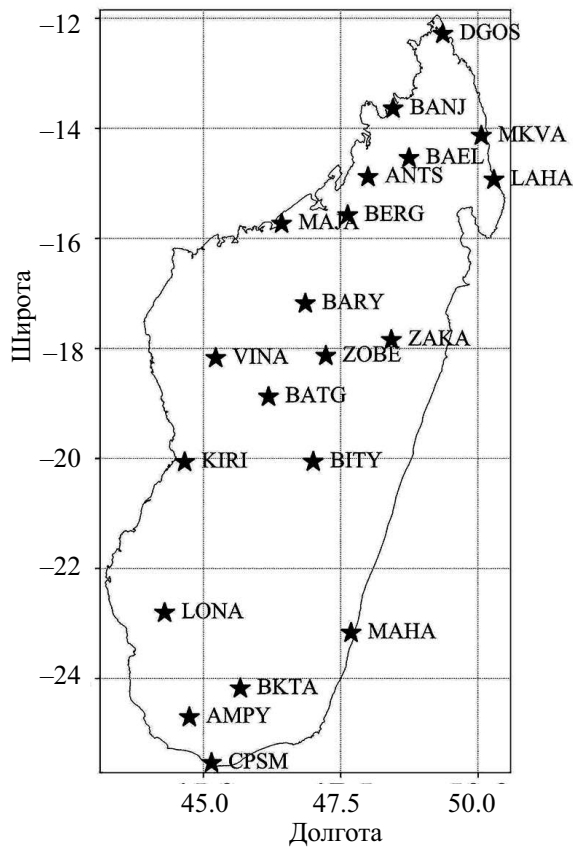


Рис. 3: Карта острова Мадагаскар и положение станций

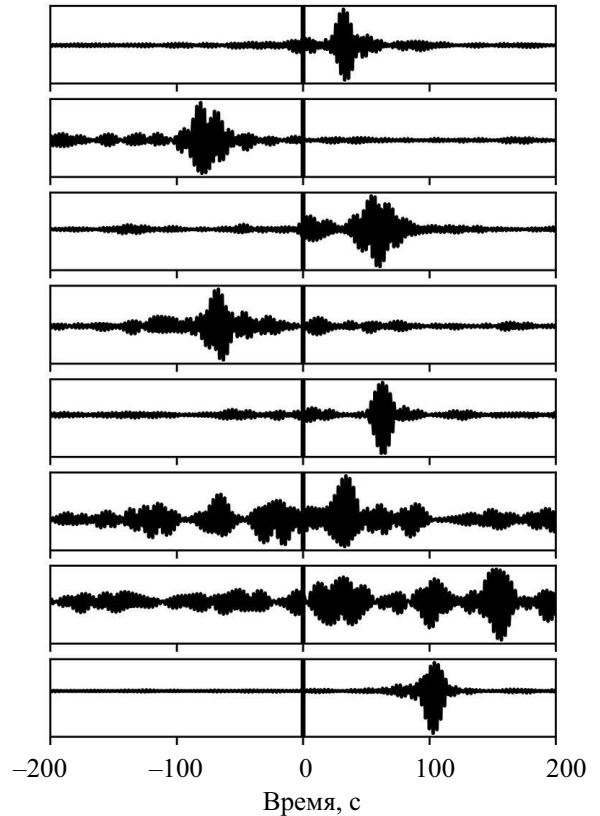


Рис. 4: Нормированные кросскорреляционные функции между сигналами с вертикальных компонент станции BARY и ее 8 ближайшими станциями

взаимодействием океанических волн с дном и береговой линией [10]. В свою очередь, океанические волны возбуждаются за счет ветро-волнового взаимодействия. Таким образом, чем выше интенсивность ветра (как, например, в урагане), тем выше будет амплитуда генерируемых рэлеевских волн. Вполне разумно предположить, что над Индийским океаном средняя интенсивность ветра выше, чем в Мозамбикском проливе. Это влечет за собой неоднородное распределение источников волны Рэля — волны приходят в основном со стороны океана. По этой причине «работать» можно с кросскорреляционными функциями между парами станций, ориентированными на океан. Для этого из всего набора данных были оставлены пары, для которых отношение сигнал/шум было больше 6. Сама величина сигнал/шум вычислялась как отношение максимального значения огибающей кросскорреляционной функции к ее среднеквадратичному отклонению.

На следующем этапе обработки данных оценивалась величина групповой скорости поверхностной волны Рэля. Для этого использовался метод FTAN (от англ. «Frequency Time Analysis» — частотно-временной анализ [11]) суть которого, состоит в следующем. Кросскорреляционная функция подвергалась процедуре фильтрации в частотной области, т.е. образ Фурье

умножался на следующую функцию:

$$\exp\left(-\left[Q\frac{\omega-\omega^*}{\omega^*}\right]^2\right),$$

где ω^* — величина частоты, для которой оценивается групповая скорость, Q — параметр, задаваемый равным 15. Чем больше величина Q , тем меньше ширина фильтра, и, соответственно, тем менее точно определяется итоговая групповая скорость. Наоборот, чем меньше величина Q , тем больше ширина фильтра, и тем больше сглаживаются особенности частотной зависимости фазовой скорости. Значение Q было выбрано из компромиссных соображений между точностью и разрешающей способностью. После фильтрации кросскорреляционная функция подвергалась преобразованию Гильберта с целью получения огибающей. Время распространения волны Рэля от одной станции к другой определялось по максимальному значению, полученному на предыдущем шаге огибающей, а эффективная групповая скорость — как отношение расстояния между станциями к времени распространения.

Для вычисления фактических значений групповой скорости решалась переопределенная система линейных уравнений. Предполагалось, что скорость волны Рэля постоянна в области каждой станции. Эта об-

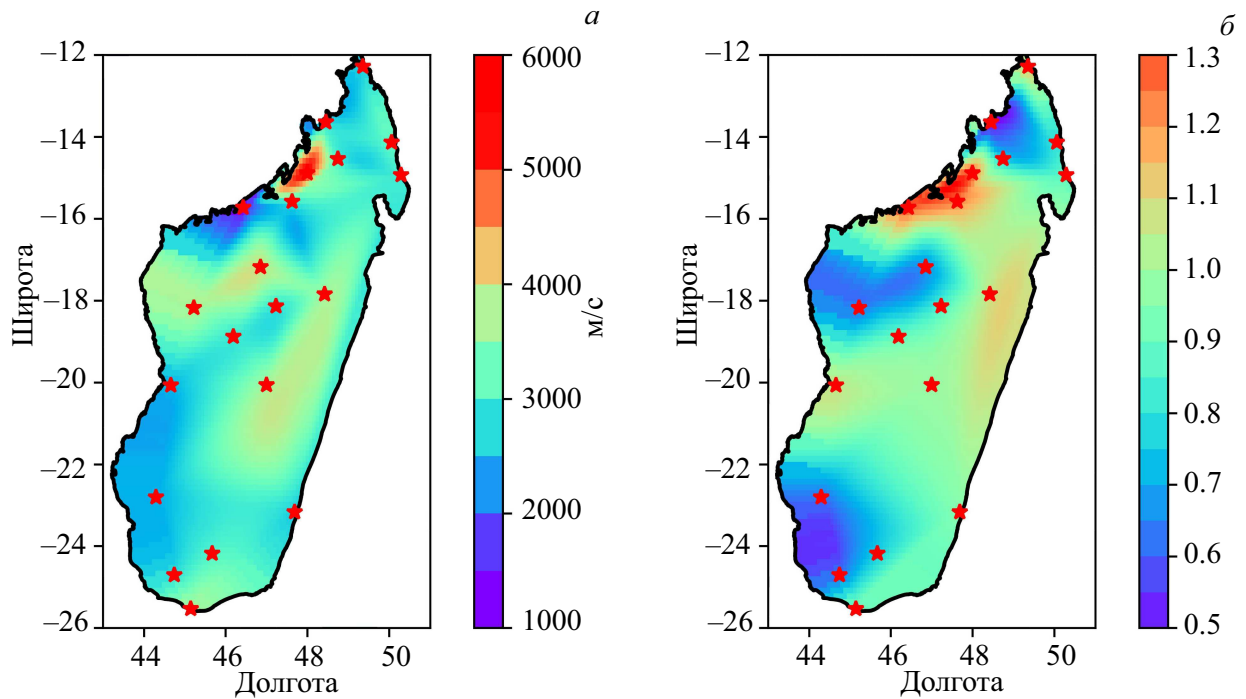


Рис. 5: Карта осредненной групповой скорости (а) и эллиптичности волны Рэлея (б)

ласть определялась из диаграммы Вороного. Таким образом, эффективное значение групповой скорости представляется через сумму фактических:

$$\frac{1}{c_{Rg}^{nm}} = \sum_i \frac{L_i}{L_{nm}} \frac{1}{c_{Rg}^i},$$

где c_{Rg}^{nm} — эффективная групповая скорость между парами станций с номерами n и m , c_{Rg}^i — фактическая групповая скорость в окрестности станции с номером i , L_{nm} — расстояния между станциями с номерами n и m , L_i — путь волны Рэлея через область станции с номером i . Таким образом, получается переопределенная система линейных уравнений, в которой неизвестными являются величины c_{Rg}^i . Эта система решалась с помощью метода наименьших квадратов.

Значение эллиптичности в окрестностях каждой станции определялось по более простой процедуре:

$$\chi_i(\omega) = \left\langle \frac{R_{zr}(\omega)}{R_{zz}(\omega)} \right\rangle,$$

где $\langle \dots \rangle$ — среднее по всем парам станций. В такой постановке можно заявить, что предлагаемый подход имеет общие черты с методом Накамуры [12]. В методе Накамуры частотная зависимость эллиптичности оценивается из отношения спектральной плотности мощности сигналов, регистрируемых горизонтальными и вертикальными компонентами приемника. Принципиальным здесь является тот факт, что измерения происходят в одной точке. По этой причине этот метод является своего рода «неустойчивым» — большое влия-

ние на результат оценки эллиптичности оказывают различные от волны Рэлея колебания как локального, так и глобального происхождения. Поэтому анализируются только т.н. резонансы (соответствующие anomalously высокой величине χ), которые выделяются с высокой достоверностью. В предлагаемом нами подходе эллиптичность вычисляется по многим данным, идет усреднение по нескольким парам станций, что увеличивает робастность метода.

На рис. 5 представлены результаты обработки данных с массива сейсмометров, установленных на острове Мадагаскар. Красные символы соответствуют положениям станций. На рис. 5а цветом показано осредненное значение групповой скорости, на рис. 5б — осредненное значение эллиптичности. Усреднение было выполнено в диапазоне частот от 0.12 до 0.22 Гц (как уже отмечалось, частоты выше отвечают диапазону микросейсм). Для построения полных карт использовалась кубическая интерполяция. Видно, что изображения для групповой скорости и эллиптичности качественно похожи друг на друга. Также следует заметить, что распределение на рис. 5 коррелирует с геологическим строением острова Мадагаскар.

Инверсия может быть выполнена по любой стандартной процедуре (например, описанной в [5]). Ввиду того, что эта задача является предметом отдельного исследования, то здесь она не приводится. Полученные зависимости скорости и эллиптичности волны Рэлея можно анализировать теми же способами, что используются в активных методах. Наш подход заключается в дополнительной обработке данных с целью определения частотной зависимости χ .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложен новый способ определения профилей продольной и сдвиговой скоростей на основе анализа сейсмических шумов. Для этого было предложено провести совместную инверсию частотных зависимостей скорости и эллиптичности волны Рэлея. В свою очередь, частотные зависимости определялись из корреляционных функций сейсмического шума, записанного в разных точках. Скорость определялась по задержке прихода волны или по фазе, а эллиптичность — из отношения взаимного спектра между разными ком-

понентами. Данный метод был успешно апробирован на реальных данных. Условие работоспособности метода можно сформулировать следующим образом: плотность эмиттеров должна быть симметричной относительно линии, перпендикулярной отрезку, соединяющему два приемника, и проходящей через его центр. Методика была апробирована на реальных данных: полученных как на полигоне «Безводное» ИПФ РАН, так и на острове Мадагаскар.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00653 мол_а.

-
- [1] *Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N.M., Yang Y.* // *Geophysical Journal International*. 2007. **169**. P. 1239.
- [2] *Nunziata C., De Nisco G., Panza G.F.* // *Engineering Geology*. 2009. **105**, N 3. P. 161.
- [3] *Roux P., Sabra, K.G., Kuperman W.A., Roux A.* // *The Journal of the Acoustical Society of America*. 2005. **117**, N 1. P. 79.
- [4] *Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М.* Теория упругости. М.: Наука. 1987.
- [5] *Konkov A. I., Lebedev A. V., Manakov S. A.* Rayleigh Wave Dispersive Properties of a Vector Displacement as a Tool for P- and S-wave Velocities Near Surface Profiling // *Handbook of Geomathematics / W. Freeden, M. Z. Nashed, T. Sonar*, 2 ed. 2015. P. 2189.
- [6] *Авербах В. С., Грибов Н. Н., Коньков А. И., Лебедев А. В., Малеханов А. И., Манаков С. А., Таланов В. И.* // *Известия РАН. Сер. физ.* 2016. **80**, № 10. С. 1314.
- [7] *Марпл С. Л.* Цифровой спектральный анализ и его приложения. 1990.
- [8] *Stehly L., Campillo M., Shapiro N. M.* // *J. of Geophys. Res.: Solid Earth*. 2006. **111**, NB10.
- [9] *Thomson W. T.* // *J. of Appl. Phys.* 1950. **21**, N 2. P. 89.
- [10] *Gerstoft P., Tanimoto T.* // *Geophys. Res. Lett.* 2007. **34**, N 20. P. L20304.
- [11] *Nunziata C., De Nisco G., Panza G.F.* // *Engineering Geology*. 2009. **105**. P. 161.
- [12] *Lunedei E., Malischewsky P.* // A review and some new issues on the theory of the H/V technique for ambient vibrations // *Perspectives on European earthquake engineering and seismology*. 2015. P. 371.

Method for determining pressure and shear wave profiles from seismic noise analysis

S. A. Manakov^{1,a}, A. I. Konkov^{1,2}

¹*Institute of Applied Physics RAS, Nizhny Novgorod 603950, Russia*

²*Geodevice. St. Petersburg 199406, Russia*

E-mail: ^amanakovsergej@mail.ru

This work presents the results of the development of the passive tomography method based on the Rayleigh surface wave. The new methodology proposes a joint analysis of the frequency dependencies of the phase velocity and the displacement projections ratio for reconstructing the velocity profiles of both elastic waves. In turn, the frequency dependencies are determined from correlation functions of seismic noise recorded at different points. The features of the influence of non-uniform distribution of noise sources are discussed. The results of applying this method to real data are presented.

PACS: 43.40.Ph УДК: 534.2, 550.834

Keywords: ambient noise tomography, Rayleigh wave, seismic noise.

Received 14 November 2019.

Сведения об авторах

1. Манаков Сергей Александрович — канд. физ.-мат. наук, науч. сотрудник; тел.: (831) 416-47-81, e-mail: manakovsergej@mail.ru.
2. Коньков Андрей Игоревич — канд. физ.-мат. наук, мл. науч. сотрудник; тел.: (831) 416-47-81, e-mail: magister44@yandex.ru.