

УДК 550.347

СКОРОСТНОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ ХИБИНСКОГО И ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВОВ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА) МЕТОДОМ ФУНКЦИИ ПРИЕМНИКА

© 2021 г. А. Г. Гоев^{1, *}, И. А. Санина¹, С. И. Орешин², Р. А. Резниченко¹,
С. А. Тарасов¹, А. В. Федоров³

¹Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

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

³Кольский филиал Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН”,
г. Апатиты, Россия

*E-mail: andr.goev@gmail.com

Поступила в редакцию 21.04.2021 г.

После доработки 26.04.2021 г.

Принята к публикации 30.04.2021 г.

В работе исследуется скоростная структура литосферы Хибинского и Ловозерского массивов, расположенных в северо-восточной части Балтийского щита. Эти структуры входят в восьмерку крупнейших щелочных интрузий мира и широко известны своей уникальной минералогией. Для восстановления скоростного строения земной коры и верхней мантии под ними до глубин порядка 300 км был применен метод P - и S -приемных функций (PRF и SRF) на основе данных об удаленных землетрясениях, зарегистрированных широкополосными сейсмическими датчиками на станциях Апатиты (АРА) и Ловозеро (LVZ). Чтобы выявить возможные различия скоростного строения между Хибинским и Ловозерским массивами, а также структурой Балтийского щита, данные для каждой из станций были разделены на две группы: первая – содержит записи обменных волн, сформировавшиеся в пределах ближайшего к станции интрузивного тела; вторая – вне интрузивного тела, т.е. в пределах щита. Сформированные таким образом четыре набора данных обрабатывались отдельно. Результаты моделирования не выявили существенных различий между анализируемыми структурами. Для моделей, соответствующих строению щита, определена резкая граница кора–мантия на глубине 40 км, подобное строение зоны Мохо установлено для района Хибинского массива. Граница кора–мантия в районе Ловозерского массива носит градиентный характер, с границей Мохо на глубине порядка 48 км. Для всех исследуемых структур скорости поперечных волн в верхней мантии незначительно выше стандартных по модели IASP91, зона пониженных скоростей в верхней мантии определяется на глубинах от 90 до 140 км. С целью выявления возможных аномалий на границах зоны фазовых переходов 410 и 660 км все рассчитанные PRF были суммированы. Определенные таким образом времена запаздывания обменных волн от этих границ несколько меньше стандартных значений относительно модели IASP91 и находятся в пределах ожидаемых величин для древних тектонических структур.

Ключевые слова: сейсмология, функции приемника, поперечные волны, земная кора, верхняя мантия, литосфера, Балтийский щит, Арктика.

DOI: 10.31857/S0002333721050069

ВВЕДЕНИЕ

Исследуемый регион расположен на северо-востоке Балтийского щита и широко известен своей уникальной геологией и, в особенности, своими массивными палеозойскими интрузиями (рис. 1). Согласно государственному докладу о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации, в 2019 г. 97.6% объема добытых редкоземельных элементов обеспечили апатит-нефелиновые руды, добытые на месторождениях Мурманской области в пределах Хи-

бинского и Ловозерского плутонов [Министерство..., 2020]. Относительная легкодоступность содержащегося в них минерального сырья и наличие множества обнажений горных пород позволяют проводить активные геологические и минералогические исследования, а также стимулирует развитие горнопромышленного комплекса. Вместе с тем, формирование подобных структур до сих пор остается под вопросом. Высказываются предположения о мантийной природе содержащегося в них минерального сырья и возможной связи

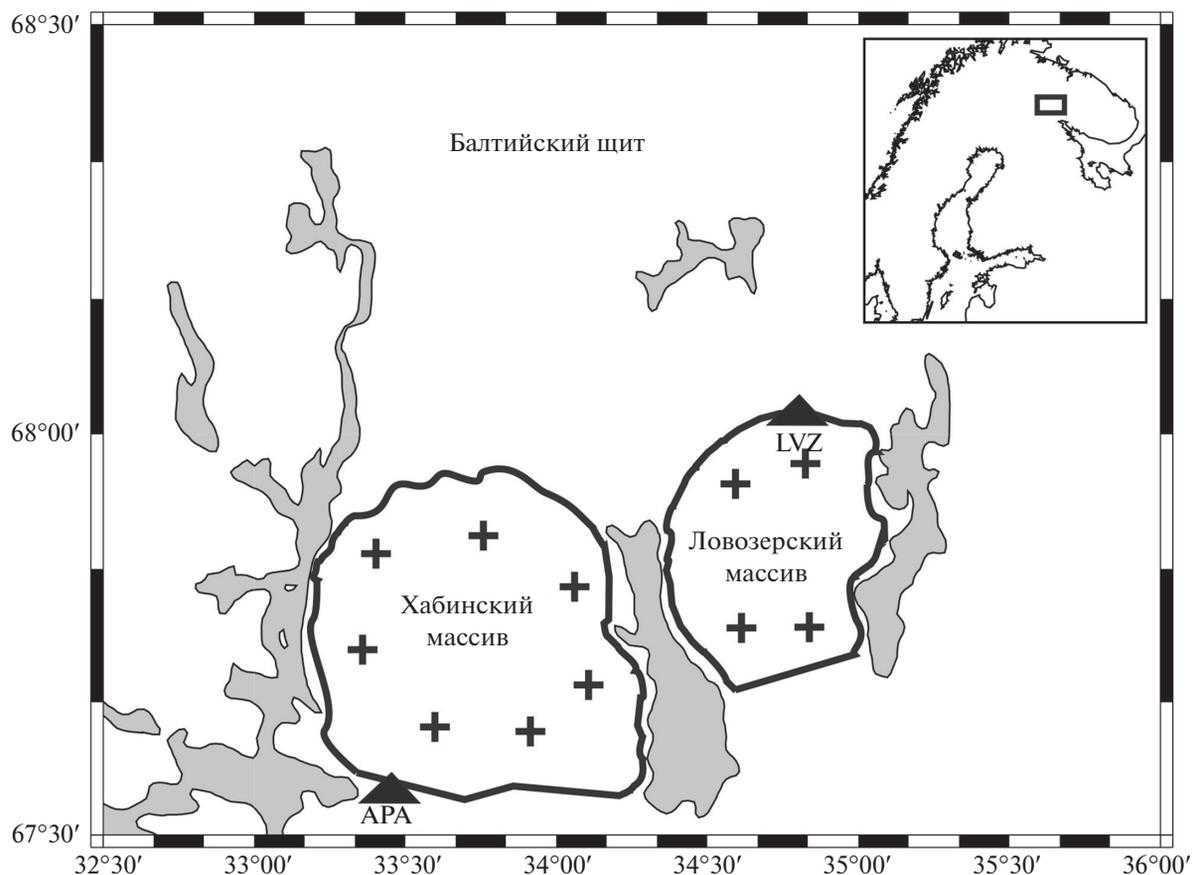


Рис. 1. Схема района исследования и основные магматические комплексы – Хибинский и Ловозерский массивы. На врезке область исследования показана черным прямоугольником. Треугольниками обозначены сейсмические станции Апатиты и Ловозеро.

процессов формирования плутонов с плюмовыми явлениями [Kogarko et al., 2010].

В течение XX и начале XXI в. проводились междисциплинарные исследования по комплексной реконструкции процесса формирования Хибинского и Ловозерского плутонов и создания скоростных моделей строения этих комплексов. Были проведены многочисленные петрографические и минералогические исследования, описывающие около 500 различных минералов и пород плутонов [Елисеев и др., 1937; Коробейников, Павлов, 1990; Pakhomovsky et al., 2002; Yakovenchuk et al., 2010; и др.]. Основным источником геохронологических данных является изотопный анализ пород массивов [Kramm et al., 1993; Kramm, Kogarko, 1994; Amelin, Zaitsev, 2002; Баянова, 2004; Rukhlov, Bell, 2010; Wu et al., 2010; и др.]. В число геофизических методов исследований района входят площадные магнитные и гравитационные съемки. Количество работ, посвященных глубинному строению плутонов относительно невелико, наиболее значительными из них являются [Dricker et al., 1996; Егорова, Павленкова, 2015].

В работе [Dricker et al., 1996] методом продольных функций приемника были получены модели земной коры до границы Мохо. Для этих целей была проанализирована выборка из более чем пятисот оцифрованных аналоговых сейсмограмм телесеismicких событий, зарегистрированных с 1977 г. сейсмической станцией АРА (“Апатиты”) (установленной в начале 1960-х гг.). Исследование также включало данные сейсмической станции LVZ (“Ловозеро”) (установленной в 1992 г.). Полученные модели показали скоростную структуру земной коры и характеристики слоя Мохо. Также в работе произведены первые оценки зоны фазовых переходов верхней мантии 410 и 660 км изучаемой области.

Единственным источником данных о скоростном строении подкоровой части литосферы исследуемого региона в настоящий момент являются данные глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). В 1986 г., с использованием химических и ядерных взрывов, был отработан сверхдлинный профиль Мурманск–Кызыл (“Кварц”), общей протяженностью 4300 км, проходящий через изучаемую область. Из-за того, что Хибинский мас-

сив находится вблизи северной оконечности профиля, максимальная глубина просвечивания составляет 120–130 км.

Целью представленной работы является исследование скоростной структуры земной коры и верхней мантии северо-восточной части Балтийского щита по данным широкополосных станций Апатиты и Ловозеро (рис. 1). Полученные скоростные модели, возможно, позволят выявить возможные различия в скоростном строении Хибинского и Ловозерского плутонов, а также установить их связь с глубинными мантийными процессами.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ИЗУЧАЕМОГО РАЙОНА

Основным источником магматической активности Кольского полуострова является зона Лапландско-Кольско-Беломорской коллизии, которая рассматривается как высокопроницаемый подвижный пояс между Мурманским и Карельским архейскими кратонами [Митрофанов, 2001; Самсонов и др., 2001; Слабунов, 2008]. Основные структуры северо-восточной Фенноскандии сформировались около 1.8 млрд лет назад. С тех пор регион находился в стабильном амагматическом состоянии вплоть до активизации интенсивных плюм-литосферных процессов в позднем палеозое (девон–карбон), что привело к образованию Кольской щелочной провинции [Арзамасцев и др., 2013].

Хибинский и Ловозерский плутоны – магматические комплексы северо-восточной части Балтийского щита, сложенные ультрамафно-щелочными породами. Массивы представляют собой уникальные многофазные структуры, образованные метаморфическими породами Архейского возраста, а также мантийными расплавами. В формировании Хибинского и Ловозерского плутонов можно выделить три характерные стадии: стадия кальдерообразования (405–380 млн лет назад) с частичным субщелочным вулканическим наполнением, основная вулканическая стадия (380–360 млн лет назад) и заключительная стадия (370–360 млн лет назад).

Стадия кальдерообразования соответствует серии разломов неархейского комплекса (гранодиорит, тоналит, тронджемит) и одновременному подъему по ним ультрамафитовых и щелочных расплавов, образующих Курганскую интрузию, которую называют начальной стадией палеозойской тектономагматической реактивации региона [Arzamastsev et al., 1999].

В ходе основной вулканической стадии произошло формирование кольцевой разломной системы и просадка Хибинского и Ловозерского

котлов. В Хибинской и Ловозерской кальдерах сформировались многофазные комплексы ультрамафно-щелочных интрузий с карбонатитами. Завершающая стадия формирования соответствует образованию дайковых роев и диатермий щелочных пикритов, кимберлитов, мелилититов и меланефелинитов.

Исследования [Арзамасцев и др., 2013] установили наличие разделяющего экрана между Хибинским и Ловозерским массивами, скорость сейсмических волн в которых соответствует гранито-гнейсовому составу слагающих пород. Результаты магнитной съемки подтверждают отсутствие петрофизических характеристик нефелиновых сиенитов в зоне сопряжения. Эти данные позволяют предположить, что плутоны автономны до глубины, по меньшей мере, 12.5 км и при формировании, вероятно, имели различные источники питания.

Хибинская интрузия имеет коническую кольцевую структуру, которая сохраняется до глубины 12.5 км. В интервале 5–11 км ее тело сужается, переходя в древний питающий канал диаметром в несколько километров на глубине более 12 км. Его центр смещается на восток в сторону Ловозерского плутона относительно расположения Хибинского на дневной поверхности [Арзамасцев и др., 2013].

ДАННЫЕ И АНАЛИЗ

В работе были использованы сейсмические данные двух широкополосных сейсмических станций Апатиты (АРА) и Ловозеро (LVZ) начиная с 2000 г. Станция Ловозеро оснащена датчиком Streckeisen STS-1 с периодом 360 с. Регистрация на станции Апатиты в период с 2000 по 2010 гг. велась с использованием широкополосного датчика Guralp CMG-3T с периодом 120 с, а начиная с 2010 г. с использованием датчика Guralp CMG-3ESPC с периодом 60 с. Обе станции являются постоянными, установленными Геофизической службой РАН с соблюдением необходимых требований к условиям размещения сейсмологического оборудования.

Для восстановления глубинного строения земной коры и верхней мантии исследуемой области был применен метод функций приемника [Vinnik, 1977; Farra, Vinnik, 2000]. Он активно используется при решении задач восстановления глубинного скоростного строения регионов с различным геодинамическим режимом по данным, в том числе одиночных широкополосных сейсмических станций (например, [Schneider et al., 2019; Xuelei et al., 2021]). Метод обычно разделяют на две составляющие, по типам анализируемых обменных фаз – *P*-функция приемника (или *PRF*) использует обменные и кратные волны *P*–*S* (*P_s*)

и, соответственно, S -функция приемника (или SRF), использующая обменные и кратные волны $S-P$ (S_p). Эффективно дополняя друг друга, вместе они позволяют получить устойчивый скоростной разрез земной коры и верхней мантии. Использование только PRF сопряжено с рядом проблем и, в первую очередь, с риском ложного обнаружения слабоконтрастных мантийных границ. Это связано с тем, что амплитуда обменной волны от сейсмической границы зависит, в первую очередь, от контраста скоростей в выше- и нижележащих слоях. В общем случае скорости в мантии меняются не слишком резко и генерируют обменные волны малых амплитуд. Эти фазы наблюдаются на сейсмограмме позже прихода первых обменных и кратных волн от контрастных границ в коре и существенно зашумляются последними. С целью преодоления этой проблемы в 2000 г. в работе [Farra, Vinnik, 2000] была предложена методика SRF . Ее главным преимуществом является то, что обменные волны S_p наблюдаются на сейсмограмме раньше прихода первой поперечной волны, и, как следствие, волновая картина не осложнена многократными колебаниями. Более того, чем глубже находится граница обмена, тем раньше на сейсмограмме будет наблюдаться обменная волна от нее.

Для получения индивидуальных функций приемника мы использовали подход, многократно апробированный и детально описанный в литературе [Farra, Vinnik, 2000; Vinnik, 1977]. По этой причине мы кратко остановимся только на наиболее важных аспектах методики. В первую очередь, сейсмические события отбираются в соответствии с эпицентрными расстояниями. Для PRF источники возбуждений должны находиться в диапазоне расстояний $40^\circ-100^\circ$ от приемников, для SRF — $60^\circ-100^\circ$. Такие удаления обеспечивают, с одной стороны, достаточную глубину проникновения сейсмических волн для исследования верхней мантии, а с другой — позволяют избежать “зоны тени”. Для получения параметров анализируемых событий (а именно — времени в очаге, глубины и координат) использовался каталог CMT (Global Centroid Moment Tensor Catalog) [Dziewonski et al., 1981; Ekstrom et al., 2012]. Также эмпирически установлено, что события с магнитудой менее 5.5 чрезвычайно редко пригодны для обработки и потому не использовались. Для дальнейшего анализа отбирались события с импульсной формой колебания первой падающей волны (P для PRF и S для SRF) и высоким (более 3) отношением сигнал/шум.

Дальнейший процесс получения функции приемника, в существенной степени, стандартизован. В случае PRF он включает три этапа. Первый — перевод трехкомпонентной (Z, N, E) записи P -волн от землетрясения в лучевую систему

координат (L, Q, T) вращением, где L -компонента соответствует главному направлению движения в продольной волне, а Q и T соответствуют SV - и SH -компонентам. Второй этап — это деконволюция $L-, Q-, T$ -компонент в предположении, что L -компонента является функцией источника, то есть с точностью до нормирующего коэффициента определяется формой P -волны, подошедшей к подошве исследуемой структуры под сейсмической станцией, и минимально зависит от самой структуры. То есть L -компонента в результате деконволюции приближается к стандартному импульсному источнику типа дельта функции. Третий этап — это суммирование всего набора $L-, Q-, T$ -компонент после деконволюции с целью увеличения отношения сигнал/шум. Q -компоненту, полученную таким образом, принято называть наблюдаемой PRF . Расчет индивидуальных SRF производится аналогично. В первую очередь выполняется переход в лучевую систему координат LAB , где L соответствует направлению движения в обменных P -волнах, A — направлению поляризации в падающей S -волне, B — ортогонально плоскости $L-A$. Вторым этапом производится деконволюция $L-, A-$ и B -компонент на функцию источника в предположении, что она записана на A -компоненте. Суммирование SRF производится с учетом весовых коэффициентов за уровень шума на каждой из трасс и за отклонение поляризации падающей S -волны от плоскости $P-SV$. Подробно механизм расчета этих коэффициентов разобран в работе [Vinnik et al., 2016]. В результате применения описанных выше процедур для станции LVZ было получено 220 индивидуальных PRF и 147 индивидуальных SRF ; для станции APA — 232 и 122 соответственно.

Одним из важных преимуществ PRF является возможность исследования переходной зоны мантии на глубинах 410–660 км. Чтобы получить времена задержки между обменными волнами $P-S$ на границах 410 и 660, индивидуальные PRF были суммированы с поправками на время вступления (построен стек). Эти поправки предназначены для компенсации зависимости времен пробега обменных фаз от эпицентральных расстояний. Суммированные трассы построены для набора пробных глубин в интервале от 0 до 800 км. Поскольку LVZ и APA расположены относительно близко друг к другу (рис. 1), мы объединили все 452 PRF , чтобы надежно определить времена задержки фаз $P410s$ и $P660s$ (рис. 2). Наши оценки наблюдаемых времен вступления фаз $P410s$ и $P660s$ составляют 43.6 и 67.6 с соответственно.

Как уже отмечалось, SRF являются эффективным инструментом выявления сейсмических границ в верхней мантии. Для уверенного выявления и анализа мантийных фаз, также как и для PRF , индивидуальные трассы SRF для обеих сейсмических станций были суммированы в стек (рис. 3).

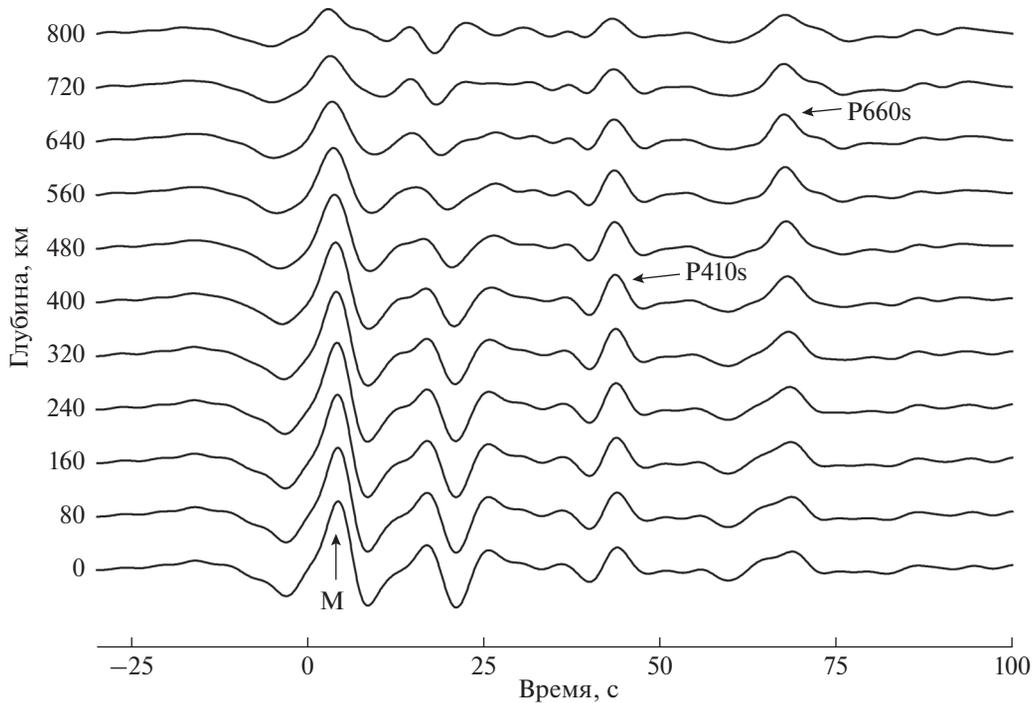


Рис. 2. Стек индивидуальных *PRF* по всему набору данных обеих станций APA и LVZ. Стрелками указаны обменные волны границы Мохо и зоны фазовых переходов 410–660 км.

Трассы построены для пробных значений дифференциальной медленности в интервале от 0 до 1.0 с/град. Чем глубже граница обмена той или иной фазы, тем выше требуемое значение дифференциальной медленности. Среднеквадратичное значение шума по всем трассам составляет 0.0034. На стеке отчетливо видны основные целевые фазы – коро-мантийный переход (*M*), граница литосферы–астеносферы (*LAB*), Леманн (*L*) и граница 410 км. Амплитуды *LAB* и *L* равны 0.0158 и 0.0151 соответственно. Эти значения более чем в четыре раза превышают уровень шума, что позволяет сделать вывод об их отчетливом обнаружении.

ИНВЕРСИЯ

Для восстановления скоростных разрезов использовалась совместная инверсия *PRF* и *SRF* в предположении латерально однородной и изотропной Земли в районе станции. Поиск оптимальных моделей проводится с использованием алгоритма Левенберга–Марквардта [Press et al., 2007]. Синтетические функции приемника вычислялись с использованием матричного алгоритма Томсона–Хаскелла [Haskell, 1962]. Преобразование к “плоской” Земле применялось согласно Бисвасу [Biswas, 1972]. Плотность определяется скоростью продольной волны по закону Берча [Birch, 1961]. Для получения скоростных моделей генерируется множество случайных пробных моделей. Они состоят из тринадцати слоев;

свободными параметрами являются: скорость поперечной волны, отношение V_p/V_s и мощность каждого слоя. Для стабилизации инверсии скорости на глубине 300 км фиксируются на значениях согласно IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991]. Дополнительными инвертируемыми параметрами, наряду с *PRF* и *SRF*, являются невязки времен пробега фаз 410 и 660 км в верхней мантии для продольных и поперечных волн относительно модели IASP91 (Δt_p и Δt_s). Эти параметры рассчитывались по методике, приведенной в работе [Vinnik et al., 2016]. Для получения окончательного распределения варьируемых параметров пространство параметров модели было разбито на ячейки. Окончательное решение представлено как область сгущения минимизированных случайных исходных моделей, синтетические *PRF* и *SRF* от которых лучше всего соответствуют наблюдаемым данным. Полученные апостериорные функции распределения визуализируются с использованием цветовой палитры. Выделяются те ячейки, через которые прошло наибольшее количество отобранных минимизированных пробных моделей. Исползованный механизм получения решения обратной задачи подробно описан в работе [Алешин, 2021].

Известно, что функции приемника, состоящие из обменных и кратных волн, характеризуют скоростную структуру того района, где они сформировались. Чтобы сопоставить между собой

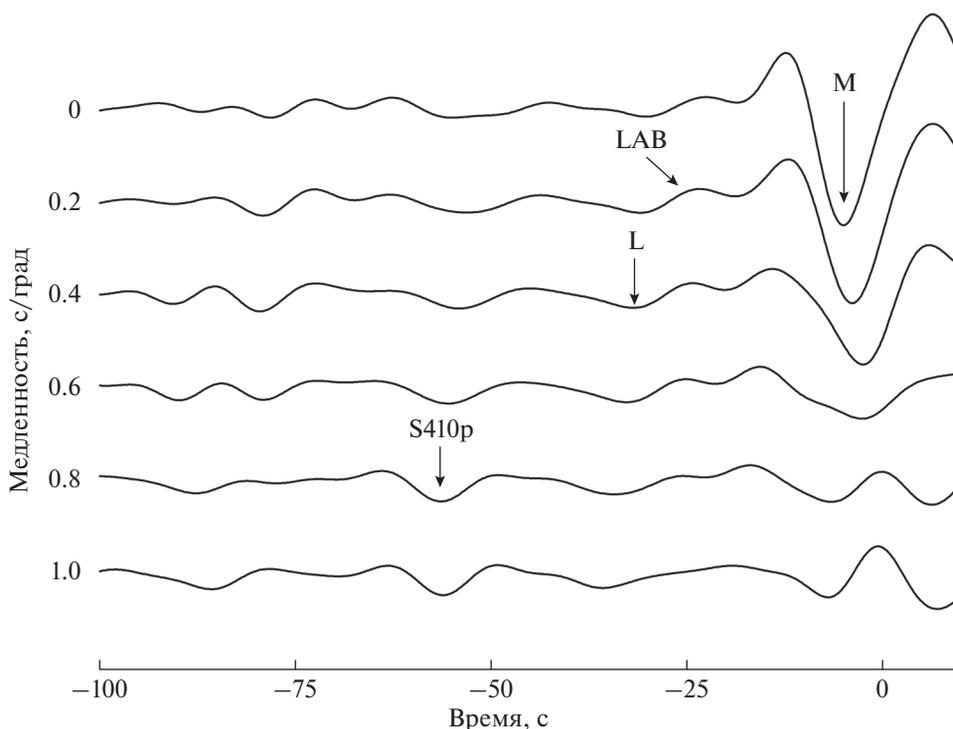


Рис. 3. Стек индивидуальных *SRF* по всему набору данных обеих станций *APA* и *LVZ*. Стрелками указаны обменные волны границы Мохо (*M*), литосферы–астеносферы (*LAB*), Леманн (*L*) и 410 км.

скоростные структуры областей Хибинского и Ловозерского массивов, а также сравнить их со структурой близлежащей части Балтийского щита, рассчитанные индивидуальные *PRF* и *SRF* для каждой из станций были разделены на два комплекта. Первый – с точками обмена внутри плутонов, второй – вне их. Разделение производилось на основе азимутального распределения использованных при обработке событий (рис. 4) и относительного расположения сейсмических станций и изучаемых интрузий. Тем самым было сформировано четыре комплекта данных, которые инвертировались отдельно. В группе функций приемника, характеризующих Хибинский массив, содержится 139 индивидуальных *PRF* и 65 *SRF*; Ловозерский массив – 60 *PRF* и 49 *SRF*; Балтийский щит по данным станции *APA* – 93 *PRF* и 57 *SRF*; Балтийский щит по данным станции *LVZ* – 160 *PRF* и 98 *SRF*. Для каждого подмножества данных было рассчитано 15000 случайных пробных моделей. Для получения окончательных скоростных разрезов было выбрано порядка 1% моделей из каждого комплекта, которые лучше всего соответствуют наблюдаемым данным (рис. 5).

Структура земной коры характеризуется градиентным увеличением скоростей поперечных волн с 3.2 до 3.9 км/с для всех полученных моделей, кроме модели области Хибинского массива (рис. 5б), скоростная структура которого демонстрирует почти стабильную *V_s*, близкую к 3.8–3.9 км/с.

Отличительной особенностью этой модели также является зона пониженных скоростей на глубине от 5 до 11 км, где *V_s* уменьшается с 3.7 до 3.4 км/с. Граница Мохо для моделей, характеризующих Балтийский щит и Хибинский массив (рис. 5б, 5г), представляет собой единый раздел на глубине 40 ± 1 км. В модели, относящейся к Ловозерскому массиву, граница Мохо менее контрастна и залегает на глубине порядка 48 км (рис. 5а). В структуре верхней мантии наблюдаются несколько увеличенные ($\approx 2\%$), по сравнению с моделью *IASP91*, скорости поперечных волн. Наиболее яркой особенностью строения мантии является наличие зоны пониженных скоростей на глубинах 90–140 км.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Анализ записей телесеизмических событий, зарегистрированных на широкополосных сейсмических станциях *APA* и *LVZ*, позволяет сделать некоторые выводы о глубинном скоростном строении северо-восточной части Балтийского щита. Наблюденные, на основе *PRF*, времена вступлений *P410s* и *P660s* (43.6 и 67.6 с соответственно) на 0.4 с меньше, чем предсказывает референтная модель *IASP91*, что указывает на незначительное увеличение скоростей в верхней мантии, являющееся характерным для древних

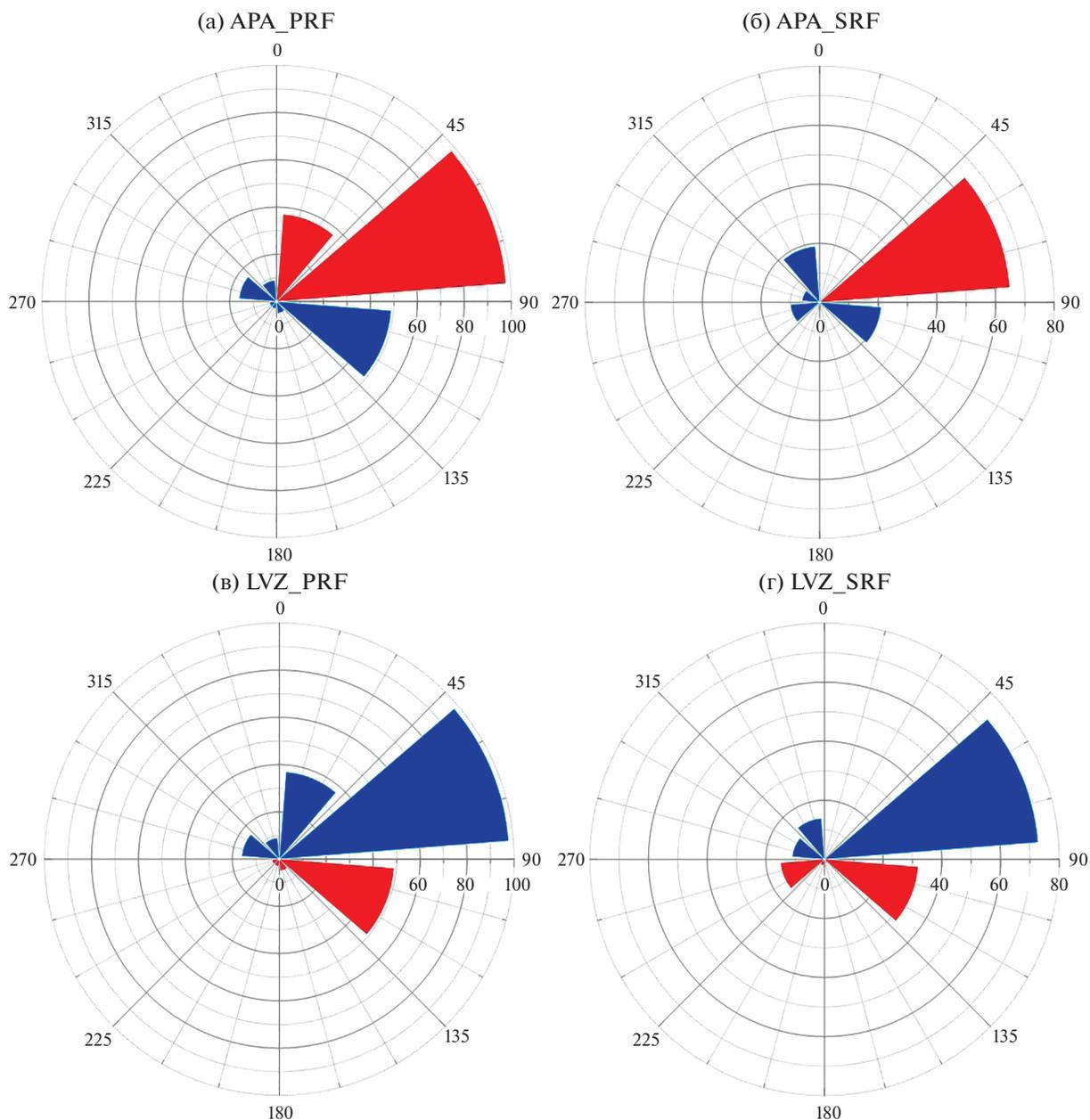


Рис. 4. Азимутальная схема использованных телесеизмических событий для расчета *PRF* (а), (в) и *SRF* (б), (г) для станций APA и LVZ соответственно. По осям отложены бэказимуты событий и количество индивидуальных функций приемника. Красным цветом выделены сектора, функции приемника которых характеризуют районы интрузий (Хибинской по данным станции APA, Ловозерской по данным станции LVZ), синие – Балтийского щита.

тектонических структур, таких как Балтийский щит [Artemieva, 2009].

В строении коры Хибинской интрузии на глубинах 5–11 км выявляется слой пониженных скоростей. С учетом взаимного расположения сейсмической станции APA и Хибинского массива, а также показанного в более ранних исследованиях смещения тела массива в сторону Ловозерской интрузии [Арзамасцев и др., 2013], можно предположить, что обменные волны с глубины более

5 км, образующие *PRF* и *SRF*, с большой вероятностью характеризуют скоростную структуру Балтийского щита, а не изучаемого массива. Это предположение подтверждается согласованием скоростных моделей, характеризующих структуру щита и Хибинского массива на основе данных станции APA, начиная с глубины 5 км (рис. 5б, 5г).

На всех моделях выявляется градиентное увеличение скоростей в земной коре. Коромантийный переход на глубине 40 ± 1 км со скачком ско-

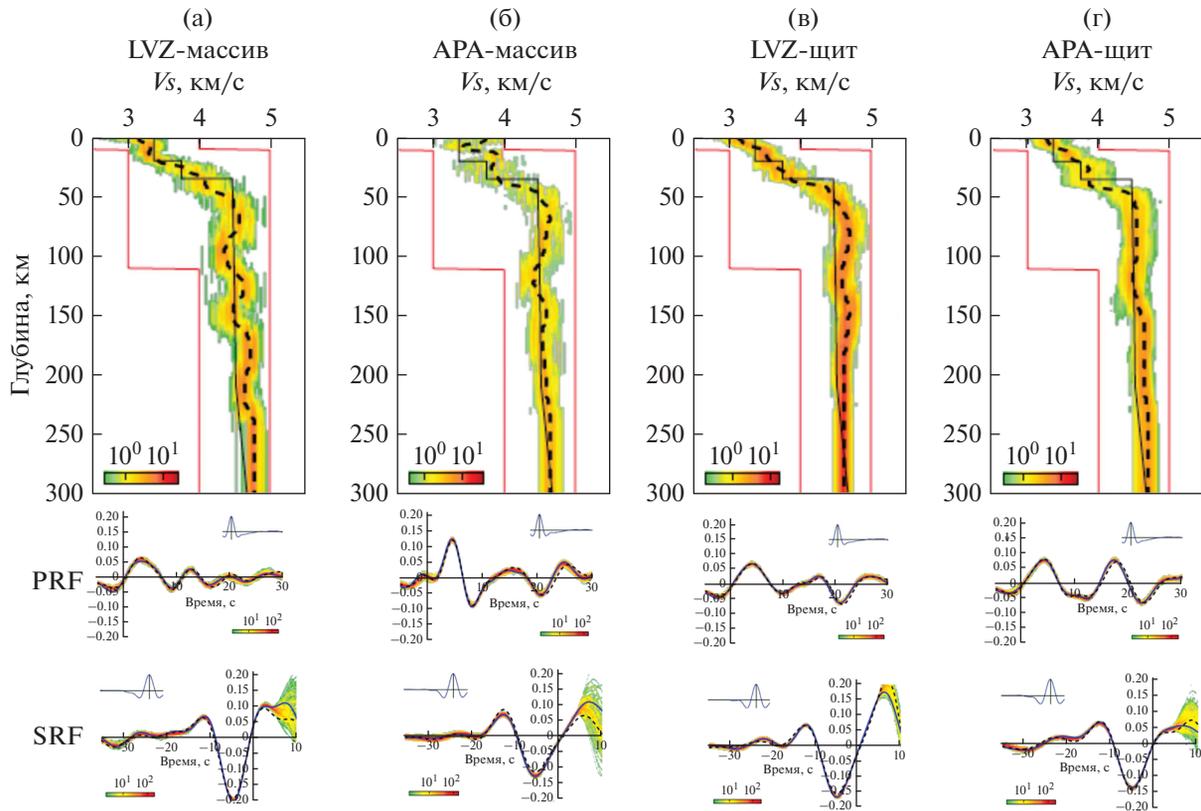


Рис. 5. Скоростные модели поперечных волн для станций APA и LVZ. Модели Ловозерского и Хибинского массивов – (а), (б); близлежащих областей Балтийского щита – (в), (г). Цветами показаны поля сгущения индивидуальных минимизированных случайных моделей. Пунктирными линиями показаны медианные модели. Красные линии обозначают границы формирования случайных начальных моделей. Черные линии представляют модель IASP91. Наблюдаемые PRF и SRF показаны синими линиями.

ростей V_s с 3.9 до 4.4 км/с установлен для моделей, характеризующих Балтийский щит (рис. 5б, 5в, 5г). На модели, относящейся к Ловозерской интрузии (рис. 5а), глубина залегания границы Мохо составляет порядка 48 км. Полученные результаты, в целом, не противоречат результатам, приведенным в работе [Dricker et al., 1996]. Единственное существенное различие – резкость границы Мохо в районах изучаемых магматических массивов. В работе [Dricker et al., 1996] указано, что переход кора–мантия представляет собой переходную зону, которая начинается на глубине 40 км и имеет мощность порядка 10 км. Это несоответствие можно объяснить отсутствием в работе [Dricker et al., 1996] SRF, стабилизирующего процедуру инверсии, и гораздо большим количеством сейсмических данных, использованных в представленной работе. Резкая граница Мохо выявлена также для близлежащих регионов южной и северной Финляндии [Vinnik et al., 2016].

Наиболее характерной особенностью строения верхней мантии является наличие зоны пониженных скоростей в диапазоне глубин 90–140 км. Природа этой аномалии обсуждается в многочис-

ленных исследованиях (например, [Artemieva, 2011]) и часто связывается с особенностями теплового потока, согласно которым [Artemieva, 2003], мощность литосферы Кольского региона составляет более 225 км. Эта глубина относится к нижней границе зоны пониженных скоростей, образованной частичным подплавом мантийного вещества. С другой стороны, в работе [Thybo, 2006] на основе сейсмических данных показано, что зона пониженных скоростей (или “8-градусная зона”) обычно находится в диапазоне глубин 100 и 150 км, что согласуется с полученными в представленном исследовании результатами. Интерпретация данных профиля ГСЗ “Кварц”, пересекающего исследуемую область, также показывает наличие сейсмических границ на глубинах, близких к 80 и 140 км [Егорова, Павленкова, 2015; Morozova et al., 2000]. Применение метода функций приемника к данным сейсмических станций на юге Финляндии [Vinnik et al., 2016] выявило наличие зоны пониженных скоростей на аналогичных глубинах 70–140 км. Совокупность имеющихся сведений позволяет сделать вывод о том, что слой пониженных скоростей попереч-

ных волн с кровлей на глубине порядка 80 км и подошвой на 140–150 км присутствует, по крайней мере, во всей восточной части Балтийского щита. Вероятным объяснением природы этой зоны может быть высокая пористость и наличие в ней глубинных флюидов [Павленкова, 2020]. Эта интерпретация подтверждается данными электромагнитных исследований, где зона на глубине 100–150 км часто характеризуется повышенной электропроводностью [Jones et al., 2009].

Еще одним важным результатом работы является установленное увеличение мощности земной коры в районе Ловозерского массива. Этот факт может быть объяснен наличием древнего коромантийного канала, питавшего интрузию в процессе формирования. Это свидетельствует в пользу отнесения происхождения Ловозерского плутона к древним плюмовым процессам. Для достоверного подтверждения этой гипотезы необходимо расширение сейсмической сети в районе Хибинского и Ловозерского массивов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке — “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа частично поддержана грантами РФФИ 18-05-70082 и РФФИ 21-17-00161; а также выполнена в соответствии с темой НИР № АААА-А19-119022090015-6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алешин И.М.* Построение решения обратной задачи по ансамблю моделей на примере инверсии приемных функций // Докл. РАН. Науки о Земле. Т. 496. № 1. 2021. С. 63–66
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Жирова А.М., Глазнев В.Н.* Модель формирования Хибино-Ловозерского рудоносного вулcano-плутонического комплекса // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 5. С. 397–414.
- Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. Санкт-Петербург. 2004. 174 с.
- Егорова Т.П., Павленкова Г.А.* Сейсмоплотностные модели земной коры и верхней мантии Северной Евразии по сверхдлинным сейсмическим профилям “Кварц”, “Кратон” и “Кимберлит” // Физика Земли. 2015. № 2. С. 98–115.
- Елисеев Н.А., Ожнинский И.С., Володин Е.Н.* Геолого-петрографический очерк Хибинских тундр. Международный геологический конгресс. 17 сессия. СССР. 1937: Северная экскурсия. Кольский полуостров. Л., М.: ОНТИ. Гл. ред. геол.-развед. и геодез. лит. 1937. С. 51–93.
- Коробейников А.И., Павлов В.П.* Щелочные сиениты восточной части Хибинского массива. Щелочной магматизм северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: изд-во Кольского НЦ АН СССР. 1990. С. 4–19.
- Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации. Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2019 г. М. 2020. С. 297–310.
- Митрофанов Ф.П.* Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов // Литосфера. 2001. № 1. С. 5–14.
- Самсонов А.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г., Щипансуий А.А., Бибикина Е.В., Кирнозова Т.И., Коников А.Н.* Процессы формирования раннекембрийской коры северо-запада Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований. Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2001. С. 109–143.
- Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Институт геологии КарНЦ РАН. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2008.
- Amelin Y.V., Zaitsev A.N.* Precise geochronology of phoscorites and carbonatites: the critical role of U-series disequilibrium in age interpretations // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. № 13. P. 2399–2419.
- Artemieva I.M.* Lithospheric structure, composition, and thermal regime of the East European craton: implications for the subsidence of the Russian Platform // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 213. P. 429–444.
- Artemieva I.M.* The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data // Lithos. 2009. V. 109. P. 23–46.
- Artemieva I.M.* The lithosphere: An interdisciplinary approach. Cambridge University Press. Monograph. 2011. 794 p.
- Arzamastsev A.A., Belyatsky B.V.* Evolution of the mantle source of the Khibiny massif: Evidence from Rb–Sr and Sm–Nd data on deepseated xenoliths // Dokl. Earth Sci. 1999. V. 366. № 4. P. 562–565.
- Birch F.* The velocity of compressional waves in rocks in 10 kilobars, part 2 // J. Geophys. Res. 1961. V. 66. P. 2199–2224.
- Biswas N.N.* Earth-flattening procedure for the propagation of Rayleigh wave // Pure. Appl. Geophys. 1972. V. 96. P. 61–74.
- Dricker I.G., Roecker S.W., Kosarev G.L., Vinnik L.P.* Shear-wave velocity structure of the crust and upper mantle beneath the Kola peninsula // Geophys. Res. Lett. 1996. V. 23. № 23. P. 3389–3392.
- Dziewonski A.M., Chou T. A., Woodhouse J.H.* Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 2825–2852.

- Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M.* The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13017 earthquakes // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2012. V. 200–201. P. 1–9.
- Farra V., Vinnik L.* Upper mantle stratification by *P*- and *S*-receiver functions // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 141. P. 699–712.
- Haskell N.A.* Crustal reflection of plane *P* and *SV* waves // *J. Geophys. Res.* 1962. V. 67. № 12. P. 4751–4767.
- Jones A.G., Evans R.L., Eaton D.W.* Velocity–conductivity relationships for mantle mineral assemblages in Archean cratonic lithosphere based on a review of laboratory data and Hashin–Shtrikman extremal bounds // *Lithos.* 2009. V. 109. P. 131–143.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R.* Traveletimes for global earthquake location and phase identification // *Geophys. J. Int.* 1991. V. 105. P. 429–465.
- Kogarko L.N., Lahaye Y., Brey G.P.* Plume-related mantle sources of super-large rare metal deposits from the Lovozero and Khibina massifs on the Kola Peninsula, eastern part of Baltic Shield: Sr, Nd and Hf isotope systematics // *Mineral. Petrol.* 2010. V. 98. № 1–4. P. 197–208.
- Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H.* The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb–Sr ages define 380–360 Ma age range for all magmatism // *Lithos.* 1993. V. 30. P. 33–44.
- Kramm U., Kogarko L.N.* Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero apatitic centres, Kola alkaline province // *Lithos.* 1994. V. 32. P. 225–242.
- Morozova E.A., Morozov I.B., Smithson S.B., Solodilov L.* Lithospheric boundaries and upper mantle heterogeneity beneath Russian Eurasia; evidence from the DSS profile QUARTZ // *Tectonophysics.* 2000. V. 329. P. 333–344.
- Pakhomovsky Ya.A., Men'shikov Yu.P., Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Krivovichev S.V., Burns P.C.* Cerite-(La), (La,Ce,Ca)₉(Fe,Ca,Mg)(SiO₄)₃[SiO₃(OH)]₄(OH)₃, a new mineral species from the Khibina alkaline massif: occurrence and crystal structure // *Can. Mineral.* 2002. V. 40. P. 1177–1184.
- Press W.H., Teukolsky S.A., Vetterling W.T., Flannery B.P.* Numerical Recipes 3rd Edition: The Art of Scientific Computing. Cambridge University Press. New York. 2007.
- Rukhlov A.S., Bell K.* Geochronology of carbonatites from the Canadian and Baltic Shields, and the Canadian Cordillera: clues to mantle evolution // *Mineral. Petrol.* 2010. V. 98. P. 11–54.
- Schneider F.M., Yuan X., Schurr B., Mechie J., Sippl C., Kufner S., Murodkulov S.* The Crust in the Pamir: Insights from Receiver Functions // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2019. <https://doi.org/10.1029/2019jb017765>
- Thybo H.* The heterogeneous upper mantle low velocity zone // *Tectonophysics.* 2006. V. 416. № 1–4. P. 53–79.
- Vinnik L.P.* Detection of waves converted from *P* to *S* in the mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. V. 15. P. 39–45.
- Vinnik L., Kozlovskaya E., Oreshin S., Kosarev G., Piiponen K., Silvennoinen H.* The lithosphere LAB LVZ and Lehmann discontinuity under central Fennoscandia from receiver functions // *Tectonophysics.* 2016. V. 667. P. 189–198.
- Wu F.Y., Yang Y.H., Marks M.A.W. et al.* In situ UPb, Sr, Nd, and Hf isotopic analysis of eudialyte by La (MC) ICPMS // *Chem. Geol.* 2010. V. 273. P. 8–34.
- Xuelei Li., Zhuo Jia, Nanqiao Du.* Structural Characteristics of Moho Surface Based on Time Series Function of Natural Earthquakes // *Remote Sens.* 2021. V. 13. № 4. P. 763. <https://doi.org/10.3390/rs13040763>
- Yakovenchuk V.N., Ivanyuk G.Yu., Pakhomovsky Ya.A., Selivanova E.A., Men'shikov Yu.P., Korchak J.A., Krivovichev S.V., Spiridonova D.V., Zalkind O.A.* Punkaruavite, LiTi₂[Si₄O₁₁(OH)](OH)₂ · H₂O, a new mineral species from hydrothermal assemblages, Khibiny and Lovozero alkaline massifs, Kola peninsula, Russia // *Can. Mineral.* 2010. V. 48. P. 41–50.

Receiver-Function Velocity Structure of the Lithosphere beneath the Khibiny and Lovozero Massifs, Northeastern Baltic Shield

A. G. Goev^{a,*}, I. A. Sanina^a, S. I. Oreshin^b, R. A. Reznichenko^a,
S. A. Tarasov^a, and A. V. Fedorov^c

^a*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^c*Kola Branch, Federal Research Center "Geophysical Survey of Russian Academy of Sciences",
Apatity, 184209 Russia*

*e-mail: andr.goev@gmail.com

The velocity structure of the lithosphere beneath the Khibiny and Lovozero massifs in the northeastern part of the Baltic shield. These massifs are among the world's eight largest alkaline intrusions and are widely known for their unique mineralogy. The crustal and upper mantle velocity structure beneath these two rock blocks is reconstructed down to a depth of ~300 km from *P*- and *S*-receiver functions (PRF and SRF, respectively) based on the data on the remote earthquakes recorded by broadband seismic sensors at the Apatity (APA) and Lovozero stations (LVZ). In order to reveal probable differences in the velocity structure between the Khibiny and Lovozero massifs and its distinction from the structure of the Baltic Shield, the data for each station were divided into two groups containing records of the converted waves formed (a) within a closest intrusive body to a station and (b) outside the intrusive body, i.e. within the shield. The four resulting data sets were processed separately. No significant differences between analyzed structures are revealed based

on the modeling results. For the models corresponding to the shield's structure, a sharp crust–mantle boundary is determined at a depth of 40 km; a similar structure of the Moho zone is established for the region of the Khibiny massif. A gradient crust–mantle transition zone with the Moho at a depth of ~48 km is established in the region of the Lovozero massif. In all the studied structures, the *S*-wave velocities in the upper mantle are somewhat higher than the standard IASP91 model values; the low-velocity zone in the upper mantle is determined at depths from 90 to 140 km. For identifying probable anomalies at 410- and 660-km phase transition boundaries, all the calculated PRFs were stacked. The estimated delays of the converted waves from these boundaries are somewhat shorter than the standard values relative to the IASP91 model and are within the expected limits for ancient tectonic structures.

Keywords: seismology, receiver functions, *S*-waves, crust, upper mantle, lithosphere, Baltic shield, the Arctic