

УДК 550.834

ГЛУБИННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЗОНДИРОВАНИЯ ПО ПРОФИЛЮ 1-АР В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ: МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ

© 2016 г. Т. С. Сакулина¹, С. Н. Кашубин², Г. А. Павленкова³

¹“Севморгео” Роснедра, г. Санкт-Петербург

E-mail: Sakoulina@sevmorgeo.com

²ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург

E-mail: Sergey_Kashubin@vsegei.ru

³Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

E-mail: gpavlenkova@yandex.ru

Поступила в редакцию 01.06.2015 г.

Профиль 1-АР длиной 1330 км пересекает Баренцево море от Кольского полуострова до Земли Франца Иосифа. На профиле проведены комплексные сейсмические исследования МОВ ОГТ и ГСЗ. Наблюдения ГСЗ выполнялись с автономными донными сейсмическими станциями (АДСС) при расстоянии между ними 5–20 км; возбуждение сигналов осуществлялось мощными пневмоисточниками с шагом 250 м. В результате построены детальные скоростные разрезы земной коры и верхов мантии по продольным волнам для всего профиля и по поперечным волнам для южной его части. При этом использовались различные методы построения разрезов, что позволило оценить возможности каждого метода с позиций наибольшей достоверности и информативности моделей. Наилучшие результаты получены методом математического (лучевого) моделирования. Профиль 1-АР пересекает две крупные впадины: Южно-Баренцевскую и Северо-Баренцевскую с мощностью осадочного чехла, увеличивающегося с юга на север от 8–10 до 12–15 км. Вдоль всего профиля земная кора относится к континентальному типу. Средняя ее мощность составляет 32–36 км и лишь на границе между двумя впадинами она увеличивается до 43 км. Четко выраженное изменение волнового поля на этой границе свидетельствует о наличии здесь крупного глубинного разлома. В земной коре Южно-Баренцевской впадины выявлены высокоскоростные блоки, кора Северо-Баренцевской впадины характеризуется относительно пониженными скоростями.

Ключевые слова: Земная кора, глубинное сейсмическое зондирование, скоростное моделирование, глубокие впадины, Баренцево море.

DOI: 10.7868/S0002333716040086

ВВЕДЕНИЕ

Комплексные глубинные сейсмические исследования методом отраженных волн (МОВ ОГТ) и методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) по профилю 1-АР в Баренцевом море были выполнены ГНПП “Севморгео” (г. С.-Петербург) в 1995–2002 гг. (рис. 1). Соисполнителями работ были ИО РАН (г. Москва), ПГО Невскгеология (г. С.-Петербург), ГП “Техморгео” (г. Мурманск), НПО “Рудгеофизика” (г. С.-Петербург), трест “Севморнефтегеофизика” (г. Мурманск).

Это были первые морские комплексные наблюдения ОГТ-ГСЗ, выполненные в рамках Общегосударственной программы по созданию сети опорных профилей и сверхглубоких параметрических скважин. Исследования ГСЗ на опорном профиле 1-АР носили опытно-методический характер: использовались пневмопушки большой мощности в качестве источников сейсмических

колебаний, разные типы донных сейсмических станций, изготовленных, в основном, организациями-участниками проекта, и детальные системы наблюдений [Сакулина и др., 1999; 2003; Sakoulina et al., 2000]. Позднее профиль 1-АР был дополнен еще тремя опорными профилями в Баренцево-Карском регионе [Ivanova et al., 2006; Сакулина и др., 2009; Roslov et al., 2009]. До этого в рассматриваемом регионе институтами физики Земли (ИФЗ) и океанологии АН СССР проводились работы ГСЗ с донными станциями и взрывами: в 1976 г. был отработан профиль ГСЗ-76 (600 км), совпадающий с южной частью профиля 1-АР [Davidova et al., 1985; Давыдова, Михота, 1986], а в 1982 г. — профиль ГСЗ-82 (800 км), пересекающий Южно-Баренцевскую впадину [Морозова и др., 1995].

Общая протяженность профиля 1-АР 1440 км: 1330 км в море и 110 км на суше. Он опирается южным концом на разрез Кольской сверхглубокой

ПРОВЕРЕНО КОРРЕКТОРОМ.
Материал отправлен на согласование

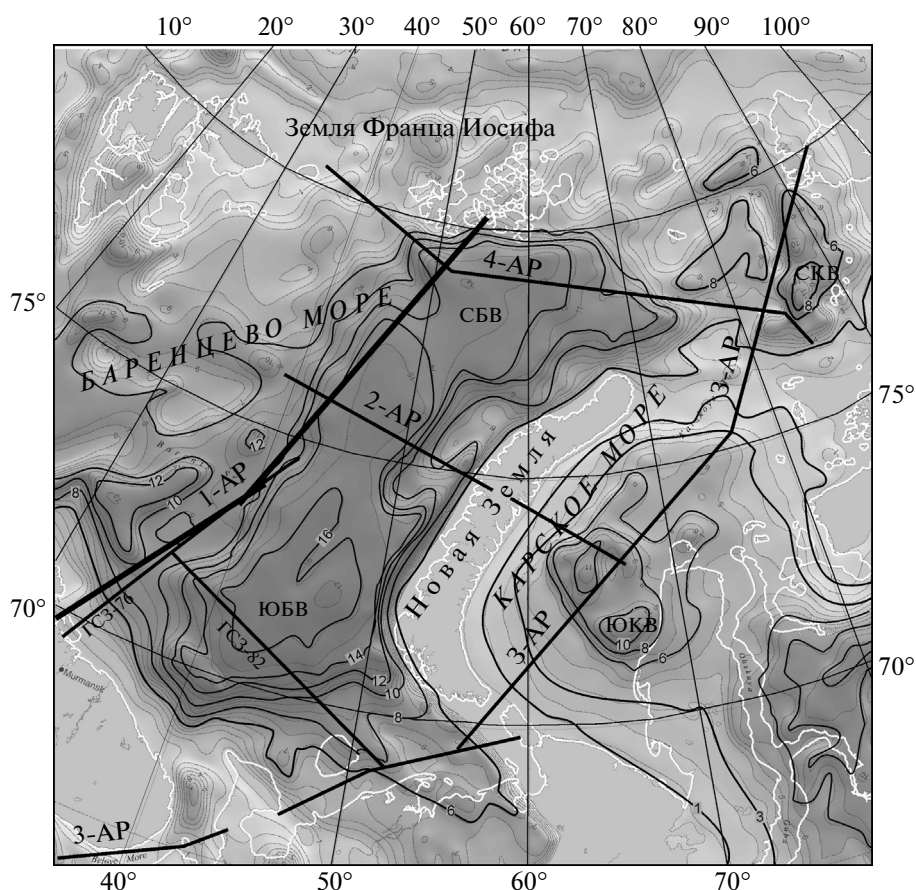


Рис. 1. Схема расположения профилей глубинных сейсмических исследований в Баренцево-Карском регионе и карта мощности осадочного чехла (км). 1-АР, 2-АР, 3-АР и 4-АР профили ОГТ и ГСЗ “Севморгео”, ГСЗ-76 и ГСЗ-82 – профили Института физики Земли и Института океанологии РАН, отработанные в 1976 и 1982 гг. Впадины: ЮБВ – Южно-Баренцевская, СБВ – Северо-Баренцевская, ЮКВ – Южно-Карская, СВВ – Северо-Карская. Профиль 1-АР отмечен утолщенной линией.

скважины СГ-3 (г. Заполярный), а северным – на разрез опорно-параметрической скважины Хейса-1 на Земле Франца-Иосифа. Профиль пересекает северную окраину Балтийского щита (Кольско-Канинскую моноклиаль) и глубокие впадины Баренцева моря: северо-западную окраину Южно-Баренцевской впадины и Северо-Баренцевскую впадину (рис. 1). Мощность осадков увеличивается вдоль профиля от 0 до 12–15 км и, как показали выполненные на профиле детальные исследования МОВ-ОГТ, строение фундамента и осадочного чехла этих впадин резко меняется вдоль профиля (рис. 2).

Задачей исследований ГСЗ на морской части профиля 1-АР было изучение строения земной коры и верхов мантии Баренцевоморских впадин, а также возможной истории их формирования.

С целью обеспечения глубинности исследований в качестве источника сейсмических колебаний использовались одиночные пневматические пушки большой мощности с объемом камеры 80–120 л. Интервал возбуждения составлял 2 мин

(что соответствовало 250 м в плане). Прием и регистрация сейсмических колебаний осуществлялись автономными донными станциями разных конструкций, которые отличались прежде всего по типу регистрации (цифровая, аналоговая) и по количеству компонент регистрации: от минимальной однокомпонентной (вертикальная компонента вектора смещения Z) до максимальной 4-х-компонентной (три компоненты вектора смещения X , Y , Z и одна компонента всестороннего сжатия H). Шаг между станциями составлял в южной части морского профиля (0–150 км) 5 км – для освещения зоны перехода суша–море; в остальной части профиля – в основном 20 км.

Таким образом, на профиле 1-АР была реализована очень плотная для глубинных исследований система наблюдений. На сейсмограммах, относящихся к общему пункту приема (при обращенной системе), получены сейсмические записи с шагом 250 м и с прослеживанием полезных волн на больших удалениях источник–приемник: длина годографов находится в основном в пределах 100–150 км

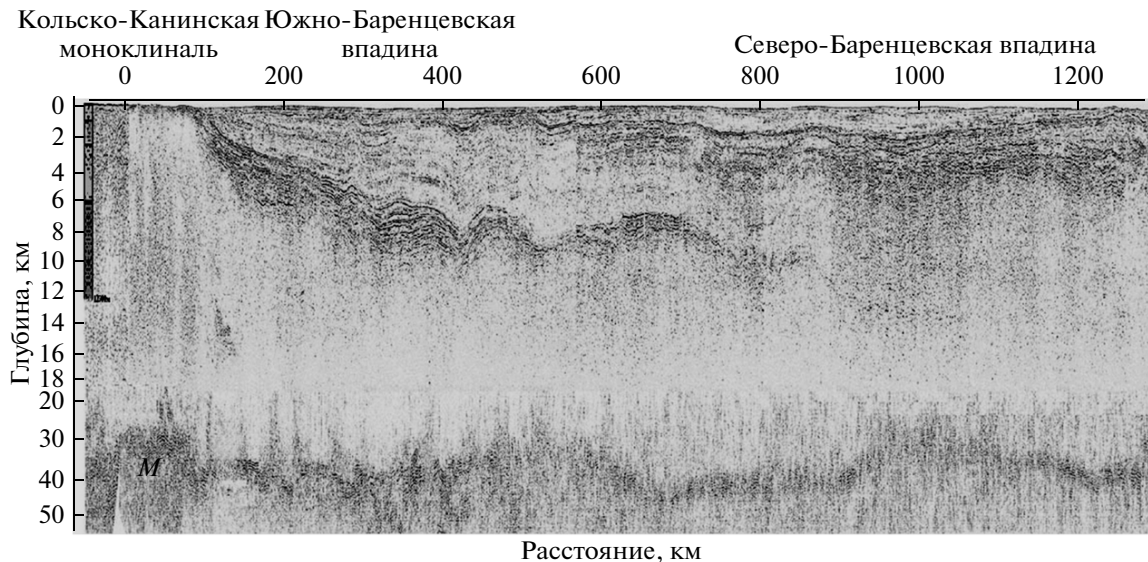


Рис. 2. Волновой разрез земной коры по профилю 1-АР, построенный по докритическим отражениям (данные ОГТ) для интервала глубин 0–16 км и по закритическим отраженным волнам от низов коры и границы *M* в области глубин 16–50 км (данные ГСЗ).

при максимальной длине до 200–250 км. На рис. 3 приведены типичные монтажи сейсмограмм, полученные на разных участках профиля.

Первая полная обработка материалов ГСЗ по профилю 1-АР, от обработки сейсмических записей до построения разрезов земной коры с использованием различных методов решения обратной кинематической задачи, была проведена в Севморгео. Эти результаты были частично опубликованы [Верба и др., 2001; Сакулина и др., 2003; Матвеев и др., 2005; Ivanova et al., 2006]. Позднее была выполнена повторная обработка данных ГСЗ, включающая построение скоростного разреза на основе решения прямой задачи методом лучевого моделирования для продольных волн (Севморгео, ИФЗ РАН), а для южной части профиля — для поперечных (обменных) волн (ВСЕГЕИ).

В данной работе обсуждаются результаты всех выполненных исследований с использованием также данных МОВ-ОГТ. Для его южной части приводится сопоставление полученных скоростных разрезов с результатами обработки по профилю ГСЗ-76.

Особое внимание в работе уделяется методическим вопросам, оценке информативности и достоверности обработки и интерпретации материалов ГСЗ различными методами, возможности использования поля поперечных волн при морских работах, а также выявлению наиболее сложных проблем по определению природы регистрируемых волн и общей изменчивости волновых полей. В заключение рассматриваются геолого-геофизические результаты проведенных на профиле исследований.

ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ПО ПРОДОЛЬНЫМ ВОЛНАМ

На полученных записях ГСЗ выделяются все основные продольные (*P*) волны, которые характеризуют главные особенности структуры земной коры (рис. 3). В первых вступлениях прослеживаются преломленные волны в осадках (*P_{sed}*), в консолидированной коре (*P_g*) и в верхах мантии (*P_n*), а во вторых вступлениях — отраженные волны от подошвы земной коры, границы *M* (*P_{mP}*) и отражения от промежуточных границ в коре *K₁*, *K₂* и другие.

Кинематические характеристики всех перечисленных волн существенно изменяются вдоль профиля. Это касается главным образом волны *P_g* и связано с изменением структуры фундамента. Намечаются и закономерные изменения формы годографов, которые соответствуют блокам коры разного строения. На рис. 4а представлены годографы, редуцированные со скоростью редукции 8.0 км/с и трансформированные к середине расстояния источник–приемник. Огибающая таких годографов является линией *t₀* для преломленных волн от границы с граничной скоростью 8.0 км/с, границы *M*, а годографы отражений от этой границы касаются этой огибающей в критических точках. На рис. 4б представлены редуцированные годографы, соответствующие границам со скоростями от 3.8 до 8.0 км/с. По этим годографам выделяется три основных блока с разными особенностями волновых полей.

В южной части профиля (ПК 0–200 км) волна *P_{sed}* прослеживается до удалений 0–15 км, и затем в первых вступлениях наблюдается волна *P_g* с

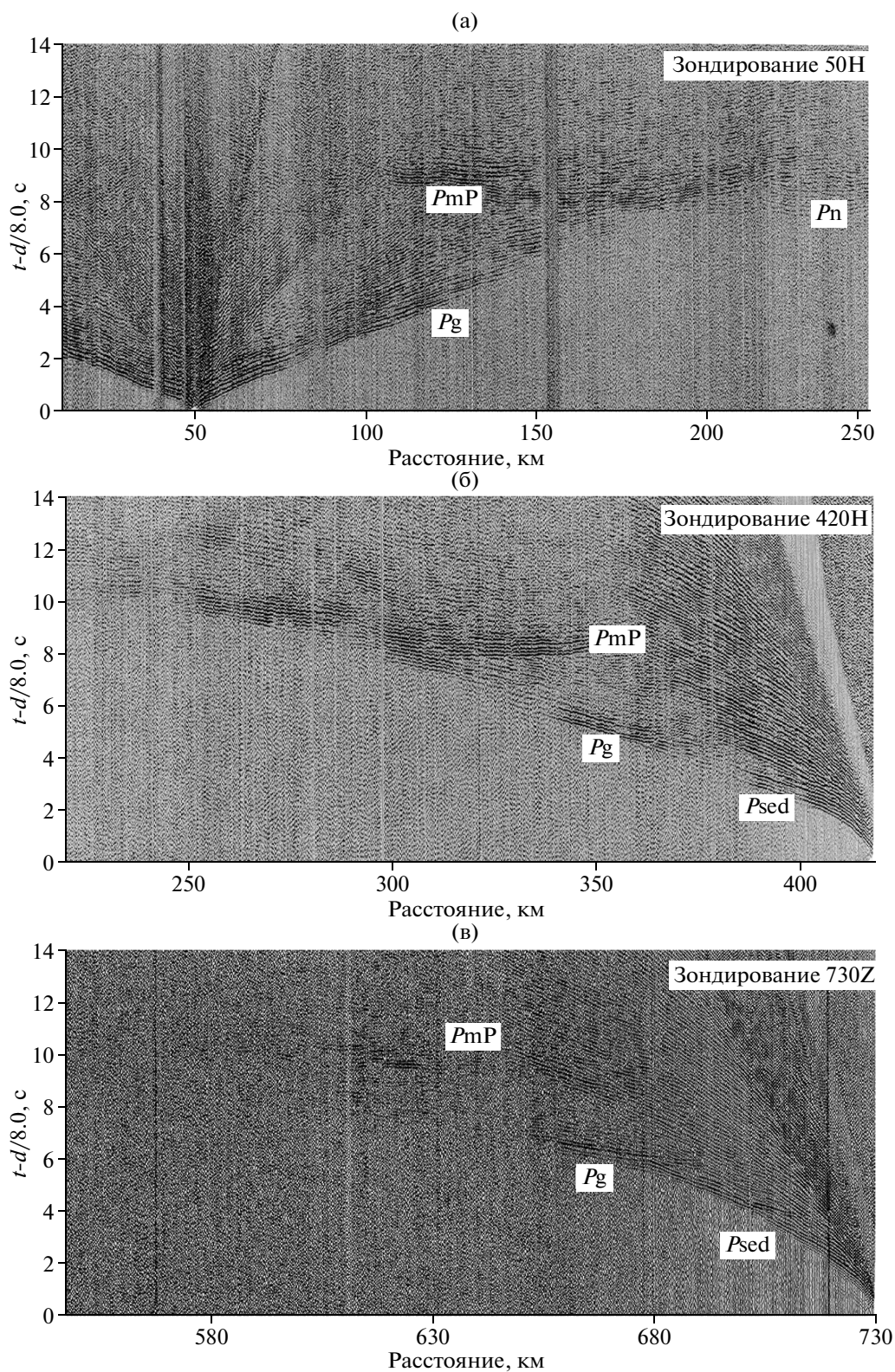


Рис. 3. Монтажи сейсмограмм продольных волн, полученные на профиле 1-AP для станций на пикетах (ПК): 50 (а), 420 (б), 750 (в). Условные обозначения: продольные преломленные волны $Psed$ от осадочного чехла, Pg — от консолидированной части коры и Pn — от верхов мантии; отраженные волны PmP от подошвы земной коры, границы M .

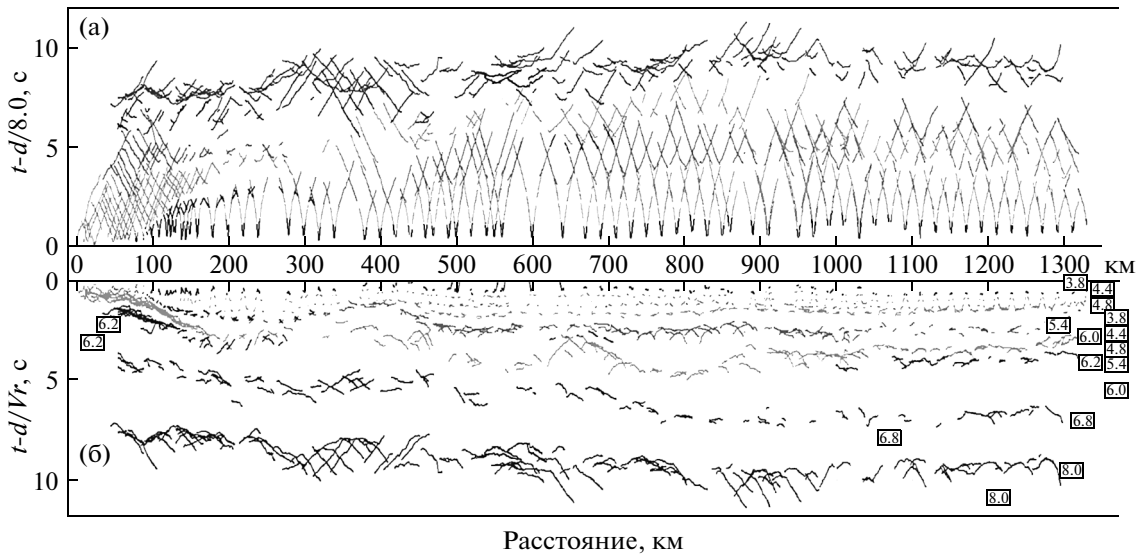


Рис. 4. (а) Наблюдаемые годографы продольных волн по профилю 1-AP, редуцированные со скоростью редукиции $V_r = 8.0$ км/с и трансформированные к середине расстояния L приемник–источник; (б) редуцированные и трансформированные к середине расстояния источник–приемник годографы волн от границ с разными граничными скоростями. Скорости редукиции V_r для каждой группы годографов соответствуют граничным скоростям, от 3.8 до 8.0 км/с, время $t-d/V_r$ характеризует величины t_0 соответствующих годографов.

постепенно увеличивающейся кажущейся скоростью 6.0–6.3 км/с (рис. 4а). На расстоянии от источника около 90 км она обычно затухает. В последующих вступлениях наблюдается интенсивная волна от границы M , PmP , с протяженным годографом: интервал ее прослеживания составляет обычно от 80 до 120 км, но иногда ее можно наблюдать до 180 км от источника (рис. 3а). В этом случае ее кажущаяся скорость составляет 6.3–6.4 км/с. Преломленная волна от границы M , Pn , выделена на этом участке профиля лишь на двух сейсмограммах в виде коротких осей синфазности малой амплитуды с кажущейся скоростью около 8.0 км/с.

В интервале профиля ПК 200–450 км наблюдается другая волновая картина. Волна $Psed$ прослеживается здесь до удалений около 20 км и затем в первые вступления выходит волна со скоростью 5.7–5.8 км/с, которую трудно отнести к консолидированной коре, но и для осадочного чехла она имеет слишком большую скорость. После этой волны неясной природы в северной части этого блока регистрируется волна Pg до удалений от источника 80–90 км с переменной кажущейся скоростью от 5.8 до 6.2 км/с. Затем в первые вступления выходит волна $K1$, отраженная от границы в консолидированной коре, ее скорость 6.3–6.5 км/с; на удалении 120–140 км ее сменяет волна от границы M . В центре этого блока (ПК 300) время регистрации волны PmP увеличивается на 1–2 с.

На ПК 450–500 км волновая картина меняется, и это изменение происходит не постепенно, а с нарушением корреляции основных волн (рис. 4а). В ин-

тервале профиля ПК 340–430 км в первых вступлениях до удалений от источника около 15 км прослеживается волна $Psed$, до удалений 80–100 км – волна Pg от поверхности фундамента со скоростью 5.8–6.2 км/с, а затем в последующих и в первых вступлениях регистрируются интенсивные отраженные волны от промежуточных границ в коре (рис. 3б). На ПК 430–450 на удалениях от источника 40–50 км корреляция первых волн нарушается и только на коротких интервалах на удалении 80–100 км выделяются волны с повышенными скоростями (около 7.0 км/с). Такие волны связаны обычно с локальными неоднородностями и наклонными границами. В этом же интервале профиля нарушается корреляция волн PmP , которые затем регистрируются на больших временах (9–10 с); то есть граница M здесь резко погружается.

На ПК 500 км волновая картина стабилизируется и снова волны PmP образуют компактную группу на времени 8.2–9.2 с. Но на этом интервале профиля (ПК 500–600 км) годографы коровых волн отличаются от описанных выше: увеличивается время и область прослеживания волн $Psed$ и, соответственно, Pg (до 80–100 км от источника), и кроме отраженной волны с кажущейся скоростью около 6.4 км/с регистрируется волна со скоростью более 6.8 км/с.

Далее по профилю в пределах (ПК 650–1330 км) наблюдаемые волновые поля более стабильны. Годографы первых вступлений на удалениях от 0 до 90 км аппроксимируются обычно одной кривой с постепенно увеличивающейся кажущейся скоростью от 3.5 до 5.8 км/с (волна $Psed$). Затем реги-

стрируется волна P_g от консолидированной коры со скоростью 6.0–6.4 км/с. Очень часто наблюдается отраженная волна от низов осадочного чехла или от поверхности фундамента. Из-за малой разницы в скоростях между осадками и консолидированной корой более точно определить природу этой волны невозможно. Отраженные волны от границы M в пределах этого блока формируют короткие годографы неустойчивой формы (рис. 3в, рис. 4а). Преломленные волны от этой границы слабые и регистрируются редко.

Выделенные блоки соответствуют основным тектоническими структурами региона: самый северный блок (ПК 0–200 км) Кольско-Канинской моноклинали, центральный (ПК 200–450) – северо-западной окраине Южно-Баренцевской впадины, северный блок – Северо-Баренцевской впадине. По редуцированным с разными сейсмическими скоростями годографам (рис. 4б) хорошо видно, как меняются времена прихода волн с разными скоростями и соответственно структура коры в этих впадинах. Эти изменения связаны не только с разной мощностью осадков, в Северо-Баренцевской впадине наблюдаются меньшие скорости волн P_g , характеризующие структуру консолидированной коры, и большая стабильность всего волнового поля. Южная часть профиля отличается переменной волновой картиной, свидетельствующей о резкой горизонтальной неоднородности коры.

МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ПОЛЯ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН

Обработка и интерпретация материалов глубинных сейсмических зондирований, как и других геофизических методов, характеризуется значительной неоднозначностью. Это связано не только с общей неоднозначностью решения обратной задачи для некоторых типов скоростных моделей или с недостатками систем наблюдений, но с разными подходами интерпретаторов к анализу волновых полей (выделению волн на сейсмограммах, определению их природы) и с использованием разных методов построения скоростных моделей.

Для снижения возможной неоднозначности обработки и интерпретации данных ГСЗ, даже для таких плотных систем наблюдений как на профиле 1-АР, требуется детальный анализ волновых полей, использование всего волнового поля (волн разной природы и разного типа) для построения скоростных моделей, рассмотрение всего множества возможных моделей для выбора из них наиболее достоверной и реалистичной, наилучшим образом объясняющей кинематические и динамические особенности наблюдаемых волновых полей.

Выше отмечалось, что материалы по профилю 1-АР обрабатывались различными методами и

специалистами разных организаций, что позволяет оценить общие возможности каждого метода и в целом достоверность результативных материалов ГСЗ.

В “Севморгео” разработана многоэтапная технология обработки и интерпретации данных ГСЗ, начиная от выгрузки сейсмических записей с АДСС до построения различных сейсмических моделей земной коры и верхней мантии. [Сакулина и др., 2003; 2009]. При этом используется все волновое поле, его кинематические и динамические характеристики.

Характер волнового поля и плотность наблюдений ГСЗ позволяют получить волновое изображение границы Мохо. Как отмечалось выше, на сейсмических записях ГСЗ отраженные волны от границы M являются доминирующими в последующих вступлениях. Они представлены интенсивной многофазовой группой с кажущейся скоростью около 8.0 км/с. Протяженность регистрации этой группы и структура ее интерференционной записи меняются вдоль профиля. По отраженным волнам от границы M , зарегистрированным в докритической и закритической области, был построен временной сейсмический разрез по методике, аналогичной способу ОГТ: после ввода кинематических поправок сейсмические записи сносились на середину интервала источник–приемник и суммировались. На рис. 2 приведен сводный динамический разрез, построенный для осадочного чехла (интервал глубин 0–30 км) по данным МОВ-ОГТ и для области перехода кора–мантия (интервал глубин 30–50 км) по отраженным волнам от границы M на сейсмограммах ГСЗ. Динамическое изображение границы Мохо иногда осложнено всплесками энергии, связанными с подходами волн от внутрикоровых границ к отраженной волне M . Малая кратность наблюдений (3–4) не всегда позволяет подавить их в процессе обработки. Поэтому не стоит рассматривать границу M как огибающую энергии сигнала на сейсмическом разрезе. Хотя полученный динамический разрез неплохо отражает детали строения низов коры и верхней мантии.

Следует отметить, что в настоящее время обработка данных ГСЗ осуществляется в основном на кинематическом уровне, т.е. с использованием времен прихода волн (причем неважно, решается ли обратная или прямая задача).

Для выполнения кинематической обработки в “Севморгео” используется программное обеспечение подготовки кинематических данных XTomDPU (разработка XGeo Ltd.) и система кинематической обработки “Граница” (разработка Севморгео). Основным результатом первого этапа кинематической обработки является выделение опорных волн, связанных с протяженными сейсмическими границами, в виде считанных вре-

мен их прихода, формирование систем годографов волн одного типа, т.е. преломленных и (или) отраженных, относящихся к определенным границам, а также первых рефрагированных волн.

Одним из подходов к анализу волнового поля является построение временных разрезов методом редуцированных годографов (рис. 4). Название метода соответствует одной из процедур построения временного разреза: наблюдаемые годографы редуцируются с разными скоростями редукции V_r и трансформируются к середине интервала источник–приемник [Павленкова, 1979]. Эти преобразования позволяют получить аналоги временных кинематических разрезов t_0 для сейсмических границ с граничными скоростями, равными скорости редукции V_r . Для преломленных волн линии t_0 формируются из совокупностей спрямленных редуцированных годографов, для отраженных волн – как огибающие редуцированных годографов в критических точках. Подобные преобразования были выполнены на профиле 1-AP в системе “Граница”. На рис. 4б приведены годографы основных волн, редуцированные со скоростями, равными граничным скоростям соответствующих границ, и трансформированные к середине расстояния источник–приемник, при обращении оси времен. Время $t-d/V_r$ характеризует величины t_0 . Несмотря на разбросы годографов (иногда очень значительные), которые обусловлены как наклоном границ, так изменениями по профилю граничных скоростей, “кинематический” временной разрез достаточно надежно определяет общую структуру земной коры, наличие или отсутствие в ней резких границ с определенными граничными скоростями, характер изменения рельефа границ и соотношений мощностей слоев между ними. Полученный по профилю 1-AP временной разрез описывает структуру границ осадочного чехла со скоростями 3.8–5.4 км/с и консолидированной коры со скоростями 6.0, 6.8 и 8.0 км/с.

При выполнении первоначальной обработки и интерпретации данных ГСЗ на профиле 1-AP для построения скоростных моделей в “Севморгео” использовались различные подходы решения обратной кинематической задачи: сейсмическая томография и непосредственное обращение годографов преломленных и отраженных волн.

Метод сейсмической томографии с привлечением только годографов первых волн позволяет получить модель с непрерывным распределением скорости [Ditmar et al., 1993]. Метод основан на уточнении начальной скоростной модели с помощью оптимизирующего алгоритма, позволяющего минимизировать невязки наблюдаемых и теоретических времен при малых, вообще говоря, изменениях начальной скоростной модели. Томографический метод позволяет по системе годографов волн восстановить дискретное распределение скоростей в ис-

следуемой области, пересеченной сейсмическими лучами. Результаты построений зависят от начальной скоростной модели.

Полученный по профилю 1-AP в программе Fir-stomo (авторы П.Г. Дитмар, Ю.В. Рослов, 1997) скоростной сейсмотомографический разрез (рис. 5б) имеет мозаичный характер и представляет земную кору в сложном виде [Сакулина и др., 2003; Ivanova et al., 2006]. Это связано с тем, что годографы первых волн, по которым проводятся построения, имеют разрывы, обусловленные затуханием или малой амплитудой преломленных волн, а также выходом отраженных волн в видимые первые вступления. Для уменьшения такой мозаичности следует, очевидно, больше сглаживать годографы, в частности, за счет разряжения наблюдений. Но это существенно уменьшает информативность получаемых результатов и их достоверность.

Сейсмотомографический разрез, представленный в изолиниях скоростей, не несет непосредственной информации о сейсмических границах и включает непрерывный набор скоростей от минимального до максимального значений, заданных в начальной модели. Кроме того, сейсмотомографический разрез дает заниженные оценки скоростей (т.е. на фиксированной глубине скорость в томографической модели меньше реальной скорости) и занижение скоростей увеличивается с глубиной. Но несмотря на эти недостатки, следует отметить, что скоростная томографическая модель, полученная по годографам первых волн, хорошо подчеркивает основные геологические структуры по линии профиля. Она позволяет получить первое представление о глубинной структуре земной коры, не требуя больших затрат на анализ волнового поля.

Другим подходом решения обратной кинематической задачи является непосредственное обращение годографов преломленных и отраженных волн, обеспечивающее определение скоростей и построение сейсмических границ. Реализация такого подхода в системе “Граница” показана на рис. 5а. Разрез осадочного чехла представлен одномерными скоростными колонками в точках зондирования, каждая из которых получена путем послойной интерпретации годографов головных волн способом t_0 в рамках локальной слоисто-однородной модели среды с плоскими наклонными границами. Совокупность колонок дает грубое, но устойчивое приближение к 2D-модели. Границы в коре, включая Мохо, могут быть построены по годографам преломленных и отраженных волн после введения в них кинематических поправок.

Таким образом, в результате решения обратной кинематической задачи по профилю 1-AP был построен глубинный разрез на всю мощность земной коры с выделением основных границ в осадочном чехле и консолидированной коре. Точ-

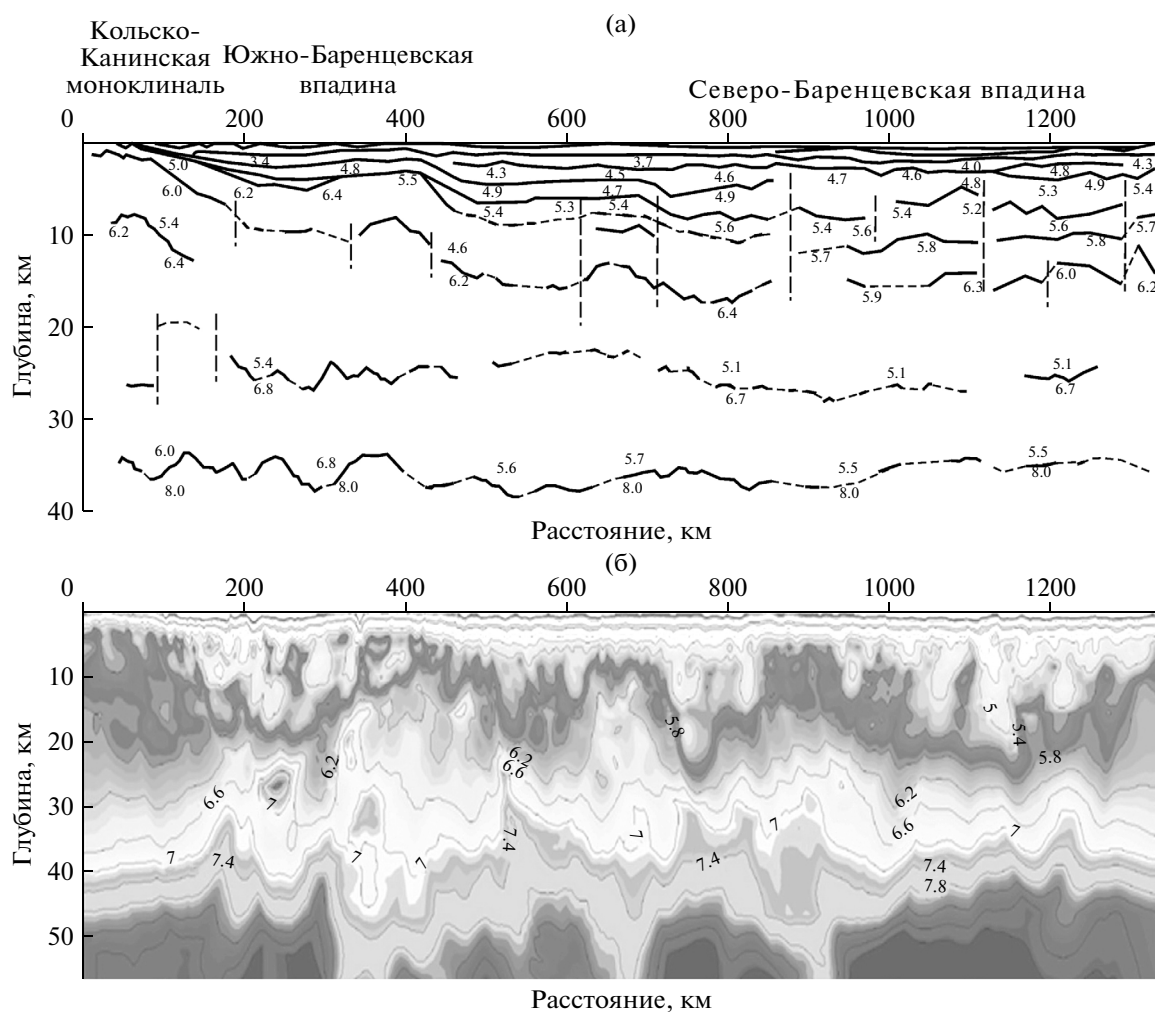


Рис. 5. Сейсмические разрезы земной коры по профилю 1-AP, построенные: (а) в системе “Граница”, (б) сейстотомографическим методом (скорости на разрезах даны в км/с).

ность глубинных построений связана как с погрешностями разделения волн и определения их природы, так и с погрешностями вычислений, в частности, при послойном пересчете кинематических параметров сверху вниз по разрезу. Наиболее надежно прослеживаются по системе “Граница” резкие границы в осадочной толще, поверхность фундамента и граница *M*. Погрешности построений границ внутри консолидированной коры достаточно велики и можно говорить лишь о скоростных характеристиках соответствующих интервалов разрезов. Данный скоростной разрез, также как и томографический, может служить в качестве стартового для последующего моделирования.

Наиболее полное использование всего волнового поля для построения сейсмического разреза возможно при математическом моделировании, являющемся в настоящее время наиболее информативным методом интерпретации данных ГСЗ [Павленкова, Пшенчик, 1982; Roslov et al., 2009;

Кашубин и др., 2011; 2013б]. Этот метод заключается в многократном решении прямой задачи для некоторых стартовых скоростных моделей, в сопоставлении результатов расчета (в виде годографов, синтетических сейсмограмм) с наблюдаемыми волновыми полями и в выборе на этой основе наиболее обоснованной модели. Такой подход позволяет подбирать модели любой сложности как по характеру изменения геометрии границ, так и по характеру изменения скоростей по вертикали и латерали. Математическое моделирование — это процесс со многими обратными связями, в результате которого не только строится скоростной разрез, но определяется и его возможная неоднозначность, а также природа регистрируемых волн.

Большинство программ решения прямой двумерной задачи основаны на лучевом методе [Алексеев, Гельчинский, 1959; Cerveny et al., 1977] и само математическое моделирование часто называют лучевым моделированием. Этот метод

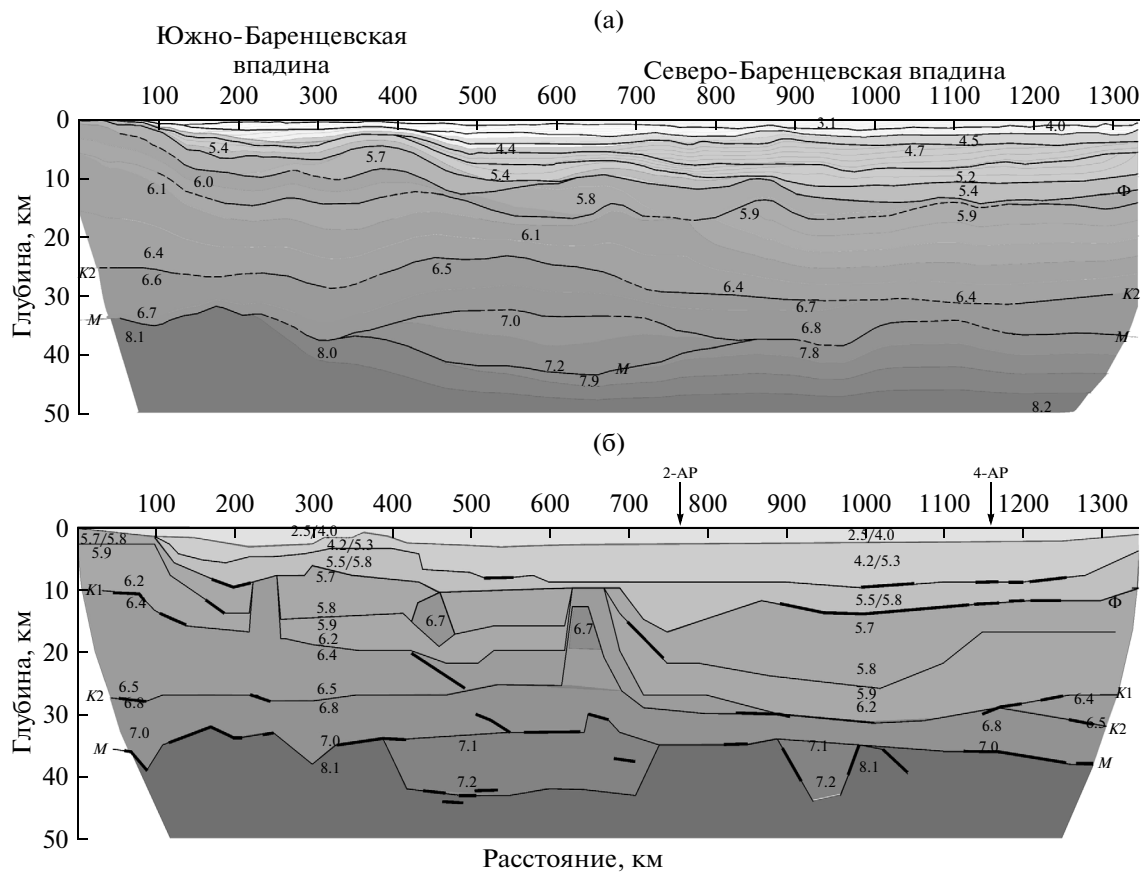


Рис. 6. Сейсмические разрезы земной коры по профилю 1-АР, построенные методом лучевого моделирования: (а) в “Севморгео” по программе SeisWide, (б) в ИФЗ РАН по программе Seis83 (отражающие границы показаны на этом разрезе утолщенными линиями).

благодаря своей простоте и физической наглядности удобен для массовых расчетов и, что особенно важно, для одновременного анализа волнового поля. Вычисления амплитуд отраженных и преломленных волн основаны в этом методе на предположении, что интенсивность волны во многом определяется размером лучевой трубки в области регистрации этой волны: чем больше расходятся лучи, тем меньше их амплитуда. Для этого расчеты проводятся с равными расстояниями между лучами на их выходе из источника. При таких расчетах качественная оценка амплитуды преломленной волны может быть проведена и без амплитудных графиков или синтетических сейсмограмм, только по годографам, так как в области регистрации волн размер лучевой трубки можно качественно оценить по густоте точек на расчетном годографе.

При лучевом моделировании по профилю 1-АР использовались две программы: программа SeisWide, работающая в операционной системе Windows и использующая алгоритм лучевого моделирования, представленный ранее в программном продукте RayInvr [Zelt and Ellis, 1988] для опера-

ционной системы Unix, а также программа Seis83 [Cerveny, Psencik, 1983], которая также работает в операционной системе WINDOWS. Программы отличаются параметризацией скоростной модели, но основные различия связаны с пользовательским интерфейсом. В программе SeisWide предусмотрена возможность наложения расчетных для скоростной модели годографов непосредственно на исходную сейсмическую запись; кроме того программа облегчает подбор модели, оперируя сразу с волновыми полями нескольких зондирований. В программе Seis83 сравнение осуществляется только с наблюдаемыми годографами. Но при этом по расстоянию между точками расчетных годографов можно оценить интенсивность соответствующей волны.

На рис. 6 приведены разрезы, построенные в “Севморгео” по программе SeisWide (верхний рисунок) и в ИФЗ РАН с использованием программы Seis83 (нижний рисунок). При сохранении общих закономерностей разрезы отличаются по степени детальности. Следует подчеркнуть, что различия в этих моделях не связаны с использованием разных программ решения прямой задачи.

Надежность и детальность построения скоростной модели методом лучевого моделирования определяется не только степенью сходимости расчетных и наблюдаемых полей, но и всеми предыдущими этапами интерпретации. Особенно они зависят от качества стартовых моделей, с которых начинается моделирование. Чем ближе стартовая модель к окончательному решению и чем меньше она содержит мелких, мало обоснованных деталей, тем достовернее получается это решение. При формировании наиболее объективной стартовой модели необходимо использовать максимум информации из данных ГСЗ, включая результаты детального анализа волнового поля (на уровне сейсмограмм, годографов и различных их преобразований), скоростные разрезы, построенные разными методами решения обратной кинематической задачи, и, по возможности, привлекать дополнительные данные, в частности МОВ ОГТ.

Следует подчеркнуть, что анализ волновых полей продолжается и на этапе математического моделирования. Только многочисленные расчеты лучей, годографов и синтетических сейсмограмм для разных вариантов моделей позволяют, в конце концов, понять природу зарегистрированных волн, увязать их с границами или слоями в разрезе и уточнить их корреляцию.

Результаты математического моделирования во многом определяются также степенью детальности подбора, выбранного интерпретатором. Практика показала, что для получения детальных разрезов целесообразно проводить расчеты (решение прямой задачи) последовательно от одного пункта взрыва (на море в обращенной системе — одного пункта приема) к другому с подбором всех наблюдаемых волн и определением их природы. Этими общими принципами технологии лучевого моделирования руководствовались в той или иной степени авторы разрезов, представленных на рис. 6. Сложность (детальность) скоростной модели определяется тем, как трактуются и учитываются при моделировании локальные особенности волнового поля, обуславливающие выделение отдельных тел и слоев с пониженной или повышенной скоростью, построение отражающих площадок сложной формы и т.д.

На первом разрезе (рис. 6а) более детально отражено строение осадочного чехла; в южной части профиля (ПК 100–300 км) на глубинах 3–4 км выделен слой с повышенной скоростью. Но в целом разрез имеет несколько сглаженный характер и отражает главные особенности поля опорных волн.

На втором разрезе (рис. 6б) выделены отдельные тела с повышенной скоростью, отражающие площадки сложной формы и т.д.; при моделировании особое внимание было уделено отражаю-

щим границам в зоне перехода кора—мантия, которые позволяют изучить структуру границы M , и областям возможных нарушений, осложненных локальными телами и наклонными границами.

В качестве примера на рис. 7 представлены материалы, иллюстрирующие возможность локального внедрения в кору пород с высокими сейсмическими скоростями (6.7 км/с) в районе ПК 430–480 км. В данном случае четко выделяются годографы высокоскоростных (high velocity) волн Phv , зарегистрированных в первых вступлениях донными станциями на ПК 420 и 500. Они образуют встречную систему, которая позволяет определить форму аномального тела и значение скорости в нем (рис. 7).

Для более объективного моделирования необходимо привлекать волновые поля в виде сейсмических записей и годографов. При сравнении времен только на кинематическом уровне могут возникать дополнительные ошибки при подборе модели, связанные с точностью снятия времен (т.е. зависящие от результатов считывания). В то же время разделение, отождествление и увязку волн лучше контролировать на уровне годографов.

Сопоставление результативных разрезов, построенных по профилю 1-АР разными методами и с разной степенью детальности (рис. 6а и 6б), показывает их достаточно хорошую сходимость в определении главных особенностей строения земной коры и верхов мантии. Разрезы различаются деталями. Это касается выделения в земной коре отдельных локальных тел и нарушений по отражающим границам. Сходимость разрезов, построенных разными методами и разными интерпретаторами, характеризует общую достоверность построений при ГСЗ, возможности этого метода. То есть использование при интерпретации материалов ГСЗ различных методов обеспечивает надежную оценку достоверности полученных скоростных моделей и выявление на них участков или отдельных деталей, характеризующихся неоднозначностью построений.

В плане оценки общих возможностей глубинного сейсмического зондирования было интересно сопоставить рассмотренные выше построения с результатами работ ГСЗ-76, проведенных ранее в южной части профиля 1-АР. Это были первые работы в Баренцевом море, выполненные с донными станциями и взрывами [Davidova et al., 1985; Давыдова, Михота, 1986]. Система наблюдений была менее детальной (при расстоянии между донными станциями 30–40 км), но на сейсмических записях были надежно проследжены все опорные волны, описанные выше. Кроме того, использование взрывов, а не пневмопушек в качестве сейсмических источников позволило более надежно проследить преломленные волны Pn от границы M .

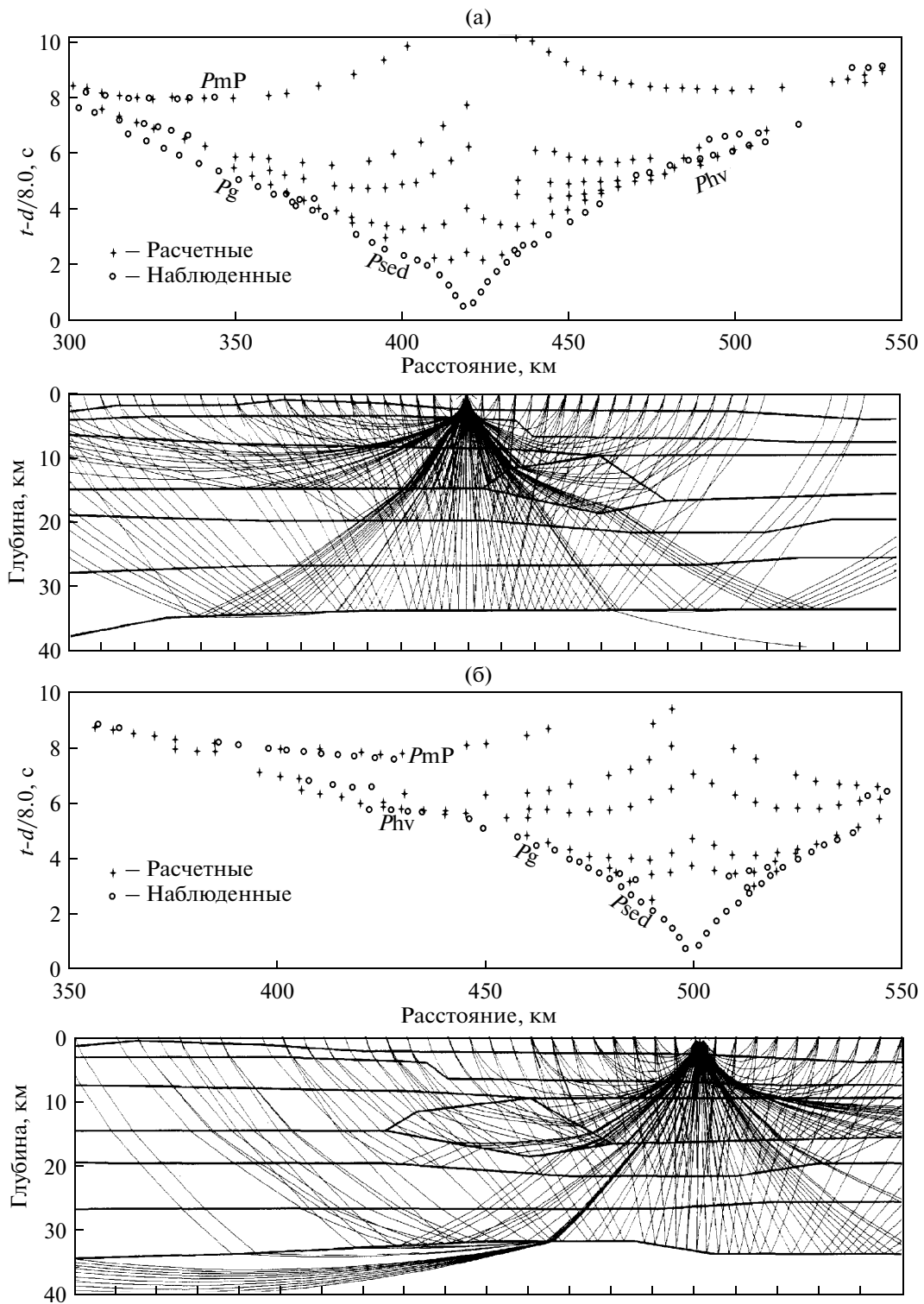


Рис. 7. Сопоставление наблюдаемых и расчетных годографов и лучевые схемы для донных станций ПК 420 и 500 профиля 1-АР, моделирующие локальное тело с повышенными скоростями в консолидированной коре (рис. 8б). Phv – волны с высокими скоростями, обозначения других волн на рис. 3.

Обработка материалов по профилю ГСЗ-76 проводилась различными методами, принятыми в то время. Среди них доминирующей оставалась

тогда методика, разработанная для головных волн, на основе которых и создавалось ГСЗ [Гамбурцев и др., 1952]. Но в это же время широко развивались

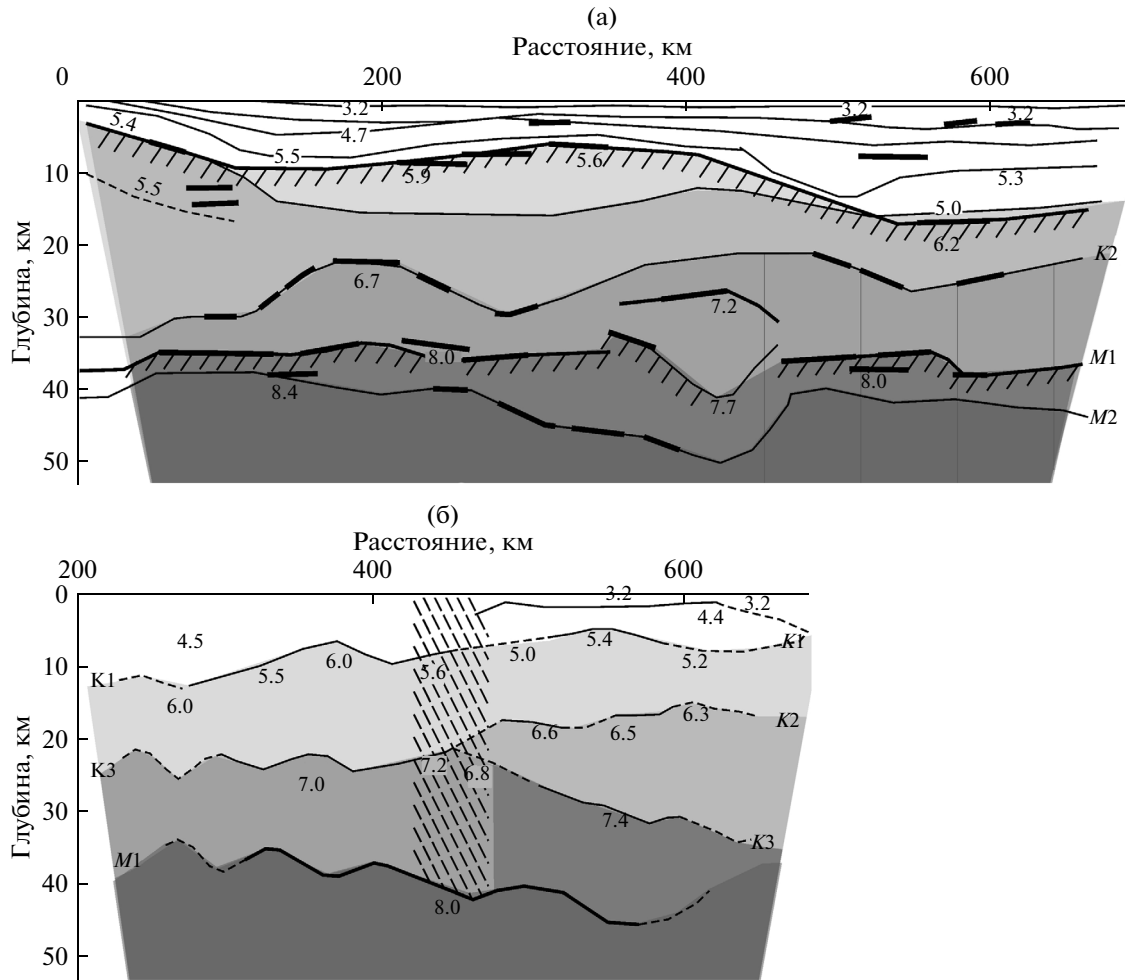


Рис. 8. Разрезы земной коры, построенные вдоль профиля ГС3-76, совпадающего с южной частью профиля 1-АР по данным (а) [Давыдова, Михота, 1986], (б) [Тулина, 1986].

и методы интерпретации рефрагированных и отраженных волн. В результате по профилю ГС3-76 было получено несколько вариантов разреза. Наиболее полные построения были выполнены на основе решения одномерных и двумерных обратных задач по определению скоростного разреза и построения графическим методом полей времен поверхности фундамента, границы М и отдельных отражающих площадок (рис. 8а) [Давыдова, Михота, 1986]. Скоростная модель в изолиниях скорости была также построена методом редуцированных годографов [Павленкова, 1986], она в целом согласуется с моделью на рис. 8а. Третий вариант разреза был получен по методике для головных волн [Тулина, 1986]: на основе сводных годографов, составленных по встречной и нагоняющей системе наблюдений, было построено несколько преломляющих границ с переменной граничной скоростью (рис. 8б). Как видно из сопоставления рис. 8б и рис. 8, разрез, представленный на рис. 8а, неплохо согласуется с описанными выше более детальными по-

строениями по профилю 1-АР. Даже такое сложное строение земной коры с высокоскоростным включением в средней ее части было уже отмечено при проведении работ ГСЗ в 1976 г. Что касается разреза на рис. 8б, то его трудно сопоставить со всеми другими разрезами (рис. 5, рис. 6): построены границы непонятной природы, из которых трудно выделить даже поверхность фундамента. Это означает, что метод головных волн дает хорошие результаты только при построении резких преломляющих границ, например, при детальном изучении осадочного чехла. Для изучения слабо градиентных сред, как консолидированная кора, он малоэффективен.

В целом сопоставление полученных на профиле 1-АР разрезов позволяет сделать вывод о достаточно высокой надежности определения общей изменчивости скоростей с глубиной и по горизонтали, а также структуры опорных границ в коре, если для этого используется все волновое поле и всевозможные методы интерпретации всех типов волн.

ОБРАБОТКА ПОЛЯ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Глубинные сейсмические исследования на континентах показали высокую информативность данных ГСЗ не только по продольным, но и по поперечным волнам. Последние позволяют дополнить структурные построения более детальными данными о составе вещества земной коры и о механических его свойствах (по поглощению и по анизотропии скоростей). Результаты этих исследований по различным регионам опубликованы в работах [Егоркин и др., 1981; Алейников и др., 1986; 1991; Крылов и др., 1991; Кашубин, 1991; 2001; Kashubin, 1997]. При морских исследованиях поперечные волны обычно не исследовались. В работах [Лукашин и др., 2003; Кашубин и др., 2013б] показано, что и при морских ГСЗ с донными станциями возможно изучать поперечные (обменные) волны.

Анализ 3-компонентных записей, полученных с использованием АДСС при работах ГСЗ на акваториях, показывает, что помимо поля продольных волн, наиболее ярко проявленного на записях гидрофонов и вертикальных компонент, на горизонтальных компонентах повсеместно регистрируются достаточно интенсивные волны по своим кинематическим характеристикам соответствующие поперечным и обменным волнам [Кашубин и др., 2013б]. Поскольку морские работы выполняются с использованием в качестве источника сейсмических волн пневмоизлучателя, располагающегося на глубине 20–30 м в водном слое и, соответственно, генерирующего только P -волны, все регистрируемые донной станцией волны продольного типа по существу являются обменными, так как часть пути от источника до приемника они распространяются как продольные волны. Кроме этого, наличие резкой акустической границы – дна моря, являющегося как границей раздела жидкой и твердой сред, так и резкой скоростной границей, приводит к формированию интенсивных кратных волн, связанных с этим разделом.

Многокомпонентная обработка материалов по профилю 1-АР была выполнена во ВСЕГЕИ для самого южного 300-километрового участка профиля. Примеры записей поперечных волн на этом участке приведены на рис. 9. На них видно, что наиболее выразительными поперечными волнами являются аналоги опорных продольных волн P_g и P_mP (рис. 3), регистрируемые преимущественно на горизонтальных компонентах – S_g и S_mS . Но надежность выделения на сейсмограммах поперечных волн существенно ниже, чем продольных (рис. 9). При визуализации горизонтальных компонент сейсмической записи в соответствующих редуциях поперечные аналоги продольных волн выделяются, примерно, в 30% случаев.

В последние годы во ВСЕГЕИ была разработана методика, позволяющая в массовом масштабе выделять поперечные волны по материалам морского ГСЗ [Кашубин и др., 2013б]. В ней предложены различные способы обработки многокомпонентных записей. Для того, чтобы подчеркнуть поперечные волн на записях в последующих вступлениях выполняются следующие процедуры: (1) преобразование записей фиксированных X - и Y -компонент в записи следящих компонент: радиальной (R) и трансверсальной (T), (2) подчеркивание поперечных волн за счет подавления продольных волн в области первых вступлений и цуга кратных волн с кажущимися скоростями, близкими к скоростям продольных волн. Такая обработка экспериментальных материалов позволила существенно улучшить записи поперечных волн и проследить вдоль выбранного участка профиля все основные волны, необходимые для построения скоростной модели.

Как отмечалось выше, волновые поля P - и S -волн, регистрируемые на профиле 1-АР, в целом подобны и, следовательно, их можно интерпретировать в рамках одной и той же геометрии сейсмического разреза. Для большей объективности, для отмеченного участка профиля была проведена совместная обработка и продольных и поперечных волн по единой методике. Лучевое моделирование выполнялось с использованием пакетов программ SeisWide и Seis83. Моделировались рефрагированные, отраженные и преломленные волны. Корректировка модели осуществлялась “вручную” путем изменения скоростей, глубины и геометрии границ в области, освещаемой лучами с соответствующих пунктов возбуждения-приема. Процедура решения прямой задачи повторялась каждый раз после корректировки модели для всех пунктов наблюдения до достижения удовлетворительного совпадения расчетных и наблюдаемых годографов всех видов волн.

Сначала строился разрез по продольным волнам (V_p), затем в той же геометрии подбирался разрез по поперечным волнам (V_s). Для этого скорости продольных волн пересчитывались в скорости поперечных волн с коэффициентом 1.73. Для верхней части разреза использовалось отношение V_p/V_s , оцененное при интерпретации обменных волн. Далее в интерактивном режиме осуществлялась корректировка значений V_s без изменения геометрии разреза до достижения удовлетворительного совпадения расчетных годографов преломленных и отраженных S -волн с наблюдаемыми волновыми полями на горизонтальных компонентах.

Результаты такой обработки представлены на рис. 10. Нижняя кора характеризуется мощностью порядка 10 км и скоростями $V_p = 6.8–7.1$ км/с, Мощность средней коры меняется значительно на

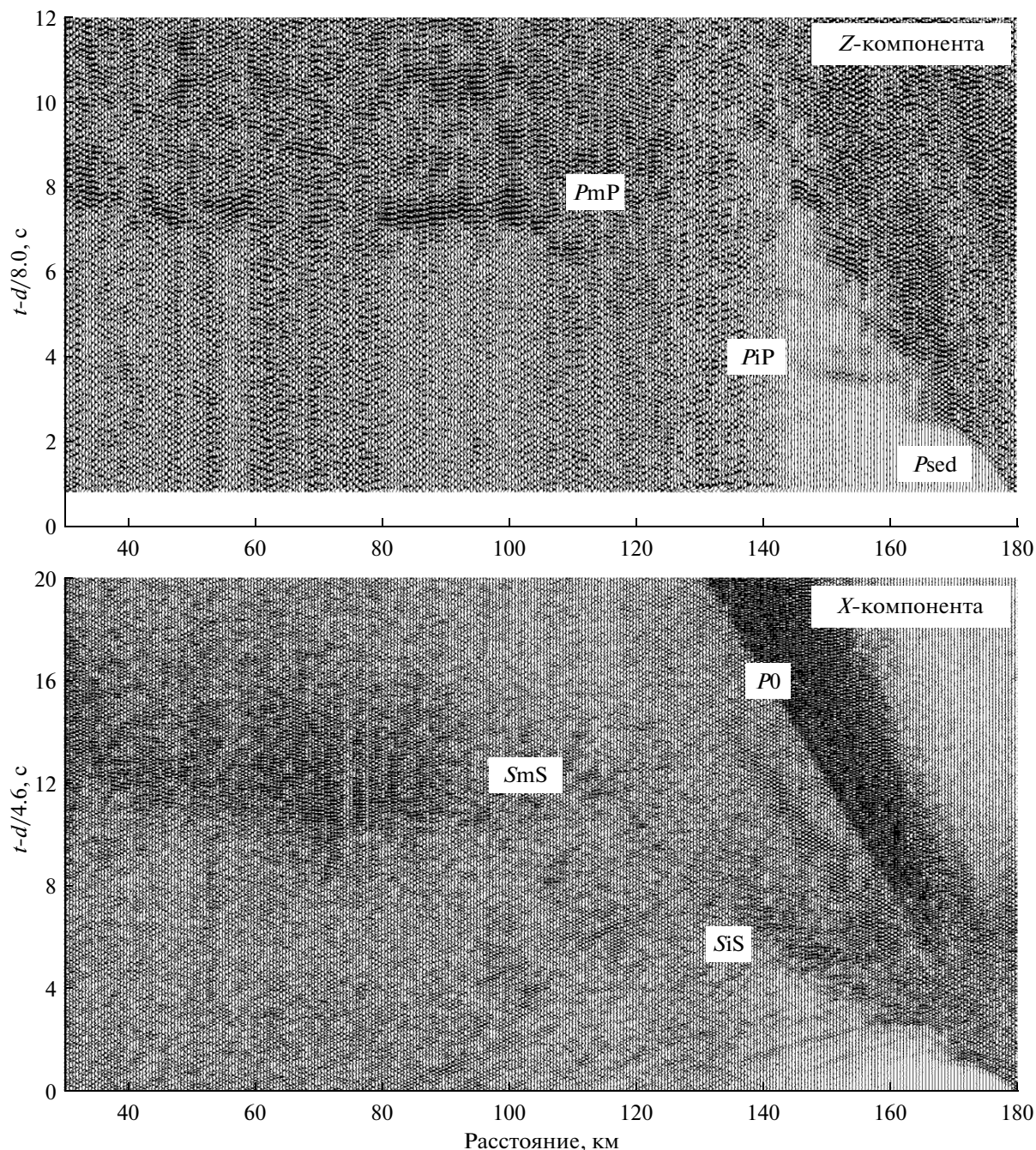


Рис. 9. Монтажи сейсмограмм с записью продольных и поперечных волн на ПК 180. PiP и SiS – продольная и поперечная отраженные волны от границ в коре, PmP и SmS – отражения от границы M .

этом участке профиля: от 7 до 17 км. Скорости в средней коре $V_p = 6.4–6.6$ км/с, $V_p/V_s = 1.73–1.78$. Верхняя кора характеризуется скоростями P -волн $6.0–6.3$ км/с, $V_p/V_s = 1.73–1.75$, мощностью от одного до 10 км, с погружением кровли практически с поверхности в прибрежной части до глубины 12 км на конце фрагмента профиля. На 220–240 км профиля верхняя кора осложнена внедрением высокоскоростного тела из средней коры.

Мощный осадочный чехол представлен несколькими слоями со скоростями V_p от 3.0 до 5.3–(5.9?) км/с, $V_p/V_s = 2.2–2.5$ и увеличивающейся мощностью при удалении от границы суша-море. Полученные результаты по обработке поля поперечных волн профиля 1-AP хорошо согласуются с данными определения соотношения скоростей P - и S -волн для соседнего Балтийского щита [Janík et al., 2007]. Это – важный результат данных ра-

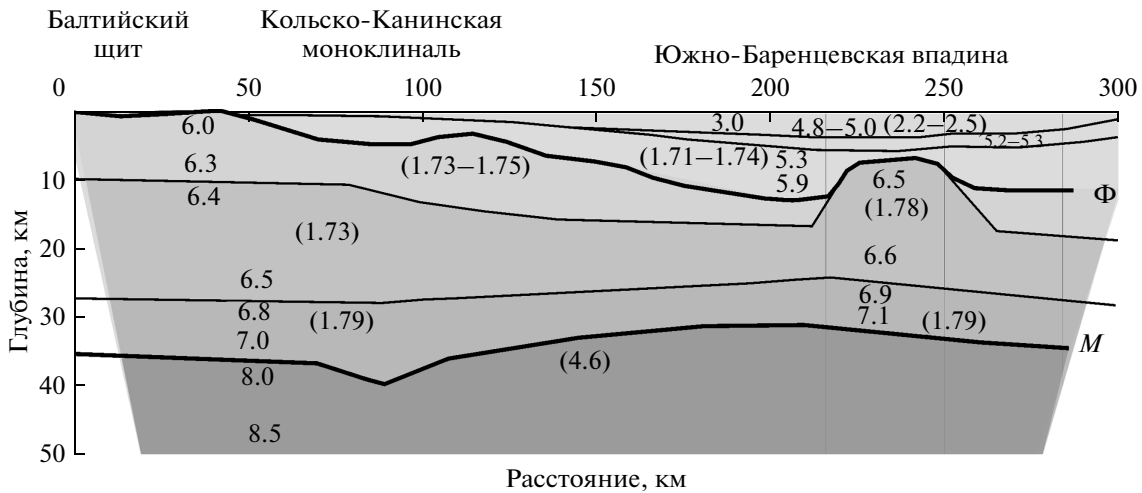


Рис. 10. Скоростной разрез по продольным и поперечным волнам для южной части профиля 1-АР. На разрезе даны скорости продольных волн (км/с) и отношения продольных и поперечных волн (в скобках). Поверхность фундамента (Φ) и граница М даны утолщенными линиями.

бот, подтверждающий континентальный тип земной коры этой шельфовой зоны Евразии.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ПРОФИЛЮ 1-АР.

Комплексные сейсмические исследования МОВ-ОГТ и ГСЗ, проведенные по профилю 1-АР, при густой системе наблюдений позволили детально осветить структуру земной коры Баренцева моря от континента на 1330 км вглубь морской части (рис. 1). Главными структурными элементами, пересекаемыми профилем, являются Кольско-Канинская моноклираль (ПК 0–100 км, рис. 6), западная окраина Южно-Баренцевской впадины и Северо-Баренцевская впадина [Баренцевская..., 1988; Верба, 2008; Верба, Матвеев, 2000]. Как показали сейсмические исследования, эти структуры существенно различаются по строению осадочного чехла и всей коры в целом.

Кольско-Канинская моноклираль сохраняет основные особенности земной коры Балтийского щита, но с уменьшением ее толщины до 35 км по сравнению с 40–45 км в северной части щита [Исанина и др., 2000; Павленкова, 2006]. Осадочный чехол здесь практически отсутствует, а кора представлена тремя основными слоями континентальной коры со скоростью 5.7–6.2 км/с на глубине до 10 км (верхняя кора), 6.4–6.5 км/с на глубине 10–27 км (средняя кора) и 6.8–7.0 км/с в нижней коре.

Кора западной окраины Южно-Баренцевской впадины (ПК 100–700 км) отличается сложным строением. Мощность осадочного чехла увеличивается здесь до 8–12 км, и его внутреннее строение, описанное данными ОГТ и ГСЗ (рис. 2, рис. 6а), характеризуется наличием нескольких поднятий с

крутыми склонами (поднятие Федьинского, Демидовский авлакоген, поднятие Ферсмана). Консолидированная кора этого блока тоже имеет сложное строение. Наблюдается общее уменьшение скорости в верхней ее части за счет резкого уменьшения мощности средней коры до 7–8 км. Но эта общая тенденция нарушается высокоскоростными (6.4–6.8 км/с) внедрениями в верхнюю кору на участках профиля 230–260, 420–470 и 620–670 км (рис. 6б). Эти внедрения коррелируются с осложнениями в осадочном чехле и являются основной отличительной чертой структуры земной коры Южно-Баренцевской впадины по сравнению с Северо-Баренцевской впадиной.

Строение нижней коры и границы М в районе Южно-Баренцевской впадины также отличается большой сложностью. На ПК 400 км наблюдается разрыв в прослеживании границы М с последующим резким увеличением ее глубины от 35 до 43 км. Волновая картина в этой области показана на рис. 4. Но выше границы М в этой части профиля на глубине 30–32 км выделяется отражающая граница, создающая тоже интенсивные отраженные волны, сопоставимые с волнами РmР. На волновом изображении области перехода кора–мантия (рис. 2) именно эта граница, а не Мохо, создает четко выраженный выступ. Пластовая скорость между этими границами 7.1–7.2 км/с, что выше обычных скоростей в нижней коре данного профиля, но типично для коры Восточно-Европейской платформы. Данный блок повышенных скоростей нижней коры обрывается на ПК 700 км. Следует отметить, что подобное резкое увеличение глубины до границы М и повышение скоростей в низах коры, выделяется и на Балтийском щите [Павленкова, 2006]. Размеры такого Балтийского блока существенно больше, чем Юж-

но-Баренцевского, и перепад глубин до Мохо достигают 20 км, а скорость в низах коры 7.3–7.5 км/с. Но это соответствует более высоким средним значениям этих параметров на щите, то есть механизм формирования подобных блоков по границе *M* может быть одинаковым на щите и на молодой Баренцевской плите.

На ПК 700 км происходит и общее изменение структуры земной коры, которое можно связывать с переходом от Южно-Баренцевской к Северо-Баренцевской впадине. Мощность осадочного чехла увеличивается здесь незначительно, но главное, меняется внутренняя структура консолидированной коры. В южной половине профиля до ПК 700 км фундамент представлен интенсивным отражающим горизонтом со сложным рельефом, в северной – его глубина увеличивается и далее по докритическим отражениям (разрез ОГТ, рис. 2) он практически не прослеживается. На разрезе ГСЗ (рис. 6б), напротив, на глубине 12–15 км в интервале профиля 900–1250 км выявлен четкий отражающий горизонт, который принят за поверхность фундамента. Но граничная скорость по этому горизонту всего 5.7 км/с. Пониженные скорости характерны и для всей консолидированной части коры Северо-Баренцевской впадины: 5.7–6.2 км/с на глубине от 15 до 30 км, и слой средней коры со скоростями 6.4–6.5 км/с здесь практически отсутствует.

Полученные данные об аномально низких скоростях в консолидированной коре Северо-Баренцевской впадины согласуются с данными ГСЗ, полученными по профилю 4-АР [Сакулина и др., в печати]. Они подтверждают принципиальную разницу в структуре земной коры Южно-Баренцевской и Северо-Баренцевской впадин. Особая структура коры Южно-Баренцевской впадины была выявлена ранее на основании профиля ГСЗ-82 (рис. 1). По этому профилю глубина впадины составляет около 20 км, а консолидированная кора практически полностью сложена базитовым веществом с сейсмическими скоростями более 7.0 км/с [Морозова и др., 1995]. Консолидированная кора Северо-Баренцевской впадины, напротив, отличается аномально низкими скоростями даже по сравнению с нормальной континентальной корой. Это свидетельствует о существенной разнице в истории формирования этих впадин, которые многими исследователями рассматривались ранее как единый прогиб, возможно, рифтового происхождения [Баренцевская..., 1988; Грамберг, 1997; Верба, 2008; Верба, Матвеев, 2000].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ, ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Глубинные сейсмические исследования, проведенные по профилю 1-АР, позволили решить ряд важных с практической и с научной точки зрения задач. Это задачи дальнейшего развития

методики комплексных морских сейсмических исследований земной коры и верхней мантии и изучение процессов общего геологического развития континентальных окраин.

В методическом плане проведенные работы показали перспективность использования для изучения строения земной коры именно комплексных сейсмических исследований, включая ГСЗ по поперечным волнам. Предложенная методика обработки трехкомпонентных записей донных станций позволила доказать возможность регистрации в виде обменных волн опорных преломленных и отраженных *S*-волн от основных границ земной коры и тем самым получать важную дополнительную информацию о соотношении скоростей продольных и поперечных волн, то есть о составе вещества коры и о его механических свойствах.

Другим важным методическим результатом выполненных по профилю 1-АР работ является оценка возможностей различных методов обработки и интерпретации материалов морского ГСЗ. Проведенная разными организациями обработка данных по этому профилю с применением различных методов анализа волновых полей и различных программ решения обратных и прямых задач подтвердили наибольшую информативность и достоверность построений скоростных моделей на основе математического (лучевого) моделирования. При этом показана существенная роль при лучевом моделировании всестороннего анализа волновых полей на всех этапах моделирования, определения природы волн и использование всего объема полученной о них информации. Важным этапом моделирования является выбор на основе анализа волновых полей и построения скоростных моделей различными методами наиболее достоверной исходной модели.

Проведенные на профиле 1-АР работы имеют большое значение и для решения ряда важных геодинамических проблем, например, для решения проблем формирования глубоких впадин и земной коры разных типов. В этом плане шельфовые зоны Арктики, как и весь Арктический бассейн, представляют особый интерес, поскольку они отличаются необычным строением земной коры по сравнению с другими океаническими областями.

Сведения о геологическом строении, тектонике, магматизме, истории развития региона обобщены в научных трудах [Баренцевская..., 1988; Грамберг, Погребницкий, 1993; Верба, 2008; Barrege et al., 2009; Кашубин и др., 2013а]. В отличие от других океанов в Арктическом регионе типичная океаническая кора мощностью менее 10 км и со средней скоростью 6.5–7.0 км/с наблюдается только в узкой зоне срединно-океанического хребта, большая часть площади океана представлена корой мощностью 25–35 км, типичной для

континентов. Но по своему внутреннему строению эта кора отличается от континентальной повышенной скоростями в средней коре и малой мощностью “гранито-гнейсового” слоя (около 5 км). До сих пор остается нерешенной проблема, является ли такая кора первичной или она образовалась в результате процесса “базификации” континентальной коры мантийными выплавками.

Работы в Карско-Баренцевом море доказали не только большую мощность земной коры этой шельфовой зоны, но и действительно континентальный тип ее коры с мощным “гранито-гнейсовым” слоем (слой верхней коры со скоростями продольных волн 5.8–6.4 км/с и отношением $V_p/V_s = 1.73–1.75$, рис. 6 и рис. 10). В этом плане большое значение имеют полученные данные по скоростям поперечных волн, которые позволяют точнее определить состав земной коры и подтверждают ее сходство с корой соседнего Балтийского щита: такие же сейсмические параметры земной коры характерны для района Кольской сверхглубокой скважины [Исанина и др., 2000] и в целом, для всего Балтийского щита [Павленкова, 2006; Janik et al., 2007].

Особенностью Баренцево-Карского шельфа является также наличие глубоких впадин с мощностью осадков до 15–20 км (рис. 1). Структура земной коры этих впадин существенно разная, что говорит о разной природе их формирования. Консолидированная кора Южно-Баренцевской впадины сложена основными породами с сейсмическими скоростями порядка 7.0 км/с. Это данные профиля ГСЗ-82 [Морозова и др., 1995]. По профилю 1-АР в районе этой впадины в средней коре выявлены блоки с такими же высокими скоростями (рис. 6б). Кора Северо-Баренцевской впадины, напротив, в основном, “гранито-гнейсовая”: скорости порядка 5.8–6.4 км/с наблюдаются в консолидированной коре до глубины 30 км (рис. 6). Южно-Карская впадина характеризуется промежуточными скоростями: 6.2–6.7 км/с в верхней и средней части консолидированной коры [Сакулина и др., 2009; Roslov et al., 2009].

Формирование глубоких впадин на окраинах континентов, особенно впадин с высокоскоростной корой, как у Южно-Баренцевской впадины, обычно связывают с процессами рифтогенеза. И происхождение в Баренцевом море протяженного прогиба вдоль Ново-Земельской гряды (рис. 1) также можно было связывать с подобными процессами [Грамберг, 1997; Эринчек и др., 2000; Верба, 2008]. Но глубинные сейсмические зондирования показали, что формирование глубоких впадин в этом регионе связано с разными процессами, главную роль в которых играют процессы преобразования вещества земной коры (“базификация” и эклогитизация земной коры). Но это не исключает важного значения рифтогенеза в этом

регионе, обеспечивающего приток в земную кору мантийного вещества и тепловой энергии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алейников А.Л., Немзоров Н.И., Халевин Н.И.* Многоволновая сейсмика при изучении недр рудных районов. М: Наука. 1986. 112 с.
- Алейников А.Л., Немзоров Н.И., Кашубин С.Н.* Способ определения типа горных пород по сейсмическим данным. Авт. свид. № 1642416 А1 кл. G 01 V1/30. 1991.
- Алексеев А.С., Гельчинский Б.Я.* О лучевом методе вычислений полей волн в случае неоднородных сред с криволинейными границами раздела // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Т. 3. Ленинград: изд-во ЛГУ. 1959. С. 11–37.
- Баренцевская шельфовая плита / Под ред. Грамберга И.С. Л.: Недра. 1988. 263 с.
- Верба М.Л.* Сравнительная геодинамика Евразийского бассейна. С.-Пб.: Наука. 2008. 191 с.
- Верба М.Л., Иванова Н.М., Кацев В.А., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С., Телегин А.Н.* Результаты сейсмических исследований по опорным профилям АР-1 и АР-2 в Баренцевом и Карском морях // Разведка и охрана недр. 2001. № 10. С. 3–7.
- Верба М.Л., Матвеев Ю.И.* Эволюция Земной коры Баренцевоморского шельфа на основе данных глубинных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. СПб (ВСЕГЕИ). С. 175–185.
- Гамбурицев Г.А., Ризниченко Ю.В., Берзон И.С., Епинатьева А.М., Карус Е.И.* Корреляционный метод преломленных волн. М.: изд. АН СССР. 1952. 239 с.
- Грамберг И.С.* Баренцевоморский пермо-триасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты // Докл. АН. 1997. Т. 352. № 6. С. 78.
- Грамберг И.С., Погребницкий Ю.В.* Геодинамическая система, глубинное строение и структурная эволюция Северного Ледовитого океана // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука. 1993. С. 146–158.
- Давыдова Н.И., Михота Г.Г.* Глубинное строение юго-восточной части Баренцева моря по данным ГСЗ. Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: АН СССР. 1986. С. 70–78.
- Егоркин А.В., Кун В.В., Чернышев Н.М.* Поглощение продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1981. № 2. С. 37–50.
- Исанина Э.В., Верба М.Л., Иванова Н.М. и др.* Глубинное строение и сейсмические границы Печенгского района на Балтийском щите и в смежной части шельфовой плиты Баренцева моря // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 5. С. 492–502.
- Кашубин С.Н.* Экспериментальные данные о сейсмической анизотропии земной коры Урала и ее возможная связь с ориентированной трещиноватостью и напряженным состоянием среды. Строение и геодина-

- мика земной коры и верхней мантии. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 29–37.
- Кашубин С.Н.* Сейсмическая анизотропия и эксперименты по ее изучению на Урале и Восточно-Европейской платформе. Екатеринбург: УрО РАН. 2001. 182 с.
- Кашубин С.Н., Павленкова Н.И., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Шокальский С.П., Эринчек Ю.М.* Типы земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2013а. № 55. С. 5–20.
- Кашубин С.Н., Сакулина Т.С., Лукашин Ю.П., Павленкова Н.И.* Современные методы проведения и интерпретации глубинных сейсмических зондирований в окраинных морях России // Актуальность идей Г.А. Гамбурцева в XXI веке. М: “Янус-К”. 2013б. С. 175–194.
- Кашубин С.Н., Сакулина Т.С., Павленкова Н.И., Лукашин Ю.П.* Особенности волновых полей продольных и поперечных волн при глубинных сейсмических исследованиях на акваториях // Технологии сейсморазведки. № 4. 2011. С. 88–102.
- Крылов С.В., Селезнев В.С., Соловьев В.М., Суворов В.Д., Никитенко А.Б.* Поперечные волны и сейсмическая анизотропия земной коры в Западной Якутии // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1991. № 2. С. 26–33.
- Лукашин Ю.П., Семенов В.П., Ронин А.Л.* Применение многоволновой сейсморазведки при морских региональных исследованиях // Разведка и охрана недр. 2003. № 4. С. 7–11.
- Матвеев Ю.И., Верба М.Л., Липилин А.В., Рослов Ю.В., Эринчек Ю.М.* Основные итоги десятилетних региональных комплексных геофизических исследований на Баренцево-Карском шельфе // Разведка и охрана недр, 2005. № 1. С. 3–6.
- Морозова Е.А., Павленкова Н.И., Хербст Р.* Сейсмическая модель земной коры юго-восточной части Баренцева моря и проблемы неоднозначности ее построения // Физика Земли. 1995. № 2. С. 73–83
- Павленкова Н.И.* Метод редуцированных годографов и математическое моделирование. Обратные кинематические задачи взрывной сейсмологии. М: Наука, 1979. С. 107–123.
- Павленкова Н.И.* Сопоставление разных вариантов разрезов по профилю ГСЗ в Баренцевом море. Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: АН СССР. 1986. С. 91–100.
- Павленкова Н.И.* Трехмерная модель земной коры Балтийского щита по данным глубинных сейсмических исследований // Физика Земли. 2006. № 12. С. 43–54.
- Павленкова Н.И., Пшенчик И.* Математическое моделирование при решении двумерной обратной задачи при ГСЗ // Физика Земли. № 2. 1982. С. 12–22.
- Сакулина Т.С., Телегин А.Н., Тихонова И.М.* Глубинные сейсмические исследования на опорном геофизическом профиле Заполярный–Хейса // Физика Земли. 1999. № 9. С. 76–85.
- Сакулина Т.С., Павленкова Г.А., Кашубин С.Н.* Структура земной коры северной части Баренцево-Карского региона по профилю ГСЗ 4-АР // Геология и геофизика (в печати).
- Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Иванова Н.М.* Глубинные сейсмические исследования в Баренцевом и Карском морях // Физика Земли. 2003. № 6. С. 5–20.
- Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Павленкова Г.А.* Методы и результаты обработки комплексных сейсмических исследований по профилю 2-АР (Баренцево-Карский шельф) // Физика Земли. 2009. № 3. С. 56–63.
- Тулина Ю.В.* Строение земной коры на профиле ГСЗ-76 в варианте резко-слоисто-блоковой модели. Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: АН СССР. 1986. С. 78–91.
- Эринчек Ю.М., Верба М.Л., Мильштейн Е.Д.* Концепция изучения глубинного строения литосферы России // Региональная геология и металлогения. 2000. № 12. СПб (ВСЕГЕИ). С. 68–72.
- Barrère C., Ebbing J., Gernigon L.* Offshore prolongation of Caledonian structures and basement characterisation in the western Barents Sea from geophysical modeling // Tectonophysics. 2009. V. 470. № 1–2. P. 71–88.
- Červeny V., Molotkov I., Pšenčík I.* Ray method in seismology. Charles Univ. Press. 1977.
- Cerveny V., Psencik I.* SEIS83-numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structure by the ray method. Documentation of Earthquake Algorithms, World Data Cent. A, for Solid Earth Geophys / Ed. Engdahl E.R. 1983. Boulder, Rep. SE-35. P. 36–40.
- Davidova N.I., Pavlenkova N.I., Tulina Ju.V., Zverev S.M.* Crustal structure of the Barents Sea from seismic data // Tectonophysics. 1985. V. 114. 1–4. P. 213–231.
- Ditmar P.G., Roslov Yu.V.* Nonlinear Tomographic Processing of Seismic Data. Mezhdunarodnaya geofizicheskaya konferentsiya SEG-EAGO, 1993. Moskva 93. Sbornik referatov, доклад S.7.8 Int. Geophys. Conf. SEG-EAGO Moscow 93. Collection of Abstracts, Report S.7.8. P. 55.
- Ivanova N.M., Sakoulina T.S., Roslov Yu.V.* Deep seismic investigation across the Barents-Kara region and Novozemelskiy Fold Belt (Arctic Shelf) // Tectonophysics. 2006. V. 420. № 1–2. P. 123–140.
- Janik T., Kozlovskaya E., Yliniemi J.* Crust-mantle boundary in the central Fennoscandian shield: Constraints from wide-angle P and S wave velocity models and new results of reflection profiling in Finland // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. B04302. P. 1–28.
- Kashubin S.* Seismic anisotropy of the upper mantle of the Urals // Upper Mantle Heterogeneities from Active and Passive Seismology / Fuchs K. (ed.). Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands. 1997. P. 317–324.
- Sakoulina T.S., Telegin A.N., Tichonova I.M., Verba M.L., Matveev Y.I., Vinnik A.A., Kopylova A.V., Dvornikov L.G.* The results of deep seismic investigations on geotraverse in the Barents Sea from Kola Peninsula to Franz Joseph Land // Tectonophysics. 2000. V. 329. P. 319–331.
- Roslov Yu.V., Sakoulina T.S., Pavlenkova N.I.* Deep Seismic Investigations in the Barents and Kara Seas // Tectonophysics. 2009. V. 472. P. 301–308.
- Zelt C.A., Ellis R.M.* Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid traveltimes and amplitude forward modeling // Canadian journal of exploration geophysics. 1988. V. 24. № 1. P. 16–31.