

УДК 550.34

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ И ВОЗМОЖНОСТИ КОМПЛЕКСА ПАССИВНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

© 2023 г. Г.Н. Антоновская¹, К.Б. Данилов¹, И.М.Басакина¹,
Н.Ю. Афонин¹, Н.К. Капустян^{1,2}

¹ Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики
имени академика Н.П. Лавёрова Уральского отделения РАН, г. Архангельск, Россия

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Автор для переписки: Г.Н. Антоновская (e-mail: essm.ras@gmail.com)

На экспериментальных примерах представлен анализ возможностей комплекса пассивных сейсмических методов для изучения геологического строения верхней части земной коры по сравнению с активными методами. В комплекс пассивных методов включены: метод микросейсмического зондирования, метод Накамуры (HVSР), сейсмическая интерферометрия, для техногенных площадок – вибропросвечивание техногенным источником. Рассмотрено три примера: зона платформенного тектонического землетрясения, кимберлитовая трубка, плотина ГЭС с площадкой её размещения. Показано согласие результатов применения пассивных и активных сейсмических методов, при этом первые дают “размытое” положение горизонтальных границ, но эффективны в выделении близвертикальных неоднородностей. Комплекс пассивных сейсмических методов эффективен для рекогносцировочных исследований, труднодоступных районов или там, где сложно развернуть системы наблюдения активными методами. Он позволяет выполнить одновременную обработку полученной сейсмической записи разными пассивными методами. Кроме того, при проведении исследований указанный комплекс допускает использование малого количества датчиков – минимум двух.

Ключевые слова: микросейсмы, пассивные сейсмические методы, частотный диапазон, глубинное строение, разрывные нарушения, деструкция среды.

Введение

В настоящее время в научный оборот устойчиво вошли понятия “активные” и “пассивные” методы сейсмических исследований, разделяемые по типу сигнала для изучения геологической среды [Berkhout, Verschuur, 2011; Adly et al., 2017; Гобаренко, Егорова, 2020; Punzo et al., 2021; и др.].

В первом случае – это искусственные источники, специально создаваемые для работ, к которым относятся взрывы, вибраторы, пневмоисточники, удары и прочее [Николаев, 1977; Тихоцкий, Фокин, Шур, 2011; Алексеев и др., 2017; Onyebueke, Manzi, Durheim, 2018; и др.].

При пассивных наблюдениях предлагается воспользоваться существующими сигналами, причём как естественными – микросейсмами, так и искусственными, такими как колебания от работающих стационарных установок, транспорта, колебания сооружений и т.п. [Николаев, 1981; Picozzi, Parolai, Richwalski, 2005; Gorbatikov, Tsukanov, 2011; Antonovskaya et al., 2019; Beckel et al., 2021; Danilov, Yakovlev, Aфонin, 2021; и др.]. Основное преимущество пассивных методов заключается в том, что, источники уже имеются и работают практически постоянно, тем самым снижается стоимость работ и появляется возможность проведения долговременного мониторинга. Кроме того,

обследование территории (или объекта) в противовес системе наблюдений при активных экспериментах в некоторых случаях можно вести малым числом датчиков с их последовательным перемещением. Это также уменьшает стоимость работ и позволяет развернуть их на “шумных” площадках (промобъектах) или труднодоступных территориях. Помимо этого, в качестве полезного сигнала рационально использование так называемых “помех”.

На сегодняшний день предложено множество модификаций пассивных сейсмических методов для изучения строения и свойств геологической среды или других объектов, например, плотин ГЭС. Из всех существующих пассивных методов нами условно выделено две группы, отличающиеся по свойствам зондирующего сигнала. К первой группе относятся методы, основанные на анализе природных микросейсм. Ко второй – методы, при которых применяются монохроматические синусоидальные колебания или волновое поле от транспорта. Пример последних – записи длиннопериодных колебаний, создаваемых в грунтах при воздействии движущегося поезда [Antonovskaya et al., 2021]. Монохроматические колебания разнообразны – от работающих насосов до собственных колебаний зданий [Капустян, Юдахин, 2007; Юдахин, Капустян, Антоновская, 2007; Кава, Safak, 2013].

Каждый пассивный сейсмический метод обладает своей спецификой с точки зрения сбора исходных данных и интерпретации получаемых результатов. В связи с этим их совместное использование встречается достаточно редко. Тем не менее, на наш взгляд, это не технологично, так как одну и ту же сейсмическую запись можно обрабатывать разными методами. Комплексирование пассивных методов способствует получению разноплановой информации о строении среды.

В данной работе мы сосредоточимся на возможностях именно пассивных сейсмических методов, не затрагивая других методов геофизики, применяемых для анализа глубинного строения геологической среды. Цель данной работы – во-первых, установить на экспериментальных примерах наиболее эффективные сочетания пассивных сейсмических методов для изучения строения среды, а во-вторых, продемонстрировать варианты их совместного использования в различных задачах.

В качестве примеров нами были выбраны принципиально разные объекты, отличающиеся по строению и задачам исследования:

– эпицентральная зона платформенного тектонического землетрясения с локальной магнитудой $M_L=3.4$ и временем в очаге $t_0=07:02:16.5$, произошедшего 28.03.2013 г. в Архангельской обл. (63.97° с.ш., 41.5° в.д.);

– кимберлитовая трубка им. М.В. Ломоносова Архангельской алмазоносной провинции;

– гравитационная плотина *Song Tranh-2* (Сонг Тран-2, центральный Вьетнам) и области береговых примыканий.

В первых двух случаях были использованы следующие методы: ММЗ – метод микросейсмического зондирования [Gorbatikov, Tsukanov, 2011; Danilov, Yakovlev, Afonin, 2021], метод Накамуры (HVSR) – отношения спектров горизонтальной и вертикальной компонент [Nakamura, 1989; Lane et al., 2008; и др.], ПСИ – метод пассивной сейсмической интерферометрии [Shapiro et al., 2005; Draganov et al., 2009; Oren, Nowack, 2016; Afonin et al., 2017; Romero, Schimmel, 2018; и др.]. Верификация результатов проводилась с помощью информации, полученной сейсмическими методами с контролируемым источником [Егоркин, 1996; Ермолаева, 2002; Кадырова, 2007].

При обследовании гравитационной плотины *Song Tranh-2* в качестве зондирующего сигнала применялся монохроматический сигнал, создаваемый насосной станцией. Этим сигналом просвечивались тело плотины, бортовые примыкания и территория

размещения плотины. Полученная картина сопоставлялась с результатами наших визуальных наблюдений и данными ранее выполненной нами малоглубинной сейсморазведки [Antonovskaya et al., 2019].

Материалы и методы

Краткая характеристика пассивных сейсмических методов

Метод микросейсмического зондирования основан на спектральном анализе микросейсм и ориентирован на выявление субвертикальных скоростных неоднородностей исследуемой среды [Gorbatikov, Tsukanov, 2011; Gorbatikov et al., 2013].

Схема наблюдений должна состоять как минимум из двух сейсмометров – стационарного и мобильного, перемещаемого по площади. Стационарный датчик необходим для коррекции нестационарного сейсмического шума. При обработке рассчитываются спектры мощности для каждой мобильной точки. Далее эти спектры нормируются на соответствующий спектр в стационарной точке, т.е. определяется относительная интенсивность микросейсм (I , дБ) для каждой точки и каждой частоты. Результат ММЗ – распределение относительной интенсивности микросейсм на разных глубинах вдоль профиля. Как показано в [Gorbatikov, Tsukanov, 2011; Gorbatikov et al., 2013], относительно высокая интенсивность соответствует относительно низким скоростям и наоборот. Получаемые данные о скоростных неоднородностях в среде позволяют при профильных наблюдениях составить глубинный разрез, содержащий информацию о контрасте скоростных свойств и, тем самым, выявить преимущественно субвертикальные структуры [Gorbatikov, Tsukanov, 2011; Gorbatikov et al., 2013; Danilov, Yakovlev, Afonin, 2021].

Рекомендуемая длительность регистрации микросейсм в каждом пункте замеров составляет два–три часа [Danilov, 2017]. Существует критическая частота f рэлеевской волны, для которой влияние неоднородности на глубине H больше, чем расположенной на других глубинах

$$H \approx kV_R(f)/f, \quad (1)$$

где $V_R(f)$ – скорость фундаментальной моды рэлеевской волны; $k < 1$ – числовой множитель [Gorbatikov, Tsukanov, 2011].

Для расчёта глубин в данном методе, необходима информация о скоростях волн Рэлея на разных частотах (кривая дисперсии).

Горизонтальное разрешение метода зависит от контраста и размера аномалии. Так, малоконтрастные геологические аномалии размером меньше эффективной длины волны выделяются с разрешением 0.25 эффективной длины волны, а фрагментированные геологические объекты имеют повышенное разрешение. При этом разрешение по вертикали в среднем в два раза больше, чем по горизонтали [Gorbatikov, Tsukanov, 2011; Gorbatikov et al., 2013]. Таким образом, изолированная неоднородность может быть идентифицирована в волновом поле с длиной волны, значительно превышающей размеры неоднородности. Но в этом случае размер аномалии на разрезе будет превышать размер неоднородности. Несмотря на это, центр малой неоднородности может быть определён с хорошей точностью. Также хорошо проявляются вертикальные границы крупных неоднородностей (размер которых превышает 5 длин волн). Иными словами, метод нацелен, в первую очередь, на выделение субвертикальных неоднородностей. ММЗ делает возможным исследование таких объектов, как разломы, кимберлитовое тело, грязевые вулканы и пр. [Sobisevich, Gorbatikov, Ovsuchenko, 2008; Gorbatikov et al., 2013; Danilov, Yakovlev, Afonin, 2021].

Метод Накамуры в настоящее время широко практикуется (см., например, [Lane et al., 2008; Bignardi, 2017; Hellel et al., 2019; и др.]), поскольку с его помощью можно выявлять контрастные субгоризонтальные границы с резким изменением импеданса. В настоящей работе этот метод использовался для всех исследуемых участков в дополнение к ММЗ, так как он позволяет определять вариации мощности отложений до первых километров, что достаточно для идентификации поверхности коренных пород. Обработка данных проводилась программой *Geopsy*¹. Результаты метода представлены в виде разрезов, где частоты преобразуются в глубины уравнением [Lane et al., 2008]

$$Z = \frac{(2n+1)V_S}{4f_m}, \quad (2)$$

в котором Z – мощность верхнего слоя; V_S – средняя скорость S -волн; f_m – резонансная частота n -ой моды.

Для Архангельской области V_S была принята равной 1400 м/с в осадках [Аглонов и др., 2006]. На получаемых разрезах большие значения $HVSR$ соответствуют границам, разделяющим слои с более высоким контрастом скоростей.

Пассивная сейсмическая интерферометрия – также достаточно широко практикуемый метод изучения строения геологической среды (см., например, [Roux et al., 2005; Shapiro et al., 2005; Draganov et al., 2009; Ruigrok, Campman, Wapenaar, 2011; Tibuleac, von Seggern, 2012; Taylor, Rost, Houseman, 2016; Oren, Nowack, 2016; Afonin et al., 2017; Romero, Schimmel, 2018]). В наших работах данный метод применялся для получения дисперсионной кривой поверхностных волн.

Вибропросвечивание техногенным сигналом осуществлялось путём расчёта спектров мощности микросейсм в каждой точке, выявления характерного пика в спектре, определения его амплитуды, нормировки на значения в стационарной точке и построения пространственного распределения амплитуд [Antonovskaya et al., 2019].

Аппаратура и схемы наблюдений

При реализации пассивных сейсмических методов использовались трёхкомпонентные велосиметры с частотой дискретизации не менее 100 Гц, чувствительностью не ниже $120 \text{ В} \cdot \text{с} \cdot \text{м}^{-1}$, с динамическим диапазоном не менее 96 дБ, частотным диапазоном 0.5–50 Гц. Данные параметры позволяют зарегистрировать поле микросейсм в широком частотном диапазоне, необходимом для совместного применения разных методов. Малоуглубинная сейсморазведка методом отражённых поперечных и продольных волн проводилась с использованием контролируемого источника (удары кувалдой) по системе многократных перекрытий. Схемы наблюдений представлены в основном профилями, секущими исследуемую площадь.

В районе эпицентра платформенного землетрясения 28.03.2013 г. изучалась обширная территория (рис. 1) так называемого Холмогорского тектонического узла [Кутинов, Чистова, Неверов, 2020], в контуры которого попадает не только эпицентр указанного события, но и расположенный в 50 км севернее от него эпицентр более слабого землетрясения 22.10.2005 г. с $M_L=2.8$ (64.49° с.ш., 40.95° в.д.; $t_0=17:46:44.8$). Замеры микросейсм были выполнены вдоль серии профилей, два из которых являлись основными – субширотный ($B-B'$) длиной 70 км и субмеридиональный ($A-A'$) длиной 90 км, с расстояниями 1.5–2 км между датчиками. Детализация глубинного строения осуществлялась вдоль трёх профилей меньшей протяжённости (длиной 5–6 км каждый) с шагом 0.3–1 км.

¹ www.geopsy.org

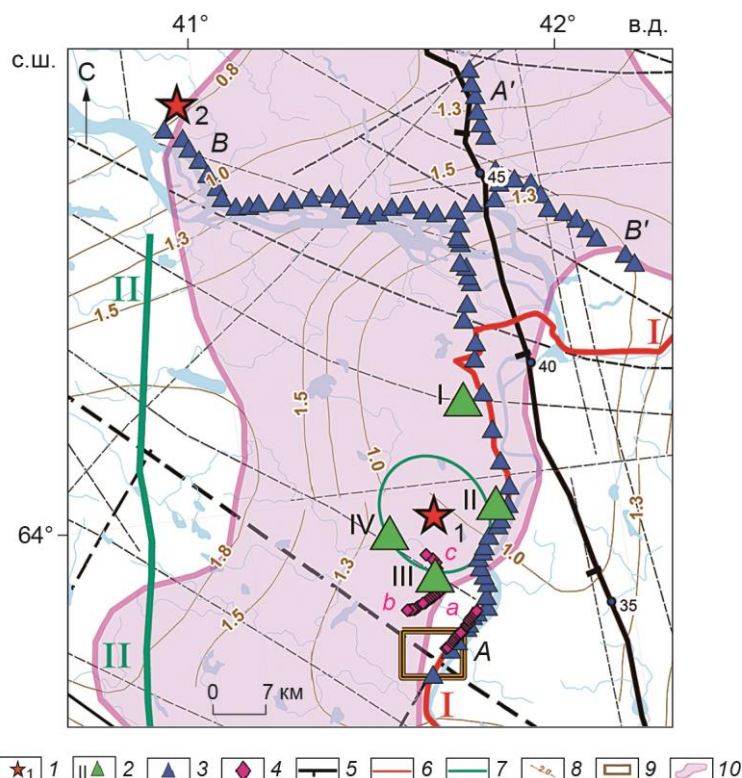


Рис. 1. Расположение сейсмических профилей на тектонической карте. 1 – землетрясения 28.03.2013 г. (1) и 22.10.2005 г. (2); 2 – временные сейсмические пункты; 3–7 – сейсмические профили: региональные микросейсмические (3) и уточняющие (4); ГСЗ Агат-5 по данным [Егоркин, 1987] (5), МОВ ОГТ по данным [Ермолаева, 2002] (6), МОВ ОГТ 0107 по данным [Кадырова, 2007] (7); 8 – глубина залегания фундамента; 9 – участок малоуглубинных сейсморазведочных работ; 10 – контур Холмогорского тектонического узла по данным [Кутинов, Чистова, Неверов, 2020]; чёрные пунктирные линии – разломы разных типов по [Басакина, Антоновская, Игнатчик, 2022]

Fig. 1. The seismic profile locations on the tectonic map: 1 – earthquakes March 28, 2013 (1) and October 22, 2005 (2); 2 – temporary seismic points; 3–7 – seismic profiles: regional microseismic (3) and specializing (4); Deep Seismic Sounding (DSS) Agat-5 according to [Egorikin, 1987] (5), common-midpoint method (CMP) according to [Ermolaeva, 2002] (6), CMP 0107 according to [Kadyrova, 2007] (7); 8 – basement depth; 9 – area of shallow seismic surveys; 10 – contour of the Kholmogorsky tectonic knot according to [Kutinov, Chistova, Neverov, 2020]; black dotted lines – faults of different types according to [Basakina, Antonovskaya, Ignatchik, 2022]

Субмеридиональный профиль расположен примерно в 10 км западнее профиля ГСЗ АГАТ-5 [Егоркин, 1996] и на южной половине совпадает с региональным сейсморазведочным профилем I-I [Ермолаева, 2002]. Кроме того, на южном участке субмеридионального профиля ММЗ вблизи эпицентральной зоны нами была произведена малоуглубинная сейсморазведка.

В районе кимберлитовой трубки им. Ломоносова с характерными размерами 500×300 м, измерения велись вдоль профилей в субширотном направлении. Два профиля по 2.5 км и один 0.7 км с шагом между пунктами замеров 50 м (рис. 2).

В районе плотины Song Tranh-2 были выполнены замеры микросейсм в нижнем бьефе вдоль плотины длиной примерно 500 м на расстоянии 250 м от неё и в верхнем и нижнем бьефах вдоль правого (А') и левого (Б') берега с шагом от 30 до 100 м по мере удаления от плотины (рис. 3, слева).

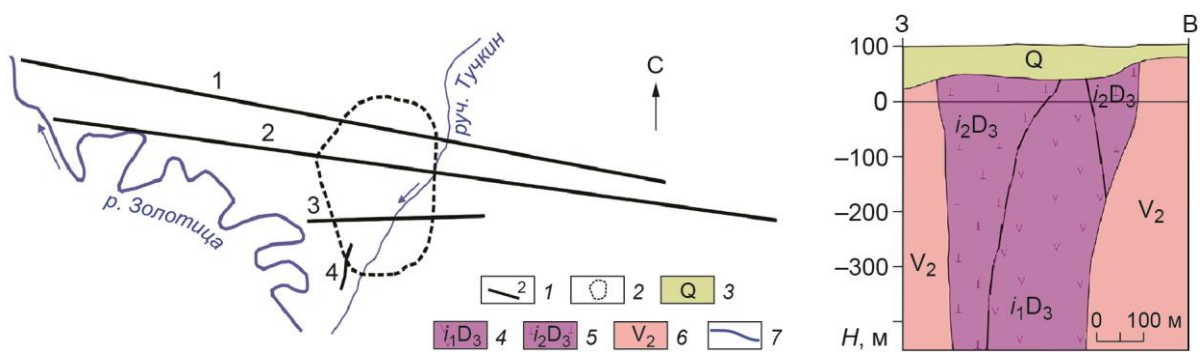


Рис. 2. Схема сейсмических профилей в районе кимберлитовой трубки им. М.В. Ломоносова (слева) и её разрез по [Богатиков и др., 1999] с изменениями (справа). 1 – профили замеров микросейсм (1–3) и малоглубинной сейсморазведки (4); 2 – контур кимберлитовой трубки; 3 – четвертичный осадочный чехол; 4, 5 – кимберлиты фаз интрузии (первая (4) и вторая (5)); 6 – верхний венд; 7 – водоёмы

Fig. 2. Scheme of seismic profiles in the area of the Lomonosov kimberlite pipe (on the left) and its section according to [Bogatikov et al., 1999] with changes (on the right). 1 – profiles of measurements of microseisms (1–3) and shallow seismic survey (4); 2 – kimberlite pipe contour; 3 – quaternary sedimentary cover; 4, 5 – kimberlites of the intrusion phases (the first (4) and the second (5) ones); 6 – Upper Venda; 7 – watercourses

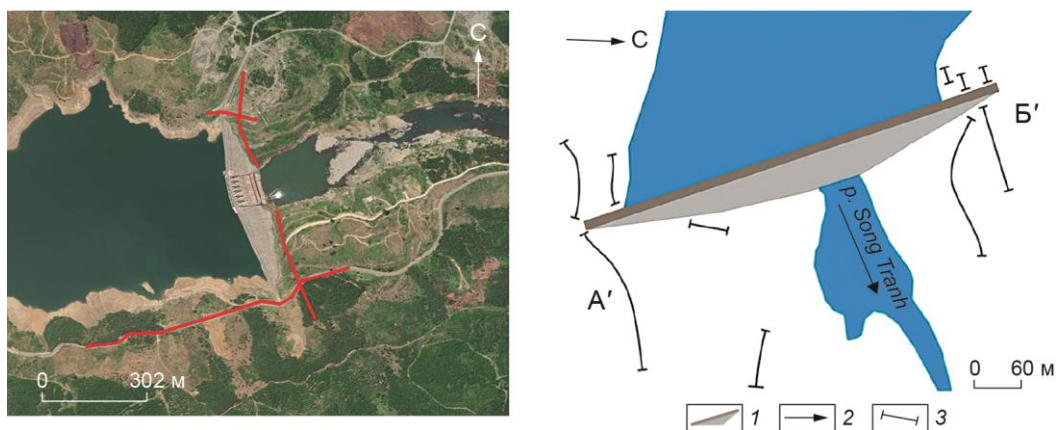


Рис. 3. Схемы расположения профилей замеров микросейсм (слева) и малоглубинной сейсморазведки (справа) в районе плотины Song Tranh-2. 1 – плотина; 2 – направление р. Song Tranh (Сонг Тран); 3 – сейсморазведочные профили. А' и Б' – правый и левый берега р. Song Tranh

Fig. 3. The arrangement of microseismic measurement profiles (on the left) and shallow seismic surveys (on the right) in the Song Tranh-2 dam area. 1 – dam; 2 – the direction of the river Song Tranh; 3 – seismic profiles. A' and B' – right and left banks of the river Song Tranh

Чтобы исследовать грунты в дополнение к микросейсмическим наблюдениям были пройдены профили малоглубинной сейсморазведки с возбуждением *P*- и *S*-волн (см. рис. 3, справа), длина профилей составила от 24 м до 120 м, шаг – 1 и 5 м [Antonovskaya et al., 2019].

Для мониторинга состояния тела плотины с интервалом в один год проводился анализ монохроматического сигнала на частоте 3.125 Гц, создаваемого постоянно работающей насосной станцией. Выполнялись измерения уровня амплитуд монохроматических вибраций. Регистрация осуществлялась в галереях в теле плотины по схеме: один датчик стационарный, остальные – мобильные. Эти наблюдения позволили получить

пространственную 2D картину распределения амплитуд и выявить аномальные участки, которые связаны с повышенной трещиноватостью и фильтрацией воды в теле плотины [Antonovskaya et al., 2019]. Кроме того, амплитуды вибрации на этой частоте анализировались при интерпретации микросейсм на бортовых примыканиях плотины.

Результаты исследований и их обсуждение

Поскольку основные результаты применения пассивных и активных сейсмических методов на трубке им. Ломоносова и плотины *Song Tranh-2* ранее уже публиковались [Antonovskaya et al., 2019; Danilov, Yakovlev, Afonin, 2021], здесь приводятся лишь результаты по тектоническому узлу и особое внимание сосредоточено на обсуждении возможностей комплекса пассивных микросейсмических методов.

Холмогорский тектонический узел. На первом этапе были определены усреднённые кривые дисперсии волн Рэлея по записям стационарных сейсмических пунктов, размещённых вокруг эпицентральной области землетрясения 28.03.2013 г., параметры которого представлены в [Morozov et al., 2018]. Данные обрабатывались в полосе частот 0.1–1 Гц, так как в большинстве случаев эта полоса соответствует морским микросейсмам [Bath, 1974], а в ММЗ эти частоты позволяют исследовать глубины примерно от 1 до 15 км [Gorbatikov et al., 2013]. Важно, что гипоцентр рассматриваемого землетрясения находится в пределах этих глубин [Morozov et al., 2018].

В результате проведённого нами анализа азимутального распределения источников шума в узких частотных диапазонах с использованием алгоритма формирования луча [Rost, Thomas, 2002; Schweitzer et al., 2012], установлено, что микросейсмы распространяются преимущественно в меридианном направлении (с севера на юг). Данная особенность волнового поля была учтена при вычислении эмпирической функции Грина и дальнейшего расчёта дисперсионной кривой. Полученные эмпирические функции Грина были отфильтрованы несколькими узкополосными фильтрами шириной 0.01 Гц (рис. 4, *слева*) с целью оценки групповых скоростей в каждой выбранной полосе частот.

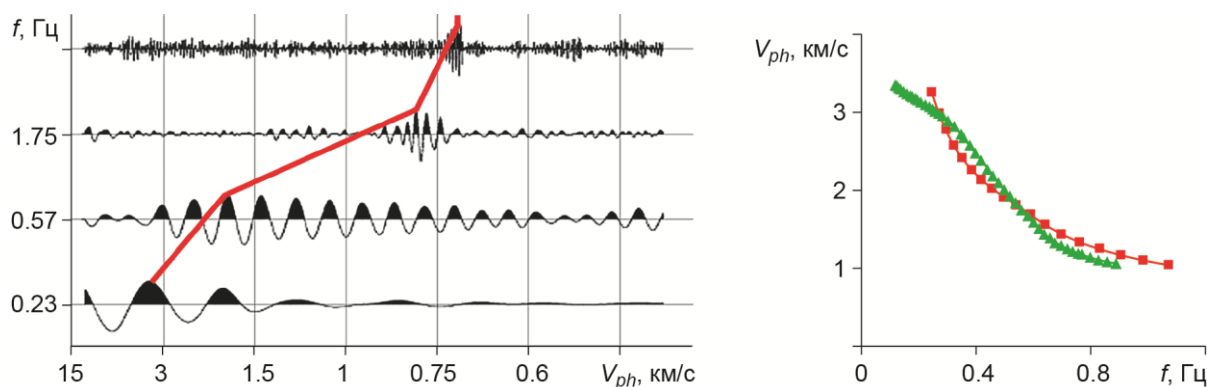


Рис. 4. Результаты исследований эпицентральной зоны землетрясения 28.03.2013 г. методом пассивной сейсмической интерферометрии. *Слева:* эмпирическая функция Грина, отфильтрованная несколькими узкополосными фильтрами; *справа:* сравнение кривой дисперсии, полученной из эмпирической функции Грина (красная кривая) и теоретической кривой дисперсии (зелёная кривая) по данным ГСЗ [Егоркин, 1996]

Fig. 4. The results of epicentral zone studies of the March 28, 2013 earthquake by passive seismic interferometry. *On the left:* empirical Green's function filtered by several narrow-band filters; *on the right:* comparison of the dispersion curve obtained from the empirical Green's function (red curve) and the theoretical dispersion curve (green curve) according to the DSS [Egorkin, 1996]

Далее методом интерполяции была определена дисперсионная зависимость фазовых скоростей волн Рэлея (рис. 4, *справа*). Также, на основе результатов ранее проведённых работ ГСЗ [Егоркин, 1996], была рассчитана теоретическая кривая дисперсии. На рис. 4, *справа* видно, что существенных отличий в построенных кривых дисперсии не наблюдается, чем подтверждается достоверность полученных результатов.

Сравнение результатов ММЗ в эпицентральной зоне землетрясения (субмеридиональный профиль $A-A'$) и ГСЗ АГАТ-5 представлено на рис. 5. На диаграмме ММЗ выделяется несколько зон с наибольшими значениями относительной интенсивности, т.е. относительно низкими сейсмическими скоростями. Эти зоны прослеживаются на разных глубинах, прежде всего глубже 10 км. Наличие горизонтальной границы на глубине 10 км показано по данным ГСЗ (см. рис. 5, *вверху*), эта глубина соответствует границе между верхней и средней корой [Аглонов и др., 2006; Балуев и др., 2012].

Аномальная зона низких скоростей выделена на профиле ММЗ в южной части эпицентральной зоны, расстояния от 4 до 7 км вдоль профиля (см. рис. 5, *внизу*). Наиболее ярко выражена эта зона на глубинах ниже 10 км и имеет горизонтальный размер 1–2 км. Особенностью структуры является то, что, во-первых, она образуется пересечением вертикальных и горизонтальных низкоскоростных аномалий. Возможно, что в области пересечения среда находится в наиболее деструктивном состоянии.

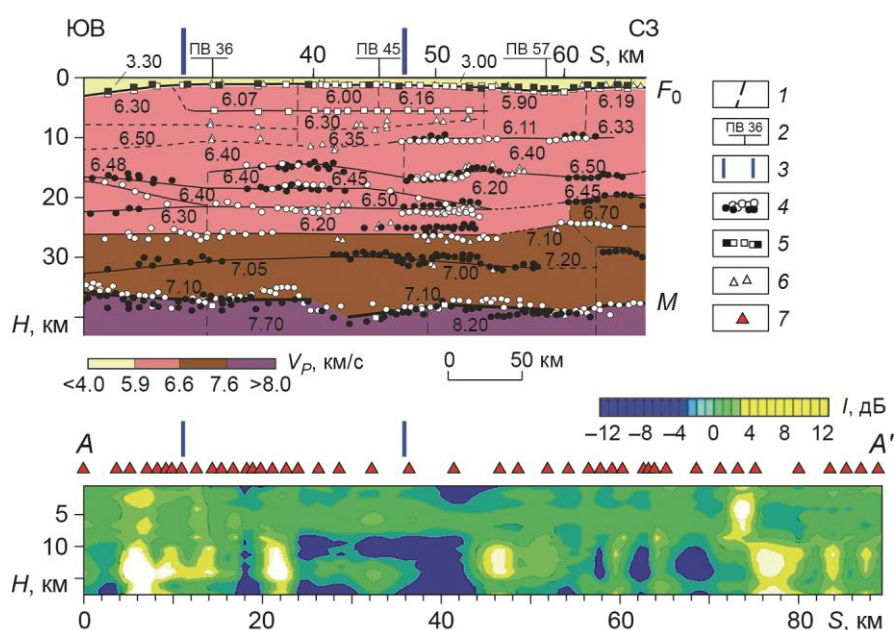


Рис. 5. Сравнение сейсмических разрезов, построенных по части профиля ГСЗ АГАТ-5 по [Егоркин, 1987] с изменениями (*вверху*) и результатам ММЗ для профиля $A-A'$ (*внизу*). 1 – разрывные нарушения; 2 – пункт возбуждения; 3 – эпицентральной зона землетрясения; 4 – глубинные преломляющие границы по P -волнам (белые квадраты) и по S -волнам (чёрные квадраты); 5 – отражающие границы по P -волнам (белые кружки) и по S -волнам (чёрные кружки); 6 – границы по обменным волнам; 7 – пункты замеров микросейсм. F_0 – поверхность кристаллического фундамента; M – граница Мохо

Fig. 5. Comparison of seismic sections built on part of the DSS AGAT-5 profile according to [Egor-kin, 1987] with changes (*above*) and microseismic method results for $A-A'$ profile (*below*). 1 – faults; 2 – shot point; 3 – earthquake epicentral zone; 4 – deep refractive boundaries along P -waves (white squares) and S -waves (black squares); 5 – reflecting boundaries along P -waves (white circles) and S -waves (black circles); 6 – boundaries by converted waves; 7 – microseisms measurement points. F_0 – crystalline basement surface; M – boundary of the Moho

Во-вторых, не наблюдается дифференциация коры на верхнюю и среднюю. Оба факта указывают на то, что эта структура трещиноватая и имеет иную природу, чем другие неоднородности.

По результатам детальных профилей ММЗ (рис. 6) показано, что, скоростной контраст между зоной низких скоростей и окружающими породами наиболее высок в эпицентральной зоне. Справедливо предположить, что данная низкоскоростная зона является разрывным нарушением там, где произошло землетрясение. Кроме того, детальные профили ММЗ позволили выявить дополнительные слои на глубинах 6–10 км и глубже 15 км, где происходят искажения и уменьшение контраста аномалий вертикальных скоростей (см. рис. 5). Слой на глубине около 15 км совпадает с горизонтальной низкоскоростной зоной нарушения среды на субмеридиональном профиле. Слой на глубине 6–10 км проявляется по данным субмеридионального профиля на расстояниях 18–74 км как низкоскоростной слой с относительно низкой контрастностью (см. рис. 5, *внизу*). По данным ГСЗ также определены горизонтальные границы на глубинах 6, 10 и 15 км (см. рис. 5, *вверху*), что подтверждает достоверность результатов ММЗ.

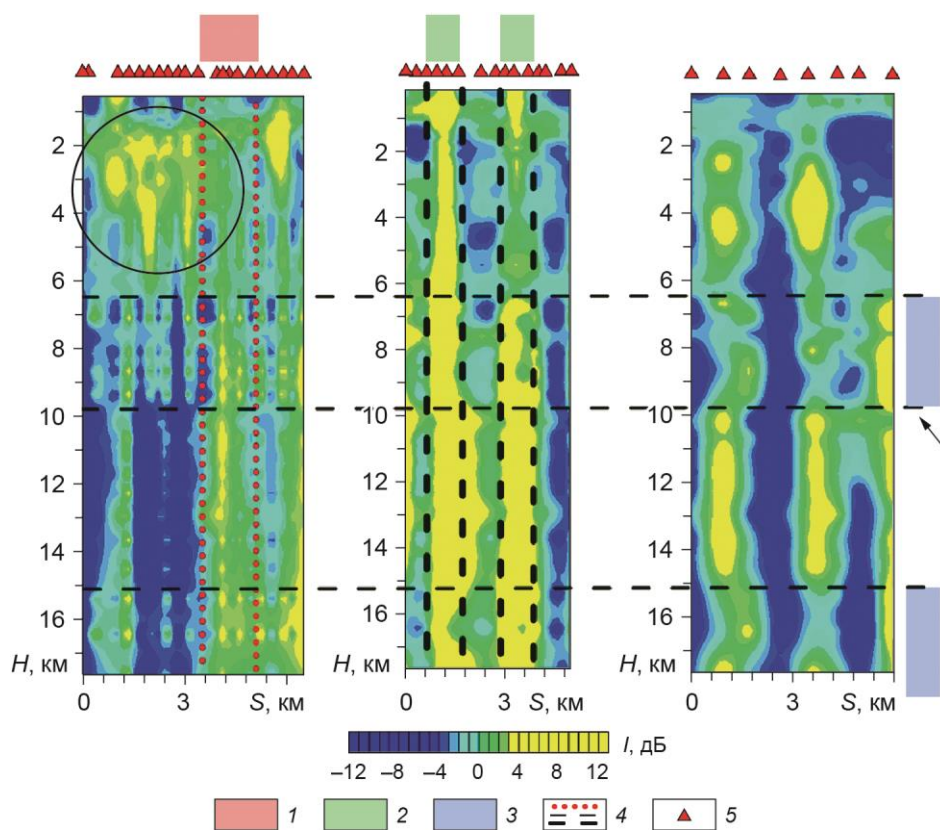


Рис. 6. Распределение относительной интенсивности микросейсм, полученных методом ММЗ, на разных глубинах по уточняющим профилям (см. рис. 1) *a* (слева), *b* (по центру), *c* (справа)

1 – региональный разлом; 2 – контрастные разломы вблизи эпицентральной зоны; 3 – зоны искажений вертикальных неоднородностей; 4 – границы геологических структур для 1–3; 5 – пункты замеров микросейсм. Стрелкой показана верхняя граница средней коры; окружность – зона пониженной скорости

Fig. 6. Distribution of the relative intensity of microseisms obtained by the microseismic method at different depths along the refining profiles (see Fig. 1) *a* (on the left), *b* (center), *c* (on the right)

1 – regional fault; 2 – contrasting faults near the epicentral zone; 3 – zones of distortions of vertical inhomogeneities; 4 – boundaries of geological structures for 1–3; 5 – microseismic measurement points. The arrow shows the upper boundary of the middle crust; circle – reduced speed zone

Сопоставляя результаты ММЗ и ГСЗ, следует отметить их хорошее согласование. Кроме того, ММЗ более эффективен при выявлении разрывных нарушений и низкоскоростных аномалий. Однако отсутствие абсолютных значений и нечёткость в трассировании горизонтальных границ – существенные недостатки разреза ММЗ.

Для определения формы и глубины залегания поверхности коренных пород использовался пассивный сейсмический метод Накамуры. Подобная информация важна для оценки деформирования коры, в том числе в результате сейсмических событий. На разрезе (рис. 7, внизу слева) наиболее вероятные позиции границ обозначены кружками разного цвета.

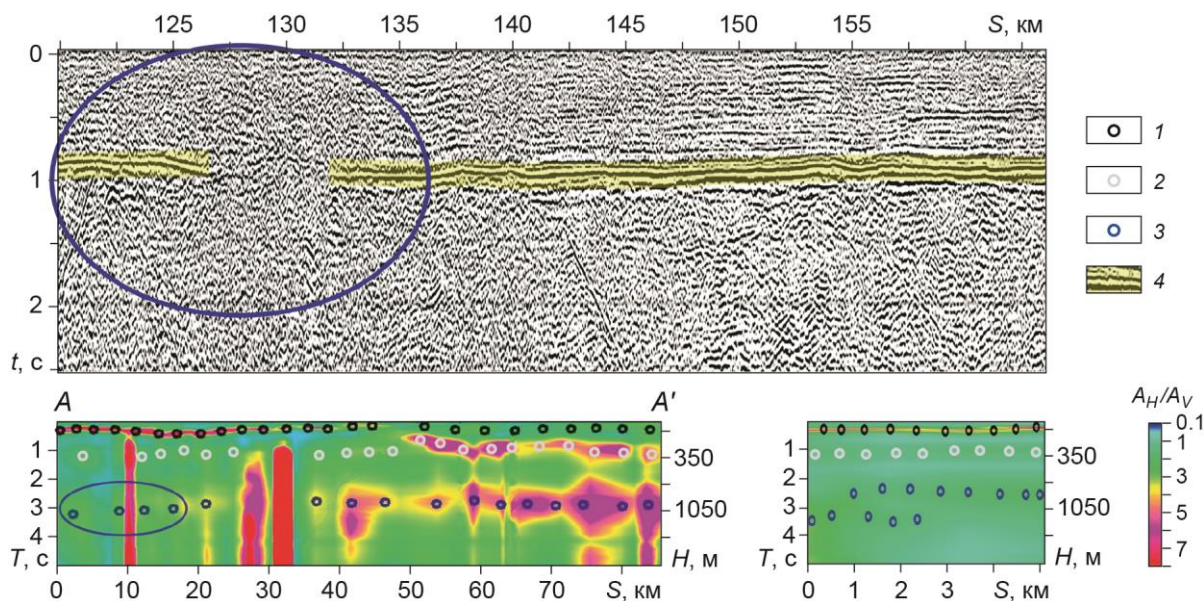


Рис. 7. Сейсмические разрезы для верхней коры. *Вверху:* часть временного разреза по профилю I–I по данным [Ермолаева, 2002], соответствующая профилю А–А' (см. рис. 1); *внизу слева:* диаграмма HVSR для меридионального профиля А–А'; *внизу справа:* диаграмма HVSR для уточняющего профиля а (см. рис. 1). 1–3 – границы песка и карбонатов (1); свиты вендских отложений (2) по данным [Губайдуллин, 2001]; поверхности фундамента (3) по данным [Аплонов и др., 2006; Балувев и др., 2012]; 4 – подошва вендских отложений. Овал – зона разрушения поверхности фундамента

Fig. 7. Seismic sections for the upper crust. *Above:* part of the time section by profile I–I according to [Ermolaeva, 2002] corresponding to the A–A' profile (see Fig. 1); *below on the left:* Nakamura's Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio (HVSR) diagram for the meridian profile A–A'; *below on the right:* HVSR diagram for specializing profile a (see Fig. 1). 1–3 – boundaries of sand and carbonates (1); suites of Vendian deposits (2) according to [Gubajdullin, 2001]; basement surface (3) according to [Aplonov et al., 2006; Baluev et al., 2012]; 4 – bottom of the Vendian deposits. Oval – zone of destruction of the basement surface

Согласно результатам HVSR, разрез включает три субгоризонтальные границы. Самая глубокая – 900–1200 м (отмечена синими кружками на рис. 7) соответствует поверхности коренных пород [Аплонов и др., 2006; Балувев и др., 2012], которая начинает спускаться на южном краю эпицентральной зоны (см. рис. 7, внизу слева). При этом значения отношения спектров (параметра HVSR) для поверхности коренной породы ниже, чем для других частей профиля. Это может быть вызвано подобием механических свойств коренных и осадочных пород и свидетельством того, что коренная порода разрушена. Также установлено, что геологическая среда условно разделяется на две части

(рис. 7, *внизу слева*). Первая часть – между 0 и 40 км, характеризуется меньшими значениями параметра *HVSR* для поверхности коренных пород. Обратим внимание, что эта поверхность не прослеживается в середине профиля (см. рис. 7 *внизу слева*). Далее между 40 и 85 км коренная порода характеризуется более высокими значениями параметра *HVSR* и граница горизонтальна.

Для уточнения наших выводов об изменении формы и свойств поверхности коренных пород, было проведено исследование *HVSR* по записям на коротких уточняющих профилях. Наиболее сложное строение поверхности коренной породы соответствует части разреза между 1 и 3 км (см. рис. 7, *внизу справа*). Эта часть согласуется с зоной нарушений, обнаруженной ММЗ, описанной выше. Таким образом, коренная порода механически слабее и имеет сложное строение ближе к южной части эпицентральной зоны.

Согласно данным сейсморазведки по профилю I–I [Ермолаева, 2002] на соответствующем участке выявлены признаки нарушения строения: прерывание границы и присутствие дифракционных волн (см. рис. 7, *вверху*).

Таким образом, сравнение результатов изучения строения активными и пассивными сейсмическими методами на примере обследования зоны платформенного землетрясения показывает, что последние, применяемые в комплексе (ММЗ, ПСИ и *HVSR*), дают достаточно детальную и непротиворечащую активным методам информацию о горизонтальной дифференциации разреза и являются преимущественными при определении вертикальных неоднородностей и зон деструкции среды.

Кимберлитовая трубка им. М.В. Ломоносова. На примере анализа строения кимберлитовой трубки им. М.В. Ломоносова обсудим, какие сведения предоставляют пассивные методы в сравнении с известными геологическими представлениями. Глубинное строение трубки им. М.В. Ломоносова известно по данным бурения, кроме того, для этой трубки построены скоростная [Кутинов, Чистова, 2004] и физико-геологическая модели [Губайдуллин, 2001], получены геоэлектрические разрезы [Стогний, Коротков, 2010]. Рассматриваемые профили регистрации микросейсм представлены на рис. 2. Результаты применения пассивных методов для данной структуры опубликованы [Данилов, 2011; Danilov, Yakovlev, Afonin, 2021], поэтому перейдем к анализу и сопоставлению разрезов.

Сопоставление скоростного разреза и результатов ММЗ, показывающее их хорошее согласие, приведено на рис. 8. При этом по интенсивности микросейсм в кимберлитовой трубке выделяются различные зоны, но с равными значениями скоростей продольных волн. Данный факт можно объяснить высокой чувствительностью метода также и к неоднородностям по горизонтали. Можно предположить, что трубка по данным профиля 2 (см. рис. 2) в центральной части на глубинах 100–300 м имеет наиболее консолидированное строение, что отражается в виде низкоинтенсивной (высокоскоростной) зоны. Наиболее раздробленная часть трубки взрыва, в свою очередь, приурочена к западному борту трубки (см. рис. 8, *вверху*).

При сопоставлении результатов ММЗ с физико-геологической моделью (см. рис. 8, *по центру*) можно выделить все три блока трубки. Верхний слой проявляется на глубинах 100–200 м в виде высокоскоростного слоя на профиле 2 и в виде низкоскоростного слоя на профиле 1 (см. рис. 2). На глубинах более 200 м отдельные блоки трубки прослеживаются по данным только профиля 2. Более полное совпадение результатов по профилю 2 с известными физическими моделями можно объяснить тем, что этот профиль проходит близко к корню трубки и отражает информацию, наиболее характеризующую её строение. На рис. 8, *внизу* показано наложение границ, выделенных по данным геоэлектрических исследований [Стогний, Коротков, 2010] на

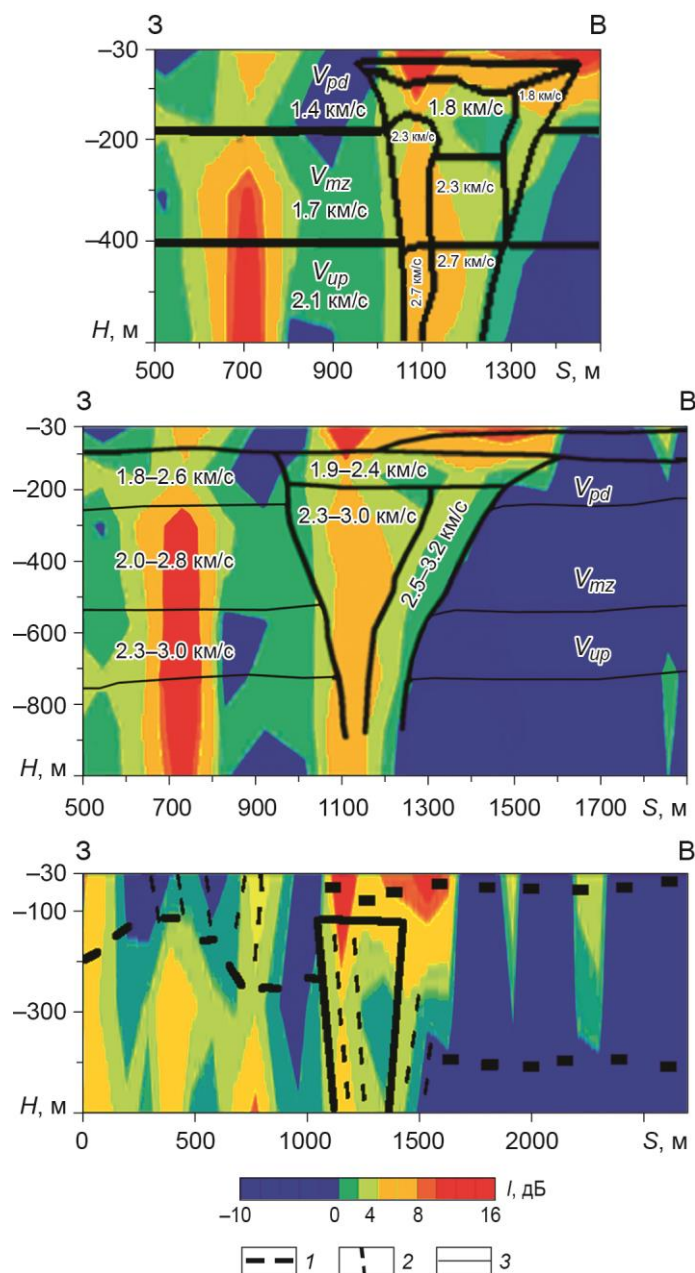


Рис. 8. Глубинные разрезы относительной интенсивности микросейсмического поля, полученные методом ММЗ вдоль профиля 2 (см. рис. 2), пересекающего трубку взрыва им. Ломоносова, с наложением моделей: скоростной [Кутинов, Чистова, 2004] (вверху), физико-геологической [Губайдуллин, 2001] (по центру) и геоэлектрической [Стогний, Коротков, 2010] (внизу). 1 – границы, выделенные электроразведкой; 2 – зоны разгрузки минерализованных вод по данным [Стогний, Коротков, 2010]; 3 – границы слоёв свит осадочных пород. V_{pd} , V_{mz} , V_{up} – скорости продольных волн соответственно в Падунской, Мезенской и Усть-Пинежской свитах

Fig. 8. Deep sections of the relative intensity of the microseismic field, obtained by the microseismic method along profile 2 (see Fig. 2), crossing the Lomonosov kimberlite pipe, with superposition of models: velocity [Kutinov, Chistova, 2004] (above), physical-geological [Gubaidullin, 2001] (center) and geoelectric [Stogniy, Korotkov, 2010] (below). 1 – boundaries identified by electrical prospecting; 2 – zones of mineralized water discharge according to [Stogniy, Korotkov, 2010]; 3 – boundaries of layers of sedimentary rocks. V_{pd} , V_{mz} , V_{up} – longitudinal velocities in the Padun, Mezen, and Ust-Pinezh formations, respectively

результаты ММЗ. Границы трубки, определяемые по ММЗ, совпадают с данными электроразведки. При этом следует отметить совпадение зоны повышенной проводимости внутри трубки с зоной повышенных значений интенсивности микросейсм в западной части трубки. Высокоинтенсивные зоны над трубкой согласуются с опусканием приповерхностного слоя с 25 до 50 м. С запада от трубки зона разгрузки минерализованных вод (400–800 м), выделенная электроразведкой, характеризуется повышенными значениями относительной интенсивности микросейсм. Последнее, скорее всего, обусловлено раздробленным строением зоны разгрузки минерализованных вод.

Непосредственно под зоной разгрузки минерализованных вод выпуклая часть нижнего слоя (глубина 100–200 м) описывает верхнюю часть контрастных высокоинтенсивных зон. Из чего можно предположить, что выпуклая часть нижнего слоя обусловлена поднятием, сопровождающимся разломными процессами. Непосредственно под зоной разгрузки минерализованных вод по данным профиля 2 наблюдаются вертикальные контрастные низкоскоростные зоны, которые прослеживаются до глубин более чем 2 км. Вероятно, контрастные зоны вызваны тектоническими нарушениями, выполняющими роль подводящих каналов для зоны разгрузки минеральных вод. Таким образом, ММЗ согласуется с результатами электроразведки и дополняет их картированием подводящих каналов трубки взрыва и зон разгрузки минерализованных вод.

Представленные результаты показывают, что ММЗ отражает детальную структуру трубки взрыва и вмещающей среды, а также дополняет применяющиеся на практике геофизические методы.

Район плотины Song Tranh-2 (Вьетнам). Поскольку детальное описание результатов исследований уже опубликовано ранее [Antonovskaya et al., 2019], в данной работе обсудим полученные представления о свойствах геологической среды и материала тела плотины, чтобы выяснить возможно ли по геофизическим данным понять причину дефектности плотины.

Пространственные распределения относительных амплитуд сигналов (A_i/A_0 – на перемещаемом канале к опорному) на частоте 3.125 Гц за два этапа наблюдений с интервалом в год (2012 и 2013 г.) представлены на рис. 9. Типы волн, характеризующих техногенные вибрационные сейсмические сигналы, которые используются для просвечивания, нами не анализировались, поэтому трудно связать получаемые значения со скоростями в теле плотины, и, соответственно, с добавочными деформациями. Тем не менее, однородная пространственная картина соответствует однородному по прочностным свойствам материалу, а аномалии – зонам изменённых свойств. Можно видеть, что по данным 2012 г. в левой части плотины имеется яркая аномалия (см. рис. 9, *вверху слева*), которая по результатам визуального обследования (влажные стены, протечки воды) обрисовывает зону пониженной прочности в плотине. Намечаются ослабленные зоны и в центральной части тела плотины, отмеченные синими пятнами на рис. 9, *вверху слева*. Результаты 2013 г. подтверждают данные предыдущего года – в левой части плотины присутствует яркая аномалия, которая также по результатам визуального обследования показывает зону пониженной прочности в плотине (рис. 9, *вверху слева*).

Всё тело плотины характеризуется некоторым снижением прочности. Существенным для интерпретации материалов просвечивания этими же сигналами верхней части геологической среды (рис. 10) является то, что факт деструкции материала, также как в ММЗ, даёт высокую относительную амплитуду.

Рассмотрим результаты зондирования района размещения плотины на техногенной частоте 3.125 Гц для вертикальной составляющей регистрации, результаты для горизонтальных компонент подобны. Выполнено нормирование амплитуды сигнала на стационарную точку (см. рис. 9). Как можно видеть, для правого борта выделяются две

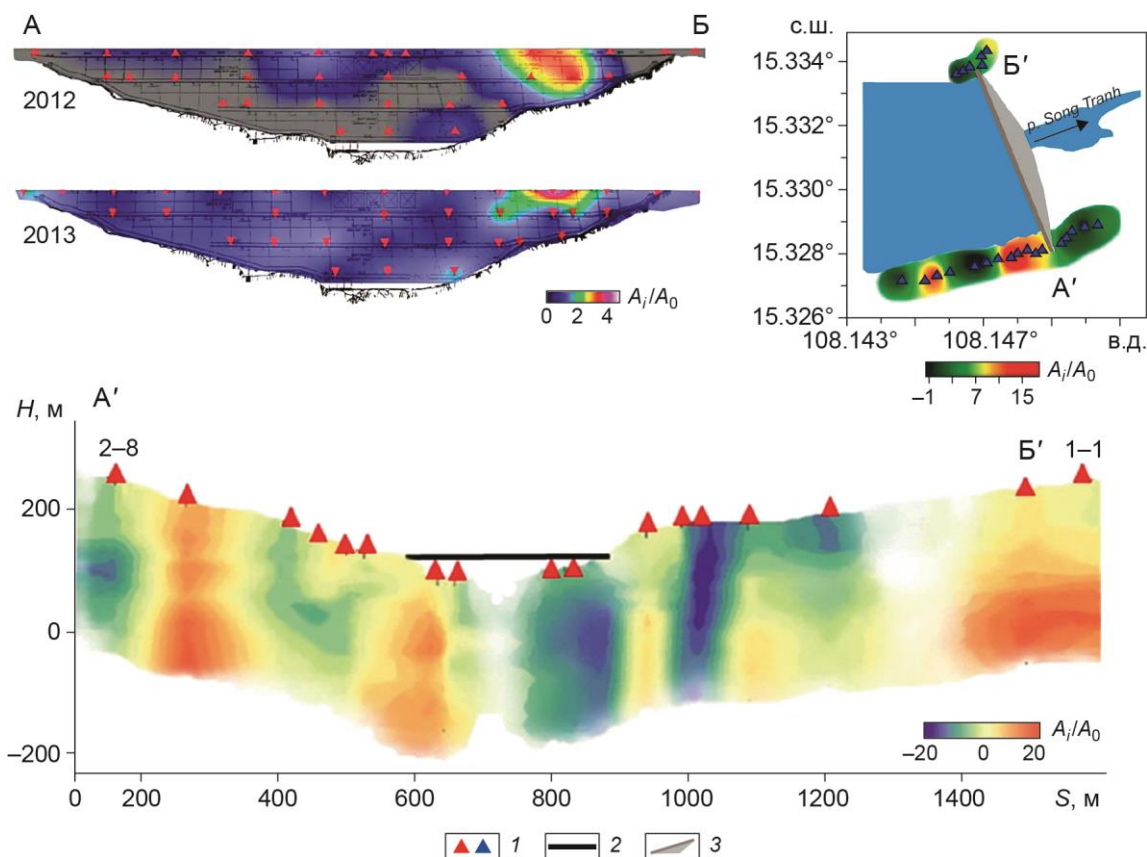


Рис. 9. Результаты просвечивания тела плотины *Song Tranh-2* (вверху слева) и района её размещения (вверху справа) промышленными сигналами на частоте 3.125 Гц за 2012 и 2013 гг. для вертикальной компоненты (Z) в сопоставлении с данными ММЗ по сводному профилю (внизу). 1 – пункты регистрации микросейсм; 2, 3 – плотина. A_i/A_0 – отношение амплитуд в i -ом пункте регистрации микросейсм к опорному; А, Б – правая и левая стороны плотины; здесь и далее А', Б' – правый и левый берега реки

Fig. 9. Results of sounding of the *Song Tranh-2* dam body (above on the left) and the area of its location (above on the right) with industrial signals at a frequency of 3.125 Hz for 2012 and 2013 for the vertical component (Z) in comparison with the microseismic method data for the composite profile (below). 1 – points of registration of microseisms; 2, 3 – dam. A_i/A_0 is the ratio of amplitudes at the i -th microseismic registration point to the reference one; А, Б – right and left sides of the dam; hereinafter А', Б' are the right and left banks of the river

аномальные области, одна из которых расположена в зоне контакта плотины с геологической средой. Большие значения амплитуды (по аналогии с плотиной) соответствуют более ослабленной (разуплотнённой) среде. Можно предположить, что это зоны большей трещиноватости пород. Левый берег в зоне контакта с плотиной характеризуется менее “ослабленной” средой, чем правый.

По итогу применения метода ММЗ выделяются контрастные близвертикальные неоднородности (см. рис. 9, внизу). Разбиение на блоки связано с разломной тектоникой района, а пониженные скорости в блоках – с трещиноватостью горных пород, отмеченной ещё на стадии инженерных изысканий.

Обратим внимание на жёлто-красные участки, соответствующие низкоскоростным зонам, по-видимому, “ослабленным” трещинами. Согласно данным просвечивания района размещения плотины (см. рис. 9, вверху справа), основание и бортовые примыкания плотины для разных её концов характеризуются существенно отличающимися

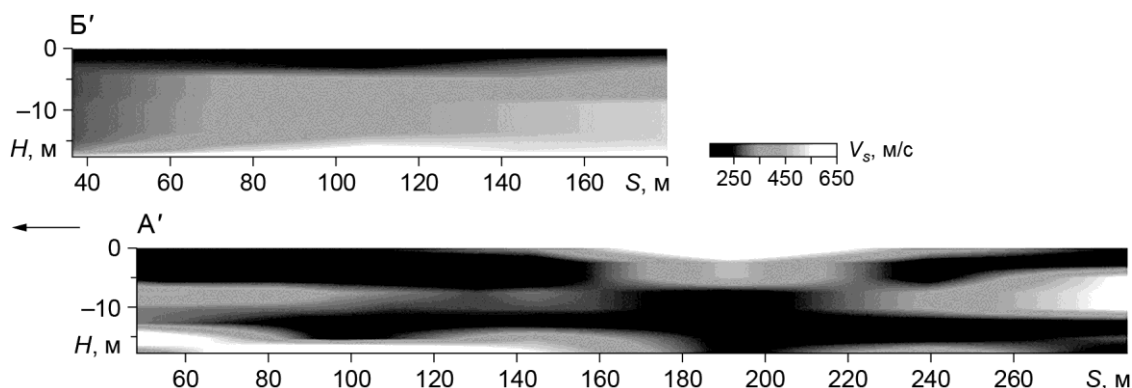


Рис. 10. Пример скоростных разрезов поперечных волн, полученных в результате инверсии дисперсионных кривых поверхностных волн для правого (*вверху*) и левого (*внизу*) берегов р. *Song Tranh* (см. рис. 3, *справа*). Стрелкой указано направление размещения плотины

Fig. 10. Example of velocity sections of transverse waves obtained as a result of inversion of dispersion curves of surface waves for the right (*above*) and left (*below*) shores of the Song Tranh river (see Fig. 3, *on the right*). The arrow shows the direction of the dam placement

скоростными и, следовательно, прочностными свойствами. Левый борт – более высокоскоростной (прочный), правый борт – более низкоскоростной, т.е. “ослабленный”.

Для проверки достоверности результатов был применён метод многоканального анализа поверхностных волн к сейсмограммам, полученным для ряда сейсморазведочных профилей с контролируемым источником. На построенных скоростных разрезах поперечных волн (см. рис. 10) видно, что на правом берегу в районе плотины выделяется приповерхностный низкоскоростной слой мощностью около 5 м (скорости S -волн около 200 м/с). Данный слой прослеживается вплоть до удалений на 180–200 м с последующим понижением до 15 м. На левом берегу низкоскоростная область наблюдается лишь в приповерхностном слое до глубины менее 1 м. Наличие зон с низкой скоростью поперечных волн около плотины может быть обусловлено высокой влагонасыщенностью грунтов, связанной с проникновением воды из водохранилища. В целом отметим, что правый берег является более низкоскоростным.

По результатам инженерной сейсморазведки было обнаружено несколько разрывных нарушений, представленных на рис. 11. Там же схематично нанесены результаты предыдущих методов.

Изучение данных, полученных посредством комплекса сейсмических методов, показывает следующее.

По данным вибропросвечивания техногенными сигналами, метода микросейсмического зондирования, анализа разрезов по профилям инженерной сейсморазведки с интерпретацией объёмных и поверхностных волн выявлены различия деформационных свойств геологической среды правого и левого берегов р. *Song Tranh*. На правом берегу, особенно в зоне сочленения плотины с бортовым примыканием, выделяются участки с пониженными скоростями поперечных волн. Повышенная трещиноватость пород правого берега в этой ослабленной зоне по данным инженерно-геологических изысканий может приводить к тому, что часть горных пород, соединённых с плотиной, вовлекается в процесс собственных колебаний объекта.

Сравнение с пространственным положением участков трещиноватости, выявленных в процессе геологических изысканий при строительстве, показывает, что ориентация зон по азимуту одинакова, но в среднем их линейные размеры на левом берегу меньше, чем на правом.

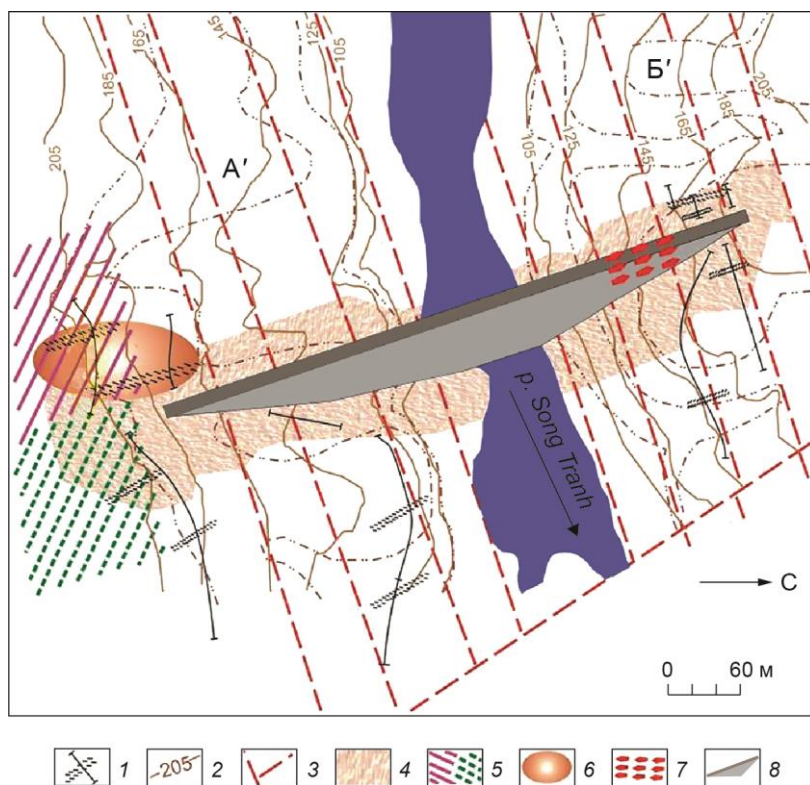


Рис. 11. Результаты обследования плотины *Song Tranh-2* и района её размещения согласно комплексу сейсмических методов. 1 – зоны трещиноватости на профилях по данным малоглубинной сейсморазведки; 2 – рельеф; 3 – тектонические разломы; 4 – контур зоны техногенно-изменённых грунтов; 5–7 – ослабленные зоны, выявленные методом микросейсмического зондирования (5) и методом вибропросвечивания техногенными сигналами для грунтов (6) и плотины (7); 8 – плотина *Song Tranh-2*

Fig. 11. Survey results of the Song Tranh-2 dam and the area of its location according to a set of seismic methods. 1 – fracture zones on profiles according to shallow seismic data; 2 – relief; 3 – tectonic faults; 4 – contour of the zone of technogenically modified soils; 5–7 – weakened zones revealed by the microseismic sounding method (5) and by the method of vibration sounding with technogenic signals for soils (6) and the dam (7); 8 – Song Tranh-2 dam

Учитывая более глубокое размещение низкоскоростных пород для разреза правого берега, можно предположить, что трещины правого берега более крупные, проникают глубже, а их расположение и раскрытие более благоприятно для проникновения воды, особенно под давлением при подъёме уровня верхнего бьефа. Предполагаемая картина согласуется с результатами разных методов.

При сбросе воды в водохранилище часть флюида может мигрировать как на поверхность с последующим выветриванием, так и вглубь. При длительной эксплуатации водохранилища данный процесс будет способствовать развитию выветривания и дальнейшему ослаблению пород правого берега, т.е. дальнейшей деградации несущей способности правого берега.

Выводы

Результаты применения комплекса пассивных сейсмических методов для изучения строения и деформационных свойств геологической среды позволяют сделать следующие выводы.

1. Существенное увеличение информативности результатов достигается при использовании метода микросейсмического зондирования как основного, с дополнением его методом Накамуры, сейсмической интерферометрией и, где возможно, просвечиванием среды техногенными вибрациями. ММЗ даёт сведения до глубин 10 км и более, интерферометрия позволяет уточнять значения скоростей поверхностных волн, что важно для ММЗ, *HVSR* – детализировать строение верхней части разреза (до глубин 1.5–2 км), вибропросвечивание – выявлять зоны пониженной прочности пород.

2. Пассивные методы особенно эффективны для труднодоступных районов или там, где сложно развернуть системы наблюдения активными методами. Их важным технологическим достоинством является возможность применения малого количества датчиков (минимум двух – одного стационарного и одного перемещаемого, с трёхкомпонентной регистрацией) и прохождения профилей длиной в десятки километров путём последовательных наблюдений. Ещё одно достоинство – использование полученной сейсмической записи одновременно для обработки разными пассивными методами.

3. Сравнение разрезов, построенных пассивными и активными сейсмическими методами, показывает их хорошее согласие, притом, что первые дают “размытое” положение горизонтальных границ, но эффективны в выделении близвертикальных неоднородностей.

4. Сопоставление результатов применения пассивных методов с другими геолого-геофизическими методами и полученными ранее представлениями также показывает их хорошее согласие, в частности, по выявлению зон повышенной фильтрации флюида.

5. Комплекс пассивных сейсмических методов эффективен при обследовании таких крупных сооружений, как плотины ГЭС – как тела плотин, так и оснований, что способствует определению участков дефектности объекта.

Представленная подборка результатов говорит о том, что комплексное использование пассивных сейсмических методов позволяет получать важную информацию о глубинном строении геологической среды и техническом состоянии инженерных объектов.

Финансирование

Работа выполнена в рамках государственных заданий Министерства науки и высшего образования Российской Федерации Федерального исследовательского центра комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лавёрова Уральского отделения Российской академии наук (№ 122011300389-8) и Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук (№ 122040600106-8).

Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Литература

- Алексеев А.С., Глинский Б.М., Ковалевский В.В., Хайретдинов М.С.* Геотехнологии вибрационного зондирования в XXI веке // Сборник докладов IV Международной научно-технической конференции “Радиотехника, электроника и связь”. Омск: Омский научно-исследовательский институт приборостроения, 2017. С.113–124.
- Аплов С.В., Бурзин М.Б., Вейс А.Ф., Владимирова Т.В., Горбачев В.И., Капустин И.Н., Коваленко В.С., Лебедев Б.А., Махоткин А.И., Россомахин В.Я., Сапожников Р.Б., Симоненко Л.А., Сулейманов А.К., Тимошенко О.М., Тимошенкова Н.В., Федоров Д.Л., Хисамов Р.С.,*

- Чамов Н.П., Ченборисова Р.З., Ширококов В.Н. Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна. СПб.: Наука, 2006. 319 с.
- Басакина И.М., Антоновская Г.Н., Игнатчик Е.М. Сейсмические исследования тектонического нарушения в зоне сочленения Кандалакшско-Двинского рифта с Архангельским выступом // Вестник геонаук. 2022. № 2(326). С.12–18. DOI: 10.19110/geov.2022.2.2
- Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий / Отв. ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2012. 104 с.
- Богатилов О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А., Кудрявцева Г.П., Васильева Е.Р., Вержак В.В., Веричев Е.М., Парсадян К.С., Посухова Т.В. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия). М.: МГУ, 1999. 524 с.
- Гобаренко В.С., Егорова Т.П. Сейсмотомографическая модель коры южного Крыма и прилегающей части Черного моря // Вулканология и сейсмология. 2020. № 3. С.56–73.
- Губайдуллин М.Г. Региональные геолого-геофизические модели литосферы // Литосфера и гидросфера европейского Севера России. Геоэкологические проблемы / Отв. ред. Ф.Н. Юдахин. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С.48–56.
- Данилов К.Б. Применение метода микросейсмического зондирования для изучения трубки взрыва им. М.В. Ломоносова (Архангельская алмазоносная провинция) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. Вып. 17, № 1. С.172–178.
- Егоркин А.В. Многоволновые глубинные сейсмические исследования // Геофизика. 1996. № 4. С.25–34.
- Егоркин А.В. Строение земной коры и верхней мантии вдоль профилей Чешская губа – пай-Хой, Белое море – Воркута, Двинская губа – р. Мезень, р. Онега – Чешская губа, р. Вага – Белое море. Отчет камеральной партии СРГЭ о результатах региональных сейсмических исследований ГСЗ, МОВЗ, проведенных в 1985–1987 гг. на севере Европейской части СССР (в двух книгах). Листы R-39, 40, 41, 42; Q-37, 38, 39, 40, 41; P-37, 38. Москва: Росгеолфонд, Центральное фондохранилище, 1987. 188 с.
- Ермолаева Г.М. (отв. исп.) Информационный отчет о результатах работ по теме: “Сейсморазведочные работы. Мезенская синеклиза (профиль I-I)”. Москва: Росгеолфонд, Центральное фондохранилище, 2002. 270 с. Инв. № 479426.
- Кадырова Э.Р. (отв. исп.) Отчет “Сопровождение полевых работ, обработка и интерпретация результатов сейсморазведочных работ МОГТ-2D по Архангельскому лицензионному участку”. Архангельская область. Инженерная геология. Москва: Росгеолфонд, Центральное фондохранилище, 2007. 73 с. Инв. № 488893.
- Капустян Н.К., Юдахин Ф.Н. Сейсмические исследования техногенных воздействий на земную кору и их последствий. Екатеринбург: ИЭПС УрО РАН, 2007. 416 с.
- Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б. Иерархический ряд проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Архангельской Алмазоносной провинции. Их отражение в геолого-геофизических материалах. Архангельск: ООО “ИПП “Правда Севера”, 2004. 283 с.
- Кутинов Ю.Г., Чистова З.Б., Неверов Н.А. Новые данные о влиянии тектонических узлов на состояние окружающей среды на севере Русской плиты // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2020. № 5. С.12–24.
- Николаев А.В. Вибрационное просвечивание – метод исследования Земли // Проблемы вибрационного просвечивания Земли. М.: Наука, 1977. С.5–14.
- Николаев А.В. Исследование Земли невзрывными сейсмическими источниками // Исследование Земли невзрывными сейсмическими источниками. М.: Наука, 1981. С.5–29.
- Стогний В.В., Коротков Ю.В. Поиск кимберлитовых тел методом переходных процессов. Новосибирск: Издательство “Малотиражная типография 2D”, 2010. 121 с.
- Тихоцкий С.А., Фокин И.В., Шур Д.Ю. Активная лучевая сейсмическая томография с использованием адаптивной параметризации системой вэйвлет-функций // Физика Земли. 2011. № 4. С.67–86.
- Юдахин Ф.Н., Капустян Н.К., Антоновская Г.Н. Инженерно-сейсмические исследования геологической среды и строительных конструкций с использованием ветровых колебаний зданий. Екатеринбург: ИЭПС УрО РАН, 2007. 156 с.

- Adly A., Poggi V., Fäh D., Hassouf A., Omran A.* Combining active and passive seismic methods for the characterization of urban sites in Cairo, Egypt // *Geophysical Journal International*. 2017. V. 210. P.428–442.
- Afonin N., Kozlovskaya E., Kukkonen I., Heikkinen P., Komminaho K., Hurskainen R., Raita T., Silvennoinen H.* Structure of the Suasselkä postglacial fault in northern Finland obtained by analysis of local events and ambient seismic noise // *Solid Earth*. 2017. V. 8. P.531–544. <https://doi.org/10.5194/se-8-531-2017>.
- Antonovskaya G., Kapustian N., Basakina I., Afonin N., Moshkunov K.* Hydropower Dam State and Its Foundation Soil Survey Using Industrial Seismic Oscillations // *Geosciences*. 2019. V. 9. 16 p. <https://doi.org/10.3390/geosciences9040187>
- Antonovskaya G.N., Dobrovolsky I.P., Kapustian N.K., Orlova I.P.* Determination of the in situ elastic properties of a railway roadbed by seismic observations // *Seismic Instruments*. 2021. V. 57, N 1. P.1–8. DOI: 10.3103/S0747923921010023
- Bath M.* Spectral Studies in Meteorology, Oceanography and Microseismology // Spectral analysis in geophysics. Amsterdam, Oxford, N.Y.: Elsevier Scientific Publ. Co., 1974. P.409–462.
- Beckel R.A., Lund B., Eggertsson G.A., Juhlin C.* Comparing the performance of stacking-based methods for microearthquake location: A case study from the Burträsk fault, northern Sweden // *Geophysical Journal International*. 2021. V. 228. P.1918–1934. DOI: 10.1093/gji/ggab437
- Berkhout A.J., Verschuur D.J.* A scientific framework for active and passive seismic imaging, with applications to blended data and micro-earthquake responses // *Geophysical Journal International*. 2011. V. 184. P.777–792. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04855.x>
- Bignardi S.* The uncertainty of estimating the thickness of soft sediments with the HVSR method: a computational point of view on weak lateral variations // *Journal of Applied Geophysics*. 2017. V. 145. P.28–38. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.07.017>
- Danilov K.B.* The structure of the Onega downthrown block and adjacent geological objects according to the microseismic sounding method // *Pure and Applied Geophysics*. 2017. V. 174, N 7. P.2663–2676. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1542-x>
- Danilov K.B., Yakovlev E.Yu., Afonin N.Yu.* Study of deep structure of the kimberlite pipe named after M. Lomonosov of the Arkhangelsk diamondiferous province obtained by joint using of passive seismic and radiometric methods // *Pure and Applied Geophysics*. 2021. V. 178, N 10. P.3933–3952. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02864-2>
- Draganov D., Campman X., Thorbecke J., Verdel A., Wapenaar K.* Reflection images from ambient seismic noise // *Geophysics*. 2009. V. 74, N 5. P.A63–A67. <https://doi.org/10.1190/1.3193529>
- Gorbatikov A.V., Montesinos F.G., Arnoso J., Stepanova M.Y., Benavent M., Tsukanov A.A.* New features in the subsurface structure model of El Hierro Island (Canaries) from low-frequency microseismic sounding: an insight into the 2011 seismo-volcanic crisis // *Surv. Geophys.* 2013. V. 34. P.463–489. <https://doi.org/10.1007/s10712-013-9240-4>
- Gorbatikov A.V., Tsukanov A.A.* Simulation of the Rayleigh waves in the proximity of the scattering velocity heterogeneities. Exploring the capabilities of the microseismic sounding method // *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*. 2011. V. 47, N 4. P.354–369.
- Hellel M., Oubaiche E.H., Chatelain J.L., Bensalem R., Amarni N., Boukhrouf M., Wathelet M.* Efficiency of ambient vibration HVSR investigations in soil engineering studies: backfill study in the Algiers (Algeria) harbor container terminal // *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*. 2019. V. 78. P.4989–5000. <https://doi.org/10.1007/s10064-018-01458-y>
- Kaya Ya., Safak E.* Real-Time Structural Health Monitoring and Damage Detection // *Topics in Dynamics of Civil Structures*, V. 4. Conference Proceedings of the Society for Experimental Mechanics Series. New York: Springer, 2013. P.11–19. DOI: 10.1007/978-1-4614-6555-3
- Lane J.W., White E.A., Steele G.V., Cannia J.C.* Estimation of bedrock depth using the horizontal-to-vertical (H/V) ambient-noise seismic method // *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, April 6–10, 2008, Philadelphia, Pennsylvania. Denver, Colorado: Environmental and Engineering Geophysical Society, 2008. 13 p.
- Morozov A.N., Vaganova N.V., Mikhailova Y.A., Asming V.E.* Seismicity of the north of the Russian plate: relocation of recent earthquakes // *Izvestiya Phys. Solid Earth*. 2018. V. 54, N 2. P.292–309.

- Nakamura Y.A.* Method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // Quarterly Report of Railway Technical Research Institute. 1989. V. 30, N 1. P.25–33.
- Onyebueke E.O., Manzi M.S.D., Durrheim R.J.* High-resolution shallow reflection seismic integrated with other geophysical methods for hydrogeological prospecting in the Nylsvley Nature Reserve, South Africa // Journal of Geophysics and Engineering. 2018. V. 15, N 6. P.2658–2673. <https://doi.org/10.1088/1742-2140/aadbe3>
- Oren C., Nowack R.L.* Seismic body-wave interferometry using noise auto-correlations for crustal structure // Geophysical Journal International. 2017. V. 208. P.321–332.
- Picozzi M., Parolai S., Richwalski S.M.* Joint inversion of H/V ratios and dispersion curves from seismic noise: estimating the S-wave velocity of bedrock // Journal of Geophysical Research Letters. 2005. V. 32. 4 p. <https://doi.org/10.1029/2005GL022878>
- Punzo M., Cianflone G., Cavuoto G., De Rosa R., Dominici R., Gallo P., Lirer F., Pelosi N., Di Fiore V.* Active and passive seismic methods to explore areas of active faulting. The case of Lamezia Terme (Calabria, southern Italy) // Journal of Applied Geophysics. 2021. V. 188. 104316. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2021.104316>
- Romero P., Schimmel M.* Mapping the basement of the Ebro Basin in Spain with seismic ambient noise autocorrelations // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2018. V. 123. P.5052–5067. <https://doi.org/10.1029/2018JB015498>
- Rost S., Thomas C.* Array seismology: Methods and applications // Reviews of geophysics. 2002. V. 40, N 3. P.2.1–2.27. <https://doi.org/10.1029/2000RG000100>
- Roux P., Sabra K.G., Gerstoft P., Kuperman W.A., Fehler M.C.* P-waves from cross-correlation of seismic noise // Geophysical Research Letters. 2005. V. 32, N 19. 4 p.
- Ruigrok E., Campman X., Wapenaar K.* Extraction of P-wave reflections from microseisms // Comptes Rendus Geoscience. 2011. V. 343, P.512–525. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2011.02.006>
- Schweitzer J., Fyen J., Mykkeltveit S., Gibbons S.J., Pirli M., Kühn D., Kværna T.* Seismic arrays // New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP-2). Potsdam: Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2012. P.1–80.
- 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.
- Sobisevich A.L., Gorbatikov A.V., Ovsuchenko A.N.* Deep structure of the Mt. Karabetov Mud volcano // Doklady Earth Sciences. 2008. V. 422, N 1. P.1181–1185.
- Taylor G., Rost S., Houseman G.* Crustal imaging across the North Anatolian Fault Zone from the autocorrelation of ambient seismic noise // Geophysical Research Letters. 2016. V. 43, N 6. 8 p. <https://doi.org/10.1002/2016GL067715>
- Tibuleac I.M., von Seggern D.* Crust-mantle boundary reflectors in Nevada from ambient seismic noise autocorrelations // Geophysical Journal International. 2012. V. 189. P.493–500. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05336.x>
- Wapenaar K., Slob E., Snieder R., Curtis A.* Tutorial on seismic interferometry: Part 2 – Underlying theory and new advances // Geophysics. 2010. V. 75, N 5. 17 p.

Сведения об авторах

АНТОНОВСКАЯ Галина Николаевна – доктор технических наук, заместитель директора по научной работе, заведующий лабораторией, Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лавёрова Уральского отделения Российской академии наук. 163020, г. Архангельск, Никольский пр-т, д. 20. Тел.: +7(911) 571-73-90. E-mail: essm.ras@gmail.com

ДАНИЛОВ Константин Борисович – кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лавёрова Уральского отделения Российской академии наук. 163020, г. Архангельск, Никольский пр-т, д. 20. Тел.: +7(8182) 21-56-87. E-mail: danilov_kostea@mail.ru

БАСАКИНА Ирина Михайловна – кандидат технических наук, старший научный сотрудник, Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лавёрова Уральского отделения Российской академии наук. 163020, г. Архангельск, Никольский пр-т, д. 20. Тел.: +7(8182) 21-56-17. E-mail: ibasakina@yandex.ru

АФОНИН Никита Юрьевич – научный сотрудник, Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лавёрова Уральского отделения Российской академии наук. 163020, г. Архангельск, Никольский пр-т, д. 20. Тел.: +7(8182) 21-56-17. E-mail: afoninnikita@inbox.ru

КАПУСТЯН Наталия Константиновна – доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник, Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики имени академика Н.П. Лавёрова Уральского отделения Российской академии наук. 163020, г. Архангельск, Никольский пр-т, д. 20; главный научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук. Россия, 123242, г. Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: +7(916) 910-95-72. E-mail: nkapustian@gmail.com

EXPERIENCE IN APPLICATION AND POSSIBILITIES OF COMPLEX OF PASSIVE SEISMIC METHODS FOR STUDYING THE DEEP STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST

G.N. Antonovskaya¹, K.B. Danilov¹, I.M. Basakina¹,
N.Yu. Afonin¹, N.K. Kapustian^{1,2}

¹ *N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Arkhangelsk, Russia*

² *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
Corresponding author: G.N. Antonovskaya (e-mail: essm.ras@gmail.com)

Abstract. Using experimental examples, the article presents an analysis of the possibilities of a set of passive seismic methods for studying the geological structure of the upper part of the earth's crust in comparison with active methods. The complex of passive seismic methods includes: the microseismic sounding method, the Nakamura method (*HVSR*), seismic interferometry, for technogenic sites – vibration probing by a technogenic source. Three cases are considered: a platform tectonic earthquake zone, a kimberlite pipe, a hydroelectric dam with its site. The consent of the results of using passive and active seismic methods is shown, while the former gives a “blurred” position of horizontal boundaries but are effective in detaching near-vertical inhomogeneities. The complex of passive seismic methods is effective for reconnaissance survey, hard-to-reach areas or where it is difficult to deploy observation systems using active methods. It allows simultaneous processing of the received seismic record by different passive methods. In addition, when conducting research, this complex allows the use of a small number of sensors – at least two.

Keywords: microseisms, passive seismic methods, frequency range, deep structure, fractures, environment destruction.

Funding

This work was carried out within the state assignments of Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation of the N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences (No. 122011300389-8) and Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences (No. 122040600106-8).

Conflict of interest

The authors declare they have no conflict of interest.

References

- Adly A., Poggi V., Fäh D., Hassoup A., Omran A., Combining active and passive seismic methods for the characterization of urban sites in Cairo, Egypt, *Geophysical Journal International*, 2017, vol. 210, pp. 428-442. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx176>
- Afonin N., Kozlovskaya E., Kukkonen I., Heikkinen P., Komminaho K., Hurskainen R., Raita T., Silvenoinen H., Structure of the Suasselkä postglacial fault in northern Finland obtained by analysis of local events and ambient seismic noise, *Solid Earth*, 2017, vol. 8, pp. 531-544.
- Alekseev A.S., Glinsky B.M., Kovalevsky V.V., Khayretdinov M.S., *Geotehnologii vibracionnogo zondirovaniya v HHI veke, Sbornik dokladov IV Mezhdunarodnoj nauchno-tehnicheskoy konferencii "Radiotekhnika, jellektronika i svjaz"* (Geotechnologies of vibration sensing in the XXI century, Collection of reports of the IV International Scientific and Technical Conference "Radio Engineering, electronics and Communications"), Omsk, Omsk Scientific Research Institute of Instrument Engineering, 2017, pp. 113-124. [In Russian].
- Antonovskaya G., Kapustian N., Basakina I., Afonin N., Moshkunov K., Hydropower Dam State and Its Foundation Soil Survey Using Industrial Seismic Oscillations, *Geosciences*, 2019, vol. 9, 16 p.
- Antonovskaya G.N., Dobrovolsky I.P., Kapustian N.K., Orlova I.P., Determination of the in situ elastic properties of a railway roadbed by seismic observations, *Seismic Instruments*, 2021, vol. 57, no. 1, pp. 1-8. DOI: 10.3103/S0747923921010023
- Aplonov S.V., Burzin M.B., Weiss A.F., Vladimirova T.V., Gorbachev V.I., Kapustin I.N., Kovalenko V.S., Lebedev B.A., Makhotkin A.I., Rossomakhin V.Ya., Sapozhnikov R.B., Simonenko L.A., Suleymanov A.K., Timoshenko O.M., Timoshenkova N.V., Fedorov D.L., Hisamov R.S., Chamov N.P., Chenborisova R.Z., Shirobokov V.N., *Geodinamika i vozmozhnaya neftegazonosnost' Mezenskogo osadochnogo basseina* (Geodynamics and possible oil and gas potential of the Mezen sedimentary basin), St. Petersburg, Nauka, 2006, 319 p. [In Russian].
- Baluyev A.S., Zhuravlev V.A., Terekhov Ye.N., Przhivalgovskiy Ye.S., *Tektonika Belogo morja i privilegijushhih territorij* (Tectonics of the White Sea and adjacent territories), Moscow, GEOS, 2012, 104 p. [In Russian].
- Basakina I.M., Antonovskaya G.N., Ignatchik E.M., Seismic investigation of the structural seismic anomaly zone of tectonic dislocation in the Kandalaksha-Dvina rift and Arkhangelsk horst suture zone, *Vestnik geonauk* (Vestnik of Geosciences), 2022, no 2(326), pp. 12-18. [In Russian]. doi: 10.19110/geov.2022.2.2
- Bath M., *Spectral Studies in Meteorology, Oceanography and Microseismology, Spectral analysis in geophysics*, Amsterdam, Oxford, New York, Elsevier Scientific Publ. Co., 1974, pp. 409-462.
- Beckel R.A., Lund B., Eggertsson G.A., Juhlin C., Comparing the performance of stacking-based methods for microearthquake location: A case study from the Burträsk fault, northern Sweden, *Geophysical Journal International*, 2021, vol. 228, pp. 1918-1934. DOI: 10.1093/gji/ggab437
- Berkhout A.J., Verschuur D.J., A scientific framework for active and passive seismic imaging, with applications to blended data and micro-earthquake responses, *Geophysical Journal International*, 2011, vol. 184, pp. 777-792. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04855.x>
- Bignardi S., The uncertainty of estimating the thickness of soft sediments with the HVSR method: a computational point of view on weak lateral variations, *Journal of Applied Geophysics*, 2017, vol. 145, pp. 28-38. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.07.017>
- Bogatikov O.A., Garanin V.K., Kononova V.A., Kudryavtseva G.P., Vasilyeva E.R., Verzhak V.V., Verichev E.M., Parsadyan K.S., Posukhova T.V., *Arkhangel'skaya amazonosnaya provintsiya (geologiya, petrografiya, geokhimiya i mineralogiya)* (Arkhangelsk diamondiferous province (geology, petrography, geochemistry and mineralogy)), Moscow, MGU, 1999, 524 p. [In Russian].
- Danilov K.B., Application of the microseismic sounding method for studying the Lomonosov explosion tube (Arkhangelsk diamond-bearing province), *Vestnik KRAUNTs. Nauki o Zemle* (Vestnik KRAUNTs, Earth Sciences), 2011, vol. 17, no. 1, pp. 172-178. [In Russian].
- Danilov K.B., The structure of the Omega downthrown block and adjacent geological objects according to the microseismic sounding method, *Pure and Applied Geophysics*, 2017, vol. 174, no. 7, pp. 2663-2676. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1542-x>
- Danilov K.B., Yakovlev E.Yu., Afonin N.Yu., Study of deep structure of the kimberlite pipe named after M. Lomonosov of the Arkhangelsk diamondiferous province obtained by joint using of passive seismic and radiometric methods, *Pure and Applied Geophysics*, 2021, vol. 178, no. 10, pp. 3933-3952.

- Draganov D., Campman X., Thorbecke J., Verdel A., Wapenaar K., Reflection images from ambient seismic noise, *Geophysics*, 2009, vol. 74, no. 5, pp. A63-A67. <https://doi.org/10.1190/1.3193529>
- Egorkin A.V., Multi-wave deep seismic studies, *Geofizika* (Geophysics), 1996, no. 4, pp. 25-34. [In Russian].
- Egorkin A.V., The structure of the Earth's crust and upper mantle along the profiles of the Czech Lip – Pai-Hoi, the White Sea – Vorkuta, the Dvinskaya Lip – the Mezen River, the Onega River – the Czech Lip, the Vaga River – the White Sea. Report of the SRGE cameral party on the results of regional seismic surveys of the DSS and earthquake converted-wave method conducted in 1985–1987 in the north of the European part of the USSR: Sheets R-39, 40,41, 42; Q-37, 38, 39, 40, 41; P-37, 38, Moscow, Rosgeolfond, Central storage facility, 1987. [In Russian].
- Ermolaeva G.M. (ed.), Information report on the results of work on the topic: Seismic surveys. Mezensyncline (profile I-I), Moscow, Rosgeolfond, Central storage facility, 2002, inv. no 479426. [In Russian].
- Gobarenko V.S., Yegorova T.P., Seismic Tomography Model for the Crust of Southern Crimea and Adjacent Northern Black Sea, *Journal of Volcanology and Seismology*, 2020, vol. 14, no. 3, pp. 187-203. <https://doi.org/10.1134/S0742046320030033>
- Gorbatikov A.V., Montesinos F.G., Arnosó J., Stepanova M.Y., Benavent M., Tsukanov A.A., New features in the subsurface structure model of El Hierro Island (Canaries) from low-frequency microseismic sounding: an insight into the 2011 seismo-volcanic crisis, *Surv. Geophys.*, 2013, vol. 34, pp. 463-489. <https://doi.org/10.1007/s10712-013-9240-4>
- Gorbatikov A.V., Tsukanov A.A., Simulation of the Rayleigh waves in the proximity of the scattering velocity heterogeneities. exploring the capabilities of the microseismic sounding method, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 2011, vol. 47, no. 4, pp. 354-369. <https://doi.org/10.1134/S1069351311030013>
- Gubaidullin M.G., Regional geological and geophysical models of the lithosphere, *Litosfera i gidrosfera evropejskogo Severa Rossii. Geojekologicheskie problemy* (Lithosphere and hydrosphere of the European North of Russia. Geocological problems), Yekaterinburg, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2001, pp. 48-56. [In Russian].
- Hellel M., Oubaiche E.H., Chatelain J.L., Bensalem R., Amarni N., Boukhrouf M., Wathelet M., Efficiency of ambient vibration HVSR investigations in soil engineering studies: backfill study in the Algiers (Algeria) harbor container terminal, *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 2019, vol. 78, no. 7, pp. 4989-5000. <https://doi.org/10.1007/s10064-018-01458-y>
- Kadyrova E.R. (ed.), Report “Support of field work, processing and interpretation of the results of seismic surveys MOGT-2D for the Arkhangelsk license area”, Arkhangelsk region, Engineering Geology, Moscow, Rosgeolfond, Central storage facility, 2007, inv. no. 488893. [In Russian].
- Kapustyan N.K., Yudakhin F.N., *Seismicheskiye issledovaniya tekhnogennykh vozdeystviy na zemnyuyu koru i ikh posledstviy* (Seismic studies of technogenic impacts on the Earth's crust and their consequences), Yekaterinburg, IEPS UrO RAN, 2007, 416 p. [In Russian].
- Kaya Ya., Safak E., Real-Time Structural Health Monitoring and Damage Detection, *Topics in Dynamics of Civil Structures, V. 4. Conference Proceedings of the Society for Experimental Mechanics Series*, New York, Springer, 2013, pp.11-19. DOI: 10.1007/978-1-4614-6555-3
- Kutinov Yu.G., Chistova Z.B., *Ierarhicheskij rjad pojavlenij shhelochno-ul'traosnovnogo magmatizma Arhangel'skoj Almazonosnoj provincii. Ih otrazhenie v geologo-geofizicheskikh materialah* (Hierarchical series of manifestations of alkaline-ultrabasic magmatism of the Arkhangelsk Diamond-bearing province. Their reflection in geological and geophysical materials), Arkhangelsk, IPP The Truth of the North, LLC, 2004, 283 p. [In Russian].
- Kutinov Yu.G., Chistova Z.B., Neverov N.A., New data on the influence of tectonic nodes on the state of the environment in the north of the Russian Plate, *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografija* (Bulletin of the Moscow University. Series 5. Geography), 2020, no 5, pp. 12-24. [In Russian]. <https://vestnik5.geogr.msu.ru/jour/article/view/732>
- Lane J.W., White E.A., Steele G.V., Cannia J.C., Estimation of bedrock depth using the horizontal-to-vertical (H/V) ambient-noise seismic method, in: *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, April 6-10, 2008, Philadelphia, Pennsylvania*, Denver, Colorado, Environmental and Engineering Geophysical Society, 2008, 13 p. <https://doi.org/10.4133/1.2963289>
- Morozov A.N., Vaganova N.V., Mikhailova Y.A., Asming V.E., Seismicity of the north of the Russian plate: relocation of recent earthquakes, *Izvestiya Phys. Solid Earth*, 2018, vol. 54, no 2, pp. 292-309. <https://doi.org/10.1134/S1069351318020143>
- Nakamura Y.A., Method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, 1989, vol. 30, no. 1, pp. 25-33.
- Nikolaev A.V., Exploration of the Earth by non-explosive seismic sources, *Issledovanie Zemli nevzryvnymi seismicheskimi istochnikami* (Exploration of the Earth by non-explosive seismic sources), Moscow, Nauka, 1981, 338 p. [In Russian].

- Nikolaev A.V., Vibrational transmission – a method of studying the Earth, *Problemy vibracionnogo prosvechivaniya Zemli* (Problems of vibrational transmission of the Earth), Moscow, Nauka, 1977, pp. 5-14. [In Russian].
- Onyebueke E.O., Manzi M.S.D., Durrheim R.J., High-resolution shallow reflection seismic integrated with other geophysical methods for hydrogeological prospecting in the Nylsvley Nature Reserve, South Africa, *Journal of Geophysics and Engineering*, 2018, vol. 15, no. 6, pp. 2658-2673. <https://doi.org/10.1088/1742-2140/aadbe3>
- Oren C., Nowack R.L., Seismic body-wave interferometry using noise auto-correlations for crustal structure, *Geophysical Journal International*, 2016, vol. 208, pp. 321-332. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw394>
- Picozzi M., Parolai S., Richwalski S.M., Joint inversion of H/V ratios and dispersion curves from seismic noise: estimating the S-wave velocity of bedrock, *Journal of Geophysical Research Letters*, 2005, vol. 32, 4 p. <https://doi.org/10.1029/2005GL022878>
- Punzo M., Cianflone G., Cavuoto G., De Rosa R., Dominici R., Gallo P., Lirer F., Pelosi N., Di Fiore V., Active and passive seismic methods to explore areas of active faulting. The case of Lamezia Terme (Calabria, southern Italy), *Journal of Applied Geophysics*, 2021, vol. 188, 104316. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2021.104316>
- Romero P., Schimmel M., Mapping the basement of the Ebro Basin in Spain with seismic ambient noise autocorrelations, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2018, vol. 123, pp. 5052-5067. <https://doi.org/10.1029/2018JB015498>
- Rost S., Thomas C., Array seismology: Methods and applications, *Reviews of geophysics*, 2002, vol. 40, no. 3, pp. 2.1-2.27. <https://doi.org/10.1029/2000RG000100>
- Roux P., Sabra K.G., Gerstoft P., Kuperman W.A., Fehler M.C., P-waves from cross-correlation of seismic noise, *Geophysical Research Letters*, 2005, vol. 32, no 19, 4 p. <https://doi.org/10.1029/2005GL023803>
- Ruigrok E., Campman X., Wapenaar K., Extraction of P-wave reflections from microseisms, *Comptes Rendus Geoscience*, 2011, vol. 343, pp. 512-525. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2011.02.006>
- Schweitzer J., Fyen J., Mykkeltveit S., Gibbons S.J., Pirl M., Kühn D., Kværna T., Seismic arrays, *New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP-2)*, Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2012, pp. 1-80.
- 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.
- Sobisevich A.L., Gorbatiyov A.V., Ovsuchenko A.N., Deep structure of the Mt. Karabetov Mud volcano, *Doklady Earth Sciences*, 2008, vol. 422, no. 1, pp. 1181-1185. <https://doi.org/10.1134/S1028334X08070428>
- Stogniy V.V., Korotkov Yu.V., *Poisk kimberlitovykh tel metodom perehodnykh processov* (Search for kimberlite bodies by the method of transients), Novosibirsk, Publishing house “Small print 2D”, 2010, 121 p. [In Russian].
- Taylor G., Rost S., Houseman G., Crustal imaging across the North Anatolian Fault Zone from the autocorrelation of ambient seismic noise, *Geophysical Research Letters*, 2016, vol. 43, no. 6, 8 p. <https://doi.org/10.1002/2016GL067715>
- Tibuleac I.M., von Seggern D., Crust-mantle boundary reflectors in Nevada from ambient seismic noise autocorrelations, *Geophysical Journal International*, 2012, vol. 189, pp. 493-500. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05336.x>
- Tikhotsky S.A., Fokin I.V., Shur D.Yu., Active beam seismic tomography using adaptive parametrization by the wavelet function system, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 2011, vol. 47, no. 4, pp. 326-344. DOI: 10.1134/S1069351311030062
- Wapenaar K., Slob E., Snieder R., Curtis A., Tutorial on seismic interferometry: Part 2 – Underlying theory and new advances, *Geophysics*, 2010, vol. 75, no. 5, 17 p. <https://doi.org/10.1190/1.3463440>
- Yudakhin F.N., Kapustyan N.K., Antonovskaya G.N., *Inzhenerno-sejsmicheskie issledovaniya geologicheskoy sredy i stroitel'nykh konstrukcij s ispol'zovaniem vetrovykh kolebanij zdaniy* (Engineering and seismic studies of the geological environment and building structures using wind vibrations of buildings), Yekaterinburg, Institute of Environmental Problems of the North Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2007, 156 p. [In Russian].

About the authors

ANTONOVSKAYA Galina Nikolaevna – Dr. Sci. (Eng.), Deputy Director for Scientific Work, Head of the Laboratory, N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. Nikolsky Avenue, 20, Arkhangelsk, 163020, Russia. Ph.: +7(911) 571-73-90. E-mail: essm.ras@gmail.com

DANILOV Konstantin Borisovich – Cand. Sci. (Phys.-Math.), Senior Researcher, N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. Nikolsky Avenue, 20, Arkhangelsk, 163020, Russia. Ph.: +7(8182) 21-56-87. E-mail: danilov_kostea@mail.ru

BASAKINA Irina Mikhailovna – Cand. Sci. (Eng.), Senior Researcher, N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. Nikolsky Avenue, 20, Arkhangelsk, 163020, Russia. Ph.: +7(8182) 21-56-17. E-mail: ibasakina@yandex.ru

AFONIN Nikita Yurievich – Researcher, N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. Nikolsky Avenue, 20, Arkhangelsk, 163020, Russia. Ph.: +7(8182) 21-56-17. E-mail: afoninnikita@inbox.ru

KAPUSTIAN Natalia Konstantinovna – Dr. Sci. (Phys.-Math.), Chief Researcher, N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of the Ural Branch of the Russian Academy of Sciences. Nikolsky Avenue, 20, Arkhangelsk, 163020, Russia; Chief Researcher, Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences. Bolshaya Gruzinskaya str., 10-1, Moscow, 123242, Russia. Ph.: +7(916) 910-95-72. E-mail: nkapustian@gmail.com