

# ГЕОФІЗИКА

УДК 550.34

В.И. Французова<sup>1,2</sup>, К.Б. Данилов<sup>1</sup>

## ЗОНДИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ ФОНОВЫМИ МИКРОСЕЙСМАМИ

Приведены результаты просвечивания структуры земной коры фоновыми микросейсмами по двум профилям в пределах Онежского полуострова. Исследования проведены методом микросейсмического зондирования (ММЗ). Выявлены структурные неоднородности геологической среды, удовлетворительно согласующиеся с известными геолого-геофизическими данными.

**Ключевые слова:** земная кора; микросейсмическое зондирование; волны Релея; Онежский грабен; Архангельский выступ.

### Введение

Для Севера Русской плиты детальное сейсмическое обследование земной коры чрезвычайно важно, учитывая перспективность региона по углеводородам и алмазам [Станковский и др., 1973; Синицын и др., 1973]. Как правило, для решения поставленных задач использование традиционных и довольно дорогих геофизических и сейсмических методов (ГСЗ и др.) не позволяет получать данные о строении среды с хорошим разрешением. В этой связи для получения достоверных данных о структуре земной коры весьма перспективными представляются исследования, проводимые методом низкочастотного сейсмического зондирования [Горбатилов, 2006; Горбатилов и др., 2008]. Метод основан на использовании естественного микросейсмического поля, вертикальная компонента которого преимущественно определяется суперпозицией цугов поверхностных волн [Горбатилов, Цуканов, 2011].

Уместно вспомнить, что поверхностные сейсмические волны переносят преимущественную часть энергии сейсмического события и их затухание меньше, чем объемных волн. Сейсмология поверхностных волн с использованием естественного микросейсмического поля Земли является важной частью сейсмологической практики, поскольку преимущественный вклад в его формирование вносят именно поверхностные волны. В этой связи вопрос о взаимодействии поверхностных волн Релея со скоростными неоднородностями приобретает особое значение, важное для развития метода поверхностно-волновой томографии. Этот метод базируется на оценке функции Грина среды по кросс-корреляционной функции. Так, по мнению авторов [Shapiro, Campillo, 2004; Shapiro et al., 2005; Королева и др., 2009] измерение кросс-корреляционной функции позволяет восстанавливать морфологию скоростных горизонтальных неоднородностей земной коры.

Исторически сложилось так, что в большинстве методов поверхностно-волновой томографии использовалась только фазовая информация, однако в задачах выявления неоднородностей малого размера во вмещающей среде при рассеянии волн Релея вблизи этих неоднородностей понятие ско-

рости теряет смысл, поскольку образующиеся (обменные, отраженные и др.) волны еще не разделены по своим типам. В этих случаях единственным измеряемым параметром, по которому можно оценивать свойства неоднородностей и вмещающей среды, остаются амплитуды. На их распределениях и основан метод микросейсмического зондирования (ММЗ) геологической среды.

### Метод микросейсмического зондирования

Предложенный метод инверсии измеряемого амплитудного микросейсмического поля в глубинный разрез среды основан на решении обратных задач, которые, в свою очередь, требуют решения прямой задачи для соответствующих моделей среды [Гласко, 1984]. В этих задачах важно решать вопросы точности и разрешающей способности метода.

Решение задачи с вертикальной границей раздела двух сред определяется сложностью получения точного решения об отражении проходящей поверхностной волны через контакт среда – неоднородность, в связи с образованием в окрестности контакта интенсивных объемных волн [Левшин и др., 1986]. В таких случаях могут быть использованы только приближенные методы, основанные на различных способах расчета [Alsop, 1974; Gergerson et al., 1978].

В работе [Горбатилов, Цуканов, 2011] для численного моделирования при решении дифференциальных динамических уравнений для упругого полупространства с граничными и начальными условиями используется метод конечных разностей [Калиткин, 1978; Самарский, 1982].

Решение обратной задачи проводилось на первом этапе феноменологическим методом [Горбатилов, Степанова, 2008; Горбатилов и др., 2008], а затем численным моделированием [Горбатилов, Цуканов, 2011], подтвердившим полученные ранее экспериментальным путем выводы. При численном моделировании также подтверждено, что разрешающая способность метода по горизонтали равна четверти, а по вертикали – 0,25-0,5 эффективной длины волны, что позволяет выделять малые вертикальные и субвертикальные скоростные неоднородности.

В соответствии с [Горбати́ков и др., 2008; Горбати́ков, Цуканов, 2011] метод ММЗ основан на свойстве фундаментальной моды волн Релея возрастать в окрестности низкоскоростных неоднородностей и убывать в окрестности высокоскоростных. Метод позволяет по выборке замеров микросейсм построить распределение интенсивности микросейсм вдоль профиля и по глубине, отражающее относительные изменения скоростных свойств среды. Данное распределение и отражает относительное изменение скоростных характеристик среды. Зоны с пониженной интенсивностью микросейсм определяют участки с повышенными скоростными свойствами, а зоны с повышенной интенсивностью – участки пониженных скоростей [Горбати́ков и др., 2008; Горбати́ков, Цуканов, 2011]. При этом неоднородности могут находиться на определенной глубине, а соответствующие вариации микросейсм могут быть зарегистрированы на поверхности Земли. Метод реализуется при допущении, что вертикальная компонента микросейсмического поля определяется преимущественно вкладом фундаментальных мод волн Релея.

Метод опробован в многочисленных исследованиях на разных геологических объектах, в том числе и на территории Севера Русской плиты совместно с авторами настоящей статьи [Горбати́ков и др., 2008, 2009; Собисевич и др., 2008; Алешин и др., 2010; Французова и др., 2009, 2011].

Отметим, что использование этого метода позволяет получать более детальную информацию о строении геологической среды. Однако данный подход по сравнению с известными сейсмическими методами не определяет абсолютные скорости сейсмических волн, а позволяет получить разрезы только по контрастам сейсмических скоростей. Метод не требует высоких финансовых затрат в связи с использованием поля микросейсм, постоянно присутствующего на земной поверхности [Горбати́ков и др., 2008].

#### **Технология обработки данных и аппаратура**

Технология измерений и обработки включает следующие процедуры [Горбати́ков и др., 2008; Горбати́ков, Цуканов, 2011]:

- последовательные замеры микросейсм одновременно передвижной и опорной станциями, причем для статистической устойчивости выполняется накопление сигнала в течение экспериментально определенного периода его стационарности, равного в нашем случае 1 часу;

- расчет распределения интенсивности микросейсм относительно опорной станции по профилю;

- привязка полученной карты к соответствующей глубине, рассчитываемой по формуле  $H(f) = KV_R(f)/f$ , где  $H(f)$  – глубина слоя, для которого строится изображение,  $V_R(f)$  – фазовая скорость волны,  $f$  – частота в спектре микросейсмического

сигнала,  $K$  – численный коэффициент, приблизительно равный 0,4-0,5. Для привязки к глубине использовалась априорная дисперсионная кривая фазовых скоростей волн Релея, построенная на основе данных [Костюченко и др., 2004].

Для уверенного преобладания на записи релеевских волн над волнами другого типа необходимо добиться статистически устойчивых во времени данных [Горбати́ков и др., 2008]. Для минимизации искажающего влияния, обусловленного случайным характером микросейсмического поля, проводится накопление сигнала и отбраковка записей по спектральным характеристикам и волновым формам. В результате при правильной организации полевых работ и качественной отбраковке данных для анализа используются записи, представленные преимущественно волнами Релея.

В представленных материалах метод применяется для обнаружения нарушений: во-первых, в пределах Онежского грабена и Онежско-Важского выступа по профилю Кянда – Ворзогоры; во-вторых, для выявления неоднородностей на участке Онежско-Кандалакшский рифт – Архангельский горст по профилю п. Самодед – д. Палово.

Измерения микросейсм на точках профиля Кянда – Ворзогоры проводились передвижной сейсмической станцией “УГРА” (16-ти разрядный АЦП) с широкополосным датчиком СМЗ-ОС (частотный диапазон – 0.03–10 Гц, чувствительность – 3908 В\*с/м). В качестве опорной станции использовался регистратор “GSR-24” (24-разрядный АЦП) с широкополосным датчиком “СМГ-ЗЕСР” (частотный диапазон – 0.03–30 Гц, чувствительность – 2\*9924 В\*с/м). Длина первого профиля составила более 60 км. Шаг между точками измерений составлял от 1,5 км. до 2 км, длительность замеров в каждом пункте – один час.

Второй профиль включает 20 пунктов замеров микросейсм. Шаг между пунктами 1,5-3 км. Длина профиля составила более 50 км. В качестве опорной использовалась сейсмостанция GSR-24 с регистратором СМГ-ЗЕСР, передвижной – сейсмостанция UGRA-54 с велосиметром СМЗ-ОС.

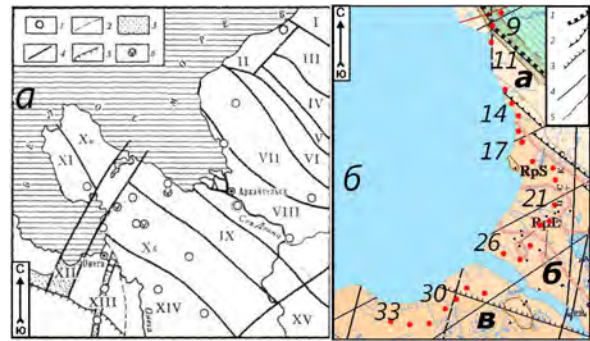
#### **Тектоника района работ**

Представление о структуре фундамента и расположении пунктов замеров микросейсм на первом и втором профилях обобщено на рис. 1 (а, б) и 2(а-в).

Онежский полуостров находится на крайнем северо-западе Русской платформы. Здесь отмечается пологое погружение кристаллического фундамента под трансгрессивно налегающие и практически недеформированные слои осадочного чехла, древнейшего на платформе. Онежско-Важское поднятие занимает большую часть площади зондирования. Оно имеет северо-западное простирание, ограничено с юго-запада Ветренным Поясом Карельского геоблока (располагается за пределами полосы зондирования) и с северо-

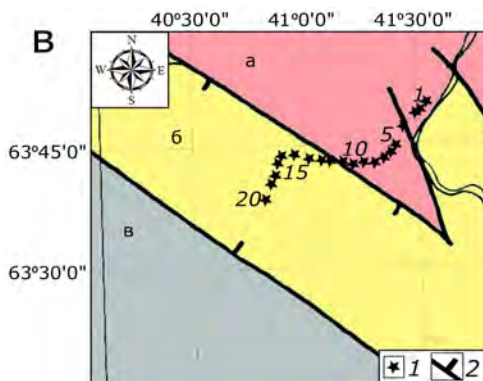
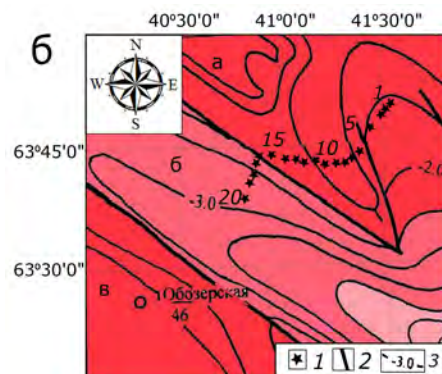
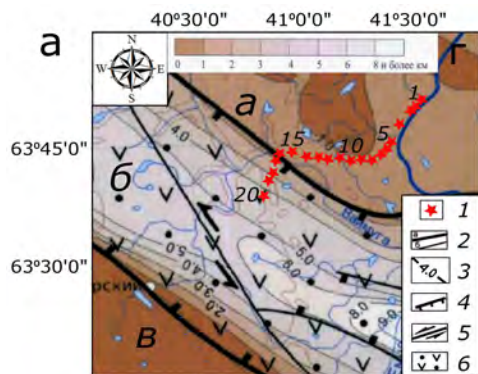
востока рифейским Онежским грабеном [Станковский и др., 1973; Станковский и др., 1981; Отчет..., 2009]. Поверхность кристаллических пород полого наклонена в северо-восточном направлении. Глубина залегания кристаллического фундамента изменяется соответственно от нескольких метров на юго-западе, где он фрагментарно перекрыт толщей верхнепротерозойских (вендских) отложений, до 400–500 метров на северо-востоке, где перекрывающая толща наращается и палеозойскими отложениями. Онежско – Важское поднятие разбито системой разломов северо-западного простирания на: Ворзогорский и Андозерский блоки и Мудьюгскую ступень (рис. 1). Мудьюгская ступень является переходной к Онежскому грабену и относится авторами к структурам второго порядка, а блоки – к третьему. Простирание выделяемых структур северо-западное и соответствует генеральному простиранию Онежско-Важского поднятия в целом.

Материалы, представленные на рис. 1, свидетельствуют о том, что в пределах изучаемого участка первого профиля имеется несколько узлов пересечения разломов северо-западного, северо-восточного и (редко) субмеридионального направлений. Последние квалифицируются как рудоконтролирующие [Константиновский, 1977]. Кроме того, отмечено, что секущие разломы северо-восточного простирания являются более молодыми, относятся к категории сбросо-сдвиговых, по ним часто происходит смещение более ранних структур северо-западного простирания.



**Рис. 1.** Схема структур фундамента изучаемого района по профилю Кянда-Ворзогоры:

а – юго-восточного Беломорья по [Станковский и др., 1981] с упрощениями: 1 – скважины; 2 – граница осадочного чехла Русской плиты; 3 – вендские отложения Малошуйско-Унского и Игишского грабенов в пределах щита; 4 – основные разломы фундамента; 5 – граница Ветреного пояса; 6 – проявления платформенного магматизма (основные структуры фундамента: IX – Солзенская ступень; X – Онежский грабен; а – Лопшеньгский блок, б – Солозерский блок; XI – Мяндозерская ступень; XII – Малошуйско-Унский грабен; XIII – Игишский грабен; XIV – Онего-Важский выступ); б – вдоль профиля д. Кянда – д. Ворзогоры [Отчет..., 2009]: 1–5 – разломы: 1–3 – разделяющие структуры соответственно 1, 2, 3 порядка, 4 – сбросо-сдвигового характера, 5 – предполагаемые долгоживущие, рудоконтролирующие; 9–33 номера пунктов профиля, а, б, в – Онежско-Важское поднятие: а – Мудьюгская ступень, б – Андозерский блок, в – Ворзогорский блок.



**Рис. 2.** Структурная карта поверхностей на профиле д. Самодед – д. Палово:

а – Архангельский выступ; б – Онежско-Кандалакшский рифт; в – Карельский выступ; г – глубина залегания кристаллического фундамента (1 – пункты замеров микросейсм профиля Палово – Самодед; 2 – разломы (а – ограничивающие крупные структуры земной коры, б – прочие); 3 – изогипсы поверхности кристаллического фундамента; 4 – сбросы; 5 – сдвиги; 6 – вулканогенно-осадочный комплекс рифтовой впадины

Основные представления о региональной структуре кристаллического фундамента и осадочного чехла в пределах участка второго профиля (рис. 2, а-в) базируются на данных геофизических и сейсморазведочных работ (МОГТ, МОВЗ, КМПВ И ГСЗ), позволивших объективно наметить и проследить разломы, не только деформирующие поверхность кристаллического фундамента, но, возможно, оказывающие существенное влияние на структурные особенности вышележащих комплексов пород верхнего протерозоя. Для получения большей достоверности их ориентировки и трасирования учитывались данные интерпретации магнитной и гравиметрической съемок [Результаты..., 2004]. Структурный рисунок кристаллического фундамента представлен сложной взаимосвязанной системой закономерно чередующихся положительных и отрицательных тектонических форм. Тектонические элементы положительного знака представлены горстами и выступами (Архангельский выступ, Солзенская ступень), отрицательные – грабенами (Онежско-Кандалакшский рифт), представляющие собой ярко выраженные глубокие понижения фундамента. Перечисленные типы структур сопряжены между собой по резким тектоническим контактам. Среди дизъюнктивов преобладают дислокации сбросового типа, характеризующиеся вертикальным или близким к нему положением поверхности сместителя. Часть из них по данным сейсморазведки имеют глубинную природу. Они образуют систему (парные бортовые разломы), ограничивающую грабены. Амплитуды смещений по ним достигают 2,5–4 км, а иногда и более [Результаты..., 2004].

Архангельский выступ является наиболее крупной из развитых на рассматриваемой территории положительных структур. Длина его превышает 400 км, ширина достигает 130 км. По своим морфологическим и гипсометрическим особенностям Архангельский выступ достаточно четко разделяется на две части, примерно равные по протяженности. В западной части выступа, в пределах которой располагается 2-й профиль, поверхность фундамента залегает на отметках -0,5...-2,0 км. Эта часть Архангельского выступа характеризуется незначительными перепадами глубин и практически полным отсутствием существенно прогнутых зон. В его пределах поверхность вендских отложений погружается до отметки -0,6 км.

В пределах Онежско-Кандалакшского рифта, наследующего аналогичную Архангельскому выступу структуру в фундаменте, поверхность рифейских отложений залегает на отметках -0,1...-1,8 км. Новейшие сейсмические материалы позволяют фиксировать практически все особенности строения вендского комплекса пород: его повсеместное распространение, трансгрессивное залегание на подстилающих образованиях, четко выраженную слоистость, наличие крупных положительных перегибов и зон выклинивания отдельных интервалов разреза. Однако на подавляющей

ее части абсолютные отметки не превышают -1,2...-1,5 км

### *Результаты работ и их обсуждение*

Профиль д. Кянда – д. Ворзогоры проходит по Онежскому грабену и Онежско-Важскому поднятию. В пределах Онежско-Важского поднятия профиль пересекает Мудьюгскую ступень, Андозерский и Ворзогорский блоки (рис. 1, 3). Кроме разломов, разделяющих тектонические структуры разного порядка (пункты 10, 14, 28 на рис. 3), профиль пересекает разломы сбросо-сдвигового характера (пункты 9, 17, 21 на рис. 3) и предполагаемые долгоживущие рудоконтролирующие разломы (пункты 11, 29 на рис. 3).

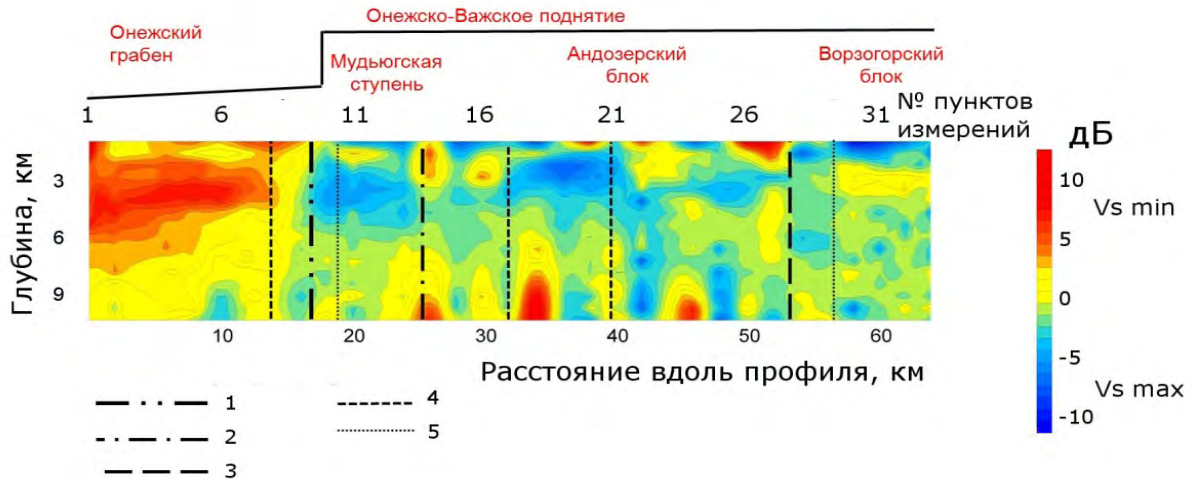
По результатам обработки (рис. 3) разрез земной коры до глубин 10 км можно разделить на ряд блоков, которые в определенной мере согласуются с указанными выше данными о строении среды вдоль профиля. В диаграмме распределения относительной интенсивности микросейсм (рис. 3) обращает на себя внимание блоковое строение разреза, чередование в нём довольно узких вертикальных полос – блоков, характеризующихся положительными и отрицательными значениями интенсивности микросейсм, а также довольно высокий контраст между этими блоками и внутри них [Французова и др., 2011].

Такая картина присуща Мудьюгскому и Андозерскому блокам Онежско-Важского поднятия, при этом только для глубин более 3–5 км. Выше они ограничены некоторым субгоризонтальным “слоем” отрицательных значений относительной интенсивности микросейсм, который очень полого погружается в северном направлении, увеличиваясь в толщине до ~2–3 км. Изменчивость интенсивности микросейсм в приповерхностном слое отличается от таковой для глубинных слоев.

Можно предположить, что этот полого наклоненный “слой” является либо зоной древнего тектонического срыва, либо границей крупного несогласия между древними же структурно-вещественными комплексами фундамента. Ответ можно найти в пределах Ворзогорского блока, где этот “слой” выходит на поверхность.

В связи со сказанным возникает также вопрос о глубинности блоков и ступеней Онежско-Важского поднятия: они могут быть исключительно приповерхностными и не иметь глубинных корней. Более определённой является граница между этим поднятием и Онежским грабеном. Разрез позволяет считать, что южный борт Онежского грабена имеет не только сбросовый характер, но и достаточно полого наклонен в сторону грабена и, таким образом, может быть прослежен до глубин около 7–8 км. На этой глубине он срезает две вертикальные “колонны” положительных и отрицательных значений относительной интенсивности микросейсм, которые по своему образу явно относятся к Онежско-Важскому поднятию.

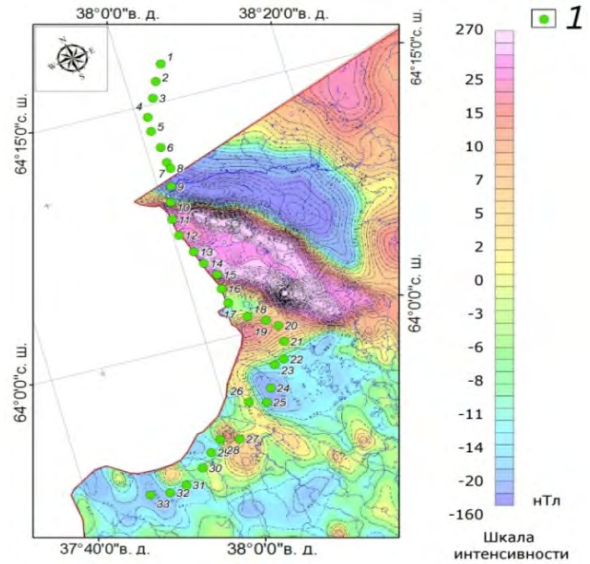




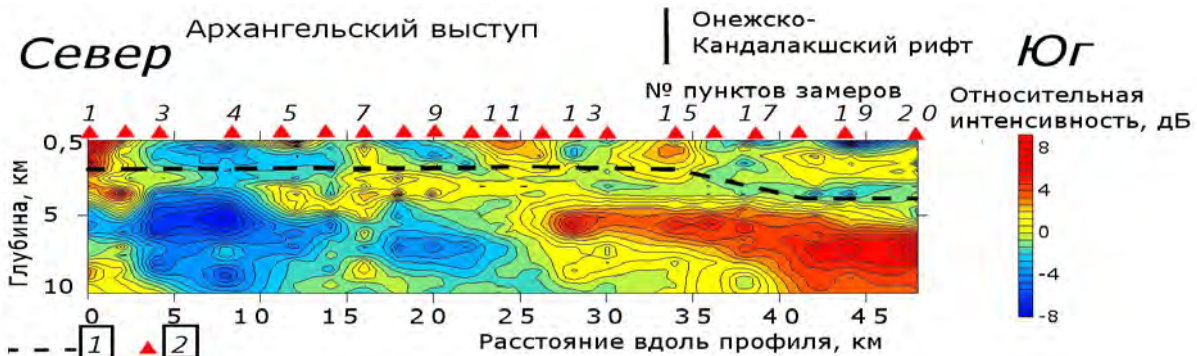
**Рис. 3.** Диаграмма распределения относительной интенсивности микросейсм вдоль профиля Кянда - Ворзогоры [Французова и др., 2011] (1– 5 – разломы: 1–3 – разделяющие структуры соответственно 1, 2, 3 порядка, 4 – сбросо-сдвигового характера, 5 – предполагаемые долгоживущие, рудоконтролирующие)

Вертикальное расположение многих из выделенных зон не означает строгую вертикальность самих объектов, а может быть объяснено разрешающей способностью метода, обусловленной особенностями проявления скоростных неоднородностей в амплитудно-частотных характеристиках поля волн Рэлея. Разрешающая способность метода в нашем эксперименте ограничена шагом между пунктами измерений, составляющим 2 км.

При сопоставлении карт аномального магнитного поля [Отчет..., 2009] и диаграммы распределения относительной интенсивности микросейсм (рис. 3, 4) наблюдается хорошая корреляция выделяемых зон. Так, в пределах Онежского грабена зона пониженных значений магнитного поля показывает приемлемую сходимость с низкоскоростным участком, выделенным по данным ММЗ (рис. 3) в пределах глубин до 5 км. Для зон с высокими значениями аномального магнитного поля в пределах Онежско-Важского поднятия наблюдается соответствие с низкоскоростными зонами у поверхности (до 1 км) и повышенными значениями скоростей на больших глубинах (2–5 км).



**Рис. 4.** Карта аномального магнитного поля исследуемого участка с пунктами замеров микросейсм [Отчет..., 2009] (1 – пункты регистрации микросейсм)



**Рис. 5.** Диаграмма распределения относительных интенсивностей спектров микросейсм вдоль профиля п. Палово – п. Самодед: 1 – граница кристаллического фундамента [Тектоническая..., 2010]; 2 – пункты замеров микросейсм

Профиль д. Палово – п. Самодед (рис. 2, а-в) пройден по южному краю Архангельского выступа и северо-восточному краю Онежско-Кандалакшского рифта. Изучая диаграмму распределения относительной интенсивности спектров вдоль второго профиля, представленную на рис. 5, следует прежде всего отметить четко выраженную границу между Архангельским выступом и Онежским грабеном, причем видна отчетливая приуроченность кристаллического фундамента Архангельского выступа к поверхности и заглупление его в пределах Онежского грабена, что хорошо согласуется с известными геофизическими данными [Зоричева, 1963; Станковский и др., 1973, 1981].

По результатам обработки (рис. 5) разрез в верхней части (до 5 км) характеризуется рядом низкоскоростных участков как в пределах Архангельского выступа (п. 1, 2, 4-6, 7, 10-12), так и на участке Онежско-Кандалакшского рифта (в точках профиля 14-16, 18-20). Их расположение в определенной мере согласуется с данными геофизических исследований, проведенных на рассматриваемых территориях и представленных на картах (рис. 2, а, б) из отчета региональных геолого-геофизических работ, проводимых на Мезенской синеклизе [Результаты..., 2004] и на тектонической карте (рис. 2, в) [Тектоническая..., 2010]. Так, первый низкоскоростной участок (точки профиля 1-2) в осадочном чехле можно отнести к границе контакта вендских отложений Архангельского выступа и рифейских отложений Онежско-Кандалакшского грабена (рис. 2, в).

Возможно, с некоторой вероятностью он может быть соотнесен также с палеодолиной р. Северная Двина, поскольку профиль на этом участке проходил вдоль реки, однако низкоскоростная зона на диаграмме просматривается на значительной (до 4,5 км) глубине (рис. 2, а). Расположение низкоскоростной зоны (пп. 4-6) по данным структурной карты рифейских отложений (рис. 2, в) совпадает со второй границей контакта вендских отложений Архангельского выступа и рифейских отложений Онежско-Кандалакшского грабена, а по данным карты кристаллического фундамента (рис. 2, б) смещено относительно этой границы в пределах десятка километров к юго-западу. Низкоскоростные аномалии в пп. 10-12, 15 отражают, возможно, зону раздела Архангельского выступа и Онежского грабена двумя разломами, следящими соответственно в осадочном чехле и в кристаллическом фундаменте (рис. 2, в), причем граница в осадочном чехле полого опускается до границы кристаллического фундамента (до 2 км).

Следует заметить, что эта граница отражена на структурных картах относительно пунктов профиля по-разному: на (рис. 2, в) граница располагается в пределах пп. 12-14, т.е. сдвинута относи-

тельно пп. 10-12 к северо-востоку; на рис. 2, а, б она вынесена соответственно в пределы пп. 18-19 и 15-17 профиля.

На границе двух блоков в кристаллическом фундаменте (рис. 5) наблюдается низкоскоростная неоднородность, локализованная на глубинах 1-2 км. Однако, поскольку по изогипсам на картах (рис. 2, б, в) кристаллический фундамент следует на глубине 2-3 км, можно предположить ее обусловленность пониженными значениями скоростных свойств модели геологической среды на данном участке. Высокоскоростной слой мощностью 1 км в пп. 19-20, опускающийся до глубин 3-4 км, скорее всего является пограничным слоем между осадочным чехлом и кристаллическим фундаментом. Возможно, данный слой является прослоем вулканогенно-осадочных пород, характерных для Онежско-Кандалакшского рифта [Тектоническая..., 2010]. На глубинах более 4 км в Архангельском выступе наблюдаются более высокие скорости, чем в Онежско-Кандалакшском грабене. Граница между высоко- и низкоскоростными зонами полого наклонена в южном направлении. В кристаллическом фундаменте между пунктами 7-15 выделяется горизонтальная низкоскоростная зона на глубинах 1-5 км, плавно переходящая в более низкоскоростную зону Онежско-Кандалакшского грабена, наблюдаемую между пп. 15-20.

Можно отметить, что кристаллический фундамент Архангельского выступа в зоне своего поднятия в пп. 7-10 характеризуется внедрением линзы более низких скоростей в п. 7, что, возможно, объясняется наличием неоднородностей в кристаллическом фундаменте на данном участке. Например, такой неоднородностью может служить разлом кристаллического фундамента, наблюдаемый на карте (рис. 2, б). Правда, на другой карте [Тектоническая..., 2010] на данном участке разлом не выделяется.

### **Выводы**

Результаты проведенного зондирования свидетельствуют о сходимости в пределах оценок разрешающей способности метода ММЗ геологического строения верхней части (до фундамента) земной коры с имеющимися геолого-геофизическими данными в пределах границ: разломов первого порядка (юго-западного борта Онежского грабена, Малошуйско – Унского и Игишского грабенов), неоднородностей второго порядка (участка пересечения погребенной палеодолины р. Онеги с Игишским грабеном, сочленения Мудьюгской ступени с Андозерским блоком и др.), сочленений Онежско-Важского поднятия с Онежским грабеном, Онежско-Кандалакшского рифта с Архангельским выступом. Проведенные исследования позволили выявить структурные особенности геологической среды в верхней части земной коры и получить дополнительную информацию о

расположении границ в нижних слоях земной коры, которые к настоящему времени достаточно не исследованы. Полученное согласие подтверждает корректность применения ММЗ для выявления вещественно-структурных неоднородностей геологической среды как в комплексе с другими геофизическими методами, так и самостоятельно.

#### Литература

- Алешин А.П., Величкин В.И., Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Комаров В.Б., Комаров В.Б. Глубинное строение земной коры в районе Стрельцовского урановорудного поля (Восточное Забайкалье) по данным микросейсмического зондирования // Вестник ОНЗ РАН. – 2010. – 2. – С. 1615-1618. NZ6004, doi:10.2205/2010NZ000022.
- Гласко В.Б. Обратные задачи математической физики. – М.: МГУ им. Ломоносова. – 1984. – 150 с.
- Горбатиков А.В. Пат. РФ № 2271554. // Бюл. изобр. – 2006. – № 7.
- Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование с помощью микросейсм // Физика Земли. – 2008. – № 7. – С. 66–84.
- Горбатиков А.В., Ларин Н.В., Моисеев Е.И., Беляшов А.В. Докл. АН. – 2009. – Т. 428, № 4. – С. 526–530.
- Горбатиков А.В., Цуканов А.А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. – 2011. – № 4. – С. 96-112.
- Зоричева А.И. Север Русской платформы // Геология СССР. Т. 2. Архангельская, Вологодская области и Коми. Геологическое описание. / Ред. Саломатина З.Д., Власова И.С. – М., 1963. – 1077 с.
- Калиткин Н.Н. Численные методы. – М.: Наука. 1978. – 530 с.
- Константиновский А.А. Онежско-Кандалакшский рифейский грабен Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. – 1977. – № 3. – С. 38–45.
- Королева Т.Ю., Яновская Т.Б., Патрушева С.С. Использование сейсмического шума для определения структуры верхней толщи Земли // Физика Земли. – 2009. – № 5. – С. 1–12.
- Костюченко С.Л., Золотов Е.Е., Ракитов В.А. Участки профилей “Кварц” и “Рубин” // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н.В. Шарова. – Петрозаводск: Карельский Научный Центр РАН, 2004. – 353 с.
- Отчет по региональному изучению Нижнеонежской и Лайской площадей с целью оценки перспектив алмазности нижнего течения реки Онега в 2004-2008 гг. (Объект региональный) – Архангельск: 2009. – 583 с.
- Результаты региональных геолого-геофизических работ в Мезенской синеклизе в 2000-2004 гг. ЗАО «Валдайгеология», ФГУ ГНПП «Спецгеофизика». Науч. рук. Д.Л. Федоров. – М.: 2004. – 399 с.
- Самарский А.А. Введение в численные методы: учеб. пособие. – М. Наука, 1982. – 269 с.
- Синицин А.В., Станковский А.Ф., Данилов М.А. Кимберлитоподобные эруптивные брекчии Неноксы и перспективы алмазности севера Русской платформы // Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы Северо-Запада РСФСР. – Л.: Недра. – 1973 – С. 96–114.
- Станковский А.Ф., Данилов М.А., Гриб В.П., Синицин А.В. Трубки взрыва Онежского полуострова // Сов. геология. – 1973. – № 8. – С 69–79.
- Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П., Добейко И.П. Венд юго-восточного Беломорья // Известия АН СССР. Сер. геол. – 1981. – № 2. – С. 78–87.
- Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий, м-б 1:1500000 / Главные редакторы М.Г. Леонов, Г.С. Казанин. – М.: ООО “ИПП Куна”, 2010.
- Французова В.И., Горбатиков А.В., Данилов К.Б. Структура верхней части осадочного чехла на профиле г. Архангельска // Геодинамика. Глубинное строение. Тепловое поле Земли. Интерпретация геофизических полей. Материалы Пярых научных чтений памяти Ю.П. Булашевича. – Екатеринбург: ИГф УрО РАН. – 2009. – С. 502-506.
- Французова В.И., Макаров В.И., Данилов К.Б., Горбатиков А.В. Низкочастотное просвечивание земной коры Севера Русской плиты с использованием фоновых микросейсм // Проблемы сейсмотектоники. Матер. Всеросс. конф. с межд. участием. – М.: ИФЗ РАН. – 2011. – С. 511–515.
- Shapiro N. M., Campilio M. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise // Geophysical Research Letters. – 2004. – V. 31. – LO7614.
- Shapiro N. M., Campilio M., Stehly L., Ritzwoller M.H. High-Resolution Surface-Wave Tomography from Ambient Seismic Noise // Science. – 2005. – V. 307. – P. 1615–1618.

**ЗОНДУВАННЯ ЗЕМНОЇ КОРИ ПІВНІЧНОГО ЗАХОДУ РУСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ  
ФОНОВИМИ МІКРОСЕЙСМАМИ**

**В.І. Французова, К.Б. Данилов**

Наведено результати просвічування структури земної кори фоновими мікросейсмами по двох профілях у межах Онежського півострова. Дослідження проведено методом мікросейсмічного зондування (ММЗ). Виявлено структурні неоднорідності геологічного середовища, що задовільно узгоджуються з відомими геолого-геофізичними даними.

**Ключові слова:** земна кора; мікросейсмічне зондування; хвилі Релея; Онежський грабен; Архангельський виступ.

**SOUNDING OF THE EARTH CRUST OF THE NORTH-WESTERN PART  
OF THE RUSSIAN PLATFORM BY THE INTRINSIC MICROSEISMS**

**V.I. Francuzova, K.B. Danilov**

In the article results of sounding of the Earth crust structure by the intrinsic microseisms on the two profiles in the limits of Onega Peninsula are presented. The study is based on method of microseismic sounding (MMS). Revealed structural inhomogeneities are in a good accordance with known geological and geophysical data.

**Key words:** earth crust; microseismic sounding; Rayleigh waves; Onega Graben; Arkhangelsk tab.

<sup>1</sup>*Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, Россия*

Поступила 2.04.2013

<sup>2</sup>*Сектор сейсмического мониторинга севера Русской плиты  
Геофизической службы РАН, Архангельск, Россия*