

УДК 550.34

НОВЫЕ МОДЕЛИ СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2024 г. А. Г. Гоев¹, *, А. И. Филиппова²

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

²Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн

им. Н.В. Пушкова РАН, г. Москва, г. Троицк, Россия

*E-mail: goev@idg.ras.ru

Поступила в редакцию 15.02.2024 г.

После доработки 17.03.2024 г.

Принята к публикации 27.04.2024 г.

В работе представлены результаты исследования скоростного строения земной коры и верхней мантии центральной и Арктической частей Кольского региона методами функций приемника и поверхностно-волновой томографии. Выявлена существенная гетерогенность верхней мантии изучаемого региона. Показано увеличение мощности земной коры с севера на юг от значений около 33 км в Мурманском блоке до величины 40 км в Беломорском блоке. В пределах Кольского и Беломорского блока выявлен слой пониженных скоростей поперечных волн на глубинах около 90–140 км, вероятно, маркирующий средне-литосферную неоднородность (*mid-lithospheric discontinuity*, MLD). Этот слой не выявлен под Мурманским блоком. На полученных двумерных картах распределения скоростей поперечных волн на глубинах вплоть до 500 км не выявляется субширотная зональность, прослеживаемая в тектоническом строении Кольского региона.

Ключевые слова: Арктика, Кольский регион, функции приемника, поверхностно-волновая томография, поперечные волны, верхняя мантия, MLD.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724060103>, **EDN:** RFZNZL

ВВЕДЕНИЕ

Фенноскандинавский щит представляет собой хорошо экспонированный обширный участок докембрийского фундамента земной коры. При этом обращает на себя внимание существенный разброс возрастов слагающих его пород – от 0.9–1.2 млрд лет в западной части до 1.8–2.0 млрд лет в центральной и пород архейского возраста в его северо-восточной части, представляющей собой Кольский регион [Слабунов и др., 2006; Daly et al., 2006]. С тектонической точки зрения Кольский регион состоит из трех основных тектонических элементов – Мурманского, Кольского и Беломорского мегаблоков (Кольский и Беломорский блоки, совместно с более мелкими Умбинско-Терским и Стрельнинским террейнами объединяются в Лапландско-Кольский ороген [Hjelt et al., 1996]). Мегаблоки различаются глубинным строением, характером геологического развития и геологической историей, а также металлогенной.

Строение литосферы и подстилающей части верхней мантии Кольского региона с приемлемым горизонтальным разрешением известно, преимущественно, на основе анализа данных всего двух глубинных профилей – профиля ГСЗ “Кварц” [Павленкова, Павленкова, 2008] и профиля 1-ЕВ [Золотов и др., 2000]. Метод функций приемника до недавнего времени был применен всего однажды [Dricker et al., 1996]. Особняком стоят работы, проведенные в Печенгском районе Кольского региона, где был проведен уникальный эксперимент сверхглубоко бурения СГ-3 и отработано множество профилей МОВЗ и ГСЗ, вскрывших подкоровую часть мантии [Кольская ..., 1998]. Однако и в этом районе детальные сейсмологические исследования по существу остановились в 2000-х годах. Обзор результатов вышеупомянутых работ по изучению литосферы Фенноскандинавского щита, включая рассматриваемую нами территорию, приведен в работе [Шаров, Лебедев, 2022].

Многочисленные глобальные поверхностно-волновые модели, например, широко используемая в мире модель (см. работу [Schaeffer, Lebedev, 2013]), как и результаты региональных поверхностно-волновых реконструкций [Levshin et al., 2001; 2007; Lebedev et al., 2017; Seredkina, 2019], для Кольского региона имеют довольно сглаженное горизонтальное разрешение. Несколько лучшей разрешающей способностью характеризуются результаты работы [Филиппова, Соловей, 2022] (см. далее). Однако в ней строятся лишь распределения групповых скоростей поверхностных волн на отдельных периодах, что затрудняет привязку выявленных скоростных неоднородностей к конкретным глубинам.

Целью представленной работы является сравнительный анализ крупнейших тектонических элементов Кольского региона на основе локальных глубинных скоростных моделей, полученных методом функций приемника по данным станций новой площадной широкополосной сейсмической сети (рис. 1). Однако одномерные модели не всегда эффективны при решении задач локальной тектоники, которые часто требуют анализа, по крайней мере, двумерных результатов. По этой причине для повышения надежности полученных оценок, а также для расширения и углубления знаний о строении земной коры и верхней мантии северных районов Фенноскандинавского щита было проведено дополнительное исследование на основе данных поверхностных волн, позволяющее получить трехмерную модель строения региона, пусть и характеризующуюся по сравнению с локальными скоростными моделями существенной степенью осреднения.

МЕТОДЫ

Метод функций приемника

Одной из наиболее распространенных и эффективно применяемых методик для определения глубинных скоростных моделей является метод функций приемника (*RF*). Методика основывается на анализе обменных и кратных волн, формирующихся на контрастных сейсмических границах в районе мест установки сейсмических станций. Для этого анализируются сейсмограммы телесейсмических событий, зарегистрированные широкополосными сейсмическими станциями. Методика подразделяется на две составляющие по типам анализируемых обменных волн – *PRF* (обменные волны *P-S*) и *SRF* (обменные волны *S-P*). Подробно методика описана в многочисленных работах

(например, [Винник, 2019] и ссылки в ней), так что ограничимся кратким описание основных аспектов.

Сейсмические события отбираются в соответствии с эпицентрными расстояниями. Для *PRF* источники возбуждений должны находиться в диапазоне расстояний 40–100° от приемников, для *SRF* – 65–100°. Такие удаления обеспечивают, с одной стороны, достаточную глубину проникновения сейсмических волн для исследования верхней мантии и границ зоны фазовых переходов, а с другой – позволяют избежать “зоны тени”. Для получения параметров анализируемых событий (времени в очаге, глубины и координат) использовался каталог GCMТ (Global Centroid Moment Tensor Catalog) [Dziewonski et al., 1981; Ekstrom et al., 2012]. Также эмпирически установлено, что события с магнитудой M_w 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. Для получения индивидуальных функций приемника к отобранным событиям применялся набор стандартных процедур, включающий в себя переход в лучевую систему координат, деконволюцию и частотную фильтрацию. На последнем этапе индивидуальные *PRF* и *SRF* суммируются для подавления нерегулярных помех. Причем *PRF* приводятся к одному параметру луча, составляющему 6.4 с/град чтобы нивелировать разброс в значениях параметров луча индивидуальных записей, а *SRF* суммируются с учетом весовых коэффициентов за уровень шума и отклонения поляризации данной падающей *S*-волны от плоскости *P-SV*. Метод вычисления коэффициентов подробно описан в работе [Farr, Vinnik, 2000].

Для восстановления скоростных разрезов использовалась совместная инверсия *PRF* и *SRF* в предположении латеральной однородности и изотропности Земли непосредственно под станцией. Модель состояла из тринадцати слоев, свободными параметрами являлись: скорости поперечных волн, отношение скоростей продольной и поперечных волн, а также мощность каждого слоя. Плотность задавалась по скорости продольной волны в соответствии с соотношением Берча [Birch, 1961]. Для стабилизации инверсии, скорости на глубине 300 км фиксировались на значениях согласно референтной модели IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991]. Синтетические функции приемника вычислялись с использованием матричного алгоритма Томсона–Хаскелла [Haskell, 1962].

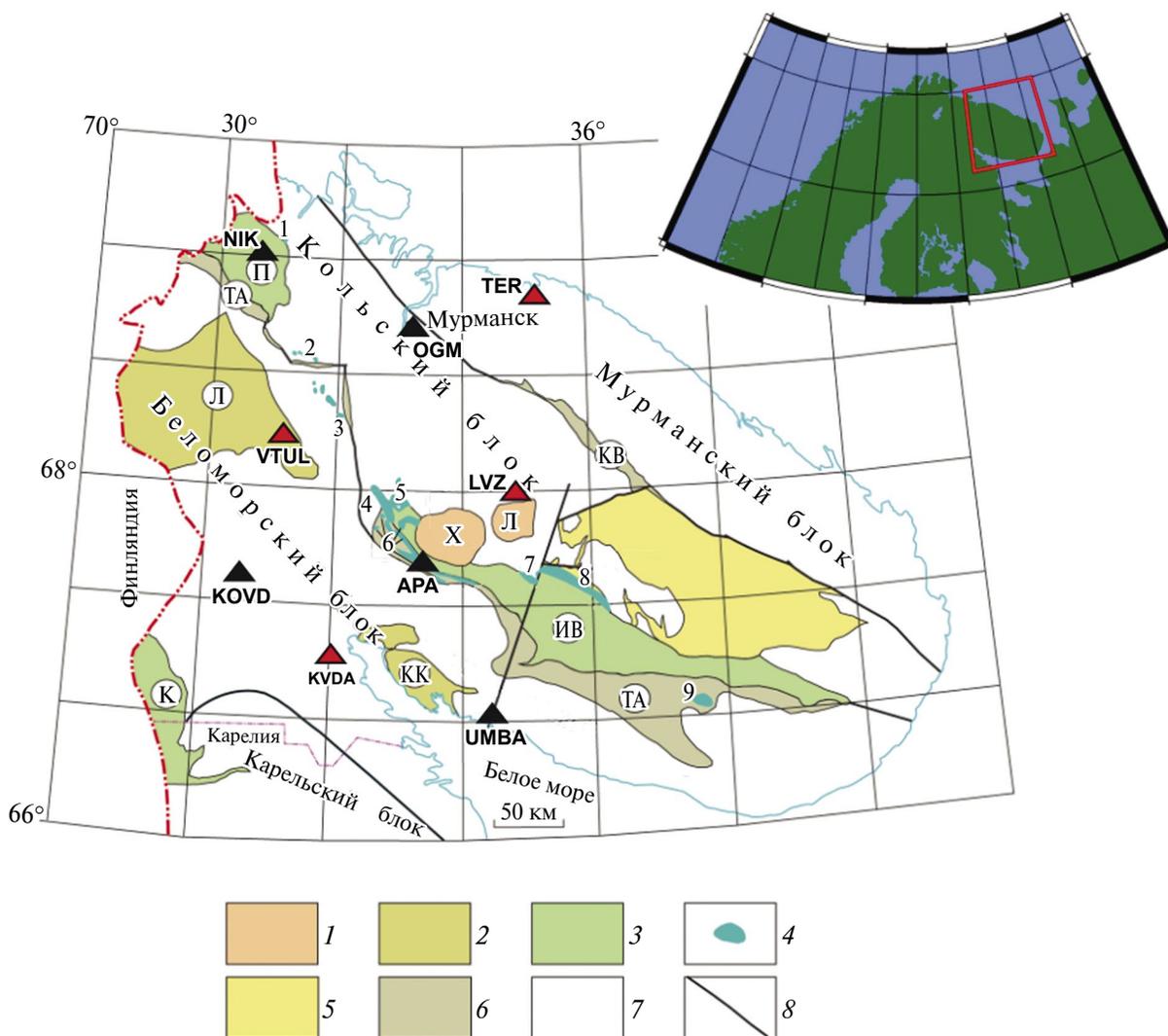


Рис. 1. Основные тектонические элементы Кольского полуострова по работе [Daly et al., 2006]. 1 – палеозойские плутоны нефелиновых щелочных сиенитов и фойдолитов: Хибинский (Х), Ловозерский (Л); 2 – гранулитовые пояса: Лапландский (Л), Кандалакшско-Колвицкий (КК); 3 – палеопротерозойские рифтогенные структуры (Печенгская (П), Имандра-Варзугская (ИВ) и Куолярвинская (К)); 4 – расслоенные базитультрабазитовые интрузии с возрастом около 2.45–2.52 млрд лет: г. Генеральская (1), Солозеро (2), Улитаозерская (3), Мончетундровская (4), Мончеплутон (5), Имандровский комплекс (6), Федорова тундра (7), Панские тундры (8), Песочная (9); 5 – неоархейская Кейвская структура с щелочными гранитами в ее обрамлении; 6 – неоархейские зеленокаменные пояса: Колмозеро-Воронинский (КВ), Терско-Аллареченский (ТА); 7 – архейские метаморфические и ультраметаморфические образования; 8 – разрывные нарушения. Треугольниками показаны места установки широкополосных сейсмических станций в Кольском регионе. Коды станций соответствуют табл. 1. Красным выделены станции, данные которых использованы в представленной работе. На врезке приведена карта Фенноскандинавского щита, красным прямоугольником показан регион исследования.

Восстановление скоростных разрезов выполнено методом, описанным в работе [Алешин, 2021]. Кратко процедура инверсии выглядит так – было сгенерировано по 100 000 случайных пробных моделей для каждой станции, каждая из этих моделей служила начальным приближением в процедуре оптимизации по алгоритму Левенберга–Марквардта [Press et al., 2007]. Из совокупности полученных

в результате минимизации моделей отбирались те, которые описывали наблюдения с заданной точностью. Окончательная выборка составила порядка 1% от всего набора моделей. Совокупность медианных значений определяемых параметров на заданной глубине для всего диапазона глубин рассматривалась как искомая скоростная модель.

Метод поверхностно-волновой томографии

Восстановление скоростной структуры S -волн используемым нами методом поверхностно-волновой томографии осуществляется в два этапа [Яновская, 2015]. На первом этапе осуществляется картирование групповых или фазовых скоростей поверхностных волн на отдельных периодах (оценка локальной скорости поверхностной волны в точке) по данным о средних скоростях поверхностных волн вдоль трасс, пересекающих исследуемый регион в различных направлениях. В общем случае для этого применяется метод двумерной томографии для случая сферической поверхности [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Яновская, 2015], основанный на формализме Бэкуса–Гильберта [Backus, Gilbert, 1968]. В методе используется приближение слабой горизонтальной неоднородности [Woodhouse, 1974] и считается, что поверхностная волна распространяется вдоль дуги большого круга.

На втором этапе проводится восстановление одномерного скоростного разреза S -волн по локальным дисперсионным кривым, полученным на предыдущем этапе. Учитывая, что используемые нами в качестве исходных данных (см. далее) дисперсионные кривые групповых скоростей волн Рэлея были построены в диапазоне периодов 10–250 с, скоростные разрезы рассчитывались до глубины 500 км [Ritzwoller, Levshin, 1998; Яновская, 2015]. Расчет параметров моделей среды, удовлетворяющих локальным дисперсионным кривым, осуществлялся с помощью минимизации невязок между теоретическими и экспериментальными значениями групповых скоростей методом сопряженных градиентов [Яновская, 2015].

В качестве исходной была принята модель среды с двумя плоскопараллельными слоями коры и 11 слоями мантии с линейным изменением скорости с глубиной на полупространстве. Варьируемыми параметрами служили скорости S -волн в слоях коры и на границах слоев мантии и мощности слоев коры. Зависимость между скоростями S -волн, P -волн и плотностью принималась аналогичной модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981]. Начальные значения скоростей в слоях коры и ее начальная общая мощность задавались в соответствии с моделью EUNaseis [Artemieva, Thybo, 2013]. Начальные значения скоростей на границах слоев мантии задавались в соответствии с моделью PREM. Ранее было показано, что используемая нами процедура инверсии

скоростных разрезов S -волн является устойчивой относительно выбора начальной модели среды [Seredkina, 2019].

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Для получения информации о локальном глубинном строении конкретного региона, а также для применения актуальных сейсмологических методов, ключевую роль играет наличие площадной широкополосной сейсмической сети. К настоящему моменту сеть сейсмических станций в Кольском регионе состоит из девяти пунктов наблюдения. Расположение сейсмических станций, а также основные тектонические элементы, слагающие Кольский регион, приведены на рис. 1. Видно, что сейсмическая сеть равномерно распределена по территории и покрывает западную и центральную части Кольского региона. Основные характеристики регистрирующего оборудования приведены в таблице. Таким образом, конфигурация сейсмической сети, а также ее приборная оснащенность, позволяют выявить возможные закономерности в глубинном строении различных сегментов изучаемой области на основе современных сейсмологических методов.

Для решения задач сравнительного анализа глубинного строения мегаблоков, слагающих Кольский регион (Мурманского, Кольского и Беломорского) были использованы данные четырех широкополосных станций – TER, LVZ, VTUL и KVDA. Выбор именно этих станций обусловлен, в первую очередь, длительным временем их работы что обеспечивает представительный набор сейсмического материала. Исключением является станция VTUL, по которой удалось накопить только минимально допустимый, для построения скоростной модели приемлемого качества, объем данных. Однако, т.к. модель по данным этой станции удалось построить, было принято решение включить ее в анализ. Также две из четырех станций расположены вдали от очагов протерозойского или палеозойского магматизма, который может оказать существенное влияние на получаемые модели, не позволив охарактеризовать строение мегаблоков. Станция LVZ расположена в непосредственной близости от палеозойского плутона Ловозеро, однако за 32 года непрерывной регистрации, на ней накоплен огромный банк данных, что позволило разделить сейсмические записи таким образом, чтобы охарактеризовать строение именно Кольского мегаблока, а не палеозойской щелочной Ловозерской интрузии.

Основные характеристики объединенной сейсмической сети Кольского региона

Название станции	Код станции	Широта, °N	Долгота, °E	Частотный диапазон, Гц	Начало работы в формате мм.гггг
Никель	NIK	69.24	30.13	0.03–50	06.2020
Верхне-Тулумский	VTUL	68.35	31.45	0.03–50	06.2021
Териберка	TER	69.20	35.10	0.03–50	12.2013
Ловозеро	LVZ	67.89	34.65	0.002–10	11.1992
Апатиты	APA	67.56	33.40	0.01–50	02.1991
Ковда	KVDA	66.69	32.87	0.03–100	07.2018
Умба	UMBA	66.67	34.34	0.03–100	05.2021
Ковдор	KVDR	67.56	30.47	0.008–100	12.2021
Огни Мурманска	OGM	68.93	33.14	0.03–100	10.2022

С учетом взаимного расположения станции LVZ и интрузии, события селектировались в соответствии с их бэказимутами (направлениями от станции на источник) таким образом, чтобы лучи от отобранных событий не проходили через Ловозерский плутон. Более подробно этот вопрос разобран в работе [Адушкин, Гоев, 2023].

В результате обработки сейсмограмм телесеисмических событий по методу функций приемника для решения обратной задачи и получения глубинных скоростных разрезов было отобрано 75 индивидуальных *PRF* и 54 индивидуальные *SRF* по данным станции TER, 62 *PRF* и 35 *SRF* по данным станции KVDA, 116 *PRF* и 223 *SRF* по данным станции LVZ и 43 *PRF* и 35 *SRF* по данным станции VTUL.

В качестве исходного материала для построения трехмерной модели распределения скоростей *S*-волн в коре и мантии Кольского региона использовались карты распределений групповых скоростей волн Рэлея в диапазоне периодов 10–250 с [Филиппова, Соловей, 2022], построенные с помощью метода поверхностно-волновой томографии для случая сферической поверхности [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Яновская, 2015]. Карты основаны на данных о дисперсии групповых скоростей фундаментальной моды волн Рэлея для 2751 трассы эпицентр–станция, часть из которых (1194 трасс) была получена непосредственно для рассматриваемого региона в работе [Филиппова, Соловей, 2022], а другая часть (1557 трасс) представляет собой выборку дисперсионных кривых для всей

Арктики [Середкина, 2019]. Примеры используемых карт на отдельных периодах приведены на рис. 2.

Горизонтальное разрешение используемых карт оценивалось путем вычисления эффективного радиуса осреднения [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003], значения которого для рассматриваемой территории составляют 350–450 км [Филиппова, Соловей, 2022]. Такая разрешающая способность выше, чем у имеющихся в данный момент поверхностно-волновых моделей для всей Арктики [Levshin et al., 2001; Lebedev et al., 2017; Середкина, 2019; Seredkina, 2019], на периодах 20–40 с она близка к разрешению модели BARMOD [Levshin et al., 2007], а с увеличением периода – превосходит ее благодаря использованию почти в 2 раза большего количества сейсмических трасс.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Полученные в результате инверсии данных функций приемника скоростные модели земной коры и верхней мантии Мурманского (данные станции TER), Кольского (данные станции LVZ) и Беломорского (данные станций VTUL и KVDA) блоков приведены на рис. 3. Обращает на себя внимание существенное отличие в строении верхней мантии Мурманского блока (TER на рис. 3) от схожих между собой моделей Кольского (LVZ на рис. 3) и Беломорского блоков (KVDA и VTUL на рис. 3). Если в модели среды для Мурманского блока скорости *S*-волн демонстрируют градиентный рост от глубины

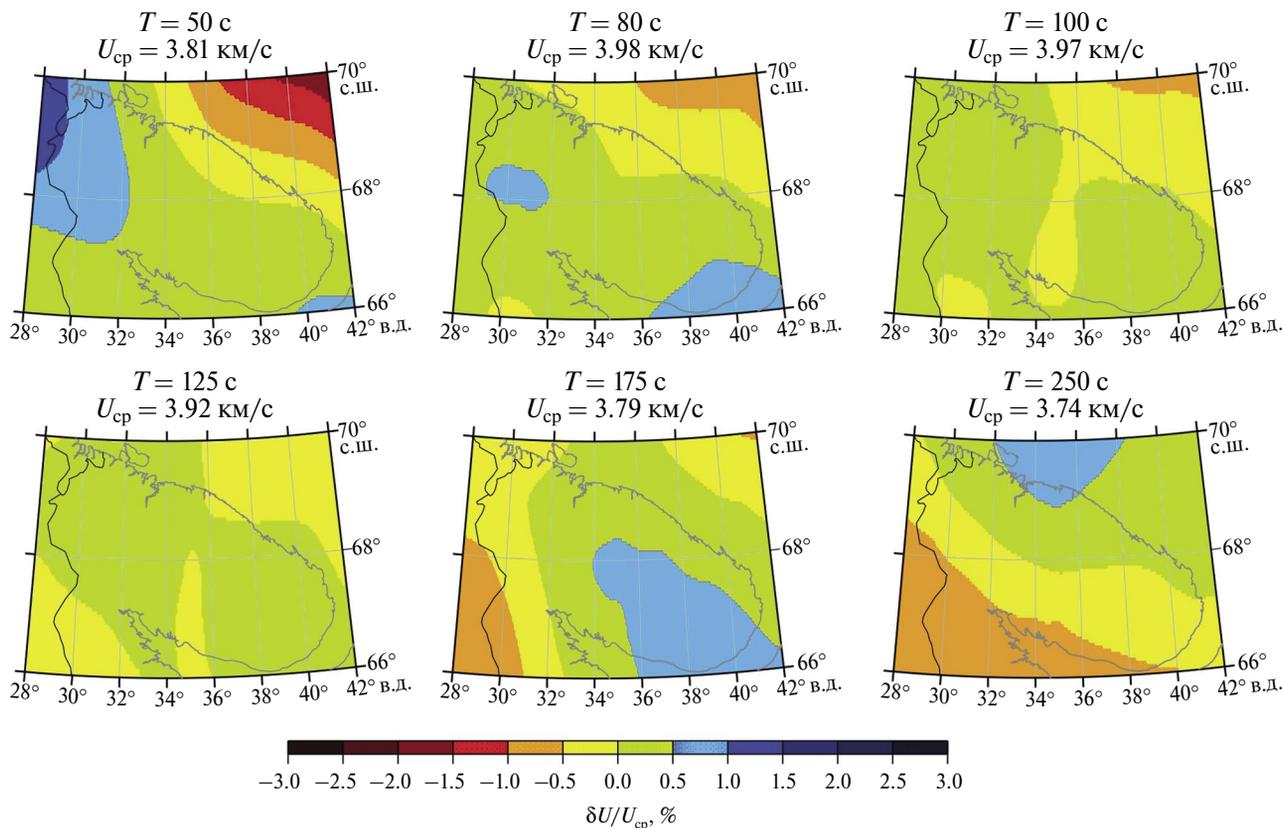


Рис. 2. Вариации групповых скоростей волн Рэлея относительно средних значений ($\Delta U/U_{cp}$, %) согласно [Филиппова, Соловей, 2022]. Над каждой картой указаны соответствующие значения периодов (T , с) и средних скоростей (U_{cp} , км/с).

около 60 км, с достижением стандартных мантийных скоростей на глубине около 80 км и дальнейшим увеличением значений до 150 км, то по моделям для станций Кольского и Беломорского блоков выделяется слой относительно пониженных скоростей на глубинах около 90–140 км, а для модели станции VTUL—90–120 км.

Строение земной коры различно для всех трех анализируемых структур. Для моделей TER и LVZ (Мурманский и Кольский блоки) она может быть представлена тремя слоями, тогда как для KVDA (Беломорский блок) — четырьмя. Переход кора—мантия выделяется единым разделом, однако глубины залегания отличаются от 33 км по модели станции TER, до 38 км по модели LVZ и около 39–40 км по моделям для станций VTUL и KVDA. Выделяется существенное отличие модели строения земной коры по данным станции VTUL от других разрезов. В частности, не прослеживается выраженной блоковой структуры, характерной для других моделей. Это обстоятельство может быть объяснено как особенностями среды в окрестности установки станции, так

и недостаточным накоплением данных. Пункт регистрации открыт гораздо позднее других станций в регионе и работает немногим более 2 лет (см. таблицу). Такой промежуток времени является минимальным пределом для получения устойчивой скоростной модели методом *RF*. С продолжением регистрации решение для этой станции будет уточнено.

Основные особенности распределения *S*-волн в мантии под рассматриваемой территорией, полученные по данным поверхностных волн, представлены на рис. 4 и сводятся к следующему. На глубине 50 км минимумы скоростей наблюдаются на востоке Кольского полуострова и под Карельским блоком. Северо-западная часть полуострова и смежные с ней территории Баренцева моря характеризуются повышенными значениями скоростей *S*-волн. На глубинах 80–100 км характер распределения скоростей *S*-волн существенно меняется. Так, максимум скоростей на этих глубинах приурочен к востоку Кольского полуострова, причем с увеличением глубины он распространяется на более широкую территорию и становится более выраженным по интенсивности.

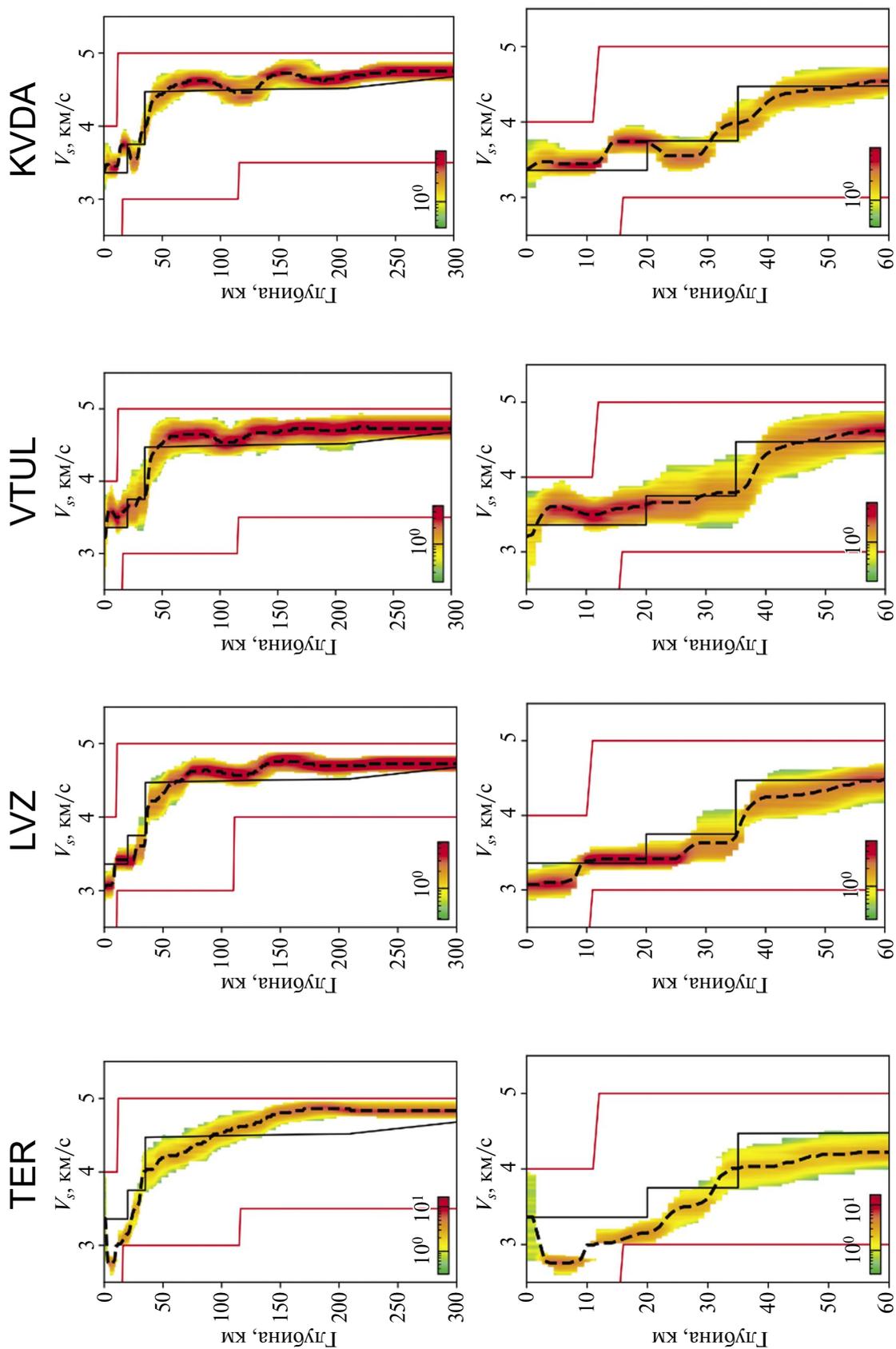


Рис. 3. Модели распределения значений скоростей поперечных волн (V_s , км/с) до глубин около 300 км (верхняя панель) и отдельно земной коры и верхней части верхней мантии до глубины 60 км (нижняя панель) для станций, расположенных в Мурманском блоке (TER), Кольском блоке (LVZ) и Беломорском блоке (VTUL и KVDA). Расположение станций см. на рис. 1. Цветами показаны поля ступенчатых минимизированных случайных моделей. Пунктирными линиями показаны итоговые медианные модели. Красные линии обозначают границы формирования случайных начальных моделей. Черные линии представляют референтную модель IAS91.

На глубинах 150–250 км минимальные скорости S -волн наблюдаются под Карельским и Беломорским блоками. Кольский и Мурманский блок по значениям скоростей в этом интервале глубин различаются лишь на глубине 200 км, на которой более высокие скорости приурочены к Мурманскому блоку. Отметим, что в целом для литосферы региона в интервале глубин ~ 120 –180 км характерно понижение скоростей S -волн. В диапазоне глубин 300–400 км под исследуемым регионом прослеживается увеличение скоростей в восточном направлении. С увеличением глубины до 500 км, напротив, скорости S -волн уменьшаются с запада на восток.

Для удобства сравнения структуры верхней мантии в районе сейсмических станций, для которых был выполнен анализ методом приемных функций (рис. 3), приведем скоростные разрезы S -волн, рассчитанные по локальным дисперсионным кривым групповых скоростей волн Рэлея в ближайших к станциям точках (рис. 5). Из рис. 5 видно, во-первых, что верхняя мантия под всеми станциями характеризуется высокими значениями скоростей S -волн ($V_s > 4.5$ км/с). Во-вторых, одномерные скоростные разрезы под станциями LVZ, KVDA и VTUL (Кольский и Беломорский блоки) близки между собой по значениям скоростей и характеру изменения скорости с глубиной, в то время как разрез под станцией TER (Мурманский блок) существенно от них отличается. Так, под LVZ, KVDA и VTUL на глубинах примерно от 100 до 200 км прослеживается слой относительно пониженных скоростей (на 0.06–0.08 км/с), а под станцией TER наблюдается лишь слабая тенденция к понижению скоростей (на 0.02–0.03 км/с) на этих глубинах. Принимая во внимание, что погрешности определения дисперсионных кривых групповых скоростей волн Рэлея на периодах 20–200 с составляют 0.02–0.03 км/с [Филиппова, Соловей, 2022], погрешность вычислений скоростного разреза S -волн в мантии до глубины ~ 300 км может достигать до 0.04 км/с. Таким образом, под станцией TER слой пониженных скоростей в литосфере не выделяется, в отличие от станций LVZ, KVDA и VTUL.

ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные оценки скоростей в верхней мантии Кольского региона выявляют существенную гетерогенность в строении территории. Так, в моделях, полученных на основе метода функций приемника, выделяется слой относительно пониженных скоростей в верхней мантии

по данным станций LVZ, VTUL и KVDA, расположенных в Кольском и Беломорском блоках, и не выделяется в модели по станции TER в Мурманском блоке (рис. 3). Выявленные особенности строения верхней мантии подтверждаются одномерными скоростными разрезами, полученными по данным поверхностных волн (рис. 5). При этом несколько более глубокое положение обсуждаемого слоя на этих разрезах и его большая мощность относительно RF -моделей, вероятно, являются следствием не только их сглаженности по горизонтали, но и более низкой разрешающей способности по вертикали. Так, при их построении мощности слоев верхней мантии принимались равными 30 км, что соответствует минимальному вертикальному размеру неоднородностей, которые возможно выделить с помощью поверхностно-волновой томографии [Priestley et al., 2006].

Выявленный слой пониженных скоростей, по всей видимости, является средне-литосферной неоднородностью (*mid-lithosphere discontinuity*, MLD), впервые обнаруженной по данным ГСЗ, в том числе на Фенноскандинавском щите [Thybo, Perchuc, 1997], и затем выявленной практически под всеми кратонами [Fu et al., 2022]. В пользу такой интерпретации говорит относительно малая глубина залегания этого слоя (90–140 км), что не позволяет связать его с астеносферным слоем [Artemieva, 2009], а также характерная для MLD мощность около 50 км. При этом тот факт, что MLD не определяется под Мурманским блоком по данным станции TER может свидетельствовать о его формировании в рамках Кольского блока в период до объединения Мурманского и Кольского блоков, оцениваемого в диапазоне возрастов 2.76–2.66 млрд лет назад [Минц и др., 2010]. Однако нельзя исключать также и локальные эффекты, связанные с установкой сейсмической станции. Для более уверенной интерпретации желательное подтверждение модели Мурманского блока по данным еще хотя бы одной сейсмической станции.

Мощность земной коры в изучаемой области демонстрирует тенденцию к увеличению с севера на юг от значений 33 км в районе побережья Баренцева моря до величины около 40 км на Беломорском побережье. В целом, представленные оценки не противоречат известным ранее результатам [Шаров, Лебедев, 2022]. При этом необходимо отметить, что значения мощности земной коры для северной части Мурманского блока, оцениваемые нами в 33 км, ниже оценок, приводимых другими авторами. Так, в разрезе

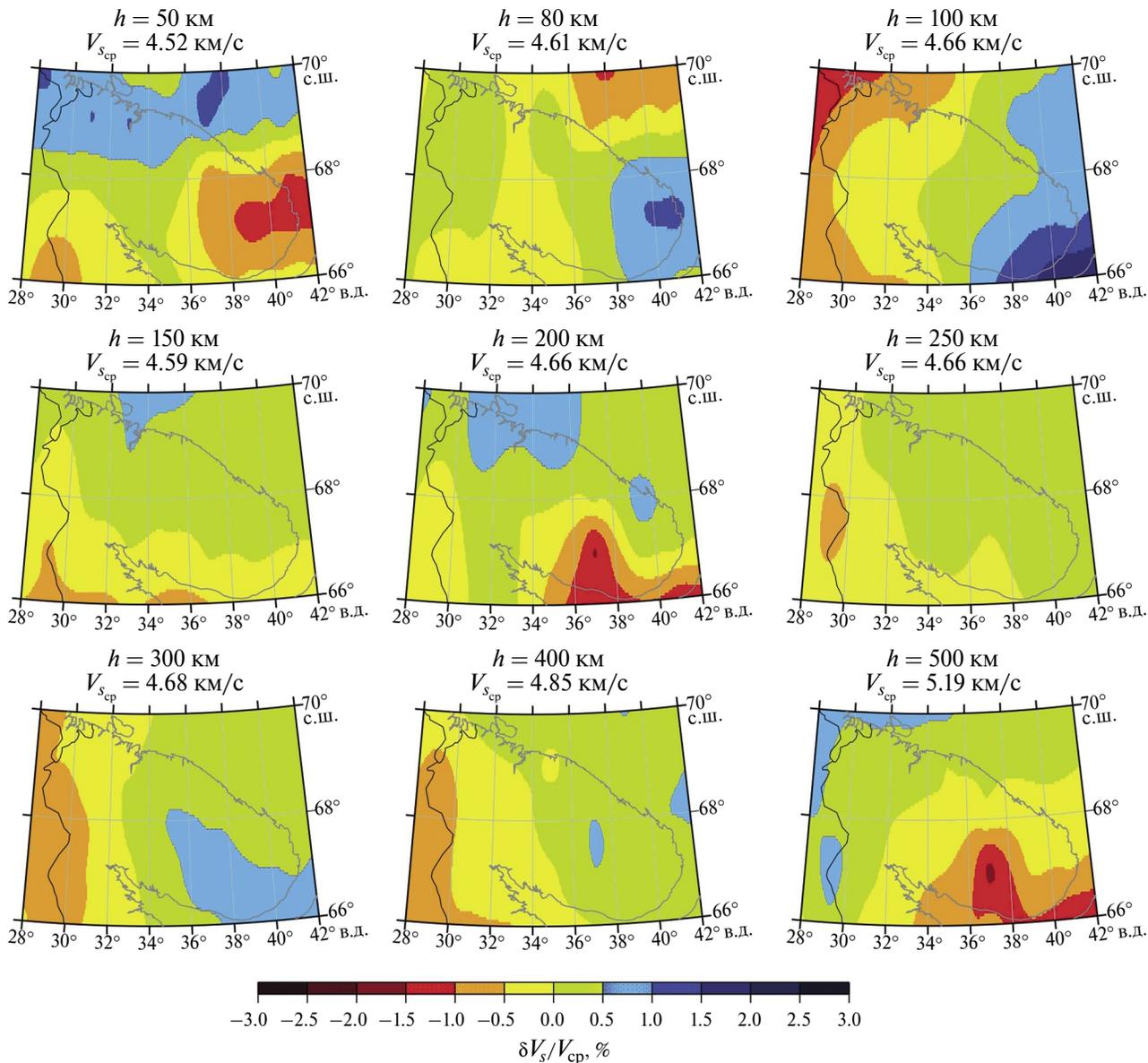


Рис. 4. Вариации скоростей S-волн относительно средних значений на отдельных глубинах ($\Delta V_s/V_{ср}, \%$). Над каждой картой указаны соответствующие значения глубин (h , км) и средних скоростей ($V_{ср}$, км/с).

МОВЗ Мурманск–Хибины [Сейсмогеологическая..., 1998] практически на всем протяжении профиля мощность коры указывается равной 42 км с поднятием границы Мохо под Хибинским массивом до глубины 38 км, что точно совпадает с нашей оценкой мощности коры Кольского блока по данным станции LVZ. При этом необходимо отметить, что в цитируемой работе определяется сейсмическая граница на глубине 33 км в северной части профиля. В целом, несмотря на то что оценка мощности коры в 33 км для северной части Мурманского блока выглядит несколько заниженной, для

окончательного выяснения этого вопроса необходимы дополнительные исследования.

Приведенные нами площадные оценки распределения скоростей S-волн, полученные на основе анализа данных поверхностных волн, в крупномасштабных деталях также демонстрируют хорошее согласие с полученными ранее поверхностно-волновыми моделями строения мантии. Так, высокие скорости в верхней мантии Баренцева моря, мощность коры для которого не превышает 40 км [Artemieva, Thybo, 2013], согласуются с высказанным ранее предположением об ее экологитовом составе [Артюшков

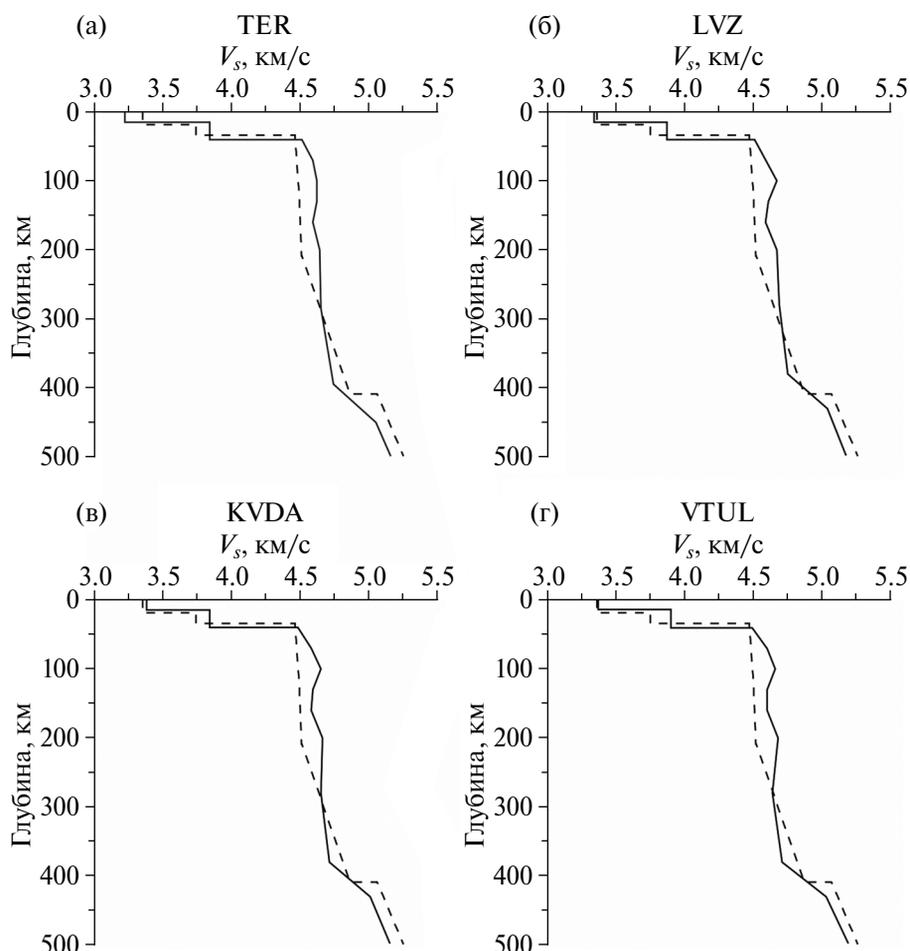


Рис. 5. Одномерные скоростные разрезы S -волн, полученные по данным поверхностных волн, в окрестности анализируемых сейсмических станций (рис. 1). Пунктиром показана модель IASP91.

и др., 2014; Kaban et al., 2016]. На глубине 100 км в пределах рассматриваемого региона хорошо прослеживается плавное увеличение скоростей с запада на восток, что не противоречит моделям из работ [Lebedev et al., 2017; Seredkina, 2019]. Выявленные особенности вариаций скоростей S -волн на этих глубинах также характерны и для распределения P -волн, полученного по данным объемных волн [Яковлев и др., 2012].

Полученные карты распределения скоростей на всех представленных глубинах (рис. 4) не выявляют субширотной зональности, прослеживаемой в тектоническом строении Кольского региона [Мудрук и др., 2013]. Напротив, из них следует, что скорости в верхней мантии под рассматриваемым регионом по горизонтали наиболее сильно изменяются в направлении восток–запад. В пользу того, что такая особенность изменения скоростей не является артефактом, связанным с недостаточным

горизонтальным разрешением результатов поверхностно-волновой томографии, свидетельствует схожий характер вариаций термической мощности литосферы под Кольским регионом, полученный на основе гравиметрических данных в работе [Artemieva, 2019]. Так, мощность термической литосферы, согласно этой модели, уменьшается в восточном направлении и не имеет субширотной зональности (рис. 6). Отсутствие субширотной зональности также проявляется в распределениях поверхностного теплового потока [Глазнев, 2003] и глубины залегания нижней границы магнитоактивного слоя литосферы [Филиппова, Филиппов, 2023; Lu et al., 2022] с учетом погрешностей ее определения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлены новые данные о глубинном скоростном строении центральной и Арктической частей Кольского региона, полученные

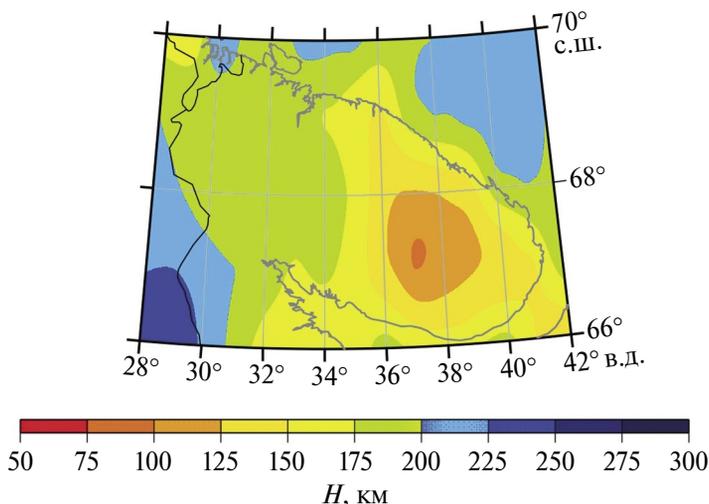


Рис. 6. Термическая мощность литосферы (H , км) по работе [Artemieva, 2019].

на основе использования методов функций приемника и поверхностно-волновой томографии. Отдельное внимание уделено сравнительному анализу строения литосферы и подлитосферной мантии трех основных тектонических блоков, слагающих Кольский регион – Мурманского, Кольского и Беломорского.

Исследования методом функций приемника выявили существенную гетерогенность литосферы изучаемой территории. Так, в верхней мантии Кольского и Беломорского блоков выявляется слой относительно пониженных скоростей S -волн на глубинах 90–140 км, интерпретированный как MLD, который не выявляется под Мурманским блоком. Показано увеличение мощности земной коры от побережья Баренцева моря до Белого моря от значений в 33 км до величины 40 км. Выявленные особенности строения верхней мантии для районов установки использованных в работе сейсмических станций подтверждаются также данными поверхностно-волновой томографии.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в соответствии с темами НИР № 122040400015-5 и № 121122000271-3.

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”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адушкин В.В., Гоев А.Г. Следы плюмовых процессов в современном скоростном строении литосферы Хибинно-Ловозерского тектонического узла // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 513. № 1. С. 106–111. DOI: 10.31857/S2686739723601527

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. DOI: 10.31857/S2686739721010047

Артюшков Е.В., Беляев Е.В., Казанин Г.С., Павлов С.П., Чехович П.А., Шкарубо С.И. Механизмы образования сверхглубоких прогибов: Северо-Баренцевская впадина. Перспективы нефтегазоносности // Геология и Геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 821–846. DOI:10.15372/GiG20140508

Винник Л.П. Сейсмология приемных функций // Физика Земли. 2019. № 1. С. 16–27. DOI: 10.31857/S0002333720191162-27

Глазнев Н.В. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: КаЭМ. 2003. 244 с.

Золотов Е.Е., Костюченко С.Л., Ракитов В.А. Неоднородности верхней мантии Балтийского щита по данным сейсмической томографии // Разведка и охрана недр. 2000. № 2. С. 27–29.

Кольская сверхглубокая: научные результаты и опыт исследования / В.П. Орлов, Н.П. Лаверов (отв. ред.). М. 1998. 260 с.

Миц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Заможня Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Михайлов В.О., Натапов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по

- опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС, 2 т. + 1 папка-комплект цветных приложений. М.: Геокарт. ГЕОС. 2010. Т. 1. 408 с. Т. 2. 400 с.
- Мудрук С.В., Балаганский В.В., Горбунов И.А., Раевский А.Б. Альпиногинная тектоника в палеопротерозойском Лапландско-Кольском орогене // Геотектоника. 2013. № 4. С. 13–30. DOI:10.7868/80016853X1304005X
- Павленкова Г.А., Павленкова Н.И. Результаты совместной обработки данных ядерных и химических взрывов по сверхдлинному профилю “Кварц” (Мурманск–Кызыл) // Физика Земли. 2008. № 4. С. 62–73.
- Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы. Ч. 1 / Ф.П. Митрофанов, Н.В. Шаров (ред.). Апатиты: КНЦ РАН. 1998. 237 с.
- Середкина А.И. Поверхностно-волновая томография Арктики // Физика Земли. 2019. № 3. С. 439–450. DOI:10.31857/S0002-33372019358-70
- Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикова Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 1–33.
- Филиппова А.И., Соловей О.А. Поверхностно-волновая томография Кольского полуострова и сопредельных территорий по данным групповых скоростей волн Рэля и Лява // Доклады РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 504. № 2. С. 177–182. DOI:10.31857/S2686739722060068
- Филиппова А.И., Филиппов С.В. Глубины залегания литосферных магнитных источников под Балтийским щитом // Геомагнетизм и Аэрономия. 2023. Т. 63. № 5. С. 667–679. DOI: 10.31857/S0016794023600059
- Шаров Н.В., Лебедев А.А. Неоднородное строение литосферы Фенноскандинавского щита по сейсмическим данным // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 1. DOI: 10.5800/GT-2022-13-1-0569.
- Яковлев А.В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л. Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1261–1272.
- Яновская Т.Б. Поверхностно-волновая томография в сейсмологических исследованиях. СПб.: Наука. 2015. 167 с.
- Artemieva I.M. Lithosphere structure in Europe from thermal isostasy // Earth-Sci. Rev. 2019. V. 188. P. 454–468. DOI: 10.1016/j.earscirev.2018.11.004
- Artemieva I.M., Thybo H. EUNASEIS: a seismic model for Moho and crustal structure in Europe, Greenland, and the North Atlantic region // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 97–153. DOI: 10.1016/j.tecto.2013.08.004
- Artemieva I.M. The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data // Lithos. 2009. V. 109. № 1–2. P. 23–46. DOI: 10.1016/j.lithos.2008.09.015
- Backus G., Gilbert F. The resolving power of gross Earth data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1968. V. 16. P. 169–205. DOI:10.1111/j.1365-246X.1968.tb00216.x
- Birch F. The velocity of compressional waves in rocks in 10 kilobars, part 2 // J. Geophys. Res. 1961. V. 66. P. 2199–2224. DOI:10.1029/JZ066i007p02199
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola Orogen: Paleoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere / Gee D.G., Stephenson R. A. (eds.). European Lithosphere Dynamics: Geological Society Memoirs. 2006. V. 32. P. 579–598. DOI: 10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.35
- 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. DOI: 10.1029/96GL03262
- Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary Reference Earth Model // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 25. P. 297–356. DOI:10.1016/0031-9201(81)90046-7
- 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. DOI: 10.1029/JB086iB04p02825
- Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M. The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes // Phys. Earth Planet. Inter. 2012. V. 200–201. P. 1–9. DOI: 10.1016/j.pepi.2012.04.002
- Farra V., Vinnik L. Upper mantle stratification by P- and S-receiver functions // Geophys. J. Int. 2000. V. 141. P. 699–712. DOI: 10.1046/j.1365-246x.2000.00118.x
- Fu H.-Y., Li Z.-H., Chen L. Continental mid-lithosphere discontinuity: A water collector during craton evolution // Geophys. Res. Lett. 2022. V. 49. e2022GL101569. DOI: 10.1029/2022GL101569
- Haskell N.A. Crustal reflection of plane P and SV waves // J. Geophys. Res. 1962. V. 67. № 12. P. 4751–4767. DOI: 10.1029/JZ067i012p04751
- Hjelt S.-E., Daly J.S., SVEKALAPKO colleagues. SVEKALAPKO: evolution of Palaeoproterozoic and Archaean Lithosphere. EUROPROBE 1996 – Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents / Gee D.G., Zeyen H.J. (eds.). EUROPROBE Secretariat. Uppsala University. 1996. P. 56–67.
- Kaban M.K., Stolk W., Tesauro M., El Khrepy S., Al-Arifi N., Beekman F., Cloeting, S.A.P.L. 3D density model of the upper mantle of Asia based on inversion of gravity and seismic tomography data // Geochem. Geophys. Geosyst. 2016. V. 17. P. 4457–4477. DOI: 10.1002/2016GC006458
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // Geophys. J. Int. 1991. V. 105. P. 429–465. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x
- Lebedev S., Schaeffer A.J., Fullea J., Pease V. Seismic tomography of the Arctic region: inferences for the thermal structure and evolution of the lithosphere. Circum-Arctic lithosphere evolution. London, UK, Geological Society, Special Publications. 2017. V. 460. P. 419–440. DOI: 10.1144/SP460.10
- Levshin A.L., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Villasenor A., Padgett C.A. New constraints on the arctic crust and uppermost

- mantle: surface wave group velocities, Pn, and Sn // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2001. V. 123. P. 185–204. DOI: 10.1016/S0031-9201(00)00209-0
- Levshin A.L., Schweitzer J., Weidle C., Shapiro N.M., Ritzwoller M.H.* Surface wave tomography of the Barents Sea and surrounding regions // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 170. P. 441–459. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2006.03285.x
- Lu Y., Li C.-F., Wang J., Wan X.* Arctic geothermal structures inferred from Curie-point depths and their geodynamic implications // *Tectonophysics.* 2022. V. 822. 229158. DOI: 10.1016/j.tecto.2021.229158
- Press W.H., Teukolsky S.A., Vetterling W.T., Flannery B.P.* Numerical Recipes 3rd Edition: The Art of Scientific Computing. New York: Cambridge University Press. 2007
- Priestley K., Debayle E., McKenzie D., Pilidou S.* Upper mantle structure of eastern Asia from multimode surface waveform tomography // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. B10304. DOI: 10.1029/2005JB004082
- Ritzwoller M.H., Levshin A.L.* Eurasian surface wave tomography: group velocities // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 4839–4878. DOI:10.1029/97JB02622
- Schaeffer A.J., Lebedev S.* Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 194. P. 417–449. DOI: 10.1093/gji/ggt095
- Seredkina A.* S-wave velocity structure of the upper mantle beneath the Arctic region from Rayleigh wave dispersion data // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2019. V. 290. P. 76–86. DOI: 10.1016/j.pepi.2019.03.007
- Thybo H., Perchuc E.* The Seismic 8° Discontinuity and Partial Melting in Continental Mantle // *Science.* 1997. V. 275. P. 1626–1629. DOI: 10.1126/science.275.5306.1626
- Woodhouse J.H.* Surface waves in a laterally varying layered structure // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1974. V. 37. P. 461–490. DOI:10.1111/j.1365-246X.1974.tb04098.x
- Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M.* 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2003. V. 138. P. 263–278. DOI: 10.1016/S0031-9201(03)00154-7

Lithospheric Structure of the Kola Region from Seismological Data

A. G. Goev^{a,*} and A. I. Filippova^b

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

^b*Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere, and Radio Wave Propagation, Russian Academy of Sciences, Moscow, Troitsk, 108840 Russia*

*e-mail: goev@idg.ras.ru

Received February 15, 2024

revised March 17, 2024

accepted April 27, 2024

Abstract – The article presents the results of a study of the crust and upper mantle velocity structure in the central and Arctic parts of the Kola region from the receiver function and surface wave tomography. Significant heterogeneity of the upper mantle was revealed. An increase in the thickness of the crust from north to south is shown, from values of about 33 km in the Murmansk block to 40 km in the Belomorian block. Within the Kola and Belomorian blocks, a layer of lower shear wave velocities was identified at depths of about 90–140 km, probably marking the mid-lithospheric discontinuity (MLD). This layer has not been identified in the Murmansk block. The obtained two-dimensional maps of the distribution of shear wave velocities at depths up to 500 km do not reveal the sublatitudinal zoning traced in the tectonic structure of the Kola region.

Keywords: Arctic, Kola region, receiver functions, surface wave tomography, shear waves, upper mantle, MLD