

УДК 550.347

СКОРОСТНАЯ СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ КОРЫ РЕГИОНА ФИНСКОГО ЗАЛИВА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ ПО ДАННЫМ ШУМОВОЙ ПОВЕРХНОСТНО-ВОЛНОВОЙ ТОМОГРАФИИ

© 2018 г. Т.Ю. Королева¹, Б.А. Ассиновская²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

² Сейсмическая станция “Пулково”, Федеральный исследовательский центр “Единая геофизическая служба РАН”, г. Санкт-Петербург, Россия

Методом шумовой поверхностно-волновой томографии исследуется скоростное строение верхней коры региона Финского залива и его обрамления. Используются записи шума 16 широкополосных сейсмостанций, расположенных в рассматриваемом регионе и его окрестностях. По кросскорреляционным функциям шума, вычисленным для пар станций, строились дисперсионные кривые для периодов от 2 до 20 с. Затем с помощью двумерной томографии получались карты распределения групповых скоростей для отдельных периодов. На следующем этапе решалась обратная задача восстановления скорости S -волны по дисперсионной кривой поверхностной волны. Начальное приближение было выбрано на основе анализа скоростного профиля ГСЗ Советск–Кохтла-Ярве. Скоростной разрез искался в виде кусочно-постоянной функции; количество слоев в коре принималось равным пяти; толщина слоев и скорость в них варьировались. Полученные вертикальные скоростные разрезы представлены в виде латеральных вариаций в трех интервалах глубин – 0–2, 2–8, 8–16 км. Результаты работы позволили уточнить структуру земной коры в области перехода от Фенноскандинавского щита к Русской плите до глубин 16 км.

В интервале глубин 0–2 км отмечается изменение V_S от 3.1 до 3.4 км/с, которое связано с влиянием осадочного чехла и переходом от кристаллических пород фундамента к девонским низкоскоростным песчано-глинистым отложениям. Простираение аномалий скорости в этом интервале совпадает с ориентацией геологических структур в области перехода от щита к Балтийской синеклизе.

В интервале глубин 2–8 км рассматриваемой территории выявлены блоки с $V_S=3.5$ –3.6 км/с на севере и с $V_S=3.4$ –3.5 км/с на юге. Граница между этими блоками маркирует контакт Фенноскандинавского щита с Русской плитой. В районе сейсмогенной Псковско-Палдисской зоны деформаций, возможно, присутствует область пониженных скоростей.

На глубинах 8–16 км кора однородна; здесь прослеживается один монолитный скоростной блок с $V_S=3.7$ –3.8 км/с. Существование грабена Финского залива, предполагаемое некоторыми исследователями, полученными результатами не подтвердилось.

Ключевые слова: сейсмотомография, поверхностно-волновая томография, сейсмический шум, поперечная волна, дисперсионная кривая, геологический разрез, глубинная структура, горная порода.

Введение

В геологическом плане изучаемый район на юго-востоке представляет собой область перехода от Свекофенского домена Фенноскандинавского щита к покрытой осадками Русской плите, на юго-западе – к Балтийской синеклизе, заполненной карбонатно-терригенными отложениями. В пределах собственно щита на поверхность выходят интенсивно дислоцированные, глубоко метаморфизованные кристаллические образования. Зона перехода от Фенноскандинавского щита к Русской плите географически

приурочена к центру Финского залива; сочленение плиты и Балтийской синеклизы происходит по системе разломов северо-западного простирания.

Структура области перехода от щита к Русской плите является предметом дискуссий. Некоторые исследователи (см., например, [Карабанов, Гарецкий, Айзберг, 2009]) считают ее тектонической по происхождению, а Балтийскую депрессию, включая Финский залив, рассматривают как недоразвившуюся рифтовую зону новейшего возраста, имеющую форму грабена. Другие (например, [Никонов, 2002]) указывают на возможность плавного погружения структур Фенноскандинавского щита под осадочный чехол; при этом дислокации и блоки ориентированы не вдоль оси залива, а в поперечном направлении. Тектонические нарушения, в частности, северо-западного и субширотного простирания делят фундамент области на блоки, различающиеся и по вещественному составу, и происхождению, например, на гранитоидные и базитовые. Широкое распространение в области получили гранитоидные интрузии, в частности, более молодые по возрасту граниты рапакиви, отличающиеся значительными размерами и неоднородным строением. Из метабазитов можно отметить расположенный на юго-западе обширный Эстонско-Латвийский гранулитовый пояс. Осадочный чехол центральной и южной частей региона более однороден, но его мощность резко увеличивается в направлении с северо-востока на юго-запад от 0 до 1 км. Литологический состав меняется от преимущественно плотных карбонатов Балтийского глинта (ордовикский возраст) к терригенно-карбонатным и терригенным породам девона, которыми сложен покров южной части региона.

Составленная на основе карты докембрийского фундамента Финского залива [Precambrian..., 1994] схема геологического строения довендских образований акватории Финского залива и прилегающих территорий, в которую внесены уточнения и дополнения с привлечением данных из [Геология..., 2006; Государственная..., 2012; Bogdanova et al., 2015; Kirs et al., 2009; Soesoo et al., 2004], представлена на рис. 1.

Римскими цифрами на схеме обозначены зоны фундамента: I – Выборгский массив гранитов рапакиви, II – Таллинская зона, III – Эстонско-Латвийский гранулитовый пояс, IV – Рижский массив гранитов рапакиви, V – Эстонская моноклираль; арабскими – Псковско-Палдиская (1) и Сааремская (2) зоны деформаций. Расшифровка геологической легенды приведена в подписи к рисунку.

Являющиеся предметом изучения в данной работе скорости распространения сейсмических волн определяются минеральным составом, структурой и состоянием горных пород. Названные факторы, в свою очередь, зависят от глубины залегания пород, их возраста, степени метаморфизма, плотности, трещиноватости и т.д. Значения скоростей поперечных волн, меняющиеся от 2.9 до 4 км/с, в разных породах могут совпадать. Наиболее различимы по V_S гранитоиды и базиты, но при условии их компактного залегания и значительных размеров блоков. В терригенных породах значения V_S ниже, так, в консолидированных песчаниках они не превышают 2.6 км/с. Правда, в карбонатных разностях скорости поперечных волн могут достигать 3.4 км/с, что сравнимо со значениями V_S в кристаллических породах.

Сейсморазведочных исследований непосредственно в рассматриваемом районе не проводилось; в нем расположены лишь два небольших участка профилей ГСЗ, результаты исследований на которых использовались авторами при расчетах – на севере это начало профиля BALTIC [Yanik, 2010], на юге – окончание профиля Советск–Кохтла-Ярве [Ankudinov, Sadov, Brio, 1994]. Однако в последние годы появилась возможность более детального изучения верхней части коры с помощью метода шумовой сейсмографии. Это стало возможно благодаря установке в районе большого числа региональных сейсмических станций и введению в строй на территории Финляндии и Эстонии ряда пунктов регистрации, данные которых выкладываются в открытый доступ.

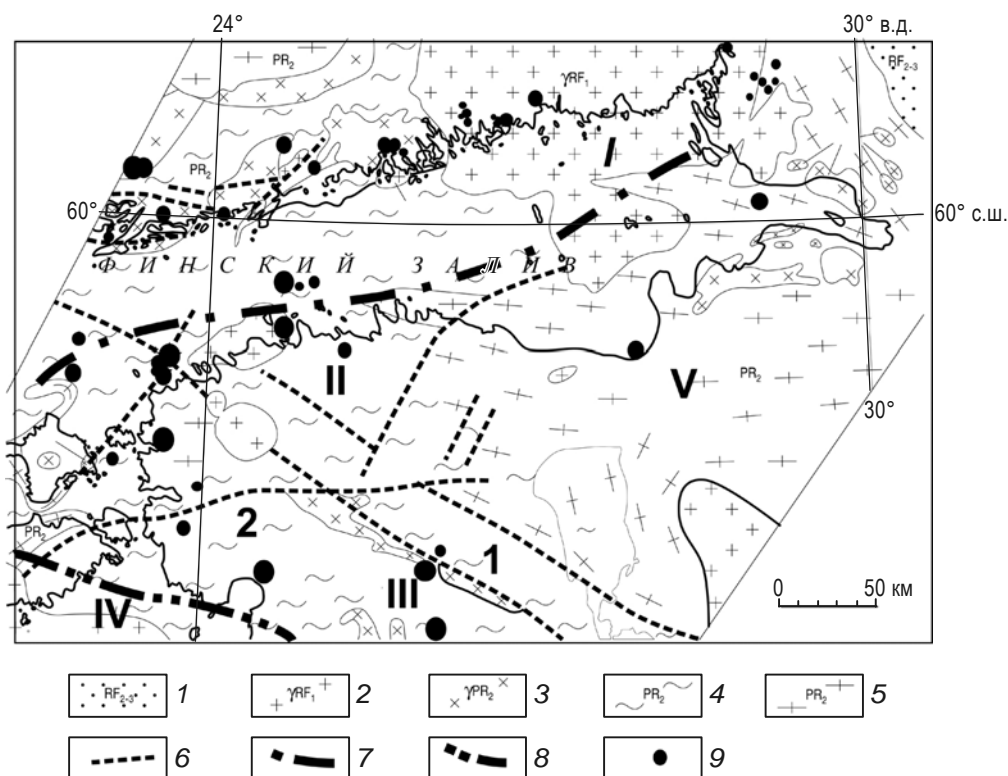


Рис. 1. Схема геологического строения довендских образований акватории Финского залива и прилегающих территорий. Составлена на основе карты докембрийского фундамента Финского залива [Precambrian..., 1994] с уточнениями и дополнениями [Геология..., 2006; Государственная..., 2012; Bogdanova et al., 2015; Kirs et al., 2009; Soesoo et al., 2004]

1 – породы среднего-верхнего рифея: основные и средние вулканиты, туфы, гравелиты, песчаники, алевриты; 2 – породы нижнего рифея: граниты рапакиви, 1.65–1.47 млрд лет; 3–5 – породы калевия–вепсия: граниты, монзониты (3, 1.84–1.82 млрд лет); metavулканиты, амфиболиты, гиперстеновые и биотит-амфиболовые гнейсы (4, 1.88–1.85 млрд лет); гнейсы, мигматиты (5); 6 – основные разломы региона; 7 – граница Фенноскандинавского щита и Русской плиты; 8 – граница Балтийской синеклизы; 9 – эпицентры землетрясений с исторических времен по 2016 г. (размер знака пропорционален $M/10$)

Fig. 1. Map of the geological structure of the pre-Vendian formations of the water area of the Gulf of Finland and adjacent territories. It was compiled on the basis of a map of the Precambrian basement of the Gulf of Finland [Precambrian..., 1994] with refinements and additions [Geology ..., 2006; The state..., 2012; Bogdanova et al., 2015; Kirs et al., 2009; Soesoo et al., 2004]

1 – Middle-upper Riphean rocks: basic and medium volcanics, tuffs, gravelites, sandstones, silts; 2 – rocks of the lower Riphean: rapakivi granites, 1650–1470 Ma; 3–5 – rocks of Kalevia-Vepsia: granites, monzonites (3, 1840–1820 Ma); metavolcanics, amphibolites, hypersthene and biotite-amphibole gneisses (4, 1880–1850 Ma); gneisses, migmatites (5); 6 – the main faults of the region; 7 – border of the Fennoscandian shield and the Russian plate; 8 – the border of the Baltic syncline; 9 – epicenters of earthquakes (sign size is proportional to $M/10$)

Так, с 2007 г. в Интернет выкладываются данные Национальной сейсмической сети Финляндии (сеть HE); с 2005 г. – данные Северной сейсмологической сети Финляндии (сеть FN) и Эстонской сейсмической сети (сеть EE).

Метод шумовой сейсмотомографии, широко используемый для изучения скоростной структуры в разных областях Земли (см., например, [Kang, Shin, 2006; Cho et al., 2007; Yang et al., 2007, 2010; Moschetti, Ritzwoller, Shapiro, 2007; Bensen, Ritzwoller,

Shapiro, 2008; Lin, Moschetti, Ritzwoller, 2008; Stehly et al., 2009; Zheng et al., 2008]), позволяет по записям сейсмического шума получать данные о дисперсии групповых и фазовых скоростей поверхностных волн на трассах между станциями [*Shapiro et al., 2005*] и, как следствие, оценивать трехмерное распределение скоростей V_S . Надо отметить, что в рассматриваемой области этот метод уже применялся для изучения распределения скоростей [*Королева, Яновская, Патрушева, 2010*], но при этом рассматривались существенно большие глубины – 50–200 км. Однако при достаточно густом покрытии станциями (и, следовательно, трассами между ними) метод шумовой сейсмотомографии может быть применен для определения скоростного строения верхов земной коры [*Brenguier et al., 2007*].

В данной работе получены ранее неизвестные скоростные характеристики поперечных волн, исследована структура верхней коры и ее возможные взаимосвязи со специфическими геологическими и сейсмотектоническими особенностями региона.

Методика

Шумовая сейсмотомография представляет собой модифицированный вариант классической поверхностно-волновой томографии, в котором дисперсионные кривые поверхностных волн (как правило, волн Рэлея) определяются по кросскорреляционным функциям (ККФ) сейсмического шума. Возможность такого определения подтверждена как теоретически [*Lobkis, Weaver, 2001; Sabra, Roux, Kuperman, 2005*], так и экспериментально [*Shapiro, Campillo, 2004*]. Кросскорреляционная функция случайного шума, осредненная за длительный временной интервал, позволяет оценить функцию Грина поверхностной волны. Таким образом, ККФ шума на двух станциях можно интерпретировать как поверхностную волну, возникшую в месте расположения одной станции и записанную на другой. По ККФ определяются дисперсионные кривые скоростей поверхностных волн, в нашем случае – групповой скорости волны Рэлея. Полученные таким образом дисперсионные кривые используются как входные данные для поверхностно-волновой томографии.

Использованные данные

Авторами использовались записи каналов ВНЗ¹, зафиксированные в 2008 и 2013 гг. 16 станциями, расположенными на территории, прилегающей к акватории Финского залива (рис. 2). Поскольку источники реального шума распределены неравномерно и их интенсивность различна, для построения ККФ важна предварительная обработка данных. Использовалась предложенная в [*Bensen et al., 2007*] процедура, включающая несколько операций: коррекцию за прибор; удаление среднего; удаление тренда; широкополосную фильтрацию; амплитудную и частотную нормализацию, направленную на снижение влияния землетрясений. Нами применялся наиболее эффективный способ нормализации путем деления на бегущее среднее значение. Обработанные таким образом записи шума, зафиксированные на двух станциях в течение суток, синхронизировались, фильтровались узкополосными фильтрами, и по ним вычислялись ККФ [*Королева, Яновская, Патрушева, 2009*].

Полученные таким способом функции суммировались по дням за год. Для получения дисперсионной кривой групповой скорости строились огибающие осреднённых за длительный период кросскорреляционных функций, полученных в результате

¹ Все записи были получены из базы данных программы GEOFON – <http://geofon.gfz-potsdam.de>.

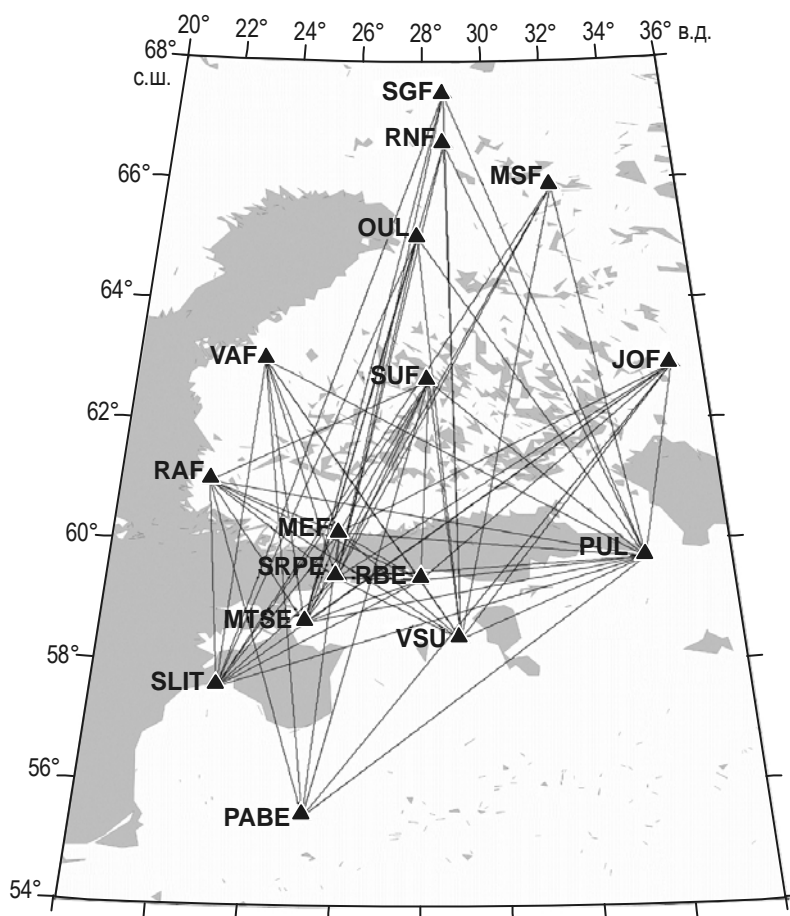


Рис. 2. Схема расположения станций, записи которых использованы в работе. Треугольники – региональные сейсмические станции с указанием их международных кодов. Отрезки прямых соответствуют трассам, вдоль которых были получены дисперсионные кривые

Fig. 2. The map of the location of the stations whose records are used in the work. Triangles are regional seismic stations with their international codes. The segments of lines correspond to the paths along which the dispersion curves were obtained

узкополосной фильтрации. По значениям времён, отвечающих максимумам этих огибающих, вычислялась групповая скорость, которая относилась к центральной частоте фильтра (аналог спектрально-временного анализа). Всего для дальнейшей обработки удалось построить 82 дисперсионные кривые.

Томография

Стандартный метод поверхностно-волновой томографии включает два этапа. На первом этапе из дисперсионных кривых групповых скоростей, полученных на разных трассах, выбираются значения скоростей, соответствующие одному и тому же периоду. По ним методом двумерной томографии оценивается латеральное распределение скоростей поверхностных волн для отдельных периодов [Дитмар, Яновская, 1989]. Разрешающую способность таких данных можно оценить величиной радиуса R эквивалентной области сглаживания [Дитмар, Яновская, 1989]. Далее строятся дисперсионные кривые, соответствующие одной и той же области сглаживания (“локальные” дисперсионные кривые), и для них решается обратная одномерная задача – восстановление

вертикальных скоростных разрезов S -волны по дисперсионным кривым групповых скоростей, которые также получаютcя cглаженными по некоторой области¹.

Вариации групповой скорости волны Рэлея в области 57–61° с.ш. и 21–32° в.д. для разных периодов представлены на рис. 3 в процентах относительно ее среднего значения (радиус эквивалентной области сглаживания не превышает 150 км).

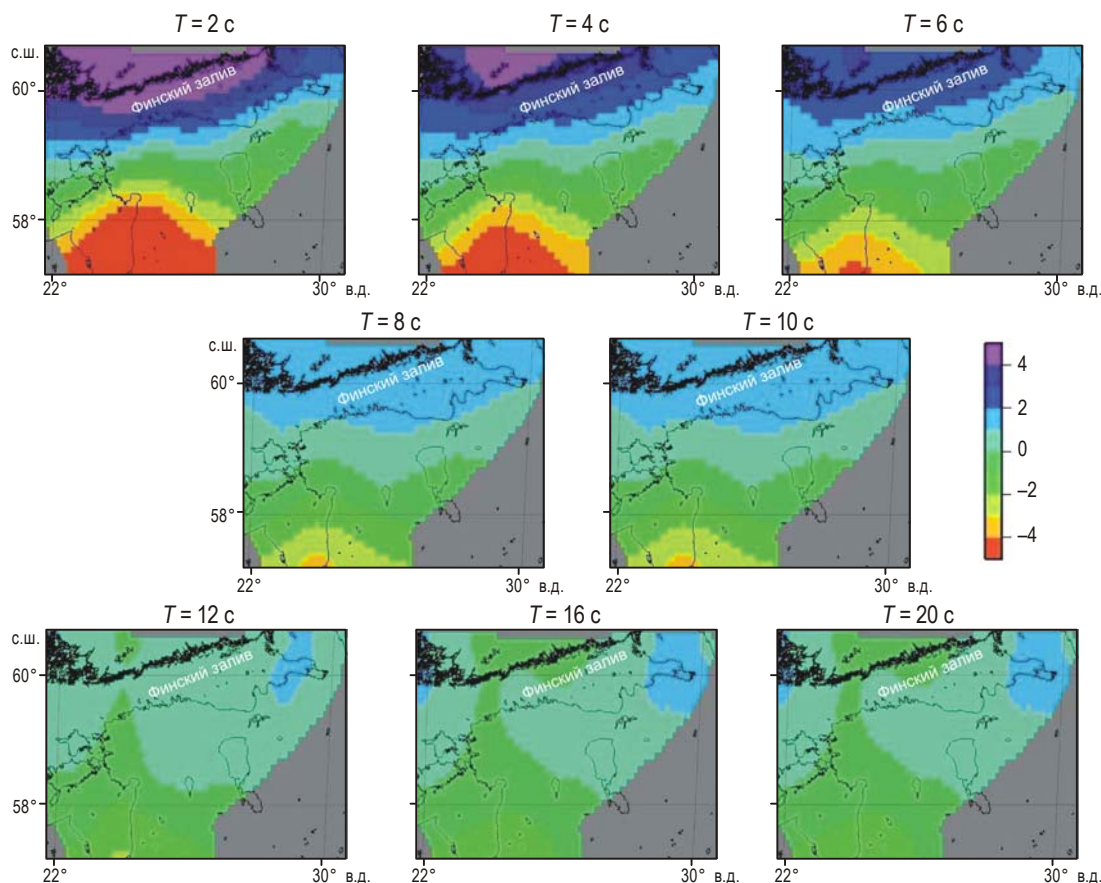


Рис. 3. Карты невязок значений групповой скорости волны Рэлея для разных периодов T , с

Fig. 3. Maps of residuals of the Rayleigh wave group velocity values for individual periods

Следующим этапом томографической реконструкции являлось решение обратной одномерной задачи – восстановление вертикальных скоростных разрезов в точках сетки по дисперсионным кривым групповых скоростей. Эта задача, как известно, нелинейная, ее решение не является единственным и существенно зависит от выбора начального приближения. Следует подчеркнуть, что в процессе исследований восстанавливаются три параметра – скорость поперечных волн, мощность слоя, к которому данное значение приурочено, и глубина погружения этого слоя.

Начальное приближение было выбрано на основе анализа данных профиля ГСЗ Советск–Кохтла-Ярве [Ankudinov, Sadov, Brio, 1994]. Скоростной разрез искался в виде кусочно-постоянной функции, количество слоев в коре задавалось равным пяти,

¹ Для решения задач двумерной томографии и восстановления скоростного разреза авторы использовали программы, предоставленные профессором СПбГУ Т.Б. Яновской.

толщина слоев и скорость в них варьировались (рис. 4). Далее в соседних точках в качестве нулевого приближения бралось решение, полученное в предыдущей точке. В результате, были получены локальные разрезы в 53 точках рассматриваемой области с шагом 0.5° по широте и 1° по долготе.

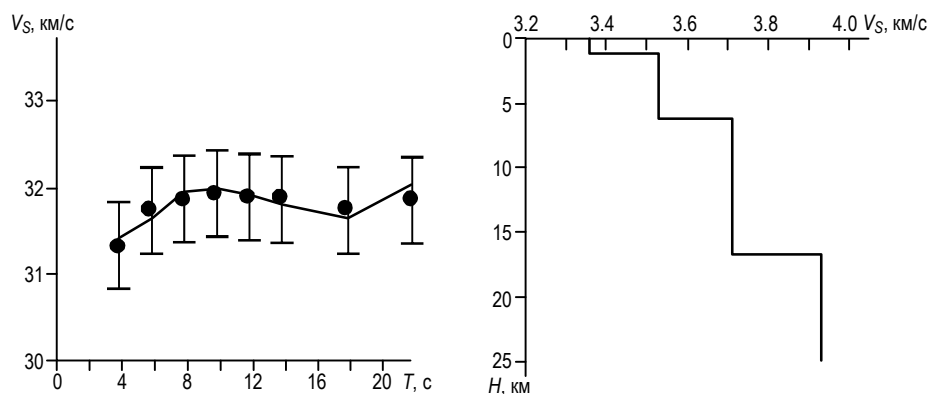


Рис. 4. Пример восстановления скоростного разреза в точке 60° с.ш., 25° в.д. Слева: черные точки – дисперсионная кривая, построенная по ККФ; вертикальные отрезки – пределы максимально допустимой ошибки. Справа – полученный по дисперсионной кривой скоростной разрез

Fig. 4. An example of the restoration of a velocity section at the point 60° N, 25° E. The dispersion curve constructed from the KKF (on the left, black dots), and the velocity section obtained on it (right). The line on the left indicates the maximum permissible error limits

Правильность выполненных построений была проверена с помощью “теста шахматной доски” [Яновская, 2015]. Суть его в том, что выбирается модель распределения латеральных неоднородностей в виде чередования положительных и отрицательных аномалий в ячейках некоторого заданного размера аналогично шахматной доске. Для такой модели рассчитываются времена пробега волн по трассам, представленным на рис. 2. Затем задача для модели решается методом, применяемым для решения томографической задачи по реальным данным.

При проведении “теста шахматной доски” исследуемый район в границах 57° – 61° с.ш. и 22° – 30° в.д. был разбит на 8 ячеек размером $2 \times 2^\circ$ (рис. 5). После этого была составлена синтетическая модель с чередующимися положительными и отрицательными аномалиями скорости, рассчитаны времена пробега волн, вычислены соответствующие временные невязки и тем же методом, что и в основной задаче, построено решение. Для полноты эксперимента было сделано несколько разбиений, пример одного из которых приведен на рис. 5.

Рассматриваемый тест, во-первых, позволяет наглядно увидеть размер неоднородностей, которые могут быть разрешены. Во-вторых, результаты теста во всем диапазоне периодов должны быть примерно одинаковы, поскольку только в этом случае переход от локально-сглаженных дисперсионных кривых к локально-сглаженным скоростным разрезам может считаться корректным. Выполненное численное моделирование показало, что разрешаются неоднородности размером около 2 градусов.

Видно, что полученная модель также разбивается на ячейки, т.е. достоверна в пределах всего района за исключением юго-восточной части.

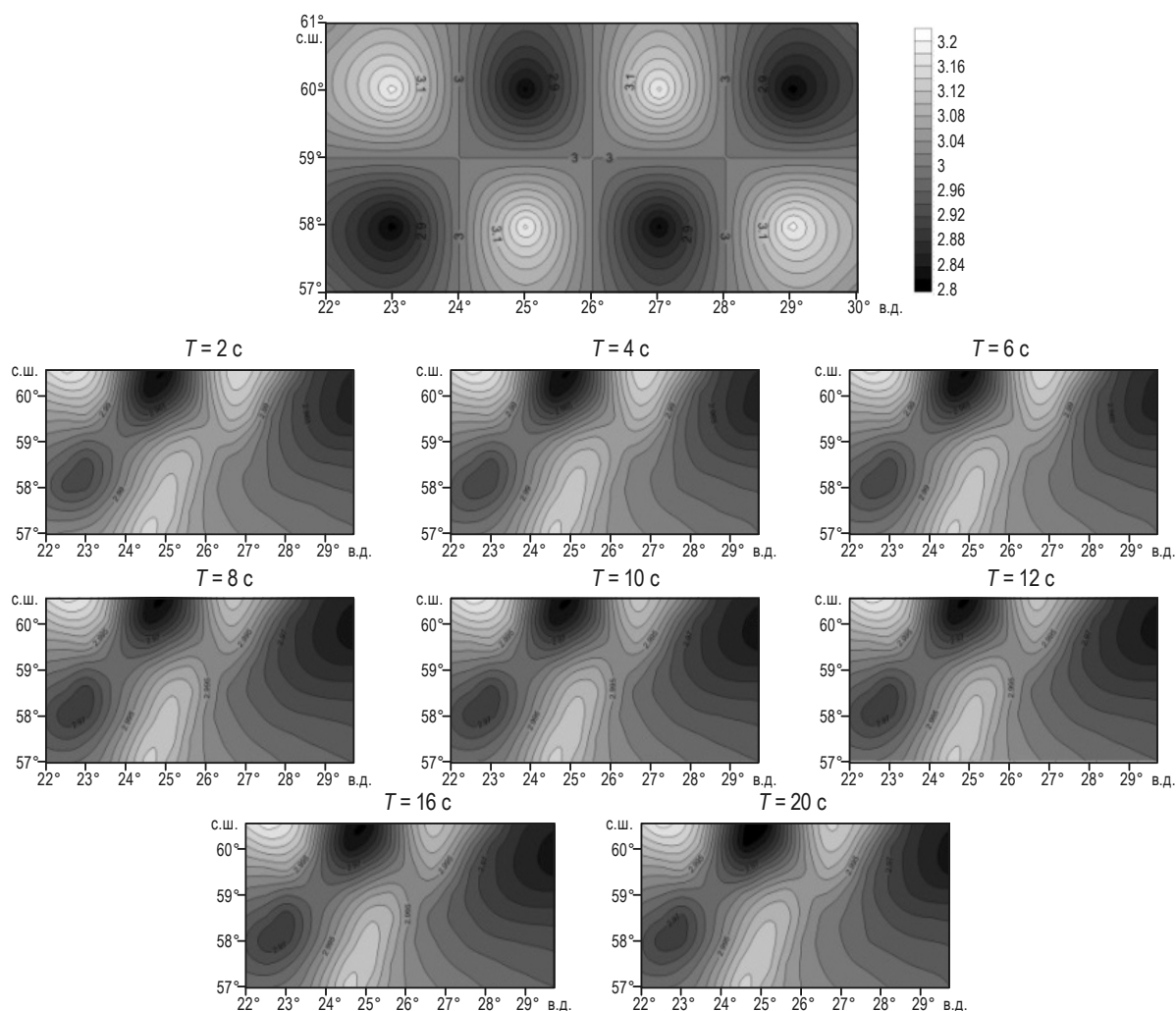


Рис. 5. Тест “шахматной доски”. *Вверху:* разделение исследуемого района на 8 ячеек с размерами $2 \times 2^\circ$; далее распределение скоростей волны Рэлея для разных периодов

Fig. 5. Chessboard test. Left it is shown division of the area into 8 cells with dimensions of $2 \times 2^\circ$, right fig. shows distribution of the Rayleigh wave velocities for different periods

Результаты

Ниже в виде карт и разрезов представлены результаты построений в трехмерном варианте. По характеру распределения скоростей поперечных волн верхняя кора региона может быть разделена на несколько слоев, среди которых основными представляются три – 0–2, 2–8, 8–16 км; карты распределения скоростей поперечных волн в них приведены на рис. 6. На рис. 7 представлены скоростные разрезы коры до глубины 18 км, построенные по 60° с.ш. и 24° в.д.

В интервале глубин 0–2 км скорости V_S меняются от 3.1 до 3.4 км/с (см. рис. 6, *вверху слева*). Значения скорости закономерно уменьшаются в направлении к юго-западу, и в данном случае это изменение можно связать с влиянием осадочного чехла, мощность которого в том же направлении увеличивается от 0 до 1 км, и с переходом от кристаллических пород фундамента и высокоскоростных известняков ордовика к девонским низкоскоростным песчано-глинистым отложениям. Простираение аномалий скоростей в этом слое совпадает с ориентацией геологических структур в области

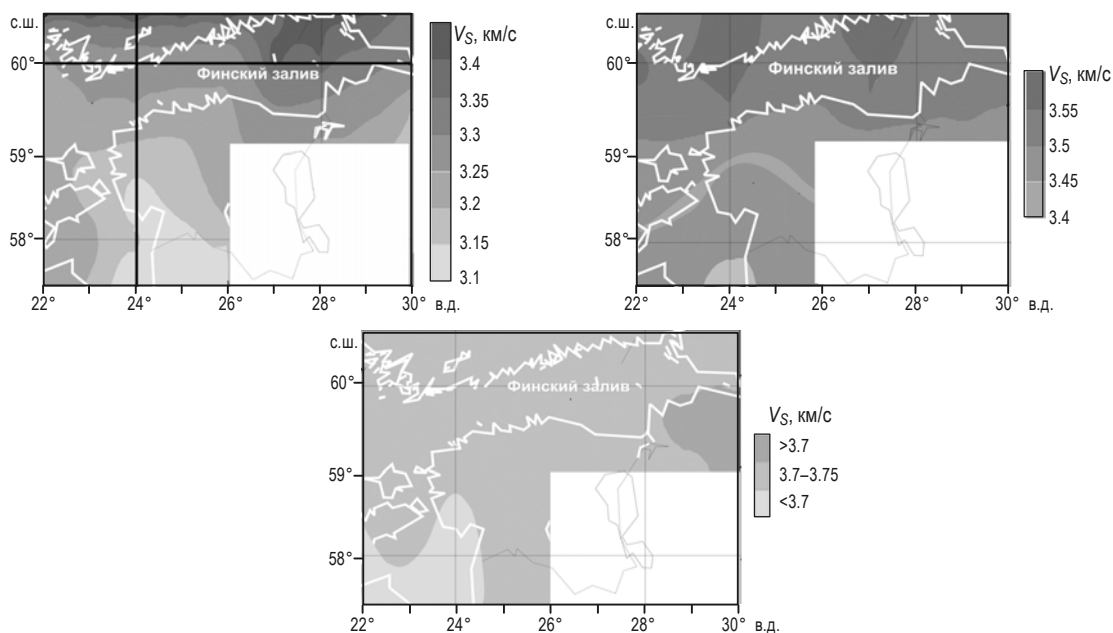


Рис. 6. Распределение скоростей поперечных волн V_S , км/с в трех интервалах глубин верхней коры: 0–2 км (вверху слева), 2–8 км (вверху справа), 8–16 км (внизу). Белые участки – области малодостоверных данных. На фрагменте вверху слева утолщенными линиями выделены 60° с.ш. и 24° в.д., по которым построены скоростные разрезы, представленные на рис. 7

Fig. 6. The distribution of the velocities of transverse waves V_S , km/s in different depth ranges of the upper crust: 0–2 km (top left), 2–8 km (top right), 8–16 km (bottom). White area is a region of unreliable data. On the fragment on the upper left, lines 60° N and 24° E are marked by thick lines, velocity sections are shown along them on Fig. 7

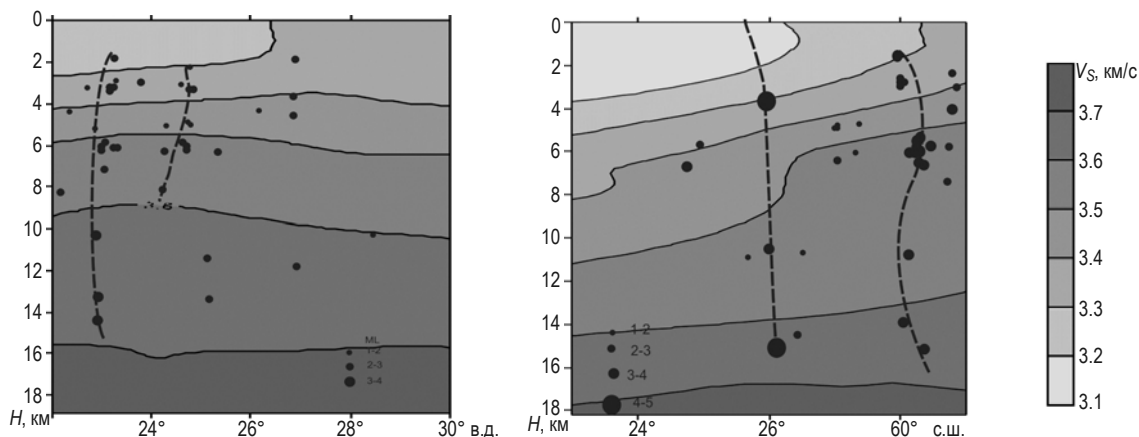


Рис. 7. Скоростные разрезы по 60° с.ш. (слева) и 24° в.д. (справа). Вертикальная ось – глубина H , км. Черные кружки – гипоцентры землетрясений по [www.seismo.helsinki.fi]. Штриховые линии – предполагаемые тектонические нарушения

Fig. 7. Velocity sections along lines 60° N (left) and 24° E (right). Vertical axis are crust depth H in km. Black circles are earthquake hypocenters according to [www.seismo.helsinki.fi]. Dashed lines are probable tectonic faults

перехода от Балтийского щита к Балтийской синеклизе (см. рис. 1). На северо-востоке района скоростной аномалией выделяется Выборгская интрузия гранитов рапакиви, а на границе области с $V_S=3.3\text{--}3.4$ км/с, вероятно, присутствует разлом.

В интервале глубин 2–8 км выделяются два основных скоростных блока (см. рис. 6, *вверху справа*) – на севере с $V_S=3.5–3.6$ км/с и на юге с $V_S=3.4–3.5$ км/с. Граница между ними ориентирована в широтном направлении и примерно маркирует границу Фенноскандинавского щита и Русской плиты. В центре Финского залива не прослежено никаких особенностей, которые могли бы указывать на существование грабена. На севере области выделяются две высокоскоростные аномалии, вероятно, приуроченные к вулканическим образованиям. В центре, в районе Псковско-Палдисской зоны деформаций, возможно, присутствует область пониженных скоростей, так же как и на крайнем юге, в зоне перехода от Эстонской моноклинали к Инчукалнской седловине фундамента. Вероятно, по мере приближения к границе Русской плиты и Балтийской синеклизы, которая далее состоит из системы нескольких активных тектонических нарушений, нарастает степень деформированности коры и, следовательно, ее трещиноватости, которая становится главным фактором, определяющим величину скорости поперечных волн. Деформации верхней коры и фундамента особенно детально исследованы на территории Латвии [Brangulis, Kanevs, 2002].

Наконец, в третьем слое, в интервале глубин 8–16 км (см. рис. 6, *внизу*) выделяется лишь один монолитный скоростной блок с $V_S=3.7–3.8$ км/с, что объясняется естественным увеличением степени однородности земной коры с глубиной.

С точки зрения сейсмотектоники, наибольший интерес представляет глубинная геометрия выявленных поверхностей равных скоростей в верхней коре, которую можно видеть на рис. 7, где представлены два разреза, один из которых (рис. 7, *слева*) построен вдоль длинной оси Финского залива по 60° с.ш., второй (рис. 7, *справа*) – по 24° в.д. Разрезы демонстрируют распределение скоростей в двумерном пространстве: на западе до глубин 16 км, ундуляции границы равных значений не синфазны (см. рис. 7, *слева*), но далее к востоку скоростные границы параллельны. На глубине 8–10 км разреза, построенного по простиранию Финского залива (см. рис. 7, *слева*), отчетливо выделяется более высокое положение слоя с повышенной до 3.6 км/с скоростью S-волн; к этой аномалии приурочены разломы и эпицентры землетрясений. В разрезе по 24° в.д. (см. рис. 7, *справа*), пересекающем Псковско-Палдисский разлом, присутствует несколько скоростных градиентных зон на глубинах 2–3, 7–8, 7–10 км, возможно, приуроченных к вулканитам. В частности, очаговая зона Омуссаарского землетрясения 25.10.1976 г. ($M=4.6$) расположена именно под такой скоростной аномалией.

Обсуждение результатов

Несмотря на небольшое количество сейсмических станций, и соответственно, лучей, пересекающих район исследований, удалось получить некоторые новые данные об особенностях скоростной структуры и глубинного строения верхней коры региона. Так, например, ожидалось увидеть более существенное влияние вещественного состава фундамента на скоростные характеристики. Из литературы известно о его делении на базитовую (высокоскоростную) западную часть и низкоскоростную гранитоидную восточную [All, Puura, Vaher, 2004]. Работа, однако, выявила вариативность параметра в первых двух слоях лишь в меридиональном направлении, что более коррелируется как с поверхностной геологией, так и, возможно, с тектоническим фактором.

Подтвердилось мнение тех исследователей (см., например, [Никонов, 2002]), которые отрицают существование продольного грабена Финского залива как такового. Предполагаемые разломы делят область депрессии только меридионально, а в западной части намечается поднятие на глубине около 9 км (см. рис. 7, *слева*).

Обычно внутриплитную сейсмичность пытаются объяснить наличием ослабленных зон в коре, т.е. объемами коры с пониженными скоростями. К такой области в диапазоне глубин 2–8 км, как оказалось, приурочена Псковско-Палдисская зона деформаций, сейсмогенность некоторых сегментов которой подтверждается возникновением землетрясений [Assinovskaya, Ovsov, 2014]. Активная зона, кроме того, прослеживается в виде резких наклонов границ на глубинах 7–10 км (см. рис. 7, справа).

Сопоставление полученных результатов с геологической картой показывает, что примененный метод не обладает достаточной детальностью, чтобы отразить мелкие структуры фундамента, тем более что они часто не различимы по скоростным характеристикам. Большую роль играет также и масштабный фактор, т.е. для повышения детальности нужна более плотная сеть станций. Такой же региональный характер данного вида исследований демонстрируют и некоторые другие работы [Villasenor et al., 2007; Cho et al., 2007].

Следует отметить, что сравнительно недавно похожими методами было проведено детальное исследование скоростной и глубинной структуры коры и верхней мантии в районе Ладожско-Ботнической зоны [Koslovskaya et al., 2008], которая по новым данным представляется не швом, а обширной депрессией. Приходится сожалеть, что данные работы по объективным причинам не охватили регион Финского залива.

Выводы

Благодаря использованию шумовой сейсмотомографии на рассматриваемой территории, где ранее не проводилось сейсморазведочных исследований, получены первые представления о строении верхней коры региона Финского залива и о трехмерном распределении в ней скоростей поперечных волн. Так, установлено, что в интервале глубин от 0 до 16 км кора имеет трехслойное строение; значения скоростей поперечных волн составляют 3.1–3.8 км/с. Площадное распределение скоростей в верхнем из трех установленных слоев в большей степени определяется поверхностной, нежели глубинной геологией; во втором слое отмечается некоторое понижение скорости в районе Псковско-Палдисской зоны деформаций, в третьем скорость стабильна.

В средней части исследуемого интервала глубин прослежен ряд неоднородностей, с которыми могут быть связаны очаги землетрясений.

Литература

- Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России / Ред. Б.В. Петров, В.П. Кириков. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 528 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Центральноевропейская серия. Лист О-35 (Псков) – (N-35) – О-35 (Санкт-Петербург). Геологическая карта дочетвертичных образований / Под ред. В.П. Кирикова. Лист 2. Схема геологического строения довендских образований. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012.
- Дитмар П.Г., Яновская Т.Б. Обобщение метода Бэйкуса-Гильберта для оценки горизонтальных вариаций скорости поверхностных волн // Физика Земли. 1987. № 6. С.30–40.
- Карабанов А.К., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е. Неотектоника и неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Белорусская наука, 2009. 183 с.
- Королева Т.Ю., Яновская Т.Б., Патрушева С.С. Использование сейсмического шума для определения структуры верхней толщи Земли // Физика Земли. 2009. № 5. С.3–14.

- Королева Т.Ю., Яновская Т.Б., Патрушева С.С. Скоростное строение верхней мантии Восточно-Европейской платформы по данным сейсмического шума // Физика Земли. 2010. № 8. С.38–47.
- Никонов А.А. Финский залив – рифтогенная структура?! // Тектоника и геофизика литосферы: Материалы XXXV Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2002. С.70–74.
- Яновская Т.Б. Поверхностно-волновая томография в сейсмологических исследованиях. СПб.: Наука, 2015. 167 с.
- Airo M.-L., Säävuori H. Petrophysical characteristics of Finnish bedrock. Concise handbook on the physical parameters of bedrock / Geological Survey of Finland. 2013. Report of Investigation. 205. 33 p.
- All T., Puura V., Vaher R. Orogenic structures of the Precambrian basement of Estonia as revealed from the integrated modelling of the crust // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 2004. V. 53, N 3. P.165–189.
- Ankudinov S., Sadov A., Brio H. Crustal structure of Baltic countries on the basis of deep seismic sounding // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 1994. V. 43, N 3. P.129–136.
- Assinovskaya B.A., Ovsov M.K. Seismotectonic zoning of the Finnish–Bothnia region based on the structural analysis method // Russian Journal of Earth Sciences. 2014. V. 14. Doi: 10.2205/2014es000542
- Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin P., Levshin A.L., Lin F.C., Moschetti M.P., Shapiro N.M., Yang Y. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // Geophys. J. Int. 2007. V. 169. P.1239–1260.
- Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Shapiro N.M. Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. B05306. doi: 10.1029/2007JB005248
- Bogdanova S., Gorbachev R., Skridlaite G., Soesoo A., Taran L., Kurlovich D. Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna // Precambrian Research. 2015. V. 259. P.5–33.
- Brangulis A.J., Kanevs S. Tectonics of Latvia. Riga, 2002. 50 p.
- Brenguier F., Shapiro N.M., Campillo M., Nersessian A., Ferrazini V. 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlation // Geophys. Res. Lett. 2007. V. 34. L02305. doi: 10.1029/2006GL028586
- Cho K.H., Herrmann R.B., Ammon C.J., Lee K. Imaging the upper crust of the Korean Peninsula by surface-wave tomography // Bull. Seismol. Soc. Amer. 2007. V. 97. 1B. P.198–207. doi: 10.1785/0120060096
- Janik T. Upper Lithospheric Structure in the Central Fennoscandian Shield: Constraints from P- and S-Wave velocity models and V_p/V_s ratio distribution of the BALTIC wide-angle seismic profile // Acta Geophysica. 2010. V. 58. P.543–586.
- Kang T.S., Shin J.S. Surface-wave tomography from ambient seismic noise of accelerograph networks in southern Korea // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. P.1–5. doi: 10.1029/2006GL027044
- Kirs J., Puura V., Soesoo A., Klein V., Konsa M., Koppelmaa H., Niin M., Urtson K. The crystalline basement of Estonia: rock complexes of the Palaeoproterozoic Orosirian and Statherian and Mesoproterozoic Calymmian periods, and regional correlations // Estonian Journal of Earth Sciences. 2009. V. 58, N 4. P.219–228.
- Koslovskaya E., Kosarev G., Aleshin I., Riznichenko O. Structure and composition of the crust and upper mantle of the Archean-Proterozoic boundary in the Fennoscandian shield obtained by joint inversion of receiver function and surface wave phase velocity of recording of the SVEKALAPKO array // Geophys. J. Int. 2008. V. 175. P.135–152. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03876.x
- Lin F.C., Moschetti M.P., Ritzwoller M.H. Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps // Geophys. J. Int. 2008. V. 173. P.281–298.
- Lobkis O.I., Weaver R.L. On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field // J. Acoust. Soc. Amer. 2001. V. 110. P.3011–3017.

- Moschetti M.P., Ritzwoller M.H., Shapiro N.M.* Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh wave group velocity maps // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2007. V. 8, N 8. Q08010. doi: 10.1029/2007GC001655
- Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area. 1:1 mln / Ed. T. Koistinen. Geological Survey of Finland, Espoo. 1994.
- Sabra K.G., Roux P., Kuperman W.A.* Emergence rate of the time-domain Green's function from the ambient noise correlation function // *J. Acoust. Soc. Am.* 2005. V. 118. P.3524–3531.
- Shapiro N.M., Campillo M.* Emergence of broadband Rayleigh waves from correlation of the ambient seismic noise // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L07614. doi: 10.1029/2004GL019491
- Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H.* High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise // *Science*. 2005. V. 307. P.1615–1618.
- Soesoo A., Puura V., Kirs J., Petersell V., Niin M., All T.* Outlines of the Precambrian basement of Estonia // *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.* 2004. V. 53, N 3. P.149–164.
- Stehly L., Fry B., Campillo M., Shapiro N.M., Gilbert J., Boschi L., Giardini D.* Tomography of alpine region from observation of seismic ambient noise // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 178. P.338–350.
- Villasenor A., Yang Y., Ritzwoller M.H., Gallart J.* Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: Implications for shallow seismic structure // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. L11304. doi: 10.1029/2007gl030164
- Yang Y., Ritzwoller M.H., Levshin A.L., Shapiro N.M.* Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 168. P.259–274.
- Yang Y., Zheng Y., Chen J., Zhou S., Ni J., Sandvol E., Ritzwoller M.H.* Rayleigh wave phase velocity maps of Tibet and the surrounding regions from ambient seismic noise tomography // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2010. V. 11. Q08010. P.18. doi: 10.1029/2010GC003119
- Zheng S., Sun X., Song X., Yang Y., Ritzwoller M.H.* Surface wave tomography of China from ambient seismic noise correlation // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. V. 9. Q05020. doi: 10.1029/2008GC001981

Сведения об авторах

КОРОЛЕВА Татьяна Юрьевна – кандидат физико-математических наук, старший преподаватель, Санкт-Петербургский государственный университет. 198904, Петродворец, ул. Ульяновская, д. 3. Тел.: +7(812) 428-46-56. E-mail: tanchik18@yandex.ru

АССИНОВСКАЯ Бэла Александровна – кандидат физико-математических наук, И.О. ведущего научного сотрудника, Сейсмическая станция “Пулково”, Федеральный исследовательский центр “Единая геофизическая служба РАН”. 196140, Санкт-Петербург, Пулковское шоссе, д. 65, корп. 12. Тел.: +7(812) 363-74-19. E-mail: assinovskaya@plkv.gsras.ru

THE UPPER CRUST VELOCITY STRUCTURE OF THE GULF OF FINLAND AND SURROUNDING BASED ON THE AMBIENT NOISE SURFACE WAVE TOMOGRAPHY

T.Yu. Koroleva¹, B.A. Assinovskaya²

¹ *St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

² *Pulkovo Seismic Station, Federal Research Center of the Geophysical Survey of Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

Abstract. In this work we study the high-speed structure of the upper crust of the Gulf of Finland region and its surroundings using the method of noise surface-wave tomography. For this, noise records of 16 broadband seismic stations located in the region and its vicinity were used. The cross-correlation functions of ambient noise

calculated for station pairs allowed us to construct the dispersion curves in a period range of 2–20 s. The maps of group velocity distribution for separate periods were obtained using a 2D-tomography method. Then the inverse problem of reconstruction the S-wave velocity from the dispersion curve of the surface wave was solved. The initial approximation was chosen on the basis of the analysis of the Sovetsk–Kohtla-Jarve velocity profile obtained by the DSS method. The velocity sections were searched in the form of a piecewise-constant function, the number of layers for the crust was set equal to five, the thickness of the layers and the velocity in them varied. The resulting vertical velocity sections were presented in the form of lateral variations of the velocity for some depth ranges. As a result of the work, the structure of the crust in the area of transition from the Fennoscandian shield to the Russian plate to the depths of 16 km was refined. On the map for a depth interval of 0–2 km, the change in the velocity V_S from 3.1 to 3.4 km/s is due to the influence of the sedimentary cover and the transition from the crystalline basement rocks to the Devonian low-speed sandy-clay sediments. The velocity anomalies here coincide with the orientation of the geological structures in the area of transition from the Fennoscandian Shield to the Baltic syncline. Two high-velocity blocks are detected in the depth of 2–8 km, the first one with V_S 3.5–3.6 km/s in the north and the second with V_S 3.4–3.5 km/s in the south. The border between them marks the boundary of the shield and the Russian plate. The area of reduced velocities probably exists in the region of the seismogenic Pskov-Paldisky deformation zone. The crust is uniform with only one monolithic block of V_S 3.7–3.8 km on the depth of 8–16 km. The existence of the graben of the Gulf of Finland suggested by some researchers was not confirmed by the results obtained.

Keywords: seismotomography (surface wave tomography), ambient seismic noise, shear wave, dispersion curve, geological section, deep structure, rock.

References

- Airo M.-L., Säävuori H., Petrophysical characteristics of Finnish bedrock, Concise handbook on the physical parameters of bedrock, *Geological Survey of Finland*, 2013, Report of investigation, 205, 33 p.
- All T., Puura V., Vaher R., Orogenic structures of the Precambrian basement of Estonia as revealed from the integrated modelling of the crust, *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 2004, vol. 53, no. 3, pp. 165-189.
- Ankudinov S., Sadvov A., Brio H., Crustal structure of Baltic countries on the basis of deep seismic sounding, *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 1994, vol. 43, no. 3, pp. 129-136.
- Assinovskaya B.A., Ovsov M.K., Seismotectonic zoning of the Finnish–Bothnia region based on the structural analysis method, *Russian journal of Earth Sciences*, 2014, vol. 14, Es2005, Doi: 10.2205/2014es000542
- Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin P., Levshin A.L., Lin F.C., Moschetti M.P., Shapiro N.M., Yang Y., Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, 2007, vol. 169, pp. 1239-1260.
- Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Shapiro, N.M., Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States, *J. Geophys. Res.*, 2008, vol. 113, B05306, doi: 10.1029/2007JB005248
- Bogdanova S., Gorbachev R., Skridlaite G., Soesoo A., Taran L., Kurlovich D., Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna, *Precambrian Research*, 2015, vol. 259, pp. 5–33.
- Brenguier F., Shapiro N.M., Campillo M., Nersessian A., Ferrazini V., 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlation, *Geophys. Res. Lett.*, 2007, vol. 34, L02305, doi: 10.1029/2006GL028586.
- Cho K.H., Herrmann R.B., Ammon C.J., Lee K., Imaging the upper crust of the Korean Peninsula by surface-wave tomography, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 2007, vol. 97, 1B, pp. 198-207, doi: 10.1785/0120060096
- Geologia I poleznie iskopaemie Rossii, v 6 tomach. Zapad Rossiii Ural. Kn.1. Zapad Rossii* (Geology and minerals of Russia, In six volumes, T. 1, West of Russia and the Urals. Book. 1, The West of Russia) eds. B.V. Petrov, V.P. Kirikov, St. Petersburg: VSEGEI, 2006, 528 p.
- Gosudarstvennaja geologicheskaya karta Rossiiskoy Federacii masshtaba 1:1 000 000 (3 pokolenie), Centralno – Evropeiskaya seria. List O-35 (Pskov) – (N-35) – O-35 (Sankt-Peterburg). Geologicheskaya karta dochetvertichnich obrazovani. Pod redakziei V.P. Kirikova. List 2. Schema geologicheskogo stroenija dovendkich obrazovani (State geological map of the Russian Federation at a scale of 1: 1 000 000 (third generation). The Central European series. Sheet O-35 (Pskov) – (N-35) – O-35 (St. Petersburg). Geological map of pre-Quaternary formations. Ed. by V.P. Kirikov. Sheet 2. Scheme of geological stratification of the pre-Vendian formations). St. Petersburg: VSEGEI, 2012.

- Ditmar P., Yanovskaya T., A generalization of the Backus-Gilbert Method for estimation of lateral variations of surface wave velocity, *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 1987, vol. 23, no. 6. pp. 30-40.
- Janik T., Upper Lithospheric Structure in the Central Fennoscandian Shield: Constraints from P- and S-Wave Velocity Models and V_p/V_s Ratio Distribution of the BALTIC Wide-Angle Seismic Profile, *Acta Geophysica*, 2010, vol. 58, no. 4, pp. 543-586.
- Kang T.S. & Shin J.S., Surface-wave tomography from ambient seismic noise of accelerograph networks in southern Korea, *Geophys. Res. Lett.*, 2006, vol. 33, pp. 1-5. doi: 10.1029/2006GL027044
- Karabanov A.K., Garezki P.G., Aizberg R.E., *Neotektonika i neogeodinamika zapada Vostochno-Evropskoy platformi.* (Neotectonics and neogeodynamics of the west of the East European platform). Belarusian science, 2009. 183 p.
- Kirs J., Puura V., Soesoo A., Klein V., Konsa M., Koppelmaa H., Niin M., Urtson K., The crystalline basement of Estonia: rock complexes of the Palaeoproterozoic Orosirian and Statherian and Mesoproterozoic Calymmian periods, and regional correlations, *Estonian Journal of Earth Sciences*, 2009, vol. 58, no. 4, pp. 219-228.
- Koistinen T., (editor) Precambrian basement of the Gulf of Finland and surrounding area, 1:1 mln, 1994, Geological Survey of Finland, Espoo.
- Koslovskaya E., Kosarev G., Aleshin I and Riznichenko O., Structure and composition of the crust and upper mantle of the Archean-Proterozoic boundary in the Fennoscandian shield obtained by joint inversion of receiver function and surface wave phase velocity of recording of the SVEKALAPKO array, *Geophys. J. Int.*, 2008, vol. 175, pp. 135-152, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03876.x
- Koroleva, T.Yu., Yanovskaya, T.B., Patrusheva S.S., Implication of seismic noise for determining the structure of the upper Earth rock mass, *Izvestia Physics of Solid Earth*, 2009, vol. 45, no. 5, pp. 369-380.
- Koroleva T.Yu., Yanovskaya T.B., Patrusheva S.S., Velocity structure of the upper mantle of the East European Platform according to seismic noise data, *Izvestia Physics of Solid Earth*, 2010, vol. 46, no. 10, pp. 839-848.
- Lin F.C., Moschetti M.P., Ritzwoller M.H., Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, 2008, vol. 173, pp. 281-298.
- Lobkis O.I., Weaver R.L., On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, *J. Acoust. Soc. Am.*, 2001, vol. 110, pp. 3011-3017.
- Moschetti M.P., Ritzwoller M.H., Shapiro N.M., Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh wave group velocity maps, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2007, vol. 8, no. 8. Q08010, doi: 10.1029/2007, GC001655
- Nikonov A.A., Finskii zaliv riftogennaja struktura?! In *Tektonika i geofizika litosferi/ materiali XXXV Tektonicheskogo sovechshania*, T. 2 (Is a Gulf of Finland rift structure?! Tectonics and geophysics of lithosphere, materials of the XXXV Tectonic Meeting, T. 2) Moscow: GEOS, 2002, pp. 70-74.
- Sabra K.G., Roux P., Kuperman W.A., Emergence rate of the time-domain Green's function from the ambient noise correlation function, *J. Acoust. Soc. Am.*, 2005, vol. 118, pp. 3524-3531.
- Shapiro N.M., Campillo M., Emergence of broadband Rayleigh waves from correlation of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 2004, vol. 31. L07614, doi: 10.1029/2004GL019491
- Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H., High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, 2005, vol. 307, pp. 1615-1618.
- Stehly L., Fry, B., Campillo M., Shapiro N.M., Gilbert J., Boschi I., Giardini D., Tomography of Alpine region from observation of seismic ambient noise, *Geophys. J. Int.*, 2009, vol. 178, pp. 338-350.
- Soesoo A., Puura V., Kirs J., Petersell V., Niin M., All T., Outlines of the Precambrian basement of Estonia, *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.*, 2004, vol. 53, no. 3, pp. 149-164.
- Villasenor A., Yang Y., Ritzwoller M. H., Gallart J., Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: Implications for shallow seismic structure, *Geophys. Res. Lett.*, 2007, vol. 34, L11304, doi: 10.1029/2007gl030164
- Yanovskaya T.B., *Poverchnostno-volnovaja tomographia v seismologicheskikh issledovaniach* (Surface Wave Tomography in Seismological Studies), Saint Petersburg: Nauka, 2015, 167 p.
- Yanovskaya T.B., Ditmar P.G., Smoothness criteria in surface wave tomography, *Geophys. J. Int.*, 1990, vol. 102, no. 1, pp. 63-72.
- Yang Y., Zheng Y., Chen J., Zhou S., Ni J., Sandvol E., Ritzwoller M.H., Rayleigh wave phase velocity maps of Tibet and the surrounding regions from ambient seismic noise tomography, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2010, vol. 11, Q08010, pp. 18, doi: 10.1029/2010GC003119

- Yang Y., Ritzwoller M.H., Levshin A.L., Shapiro N.M., Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe, *Geophys. J. Int.*, 2007, vol. 168, pp. 259-274.
- Zheng S., Sun X., Song X., Yang Y., Ritzwoller M.H., Surface wave tomography of China from ambient seismic noise correlation, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, vol. 9, Q05020, doi: 10.1029/2008GC001981