

## Сейсмогеологическая характеристика земной коры юго-восточной части Фенноскандинавского щита (Россия)

© Н. В. Шаров<sup>1</sup>, В. С. Куликов<sup>1</sup>, В. В. Куликова<sup>1</sup>, Э. В. Исанина<sup>2</sup>,  
Н. А. Крупнова<sup>3</sup>, 2010

<sup>1</sup>Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

<sup>2</sup>РГЭЦ — филиал ФГУГП «Урангео», Санкт-Петербург, Россия

<sup>3</sup>ФГУ НПП «Севморгео», Санкт-Петербург, Россия

Поступила 5 ноября 2009 г.

Представлено членом редколлегии В. Д. Омельченко

Вивчення глибинної будови суміжного регіону Архангельської області та Карелії проведено на основі узагальнення даних глибинних сейсмічних досліджень МВХ, ГСЗ, МВХЗ, а також нових геологічних робіт Інституту геології КарНЦ РАН. Розглянуто асоціативні результати сейсмічних (МВХ, ГСЗ, МВХЗ) та інших геофізичних і геологічних даних. Такий комплексний підхід дає можливість виявити усі принципові відмінності сейсмічних параметрів верхньої кори в інтервалі розрізу від поверхні до глибини 5–7 км і характер їх змінення, що зумовлені особливостями геологічної будови на рівні сучасного ерозійного зрізу. Показано, що збільшення швидкості поширення хвиль поблизу поверхні пов'язане, можливо, з наявністю високометаморфізованих комплексів або мафіт-ультрамафітових мігматитів. Сейсмічні параметри в інтервалі глибин від 7–12 до 25–30 км є стабільними для всієї зазначеної території, а змінення швидкості (максимальна у верхній і середній частинах кори не перевищує 6,2–6,5 км/с) з глибиною має інверсійний характер. Уявляється, що склад порід у земній корі до глибин 25–30 км неістотно відрізняється від відомого у верхній частині розрізу. Висунуто гіпотезу щодо природи перехідного шару кора—мантія у регіоні як релікта закристалізованої головної частини палеопротерозойського плюму «Віндибелт». Показано у загальних рисах еволюцію розвитку кори регіону та напрямки великих тектонічних переміщень у ній.

The deep structure of the Arkhangelsk region — Karelia border area was studied by generalizing earlier data, obtained by RWM, DSS and ECWM, and the results of new geological studies carried out by the Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS. The associated results of seismic (RWM, DSS, ECWM) research and other geophysical and geological data are discussed. This integrated approach makes it possible to reveal all principal differences in the seismic parameters of the upper crust in the section interval from the surface to a depth of 5–7 km and their variation pattern that are due to geological-structural characteristics at the modern erosion section level. An increase in wave velocity near the surface is assumed to be connected with the presence of highly metamorphosed complexes or mafic-ultramafic magmatic rocks. Seismic parameters in the depth range 7–12 to 25–30 km are stable over the entire territory studied, and depth-dependent variations in velocity (maximum velocity in the upper and middle portions of the crust is not more than 6,2–6,5 km/s) show an inversion pattern. The rock composition of the Earth's crust to a depth of 25–30 km is assumed to differ negligibly from that of the upper part of the section. A hypothesis of the nature of the crust-mantle transition layer in the region as a relict of the crystallized head portion of a Palaeoproterozoic Windy Belt plume is put forward. The evolution of the region's crust and the directions of large-scale movements in it are shown in general terms.

**Введение.** Изучение глубинного строения приграничного региона Архангельской области и Карелии проведено на основе обобщения данных глубинных сейсмических исследований МОВ, ГСЗ, МОВЗ, а также новых геологических работ Института геологии КарНЦ РАН

[Куликов и др., 2005; 2008; Куликова и др. 2005]. Обширный геофизический материал получен в 1969–1988 гг. в основном совместными усилиями ПГО «Севзапгеология» и Ленинградским горным институтом под руководством И. В. Литвиненко, а также ПГО

«Невскгеология», СРГЭ НПО «Нефтегеофизика». В предлагаемой статье рассматриваются ассоциативные результаты сейсмических (МОВ, ГСЗ, МОВЗ) и других геофизических данных, а также геологических исследований, что при таком комплексном подходе позволяет выявить новые детали глубинного строения земной коры региона, уточнить ее скоростные разрезы, состав, структуру, а также возможную геологическую природу и рельеф сейсмических границ.

**Основные черты геологического строения региона.** В пределах юго-восточной части Фенноскандинавского щита — исследуемого региона — обнажаются важнейшие архейские и палеопротерозойские структуры (рис. 1) с генеральным простиранием на северо-запад в центральной части территории и северо-северо-восток — в южной. Структуры отчетливо выделяются в геофизических полях (магнитном и гравитационном) [http...], заверенных многолетними исследованиями разных организаций (ЗГТ, ПГО «Севзапгеология», ПГО «Архангельскгеология», ИГ Карельского НЦ РАН и многие другие). Наиболее крупными являются структуры I порядка: Беломорский подвижный пояс (БПП) и Карельский кратон (КК). Контакт между ними представлен тектонической зоной (Северный надвиг) северо-западного простирания шириной до 1 км. В ее пределах установлены как останцы и тектониты по вулканитам свиты Ветреный Пояс, так и реликты гранитогнейсов, гранитоидов и амфиболитов. Зона надвига наиболее хорошо обнажена вблизи границы Карелии и Архангельской области (участок Шапочка) в полосе развития вулканитов свиты Ветреный Пояс в несколько сот метров. Здесь наблюдается постепенное увеличение степени деформации пород в северо-восточном направлении, главным образом расщепление и метаморфические преобразования от цеолитовой до зеленосланцевой и амфиболитовой(?) фаций. Падение азимутов трещиноватости и милонитизации меняется от средней крутизны до субвертикальной. В скважинах, пробуренных ПГО «Архангельскгеология» непосредственно в зоне надвига, отмечается интенсивная амфиболитизация, биотитизация, карбонатизация и окварцевание. Первичные структуры и текстуры материнских пород не сохраняются, они превращаются в биотитовые или карбонатные метасоматиты. Возраст их по паре амфибол-биотит (K/Ar метод) составляет ~1,77 Ga.

Карельский кратон имеет двухэтажное строение. *Верхний структурный этаж* образуют две структуры II порядка: сложенная Онежская (синклиорий) с ее фрагментами между озерами Онежским и Выгозеро в виде небольших синклинальных складок (Мянгорская др.) и палеопротерозойский рифт Ветреный Пояс (северо-восток, край КК). Мелкие протоплатформенные структуры (ятулий и людиковый (2,3—1,96 Ga), а также калевий и вепсий (1,96—1,8 Ga)) частично развиты в юго-западной части региона, но в основном за его пределами. Общее представление о строении Онежской структуры, кроме выполненных разными организациями работ на поверхности, дает Онежская параметрическая скважина, вскрывшая разрез супра-крустальных образований мощностью около 3,5 км, залегающих, по предварительным данным, непосредственно на сумийской коре выветривания по неоархейским гранитоидам (диоритам) с возрастом 2,72 Ga, прорванным телами долеритов (около 2,42 Ga) [http...]. Существенное значение для интерпретации геофизических данных имеет природа восстановленного углерода в виде шунгитов разных типов. Аномально легкий изотопный состав карбонатного и восстановленного углерода в людиковийских толщах позволяет обсуждать его в качестве мантийного флюида, первоначально поступающего с глубинных мантийных уровней по тектоническим системам сумийского возраста, уже на достоверных геохимических результатах [Лохов и др., 2008].

Сумийский (2,5—2,4 Ga) палеорифт Ветреный Пояс вместе с одновозрастными интрузивными комагматами (наиболее крупный Бураковский массив 2,45—2,42 Ga [Amelin et al., 1995; Байи и др., 2009], а также Выжига, Руйга [Куликов и др., 2008] и другие, в том числе многочисленные крупные (Авдеевская и Шальская [Bleeker et al., 2008; Ernst et al., 2008] и др.) и мелкие дайки, развитые на площади более 75 000 км<sup>2</sup>, представляет собой пример одной из субпровинций Сумийской крупной магматической провинции на Фенноскандинавском щите. В пределах палеорифта выделен разрез из 6 свит с варьирующими мощностями от 0 до 4 км с возрастом 2,44—2,41 Ga [Puchtel et al., 1997]. Главные породы (снизу вверх): аркозы и кварцитопесчаники токшинской свиты; базальты, андезибазальты, их туфы, изредка коматиитовые базальты киричской свиты; осадки, в том числе карбонатные породы, и толеитовые базальты ко-

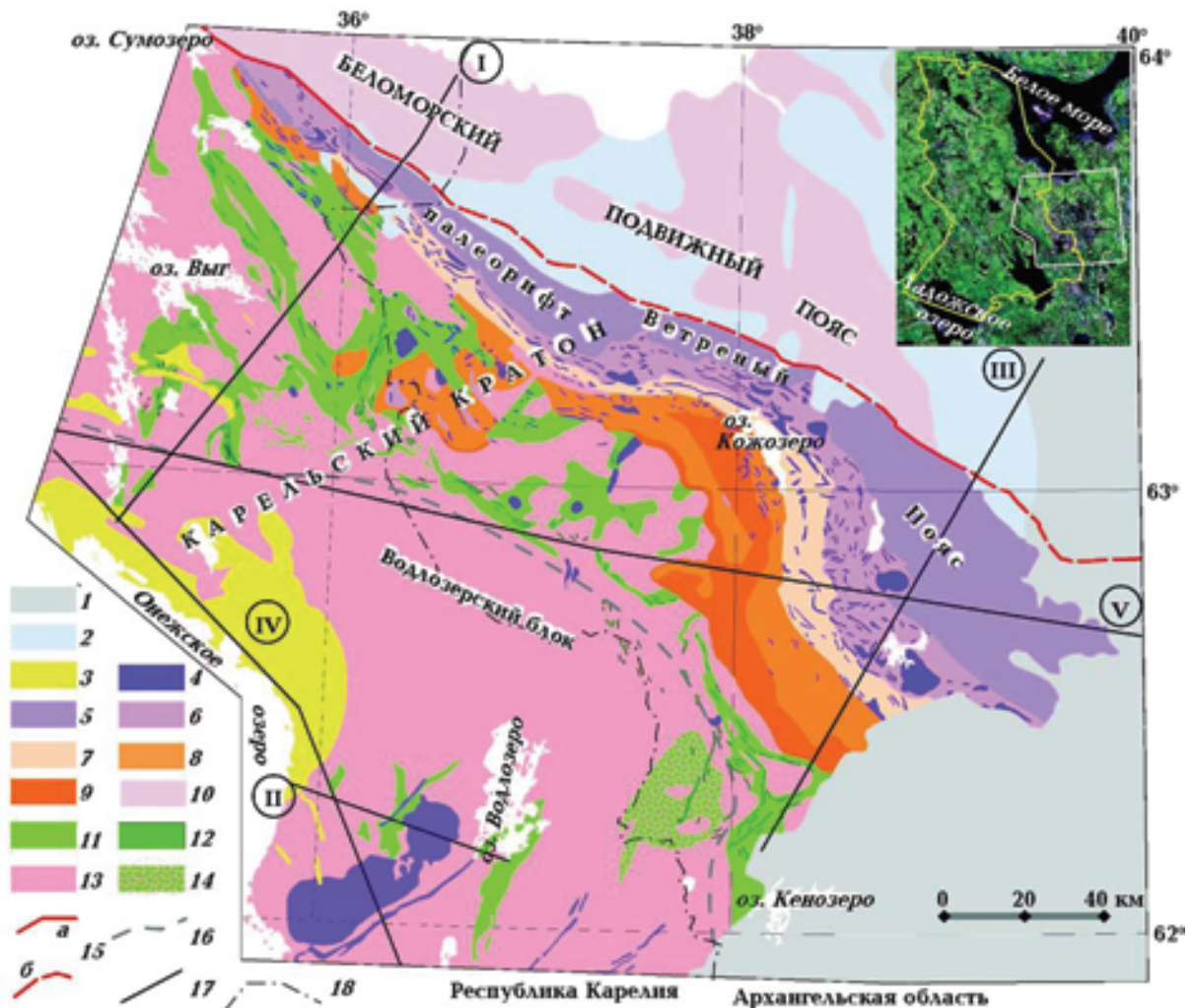


Рис. 1. Геологическая карта приграничного региона Республики Карелия и Архангельской области и местоположение региональных сейсмических профилей: I — Онежское озеро — Белое море; II — Римское-Аганозеро—Ильвама; III — Нижняя Телза—Кенозеро; IV — Сегозеро—Пиндуши—Пяльма—Пудож; V — Рубин (Костомукша—Плесецк). Сост. В. С. Куликов, В. В. Куликова, А. К. Полин и Н. В. Шаров (2009) с использованием материалов ПГО «Севзапгеология», ПГО «Архангельскгеология» и Института геологии КарНЦ РАН.

**Фанерозой:** 1 — осадочные породы палеозоя. **Неопротерозой:** 2 — осадочные породы венда. **Палеопротерозой.** *Людиковий и ятулий:* 3 — осадочные, основные вулканические и субвулканические породы (2,2—1,96 Ga). *Сумий:* 4 — мафит-ультрамафитовые интрузивы, в т.ч. расслоенные, силлы и дайки (2,5—2,4 Ga); 5 — коматиитовые базальты свиты Ветреный Пояс (2,45—2,41 Ga); 6 — осадочные породы виленгской и калгачинской свит; 7 — терригенные, карбонатные породы и толеитовые базальты кожозерской свиты; 8 — основные и средние вулканыти киричской свиты; 9 — терригенные породы токшинской свиты, местами гранитизированные (р-н оз. Кожозеро). **Архей:** 10 — гнейсы и амфиболиты беломорской серии, гранитоиды (в т.ч. более молодые); 11 — кремнистые и углеродсодержащие осадки, вулканыти (коматииты, базальты, риодациты и туфы) вожминской серии (3,0—2,8 Ga); 12 — интрузивные мафиты и ультрамафиты лолийских зеленокаменных поясов; 13 — тоналиты, трондземиты, гнейсы, амфиболиты палеоархея (более 3,2 Ga) и гранитоиды мезо-неоархея (2,8—2,6 Ga); 14 — амфиболиты по базальтам и коматиитам волоцкой свиты (~3,4 Ga); 15 — Северный надвиг (а), то же — под вендским и палеозойским чехлом (б); 16 — граница палеоархеяского Водлозерского блока; 17 — профили глубинного сейсмического зондирования и их номера (I — V); 18 — административная граница. На врезке — контуры Республики Карелия и рассматриваемого здесь приграничного региона.

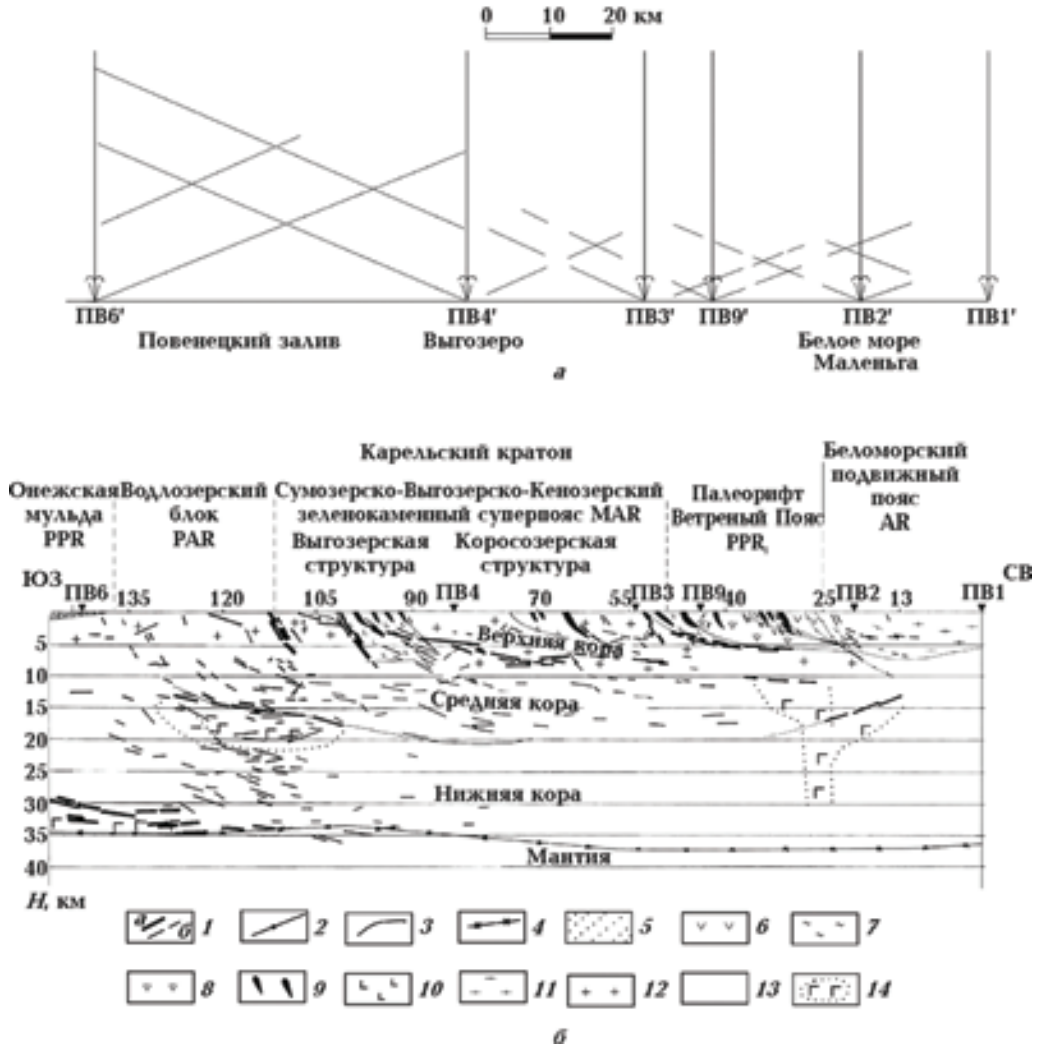


Рис.2. Результаты работ по сейсмическому пр.1 (Онежское озеро—Белое море): а — система наблюдений, б — сейсмогеологический разрез [Земная..., 1978] с дополнениями авторов: 1 — отражающие границы, соответствующие интенсивным волнам (а) и волнам с малой амплитудой записи (б); 2 — тектонические границы; 3 — геологические границы; 4 — положение границы Мохоровичича. Палеопротерозой: 5 — ятулийско-людиковийские образования; 6 — коматиитовые базальты свиты Ветренный Пояс; 7 — осадочные породы виленгской свиты; 8 — основные и средние вулканиты киричской свиты. Архей: 9 — интрузивы основных и ультраосновных пород архея и палеопротерозоя; 10 — вулканиты и осадки вожминской серии; 11 — гнейсы беломорской серии; 12 — гранитоиды и гнейсы верхней коры; 13 — метаморфические породы средней и нижней коры; 14 — предполагаемые раскристаллизованные резервуары «ветренитовой» магмы.

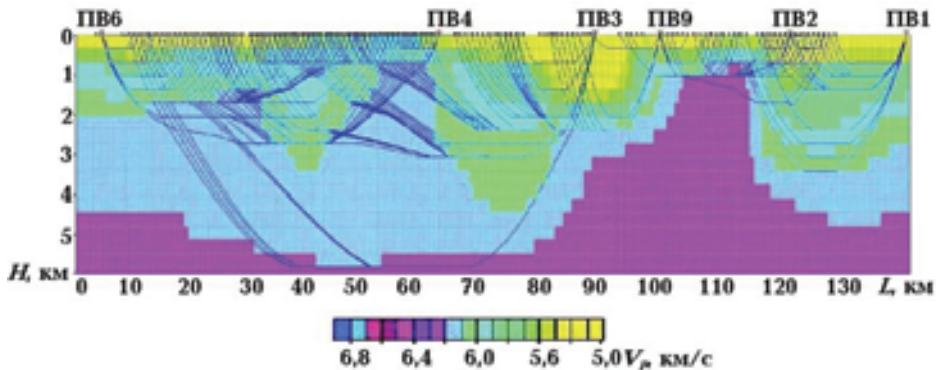


Рис.3. Результаты сейсмотомографического моделирования по профилю Онежское озеро—Белое море, скоростная модель и траектории сейсмических лучей. Сост. Э.В.Исанина, Н.А.Крупнова, Н.В.Шаров (2009).

жозерской свиты; флишоидные осадки виленской свиты; конгломераты калгачинской свиты; коматиитовые базальты свиты Ветреный Пояс. Состав, структура и положение свит позволяют реконструировать динамику формирования палеорифта: первые три — предрифтогенную (?) стадию его развития, а последние три — собственно рифтогенную. Он образовывался на границе БПП и КК, наследуя тектоническую северо-восточную окраину мезоархейского Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса («рифт в рифте») в период планетарной перестройки земной коры и мантии около 2,5 Ga назад. Масштабы тектономагматической активности на данной территории могут быть оценены излиянием специфической «ветренитовой» магмы, создавшей только на завершающем этапе разрез коматиитовых базальтов мощностью до 5 км. Интрузивные комагматы последних обнажены преимущественно в юго-западном борту структуры, а также на разных уровнях палеопротерозойской коры, отчетливо отражаясь в геофизических полях (Дг и ДТ).

*Нижний структурный этаж* представлен мезоархейскими зеленокаменными поясами (ЗП): Сумозерско-Кенозерским и Южно-Выгозерским (Сумозерско-Выгозерско-Кенозерский «суперпояс») и Володозерским блоком, опоясываемым ими с севера и востока одного из древнейших «ядер» КК. В «суперпоясе» с преимущественным возрастом метаморфизованных супракрустальных (вулканогенно-осадочных) пород ~2,8—2,9 Ga [Puchtel et al., 1999; Левченков и др., 1989] широко проявлены неархейские плагииграниты, граниты, пегматиты и метасоматиты, ограничивающие отдельные зеленокаменные структуры (Коросозерская, Пулозерская, Каменноозерская, Шилосская, Рыбозерская, Сенегозерская, Токшинская и др.). Структуры имеют близкое строение, обусловленное повсеместным присутствием в основании разрезов миндалекаменных толеитовых базальтов, а выше них — осадочных (кремнистые, углеродсодержащие и др.) и вулканических (коматииты, коматиитовые базальты, туфы риодацитов и дацитов) пород с варьирующими мощностями и также изменчивыми простираниями и падениями. В пределах структур как в вулканогенно-осадочном разрезе, так и в интрузивных массивах установлены колчеданные, в том числе никельсодержащие, магнетитовые и другие рудопроявления. Интрузивы мафит-ультрамафитов, относимые в настоящее время, в ос-

новном, к мезоархейскому возрасту, приурочены территориально к «суперпоясу» и отчетливо отражаются на магнитных и гравитационных картах. Авторы относят эти образования к верхней коре современных глубинных разрезов.

*Володозерский блок* изучен фрагментарно [Куликова, 1993]. Крупным сохранившимся фрагментом является структура III порядка — Черевская, сложенная коматиитовыми и толеитовыми базальтами и коматиитами в виде пачек хорошо идентифицируемых потоков, редко с маломощными прослоями туфов (осадков). Амфиболиты по основным — ультраосновным вулканитам в виде отдельных фрагментов (ксенолитов и скиалитов) наблюдаются практически по всей территории блока (долины рр. Нетома, Волошова, Сухая Водла — Водла и др.). Sm-Nd возраст амфиболитов и метакоматиитов района оз. Волоцкого — 3,4 Ga [Пухтель и др., 1991; Лобач-Жученко и др., 1989], амфиболитов в верховьях р. Черевы — 3,32 [Lobach-Zhuchenko et al., 1993], в районе р. Пяльмы (участок Лайручей) — 3,31±3,37 [Куликова, 1993]. Этот комплекс пород претерпел в период длительной эволюции неоднократные преобразования, в первую очередь, метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций, а также хорошо наблюдаемую на природных объектах их тоналитизацию с формированием отдельных самостоятельных мелких массивов диоритов и тоналитов (ТТГ). При всей дискуссионности проблемы определения изотопного возраста древнейших мафит-ультрамафитов разными методами их геологическая позиция относительно ТТГ и общее представление об их более раннем формировании подтверждается новыми результатами: возраст ТТГ с останцами мафит-ультрамафитов в Лайручейской структуре — 3213±3240 Ma [Чекулаев и др., 2009], что не противоречит более ранним данным 3,2—3,5 Ga [Куликова, 1993]. В пределах блока широко развиты неархейские граниты и пегматиты (2,65 Ga), но ограничено — мезоархейские гранитоиды (2,85 Ga). Следует отметить, что, как и на всем Фенноскандинавском щите, здесь фиксируется крупное событие с возрастом 2850—2860 Ma [Puchtel et al., 2007], возможно связанное с перестройкой системы кора — мантия, что требует дополнительного исследования. Если учесть, что в палеопротерозойских коматиитовых базальтах найдены цирконы с возрастом ~3,8 Ga [Смолькин, Шарков, 2009], то открывается вероятность обнаружения в

блоке еще более древних образований. По представлениям авторов комплекс пород палеоархейя слагает, в основном, среднюю кору современных глубинных разрезов региона, в пределах которой располагаются крупные расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы палеопротерозойского возраста 2,45 Ga [Amelin et al., 1995]. Некоторые из них выходят на поверхность (например, Бураковский), что свидетельствует о глубоком (до 20 км) эрозионном срезе центральной части Водлозерского блока в пост-свекофенское время. Представляется, что формирование структуры и вещественного состава современной земной коры региона происходило в несколько крупных этапов: палеоархейя (саамий), мезо-неоархейя (лопий), раннем протерозое (сумий) и позднем протерозое (людиковий и калевий). В эти временные отрезки протоко́ра наращивалась сверху и снизу и преобразовывалась. Распознавание отдельных фрагментов этих преобразований весьма сложное, но интереснейшая задача будущих исследований глубинного строения современной коры и ее расчленение на отдельные разновременные части.

**Сейсмогеологические разрезы земной коры.** *Региональные исследования МОВ* проведены с целью изучения верхней части коры. Этим определяются более детальные по сравнению с ГСЗ системы наблюдений и возможности использования данных МОВ для построения сейсмических моделей верхней части земной коры, дополняющих и уточняющих модели, полученные по данным ГСЗ.

Достоверность сейсмической характеристики того или иного интервала глубин зависит от степени изученности, которая определяется, с одной стороны, разной детальностью наблюдений на отдельных региональных профилях, а с другой — существенной неоднородностью сейсмогеологических условий верхней части разреза коры, имеющей место на каждом из них.

Региональные сейсмические профили пройдены, как правило, в крест простирания основных структур (см. рис. 1). Это обстоятельство приводит к тому, что наблюдаемые в пределах отдельного блока годографы не могут обеспечить надежность данных о скоростных параметрах глубинных частей его разреза. В таких случаях получается усредненная характеристика более крупных областей щита, включающих соседние блоки коры.

Глубинность исследования оказывается ограниченной, так как длина годографов не

превышает 60 км. Кроме того, в верхней части разреза вблизи поверхности возможно встречаются эффузивные комплексы пород с повышенной скоростью распространения упругих волн, экранирующие нижележащий разрез. В случае небольшой мощности таких высокоскоростных аномальных объектов и при наличии удлинённых годографов, наблюдаемых из соседних блоков, можно определить аномальные отклонения времени прихода глубинных волн и произвести оценку сейсмических параметров вмещающей среды [Гончаров и др., 1991].

На профиле МОВ, благодаря детальной системе наблюдений для верхней части разреза, получена более полная, чем при наблюдениях ГСЗ, информация о волновом поле в ближней (до 50 км) к ПВ зоне. Регулярно прослеживаемая часть поля представлена в основном отраженными волнами, связанными с опорными сейсмическими горизонтами верхней (до 10—12 км) части разреза. Однако из-за малой протяженности большинства наблюдаемых годографов оценка скорости, присутствующей отдельным сейсмическим горизонтам, остается неопределенной. Лишь совместное рассмотрение и анализ волновых полей МОВ и ГСЗ, полученных в сходной геологической обстановке, способствует более полному изучению сейсмической модели сравнительно глубокой части разреза коры.

При детальном изучении верхних частей коры представление о положении поверхности М получено попутно лишь по докритическим отраженным волнам. Эти данные, хотя и отличаются высокой точностью определения глубин и углов наклона сейсмических границ, все же не могут охарактеризовать поверхность М по основному параметру — граничной скорости.

В 1969—1970 гг. исследования МОВ проведены на профиле *Онежское озеро—Белое море* [Земная..., 1978]. Он, очевидно, является базовым для расшифровки строения коры в регионе, хотя система наблюдений неравномерна. В северной половине профиля большее внимание уделено изучению самой верхней части разреза. Длина годографов не превышает 30 км. В южной получены два встречных годографа по 60 км и два нагоняющих 90 и 60 км. На профиле изучена в основном верхняя часть разреза до глубины 10 км (рис. 2). При общей тенденции к погружению всех отражающих границ на север—северо-восток выделяются границы двух типов: сравни-

тельно спокойные с пологими углами падения и более крутые, близкие к вертикальным. Последние сопоставляются с зонами тектонических нарушений, что подтверждается данными других геофизических методов и геологическими наблюдениями. Крутопадающие границы подчеркивают блоковое строение разреза и обычно отделяют разновозрастные структуры [Шаров и др., 2007].

Пологозалегающая сейсмическая граница прослежена на протяжении более 80 км и постепенно погружается в сторону Белого моря до глубины около 10 км (см. рис. 2). Вероятно, она отделяет верхнюю кору, сложенную преимущественно мезоархейскими гранит-зеленокаменными образованиями, от палеоархейского фундамента, относимого авторами к средней коре. Некоторые короткие сейсмические границы могут отражать субгоризонтальные контакты крупных мафит-ультрамафитовых массивов, характерных для палеопротерозоя региона.

Вблизи профиля выполнено несколько точечных зондирований, определивших пространственное положение отражающих элементов, предположительно связываемых с поверхностью М, расположенной на глубине 30—35 км.

Результат сейсмотомографической обработки годографов в программе ХТото представлен на рис. 3. Ввиду малой длины годографов и слабого проникновения траектории сейс-

мических лучей, полученная скоростная модель характеризует только верхнюю часть разреза до глубины 5—6 км. Но она убедительно подчеркивает геометрию поперечного разреза асимметричного палеорифта Ветренный Пояс, у которого северо-восточное плечо имеет субвертикальный контакт, а юго-западное — сравнительно пологий.

В 1970—1971 гг. наблюдения МОВ проведены по *Бураковско-Аганозерскому профилю* (п. Римское — оз. Аганозеро — р. Ильвама) [Земная..., 1978]. Длина годографов не превышала 50 км, профиль отработан из четырех пунктов взрыва. Сейсмические границы в западной части разреза (рис. 4) воздымаются в сторону Онежского озера, центральной части Воддозерского блока. В восточной половине профиля все сейсмические границы верхней части коры почти горизонтальны. В результате сейсморазведочных работ прослежены более протяженные отражающие границы на глубине 15—20 км, с которыми, по-видимому, связан перепад скорости.

Зона изменения углов наклона основных границ в разрезе центральной «высокоскоростной» части профиля вероятно является крупным тектоническим нарушением, к которому приурочен Бураковский интрузив и его сателлит — Авдеевская дайка основных — ультраосновных пород. В районе самого интрузива в верхней части разреза (до 10 км) прослеживается ряд почти параллельных от-

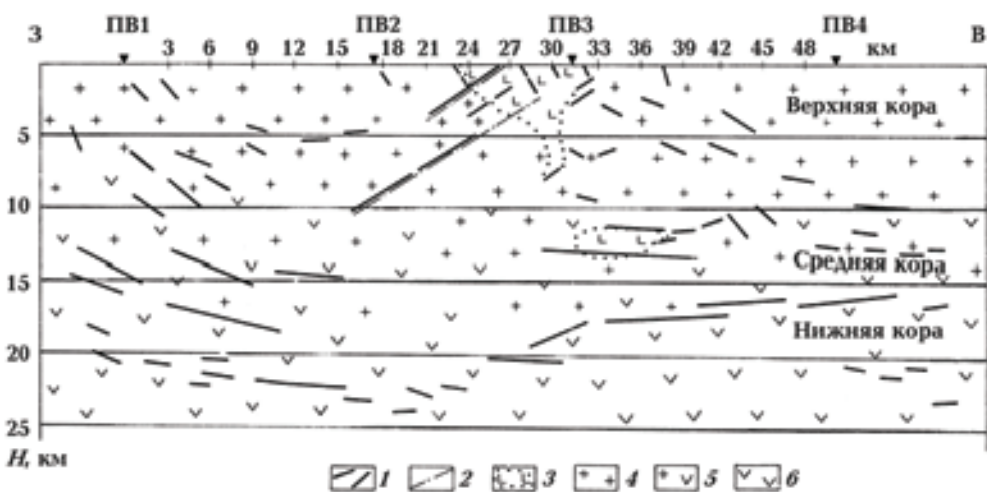


Рис. 4. Сейсмогеологический разрез по профилю П (п. Римское — оз. Аганозеро — р. Ильвама) [Земная..., 1978] с некоторыми дополнениями авторов: 1 — отражающие границы; 2 — предполагаемые разломы; 3 — Бураковский и другие глубинные интрузивы основных и ультраосновных пород; 4 — интенсивно переработанные гранитоиды и амфиболиты верхней коры; 5 — предполагаемая средняя кора; 6 — предполагаемая нижняя кора.

ражающих границ с крутыми углами наклона ( $40^\circ$ ), падающих в юго-западном направлении. Эти границы могут рассматриваться как границы контактов или расслоений интрузива, а также даек, аналогичных Авдеевской или Шальской. Выход на поверхность пород Бураковского массива, сформированного на большой (до 20 км) глубине, свидетельствует об интенсивном подъеме центральной части Водлозерского блока в свекофеннское и пост-свекофеннское время.

В 1972—1973 гг. наблюдения МОВ проведены по профилю *р. Нижняя Телза (р. Онега) — оз. Кенозеро* [Земная..., 1978]. Длина годографов не превышала 50 км, профиль отработан из десяти пунктов взрыва. По сейсмическим данным установлено преимущественно северо-восточное падение всех границ (рис. 5). К ряду тектонических зон, выделенных по сейсморазведке, приурочены массивы основных, ультраосновных пород.

В пределах Шардозерской мульды в юго-восточной части палеорифта Ветренный Пояс установлено наличие двух (южная — Вононгская и северная — Северо-Шардозерская) асимметричных структур, сложенных соответственно вулканитами киричской и Ветренный Пояс свит. Предполагается, что они разделяются поднятием гнейсо-гранитного фундамен-

та (или фронтом гранитизации), на котором залегают осадки кожозерской и виленгской свит. В пределах палеорифта прослежены отражающие границы, связанные с вулканогенными и осадочно-вулканогенными покровами. В Северо-Шардозерской структуре мощность палеопротерозойских образований (свиты виленгская и Ветренный Пояс) составляет 6 км, в Вононгской (Шипичнозерской, свиты токшинская и киричская) — 3 км. Выделены и прослежены на глубину зоны тектонических нарушений, в том числе типа надвигов, различной глубины заложения [Земная..., 1978].

В 1985 г. наблюдения методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) проведены по профилю IV оз. Сегозеро—Пунгуши—Пяльма—Пудож по северо-восточному берегу Онежского озера [Строение..., 1993]. Исследования выполнены с регистрацией и интерпретацией не только землетрясений, но и взрывов на различных эпицентральных расстояниях. Интервал между точками наблюдений 3—5 км. Одновременно проводилась трехкомпонентная регистрация сейсмических сигналов тридцатью сейсмостанциями «Земля-М». Профиль IV пересекает Повенецкий сегмент Онежского мегаблока и Пудожский сегмент Водлозерского блока. В 1998 г. появились



Рис. 5. Сейсмогеологический разрез по профилю III (оз. Кенозеро — р. Нижняя Телза) [Земная..., 1978] с дополнениями авторов: 1 — отражающие границы, соответствующие интенсивным волнам (а) и волнам с малой амплитудой записи (б); 2 — предполагаемые разломы (а — глубинные, определяющие границы крупных тектонических структур, б — внутроструктурные); 3 — фанерозой и неопротерозой (осадки венда и палеозоя). Палеопротерозой: 4 — коматитовые базальты свиты Ветренный Пояс; 5 — терригенные осадки, доломиты, туфосланцы, филлиты, конгломераты виленгской и кожозерской свит; 6 — основные и средние вулканиты киричской свиты; 7 — аркозы, кварциты токшинской свиты. Архей: 8 — интрузивы основных и ультраосновных пород архея и палеопротерозоя; 9 — вулканиты и осадки вожминской серии; 10 — гнейсы беломорской серии; 11 — метаморфические породы и гранитоиды верхней коры; 12 — предположительно переработанные гранитоиды и амфиболиты средней коры; 13 — предполагаемые раскристаллизованные резервуары ветренитовой магмы палеопротерозоя.



дополнительные сведения о скоростных параметрах сейсмических волн и разрез (рис. 6) был перестроен с уточнением некоторых тектонических позиций.

Для представленного разреза характерным явилось сложное мелкоблоковое строение верхней части разреза (0—20 км) и наличие переходного слоя кора—мантия (граница  $M_I$  — кровля переходного слоя, граница  $M_{II}$  — подошва переходного слоя). Мощность переходного слоя изменяется незначительно и составляет 8—10 км. Между двумя сегментами (Повенецким и Водлозерским) существует мощная зона нарушения сплошности земной коры (ЗК) — Выжская зона (ПК 147-153).

По глубинной (сквозькоровой) Выжской зоне разломов можно выделить два типа коры: северную — наиболее устойчивую и менее деформированную (Повенецкий сегмент Онежского мегаблока от ПК 126 до ПК 144 с мощностью 30—31 км) и сильно деформированную, разбитую на мелкие подблоки, южную — Пудожский сегмент Водлозерского блока от ПК 153 до ПК 179 с мощностью 31—35 км. На север от Выжской зоны наблюдается нормальное прослеживание границ, на юг от этой зоны кора претерпела многократные этапы активизации. Внутрикоровые границы

не прослеживаются непрерывно более чем на 15—17 км. Под ПК 170-174 (Бураковская зона Водлозерского блока) от глубины 12—15 км и до верхов мантии обнаруживается область отсутствия обменных волн (Бураковская зона нарушений). Такое свойство ЗК может быть связано с прониканием в нее мантийного вещества и созданием на одном из этапов активизации остаточного внутрикорового резервуара. При последующих этапах развития ЗК из этого резервуара вещество могло поступать по ослабленным зонам в верхние части коры.

Похожая динамическая картина сейсмического поля наблюдается в области Выжской зоны. Однако «выход» из мантии в этой зоне почти залечен (граница  $M_{II}$ ), в то время как подошва ЗК (граница  $M_I$ ) сильно размыта и в области ПК 147-153 (около 20 км вдоль профиля) нет условий для образования обменных волн. Таким образом, верхнемантийное вещество может находиться в этой области на уровне 25—35 км и его состояние более дезинтегрировано, чем в Бураковской зоне.

Для северо-восточной части Онежской структуры и центральной части Водлозерского блока характерно антиклинальное подня-



Рис. 6. Глубинный разрез МОЗВ по профилю IV (оз. Сегозеро—Пиндуши—Пяльма—Пудож) (сост. Э. В. Исанина, С. И. Южанинова): 1 — пункты сейсмологических наблюдений и их номера; 2 — точки проявления обменных волн; 3 — уверенные (а) и менее уверенные (б) границы обменов; 4 — кровля зоны перехода кора—мантия — реликта плюма Виндибелт; 5 — подошва этой зоны; 6 — внутрикоровые разломы; 7 — мантийные разломы, разрывающие границы  $M_I$  и  $M_{II}$ .

тие земной коры (утонение ЗК) до уровня 29—33 км, в то время как на юго-западе (Сямозерский, Петрозаводский блоки) мощность земной коры определяется в 35—42 км. О подъеме ЗК на указанной площади свидетельствуют и более ранние вступления волн от глубоких горизонтов. Волны с  $V = 7,8 + 8,1$  км/с следятся уверенно на расстояниях 110—120 км, в то время как на юго-востоке первые глубинные волны появляются на расстояниях 130—140 км от источников.

Мозаично-блоковая структура разреза формируется сочетанием плоскодонных пологих опущенных блоков с антиформными гребневидными зонами. В областях Бураковской и Выжской зон обнаруживаются самые крутые углы наклонов границ (до 35—40°).

Анализ особенностей региональных и сейсмических материалов, гравимагнитных полей, полученных на профиле IV, позволяет правомерно утверждать, что повышенные значения поля силы тяжести в Водлозерском блоке связано с присутствием внутри коры очага слабодифференцированного массива мантийного вещества.

В блоке Выжской зоны при схожести сейсмических признаков с Бураковской зоной присутствует повышение уровня гравитационного поля, несмотря на наличие мантийного канала. Данное обстоятельство указывает на присутствие в Выжской зоне процессов, повлекших за собой сильную дифференциацию вещества.

Наблюдениями МОВЗ установлено слоисто-блоковое строение литосферы региона, определена мощность земной коры и выявлены особенности морфологии переходного слоя кора—мантия, создана сейсмологическая модель глубинного строения района, проведено ранжирование по глубине заложения известных крупных тектонических нарушений и выявлен ряд новых глубинных структур. Анализ геологических и геофизических материалов указывает на неоднократность подновления и активизации большинства разрывных структур.

В 1988 г. *методом ГСЗ—МОВЗ* отработан участок профиля Рубин (Костомукша—Плесецк) длиной 500 км [Глубинное..., 2004]. Он пересекает в юго-восточном направлении центральную Карелию в составе Западно-Карельского (т. 1—29), Водлозерского (т. 30—37) блоков и палеорифта Ветренный пояс (т. 37—44), а также Шантальской ступени Русской плиты (т. 45—56). На профиле осуществлялась трехкомпонентная регистрация взрывов и землетрясений

сейсмическими станциями «Черепаша», расположенными через 5—10 км. Расстояние между пунктами взрыва составляло 50—70 км. Максимальная длина годографа от химических взрывов достигала 300 км, от ядерных — 850. Получены также записи от 60 землетрясений с магнитудами 4,8—7,0.

На рис. 7 приведен совмещенный временной разрез МОВЗ и ГСЗ, который трансформирован в глубинный. Структура кристаллической коры, включая поверхность М, охарактеризована шестью границами ГСЗ. Первая граница обмена совпадает с преломляющей границей ГСЗ, вторая и третья прослеживаются автономно. Остальные границы обмена, связанные с кристаллической корой, идентифицируются с соответствующими границами ГСЗ в местах их совместного прослеживания с удовлетворительной точностью. Опорной является раздел М, с которым связаны доминирующие по интенсивности и протяженности прослеживания отраженные Р- и S-волны и преломленно-рефрагированные Р-волны, зарегистрированные в первых вступлениях с удалений 190—210 км. Граничная скорость изменяется в пределах 7,9—8,3 км/с, а мощность земной коры, включая переходный слой, колеблется от 39 до 43 км.

Водлозерский блок пересекается профилем г. Костомукша—г. Плесецк на протяжении более 140 км. Исследована северная периферийная часть структуры. По глубинным геофизическим данным она характеризуется наличием верхнего — I, среднего — II и нижнего, включая переходный, — III, IV этажей коры континентального типа. Мощности их соответственно достигают 14—15, 16—17 и 10—12 км (см. рис. 7). Шилосская структура мезоархейского зеленокаменного «суперпояса» отличается существенным понижением скорости продольных сейсмических волн в верхней пятикилометровой части коры до 6,08 км/с. В интервале глубин от 5 до 8 км зарегистрирована наклоненная в западном направлении обменная граница, которая может маркировать зону тектонического нарушения.

Сходную тектоническую позицию обнаруживают участки верхней части коры суперпояса, заключенные между Рыбозерской и Сенегозерской зеленокаменными структурами, а также между последней и палеорифтом Ветренный Пояс. Глубинными границами этих участков могут быть разломы, выполаживающиеся на глубине около 13—15 км. Субгоризонтальные участки разломов маркируются опорной

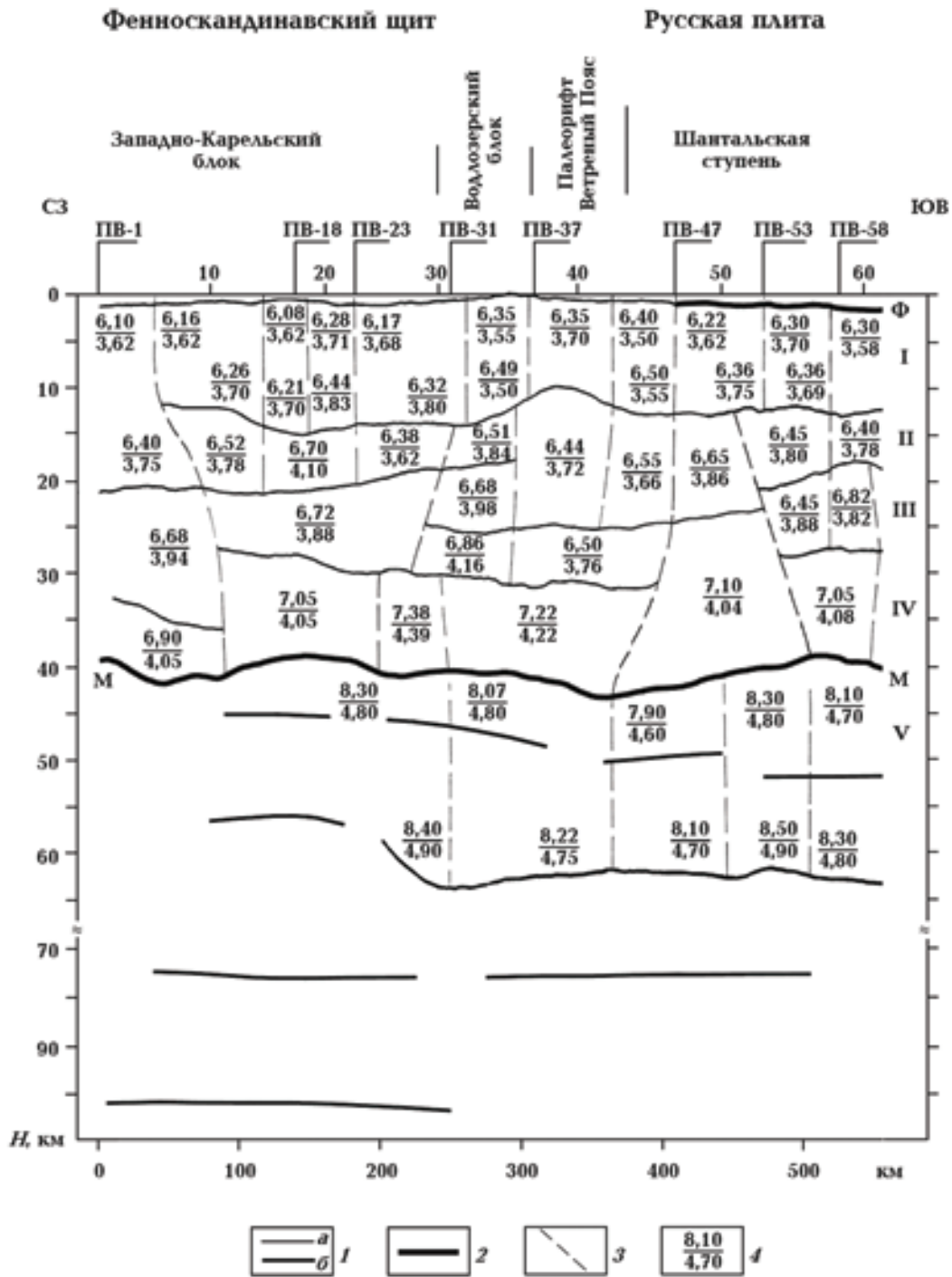


Рис.7. Сейсмический разрез вдоль участка профиля V Рубин (Костомукша—Плесецк) [Глубинное..., 2004] с некоторыми дополнениями авторов: 1 —сейсмические границы по данным МОВЗ—ГСЗ в толще коры (а) и верхней мантии (б); 2 — поверхности фундамента и Мохо; 3 — границы блоков с разными скоростными параметрами; 4 — скорости сейсмических волн (км/с) ( $V_p$  — в числителе,  $V_s$  — в знаменателе). Выделяемые слои литосферы: I — верхняя кора, II — средняя кора, III — нижняя кора, IV — переходный слой кора—мантия (реликт плюма Виндибелт), V — верхняя мантия.

сейсмической границей, построенной по данным отраженных (продольных и поперечных) и обменных волн. Тектонический характер границы прогнозируется на основании значительных различий в скоростях и структуре вышележащих и нижележащих комплексов коры. Она вероятно разделяет верхнюю и среднюю кору.

К востоку от р. Подломки на дневной поверхности развиты палеопротерозойские осадочно-вулканогенные образования сумийского палеорифта. По результатам сейсморазведки в верхней части коры под областью их распространения присутствует зона пониженных скоростей (5,95—6,05 км/с), нижняя граница которой достигает глубины около 10 км. Эти скорости могут маркировать как терригенные породы и кислые (кварцсодержащие) вулканы, так и, возможно, специфические массивы карбонатитовых пород, косвенные свидетельства которых присутствуют в широком развитии на данном участке карбонизации пород, а также широкое распространение мелких секущих тел (жил) карбонатного состава. От основания вулканогенно-осадочного комплекса вниз до поверхности Мохоровичича протягивается зона мощностью от 30 до 60 км, в которой скоростные параметры средней и нижней коры увеличены по отношению к сопряженным в латеральном направлении участкам. Например, в интервале глубин 10—20 км в данной зоне скорости  $P$ -волн составляют 6,47—6,55 км/с,  $S$ -волн — 3,8÷3,88 км/с, а к западу и востоку от нее соответственно они равны для  $P$ -волн 6,35—6,4 и 6,38 км/с и для  $S$ -волн — 3,6÷3,65 и 3,69 км/с. В интервале глубин 25—30 км скорости составляют соответственно: в зоне 6,85—6,9 и 4,14—4,18 км/с, за ее пределами — 6,75 и 3,9 км/с к западу и 6,52 и 3,77 км/с восточнее. В нижней части коры (30—41 км) на продолжении рассматриваемой зоны обособляется аномальное высокоскоростное тело со значениями  $V_p=7,35\div7,41$  км/с и  $V_s=4,37\div4,41$  км/с. В то же время, в окружающих блоках коры скорости составляют 7,0—7,1 и 4,0—4,9 км/с (на западе) и соответственно 7,15—7,25 и 4,26—4,34 км/с (восточнее). По расчетным значениям содержания  $SiO_2$  аномальное тело может быть классифицировано как комплекс мафитов (51—52%), который вероятно связан с обнажающимся над ним мафит-ультрамафитовым массивом Выжига (Монастырский). В окружающих районах также присутствуют породы основного состава, но содержание  $SiO_2$  в них увеличивается до 53—56%. С запада и,

с меньшей степенью уверенности, с востока рассматриваемая зона ограничена глубинными разломами, достигающими самых низов коры. Западный разлом, скорее всего, достигает раздела Мохоровичича в области ее локального воздымания до 39 км [Глубинное..., 2004]. По-видимому, он протягивается в район Бураковского расслоенного массива, о котором сказано выше.

Характер поведения сейсмических границ и, в основном, распределение скоростных неоднородностей в консолидированной коре (с учетом восточных участков профиля, продолжающихся под Мезенской синеклизой Русской плиты) свидетельствуют о наличии глубинного разлома вдоль западного края БПП. Разлом наклонен к востоку и рассекает всю кору вплоть до поверхности Мохоровичича, полого смещая последнюю на 4—5 км вниз от 38 до 42 км. Начиная с отметок 12—13 км и до основания коры, по обе стороны от разлома располагаются резко отличающиеся по своим скоростным параметрам комплексы. Различия в скоростях продольных волн в средней части коры достигают 0,5 км/с. Амплитуда горизонтального перемещения в верхней части коры оценивается не менее 50—60 км [Глубинное..., 2004]. На основании этих данных реконструируется надвигание БПП в западном направлении.

**О вероятном составе и природе переходного слоя кора—мантия.** Профили IV и V отчетливо фиксируют положение (обычно на глубинах 29—43 км) выше границы М специфического слоя с характерными скоростными параметрами  $V_p=7\div8$  км/с. Он, как правило, имеет довольно устойчивую нижнюю границу (М) и менее устойчивую верхнюю. Обычно этот слой интерпретируется как коромантийная смесь, которая, возможно, возникает в зонах субдукции в случае погружения коры в астеносферу. Ее образование может быть связано с контаминацией коровым веществом коматититового расплава, формирующегося из горячего мантийного плюма при достижении последним соответствующих физико-химических параметров ( $P$ ,  $T$  и др.).

В нашем случае, когда в раннем палеопротерозое в регионе интенсивно проявился мафит-ультрамафитовый магматизм на площади более 75 000 км<sup>2</sup> (Сумийская крупная магматическая провинция), его генезис связывается с воздействием сумийского термохимического мантийного суперплюма на Фенноскандинавский щит и его дочерней части

(плюма «Виндибелт») на юго-востоке щита [Куликов и др., 2008].

Плюм Виндибелт, по-видимому, оставил свои следы не только в верхней и средней коре в виде соответствующих интрузивных и эффузивных образований, но и в более нижних частях литосферы. К сожалению, пока не найдены те породы, которые могли бы дать прямое представление о составе сейсмического переходного слоя кора—мантия, но некоторые косвенные геофизические и геохимические признаки имеются. Так, сейсмические скоростные характеристики  $V_p = 7\text{--}8\text{ км/с}$  свидетельствуют о наличии основных — ультраосновных пород в этом слое, а геохимические параметры (повышенное содержание  $\text{SiO}_2$  (до 53%),  $\text{MgO}$  (до 18%) и пониженные  $\text{TiO}_2$  (до 1%), Nb, Ta, а также отрицательный  $\epsilon_{\text{Nd}}$  и др.) магматитов, формировавшихся из этого слоя (резервуара), показывают существенную контаминацию коматиитового расплава континентальной корой [Puchtel et al., 1997]. В результате образовавшиеся в нем магмы относятся к ветренитовому типу (коматиитовые базальты). Данный резервуар ветренитовой магмы очевидно формировался в головной части (шляпе) плюма на границе коры и мантии, т.е. пространственно он совпадает с переходным слоем кора—мантия в рассмотренных разрезах профилей IV и V. В такой интерпретации логично увязываются большие площади распространения близких по возрасту мафит-ультрамафитов палеопротерозоя (2,5—2,4 Ga), формировавшихся на разных уровнях литосферы юго-восточной части Фенноскандинавского щита, с сопоставимой площадью развития субгоризонтальной части плюма Виндибелт.

Верхняя граница данного резервуара могла воздыматься в местах кристаллизации ветренитовых расплавов как в глубоких частях коры (например, Бураковский массив), так и на ее поверхности (в рифтовых долинах). Подобные явления иногда наблюдаются на профилях I, III—V, а возможно и II под Бураковской интрузией.

Закристаллизованный крупный магматический резервуар ветренитовой магмы палеопротерозоя в кровле плюма Виндибелт не претерпел существенных изменений под КК в более молодое время и отвечает переходному слою кора—мантия в современной литосфере.

**Заключение.** Обобщение данных региональных сейсмических исследований (МОВ, ГСЗ, МОВЗ) на уровне волновых полей и совместный анализ сейсмических и геологических данных позволяют сделать ряд выводов.

1. Все принципиальные различия сейсмических параметров верхней коры сосредоточены в интервале разреза от поверхности до глубины 5—7 км, и характер их изменения определяется особенностями геологического строения на уровне современного эрозионного среза. Увеличение скорости волн вблизи поверхности связано с наличием высокотемпературных комплексов или мафит-ультрамафитовых магматитов. Обычно эти высокоскоростные образования не прослеживаются на значительной глубине, а подстилаются характерным для региона низкоскоростным комплексом пород.

2. Сейсмические параметры интервала разреза от 7 до 12 км и далее до глубины 25—30 км стабильны для всей рассматриваемой территории. Полученные сейсмические характеристики региональных границ в земной коре показывают, что изменение скорости с глубиной имеет инверсионный характер. При этом максимальная скорость в верхней и средней частях коры не превышает 6,2—6,5 км/с. Следовательно, можно предположить, что состав пород в коре до глубины 25—30 км незначительно отличается от известного в верхней части разреза.

3. Новые геологические и геохронологические данные позволяют выделить следующие этапы в развитии коры региона и направления крупных тектонических перемещений в ней:

- палеоархейский — формирование древнейшего Водлозерского ядра КК (более 3,5 Ga),
- мезо-неоархейский — образование ЗП и смещение их на юго-запад возможно из океанической области БПП (2,9—2,7 Ga);
- ранний палеопротерозойский — интенсивные расколы в коре и внедрение ветренитовой магмы (2,5—2,4 Ga);
- поздний палеопротерозойский — крупные надвиги Беломорского подвижного пояса на Карельский кратон (1,9—1,8 Ga) и сопутствующие им метаморфические преобразования в верхней коре.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 09-05-00376-а).

Список литературы

- Байи Л., Оже Т., Кошерн А., Трофимов Н. Е., Голубев А. И., Ткачев А. В., Черкасов С. В. Новые данные о возрасте Бураковской расслоенной интрузии (Карелия) // Докл. РАН. — 2009. — **426**, № 2. — С. 202—206.
- Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона / Под ред. Н. В. Шарова. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. — С. 50—62.
- Гончаров А. Г., Кальнин К. А., Лизинская М. Д., Лобач-Жученко С. Б., Платоненкова Л. Н., Чекулаев В. П. Сейсмогеологическая характеристика земной коры Карелии // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. — Ленинград: Наука, 1991. — С. 53—84.
- Земная кора восточной части Балтийского щита / Под ред. К. О. Кратца. — Ленинград: Наука, 1978. — 232 с.
- Куликов В. С., Бычкова Я. В., Куликова В. В., Зудин А. И. Роль глубинной дифференциации в формировании палеопротерозойского лавового плато коматиитовых базальтов Синегорье (ЮВ Фенноскандия) // Петрология. — 2005. — **13**, № 5. — С. 516—537.
- Куликов В. С., Бычкова Я. В., Куликова В. В., Костицын Ю. А., Покровский О. С., Васильев М. В. Интрузив Руйга как типовой представитель мало-глубинной фации палеопротерозойской перидотит-габбро-коматиит-базальтовой ассоциации Ветреного Пояса, юго-восточная Фенноскандия // Петрология. — 2008. — **16**, № 6. — С. 571—592.
- Куликова В. В. Волоцкая свита — стратотип нижнего архея Балтийского щита. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. — 250 с.
- Куликова В. В., Куликов В. С., Бычкова Я. В., Бычков А. Ю. История Земли в галактических и солнечных циклах. — Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. — 250 с.
- Левченков О. А., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А. Геохронология Карельской гранит-зеленокаменной области // Изотопная геохронология докембрия. — Ленинград: Наука, 1989. — С. 63—72.
- Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А., Левченков О. А., Овчинникова Г. В., Котова Л. Н., Крылов И. Н., Яковлева С. З. Водлозерский гнейсовый комплекс раннего архея и его структурно-метаморфическая эволюция. Изотопная геохронология докембрия. — Ленинград: Наука, 1989. — С. 14—45.
- Лохов К. И., Антонов А. В., Устинов В. Н., Лукьянова Л. И., Просолов Э. М., Гольцин Н. А. Раннепротерозойские глубинные породы дайкового комплекса Костомукши: к проблеме источника изотопно-легкого углерода в осадочных комплексах людоковия // Матер. XIV Междунар. конф. «Связь поверхностных структур с глубинными» (27—31 октября, 2008, Петрозаводск). — Петрозаводск, 2008. — С. 29—31.
- Пухтель И. С., Журавлев Д. З., Куликова В. В., Самсонов А. В. Коматииты Водлозерского блока (Балтийский щит) // Докл. АН СССР. — 1991. — **317**, № 1. — С. 197—202.
- Смолькин В. Ф., Шарков В. А. Древний циркон (3,8 млрд. лет) в раннепротерозойских вулканах Восточной Карелии как свидетельство существования раннеархейской коры // Матер. Междунар. конф., посвященной 250-летию ГТМ им. В. И. Вернадского. — Москва: ГТМ РАН, 2009. — С. 232—234.
- Строение литосферы Балтийского щита / Под ред. Н. В. Шарова. — Москва: Наука, 1993. — 165 с.
- Чекулаев В. П., Арестова Н. А., Бережная Н. Г., Пресняков С. Л. Новые данные о возрасте древнейшей тоналит-тродьемитовой ассоциации Балтийского щита // Стратиграфия, геологическая корреляция. — 2009. — **17**, № 2. — С. 124—128.
- Шаров Н. В., Клабуков Б. Н., Соколов С. Я., Исанина Э. В., Крупнова Н. А. Геолого-геофизическая модель строения земной коры по профилю Ладожское озеро — Онежское озеро — Белое море // Урал. геофиз. вестн. — 2007. — № 2—3 (11—12). — С. 126—136.
- Amelin Y. V., Heaman L. M., Semenov V. S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Res. — 1995. — **75**. — P. 31—46.
- Bleeker W., Hamilton M., Ernst R., Kulikov V. The search for Archean-Paleoproterozoic supercratons: new constraints on Superior-Karelia-Kola correlations within Superia, including the first ca 2504 (Mistassini) ages from Karelia. Symp. HPP-04 From Rodinia to Nuna and beyond. — Oslo: Acknowledgement — 2008. — 33 IGC. — 1353244.
- Ernst R., Fedotov Zh., Gladkochub D., Kulikov V., Puchkov V., Sharkov E., Yarmolyuk V. Map of Dolerite Dyke swarms and related units of Russia and selected adjacent regions // 33 IGC. Symp. MPI-04 Mafic dyke swarms: A global perspective. — Oslo: Acknowledgement, 2008. — 1340003.
- [http://karelnedra.karelia.ru/geolinform/onego\\_skv3.htm](http://karelnedra.karelia.ru/geolinform/onego_skv3.htm)

- Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Sergeev S. F., Levchenkov O. A., Krylov I. N.* Archaean rocks from Southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // *Precambrian Res.* — 1993. — **62**. — P. 375—397.
- Puchtel J. S., Haase K. M., Hofman A. W., Kulikov V. S., Nemchin A. A.* Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from Vetreny Belt SE Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. et cosmochim. Acta.* — 1997. — **61**. — P. 1205—1222.
- Puchtel J. S., Hofman A. W., Amelin Y. V., Garbe-Schonberg C.-D., Samsonov A. V., Shchipansky A. A.* Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Genozero // *Geochim. Cosmochim. Acta.* — 1999. — **63**, — P. 3579—3595.
- Puchtel J. S., Humayuna Munir, Walker Richard J.* Os—Pb—Nd isotope and highly siderophile and lithophile trace element systematics of komatiitic rocks from the Volotsk suite, SE Baltic Shield // *Precambrian Res.* — 2007. — **158**. — P. 119—137.