

С. Н. КАШУБИН, О. В. ПЕТРОВ (ВСЕГЕИ),
И. М. АРТЕМЬЕВА (ИГН, Университет Копенгагена),
А. Ф. МОРОЗОВ (Роснедра), Д. В. ВЯТКИНА, Ю. С. ГОЛЫШЕВА, Т. В. КАШУБИНА,
Е. Д. МИЛЬШТЕЙН, А. В. РЫБАЛКА, Ю. М. ЭРИНЧЕК (ВСЕГЕИ),
Т. С. САКУЛИНА, Н. А. КРУПНОВА (Севморгео)

Глубинное строение земной коры и верхней мантии поднятия Менделеева по профилю ГСЗ Арктика-2012

Во время комплексной высокоширотной геолого-геофизической экспедиции «Арктика-2012» в Северном Ледовитом океане выполнены глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ) с донными станциями по профилю протяженностью 740 км, пересекающему поднятие Менделеева примерно на широте 77° с.ш. Построены скоростные модели V_p и V_p/V_s земной коры и верхней мантии. В разрезе земной коры выделены осадочный чехол, промежуточный (метаосадочный) комплекс, верхняя кристаллическая кора, нижняя кристаллическая кора, верхняя мантия. Мощность земной коры в пределах поднятия Менделеева составляет около 32 км, причем почти 20 км приходится на нижнюю кору. В целом скоростные параметры и мощность земной коры поднятия Менделеева типичны для континентальной коры. Увеличенная мощность нижней коры, возможно, связана с магматическим андерплейтингом, который в свою очередь привел к внутриплитному основному вулканизму и формированию HALIP в этой части Арктики.

Ключевые слова: *глубинные сейсмические зондирования, поднятие Менделеева, обменные волны, континентальная земная кора.*

S. N. KASHUBIN, O. V. PETROV (VSEGEI),
I. M. ARTEMEVA (IGN, University of Copenhagen),
A. F. MOROZOV (Rosnedra), D. V. VYATKINA, YU. S. GOLYSHEVA, T. V. KASHUBINA,
E. D. MILSHTEIN, A. V. RYBALKA, YU. M. ERINCHEK (VSEGEI),
T. S. SAKULINA, N. A. KRUPNOVA (Sevmorgeo)

Deep structure of crust and the upper mantle of the Mendeleev Rise on the Arctic-2012 DSS profile

During high-latitude combined geological and geophysical expedition "Arctic-2012", deep seismic sounding (DSS) with ocean bottom seismometers were carried out in the Arctic Ocean along the line 740 km long, crossing the Mendeleev Rise at about 77° N. Crustal and upper mantle V_p -velocity and V_p/V_s -ratio models were constructed. Crustal section comprises: sedimentary cover, intermediate (metasedimentary) complex, upper crystalline crust, lower crystalline crust, upper mantle. Crustal thickness within the Mendeleev Rise is about 32 km; almost 20 km falls on the lower crust. In general, velocity parameters and crustal thickness on the Mendeleev Rise are typical of continental crust. Increased thickness of the lower crust may be related to magmatic underplating, which in turn led to intraplate mafic volcanism and HALIP formation in this part of the Arctic.

Keywords: *deep seismic sounding, Mendeleev Rise, converted waves, continental crust.*

Введение. Принято считать, что в системе подводных хребтов Альфа-Менделеева в Северном Ледовитом океане оба поднятия возникли в результате одних и тех же тектонических процессов. Выяснение их отношений между собой и сопредельными структурами остается предметом дискуссий и требует дальнейшего изучения, но многие исследователи склонны экстраполировать результаты геолого-геофизических исследований одной из ее частей на всю систему поднятий.

Наиболее распространены три точки зрения на природу поднятия Альфа-Менделеева:

– океаническое плато, сформированное длительными вулканическими излияниями в позднем мелу под воздействием горячей точки (подобной горячей точке Исландии) [16, 17, 23];

– рифтогенная вулканическая окраина континента [14, 15, 29];

– погруженная система поднятий, сформированная на коре континентального типа (подобной коре хр. Ломоносова) и осложненная последующим магматизмом [9, 25, 26, 28].

Геолого-геофизическая изученность поднятий существенно возросла за последние 15 лет, в том числе за счет исследований, выполненных приарктическими государствами (прежде всего Данией, Канадой и Россией) для обоснования внешних границ своего континентального шельфа в Северном Ледовитом океане. Кроме сейсмических наблюдений, выполненных с дрейфующих ледовых станций, в эти годы были проведены многоканальные сейсмические наблюдения методом отраженных

волн (МОВ) с проводкой исследовательских судов мощными ледоколами и широкоугольные сейсмические исследования методами преломлённых волн (МПВ) и ГСЗ, позволившие изучить структуру и скоростные параметры земной коры на всю ее мощность [9, 10, 11, 17, 24, 25].

Во время комплексной высокоширотной геолого-геофизической экспедиции «Арктика-2012» в Северном Ледовитом океане [8] по профилю, пересекающему поднятие Менделеева примерно на широте 77° с.ш., был выполнен обширный объем сейсмических исследований, включающий наблюдения по методике ГСЗ с автономными донными сейсмическими станциями (АДСС) и наблюдения МОВ-ОГТ с буксируемой косой. Профиль протяженностью 740 км пересек с запада на восток северо-восточную часть прогиба Вилькицкого, поднятие Менделеева, Чукотскую впадину и Чукотское плато (рис. 1). На сегодняшний день это самый высокоширотный профиль ГСЗ на поднятии Менделеева, выполненный с АДСС и многокомпонентной регистрацией волнового поля (до этого наблюдения ГСЗ в этих широтах выполнялись в наледном варианте с регистрацией волн вертикальными сейсмоприемниками).

В статье рассмотрены результаты обработки и интерпретации сейсмических материалов по профилю ГСЗ Арктика-2012, позволившие построить скоростную модель земной коры и верхней мантии поднятия Менделеева, убедительно демонстрирующую континентальный тип земной коры в его пределах.

Методика полевых наблюдений. Сейсмические исследования были выполнены в августе – сентябре 2012 г. ОАО «Севморгео» на дизельном ледоколе «Диксон» [8].

Исследования ГСЗ выполнялись с целью изучения земной коры на всю ее мощность. При работах ГСЗ использовались пневмоисточник большой мощности СИН-6М (120 л) и самовсплывающие автономные донные сейсмические станции (М-К4-СМ-26М) с многокомпонентной регистрацией (X, Y, Z-компоненты и гидрофон Н). Профиль отработан по плотной системе наблюдений: интервал между донными станциями составлял 10–20 км; расстояние между возбуждениями (сейсмическими трассами) 315 м. Длина записи 60 с, шаг дискретизации 8 мс. Наблюдения получены в 27 точках постановки донных станций; расстояние между крайними станциями 480 км. Общая длина линии отстрела 740 км (по 130 км в каждую сторону от крайних точек постановки АДСС).

Исследования МОВ-ОГТ по линии профиля ГСЗ выполнялись с целью детального изучения строения осадочного чехла. Наблюдения МОВ-ОГТ проводились с буксируемой сейсмической косой Sercel SEAL Streamer длиной 4500 м с шагом между каналами 12,5 м (360 каналов). Сейсмический сигнал возбуждался групповым пневмоисточником Volt APG общим объемом 2050 куб. дюймов (33,6 л) при рабочем давлении 135–145 атм. Интервал между возбуждениями 50 м при скорости судна по профилю 4–5 узлов. Кратность ОГТ – 45. Длительность записи 15 с, шаг дискретизации 2 мс. Оператором сейсмических работ выступала сервисная компания WGP Exploration Limited (Великобритания).

Обработка материалов МОВ-ОГТ. Основная цель обработки материалов МОВ-ОГТ – построе-

ние структурной и скоростной модели осадочного чехла, выступающего для глубинного разреза ГСЗ в качестве верхней части разреза (ВЧР) и вносящего заметные искажения во времена вступлений основных волн, освещающих всю толщу земной коры. В результате получены временные разрезы, обеспечивающие детальное сейсмическое изображение отражений в осадочном чехле. Кроме этого, на основе скоростного анализа данных ОГТ были сформированы разрезы интервальных скоростей в осадочном чехле с максимально возможной детальностью по оси времён. Построение глубинного разреза МОВ-ОГТ выполнялось с использованием комбинированной скоростной модели, учитывающей, во-первых, результаты скоростного анализа данных ОГТ для осадочного чехла, а во-вторых, скорости по данным ГСЗ для толщи, подстилающей осадочный чехол. Сейсмические материалы обрабатывались в системе Echos компании Paradigm. Граф обработки включал основные процедуры:

- формирование геометрии профиля ОГТ в системе координат профиля ГСЗ;
- исключение постоянной составляющей амплитуд;
- подавление низкочастотного шума за счет частотной фильтрации;
- интерполяция пропущенных сейсмограмм ОТВ (общая точка возбуждений);
- подавление кратных волн с использованием технологии SRME;
- коррекция амплитуд за сферическое расхождение волнового фронта;
- подавление когерентных помех, нерегулярного шума по сейсмограммам ОТВ;
- «посейсмограммная» нормировка амплитуд;
- интерактивный анализ скоростей суммирования по ОГТ;
- деконволюция сжатия;
- получение временного разреза – суммирование по ОГТ;
- формирование скоростной модели для миграции на основе поля скоростей ОГТ в области осадочного чехла и с учётом скоростной модели по данным ГСЗ консолидированной коры;
- миграция Кирхгофа после суммирования;
- FX-деконволюция;
- формирование скоростной модели для пересчета временного разреза в глубинный;
- построение глубинного разреза.

Глубинный сейсмический разрез верхней части земной коры по профилю МОВ-ОГТ, совмещенному с профилем ГСЗ, приведен на рис. 2.

Обработка материалов ГСЗ. Основная цель обработки материалов ГСЗ – получение сейсмограмм с записями преломленных (рефрагированных и головных) и отраженных (в докритическом и закритическом интервалах прослеживания) волн от границ в земной коре и верхней мантии, максимально очищенных от помех. Продольные, поперечные и обменные волны в силу их различной поляризации имеют разную выразительность на записях гидрофонов, вертикальных и горизонтальных компонент. Здесь и далее под поперечными мы понимаем обменные волны, которые имеют продольную поляризацию лишь на отрезке луча от источника в воде до дна моря, а далее на всём пути в твёрдой среде от точки обмена на дне моря до точки приёма поперечную. После преобразования записей донных

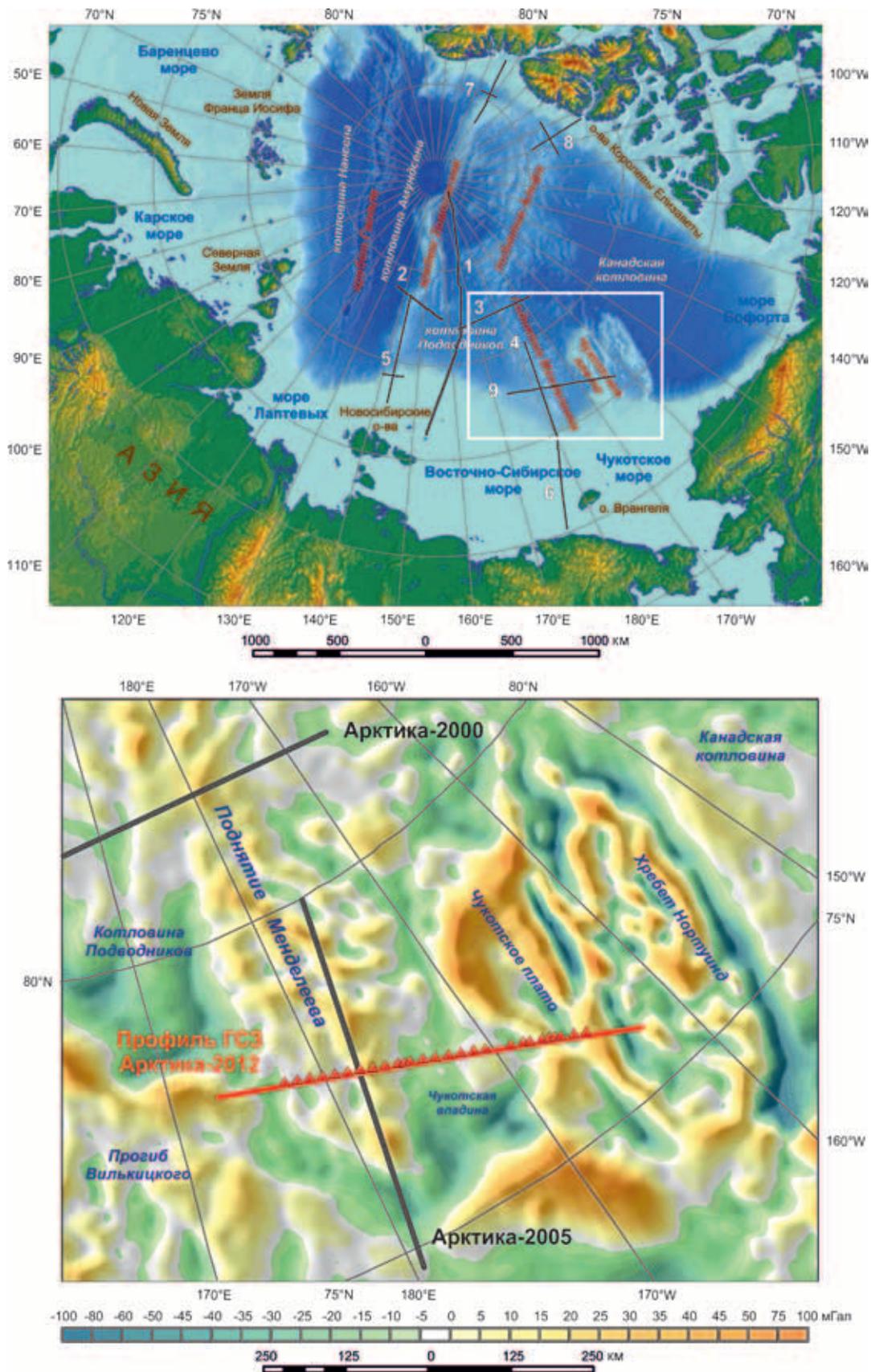


Рис. 1. Схема расположения профилей ГСЗ в области Центрально-Арктических поднятий (вверху) и положение профиля ГСЗ Арктика-2012 на карте аномалий силы тяжести Циркумполярной Арктики [18] (внизу)

Номера профилей: 1 – Трансарктика-89–91 [24], 2 – Трансарктика-92 [9], 3 – Арктика-2000 [25], 4 – Арктика-2005 [10], 5 – Арктика-2007 [9], 6 – 5-AP [11], 7 – Lorita [22], 8 – ARTA [17], 9 – Арктика-2012. Красными треугольниками на нижнем рисунке показано положение АДСС

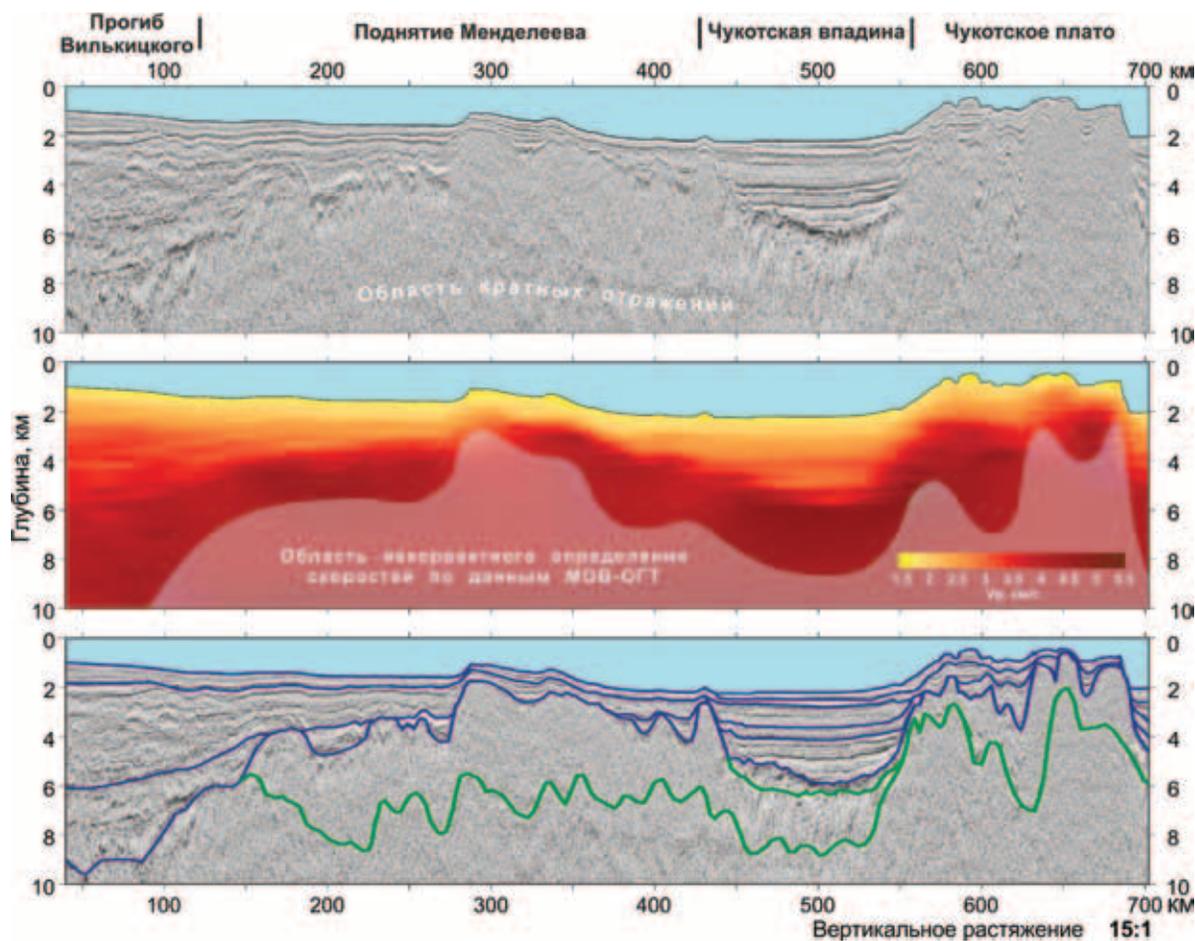


Рис. 2. Сейсмический разрез МОБ-ОГТ (вверху), скоростная модель по данным МОБ-ОГТ (в центре) и сейсмические границы на фоне разреза МОБ-ОГТ (внизу), построенные по данным ГСЗ и совпадающие с границами по данным МОБ-ОГТ (синие линии), только по данным ГСЗ (зелёные линии)

регистраторов в сейсмограммы общей точки приема, ввода необходимых технологических поправок и описания геометрии Н- и Z-компоненты обрабатывались с целью выделения продольных волн, а X- и Y-компоненты – поперечных и обменных. Основные сейсмические записи обрабатывались в системе Focus, после чего сейсмограммы переводились в форматы интерпретационных пакетов ХТомо, ГРАНИЦА и SeisWide.

Обработка записей гидрофонов и вертикальных компонент включала основные процедуры:

- ослабление амплитудных выбросов;
- предсказывающая деконволюция;
- частотная полосовая фильтрация;
- нормировка амплитуд.

Обработка записей горизонтальных компонент, помимо процедур, направленных на ослабление нерегулярных волн-помех, применяемых и для продольных волн, дополнительно включала преобразование записей произвольно ориентированных компонент (X и Y) в записи следящих и/или заданной ориентации (R – радиальной и T – трансверсальной); подчеркивание поперечных и обменных волн за счёт подавления продольных. При этом широко применялись процедуры веерной, адаптивной, когерентной, f_k-фильтрации и вычитания волн с заданными кажущимися скоростями.

Примеры сейсмограммы с записями основных продольных, обменных и поперечных волн приведены на рис. 3–5.

Характеристика волновых полей ГСЗ. В целом на профиле ГСЗ Арктика-2012 получены сейсмические записи высокого качества. Регулярные волны, позволяющие охарактеризовать главные особенности структуры земной коры, уверенно прослеживаются на рис. 3–5. В первых вступлениях наблюдаются преломленные волны в осадках (P_{sed}), в кристаллической коре (P_g) и в верхах мантии (P_n), в последующих вступлениях – отраженные волны от границы М (P_{MP}) (рис. 3), иногда отражения от промежуточных границ в коре. На записях горизонтальных компонент выделяются обменные волны от фундамента (P_{gS}) (рис. 4) и поперечные аналоги основных продольных волн (S_g, S_MS) (рис. 5). Волновые поля существенно меняются вдоль профиля, отражая изменения глубинного строения земной коры, и на значительной части профиля оси синфазности волн характеризуются сильной изрезанностью, связанной с рельефом морского дна, акустического и кристаллического фундамента.

Преломленные волны, связанные с границами в осадочном чехле, имеют кажущиеся скорости от 1,8 до 5,4 км/с. Среди них выделяется несколько групп волн с кажущимися скоростями (в км/с): 1,8–1,9, 2,2–2,5, 2,6–3,1, 3,2–3,5, 4,0–4,3, 4,7–4,9, и 5,1–5,4. Из них наиболее выдержанные, зарегистрированные практически повсеместно в первых вступлениях – волны с кажущимися скоростями 3,2–3,5 км/с и выше. Ввиду большой мощности водного слоя волны с меньшими кажущимися

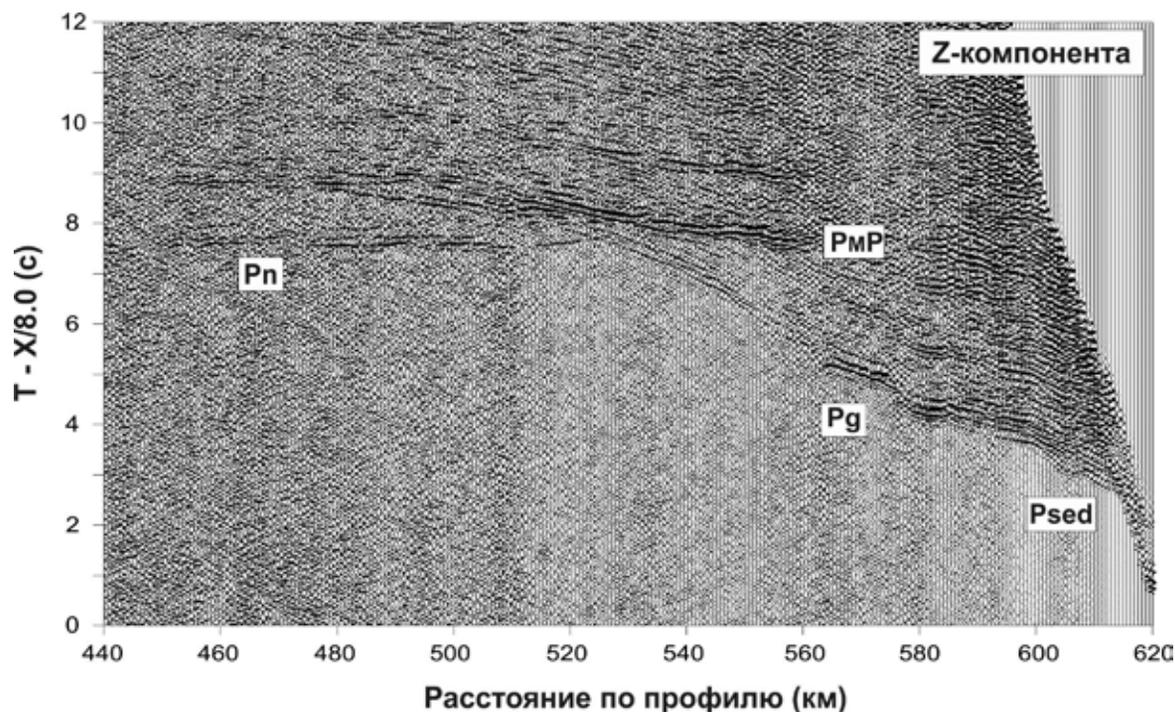


Рис. 3. Примеры записей Р-волн на вертикальной (Z) компоненте (АДСС 620)

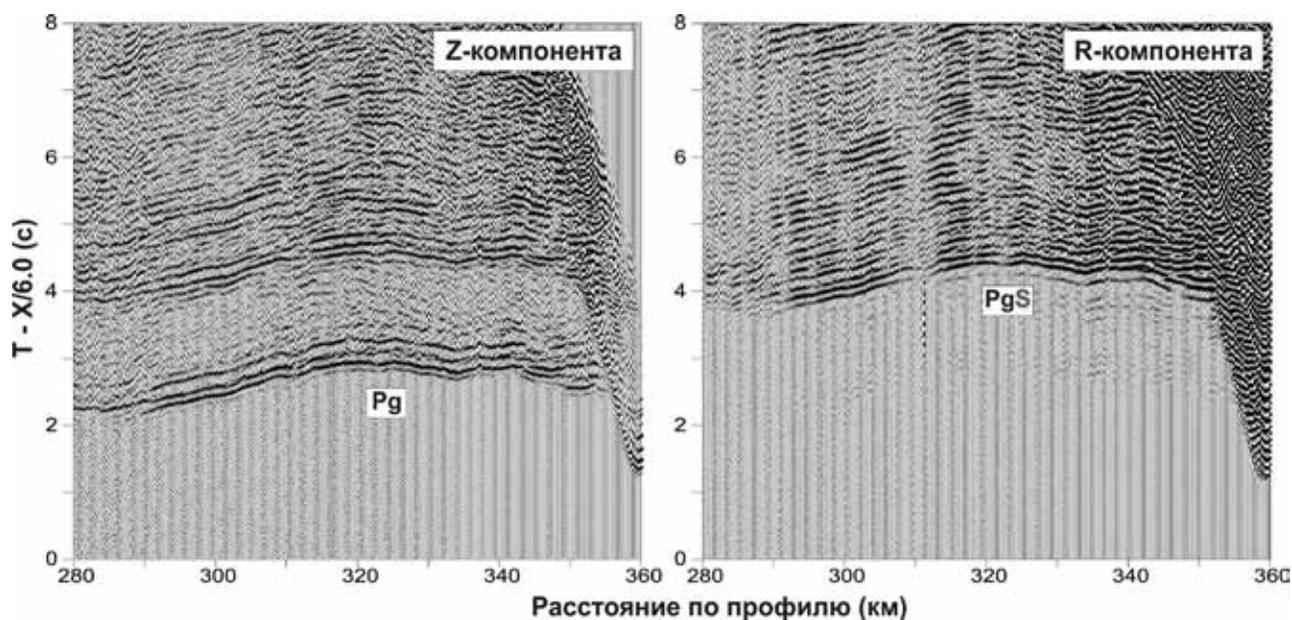


Рис. 4. Примеры записей Р- и PS-волн на вертикальной (Z) и горизонтальной (R) компонентах (АДСС 360)

скоростями, как правило, фиксируются лишь в последующих вступлениях. Чаще всего волны, связанные с осадочным чехлом, прослеживаются в первых вступлениях на удалениях источник-приемник до 20–25 км. Смена волн в первых вступлениях иногда отмечается по изломам годографов, однако при небольших интервалах прослеживания и отсутствии резких перепадов скоростей точки излома не всегда видны. При интерпретации годографы сменяющих друг друга волн в первых вступлениях могут рассматриваться как единый годограф рефрагированной волны (Psed).

Поперечные аналоги этих волн на сейсмограммах не наблюдаются, поскольку, как правило,

имеют кажущиеся скорости меньше, чем скорость Р-волн в воде (1,45–1,50 км/с).

Преломленные волны, связанные с верхней частью кристаллической коры (Pg), наиболее выдержаны вдоль всего профиля. Они относятся к опорным благодаря уверенной корреляции в первых вступлениях. Эти волны выходят в первые вступления на удалениях от 15 до 30 км в зависимости от мощности осадочных отложений и прослеживаются в основном до удалений 60–80 км. Преобладающее значение кажущейся скорости волн Pg – 6,2–6,7 км/с. Их более тщательный анализ (на основе редуцирования с разными скоростями и оценки параллельности нагоняющих годографов)

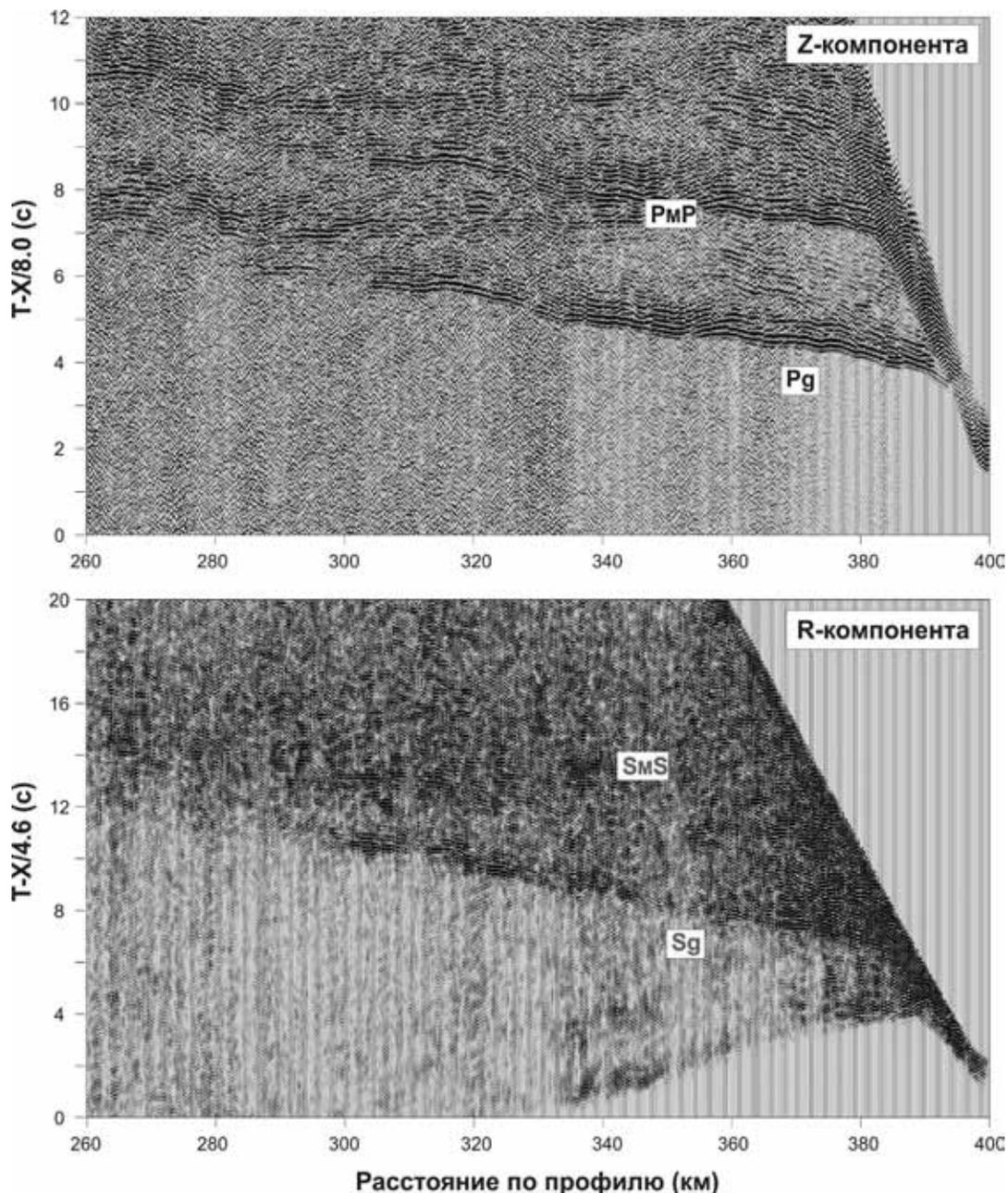


Рис. 5. Примеры записей P- и S-волн на вертикальной (Z) и горизонтальной (R) компонентах (АДСС 400)

показывает, что в начале своего прослеживания (в интервале 20–30 км) они имеют кажущуюся скорость 6,1–6,3 км/с, которая далее нарастает до 6,6–6,7 км/с, при этом нагоняющие годографы часто не параллельны, что дает основание отнести эти волны к рефрагированным.

На горизонтальных компонентах эти волны нередко имеют поперечные аналоги (S_g) (рис. 5). Кроме того, на границе осадков и кристаллической коры образуются интенсивные обменные волны P_gS , которые повторяют кинематику P_g -волн, но фиксируются с соответствующей задержкой на горизонтальной компоненте (рис. 4). Это свидетельствует о том, что обмен происходит на восходящем луче.

Волны, связанные с границей в нижней части кристаллической коры (P_L), выходят в первые вступления после волн P_g . Они имеют кажущиеся скорости 6,7–7,1 км/с и прослеживаются на удалениях

80–100 км, как правило, выражены слабее волн P_g , имеют разрывы в корреляции и часто характерную для годографов отраженных волн форму – постепенное уменьшение кажущейся скорости с удалением от источника.

На горизонтальных компонентах эти волны также имеют поперечные аналоги (S_L).

Отраженные волны, связанные с подошвой земной коры ($P_M P$), имеют устойчивый характер: на большинстве зондирований, начиная с удалений 80–100 км от источника (на востоке) и 60–70 км (на западе), зарегистрированы отражения от границы M в области критического угла. Они прослеживаются до расстояний 180–200 км, достигая в отдельных случаях 220–240 км. Годографы этих волн отличаются, как правило, хорошо выраженной криволинейностью: кажущиеся скорости имеют значения 9,0–11,0 км/с в начале прослеживания волны, а на больших удалениях приближаются

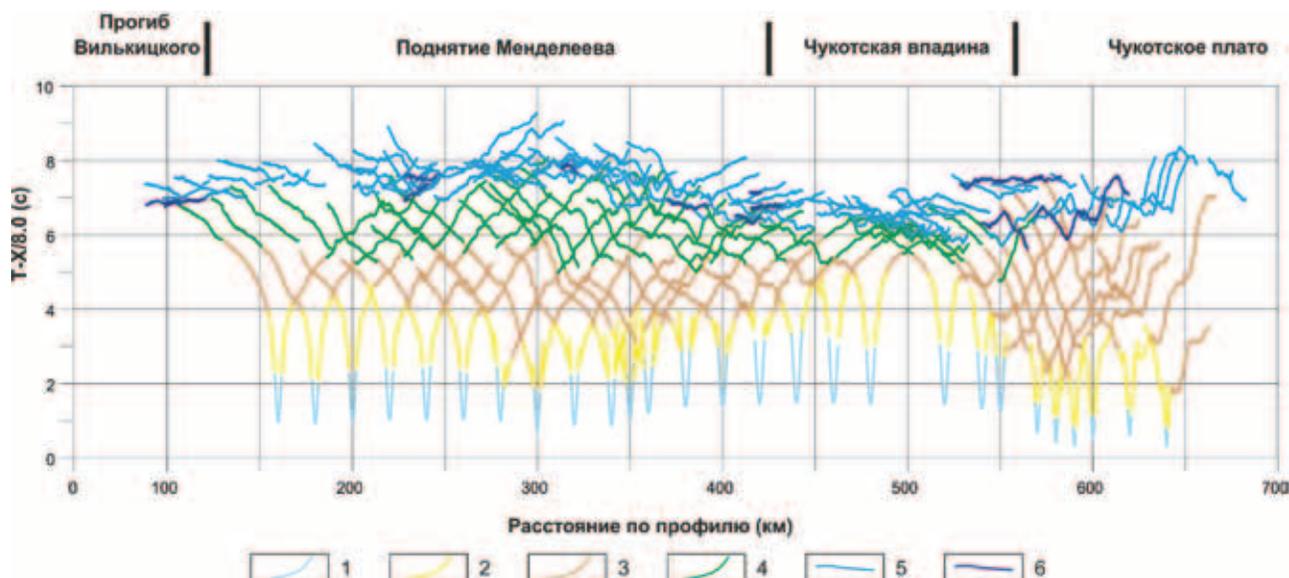


Рис. 6. Редуцированные годографы основных продольных волн, зарегистрированные на профиле ГСЗ Арктика-2012, приведенные к середине расстояний источник-приемник

1 – прямая волна в водном слое (P_0); 2–4 – рефрагированные волны: 2 – в осадочном чехле (P_{sed}), 3 – в верхней части кристаллической земной коры (P_g), 4 – в нижней части кристаллической земной коры (P_l); 5 – отраженные волны от границы М (P_{MP}); 6 – головные (рефрагированные) волны от границы М (P_n)

к скорости в вышележащей толще, т. е. в нижней коре. С точки зрения динамической выразительности волна ведет себя по-разному. Она может быть как очень интенсивной с отчетливым прослеживанием осей синфазности, так и менее выраженной динамически, когда оси синфазности разбиваются за счет интерференции с другими волнами. В критической области группа волн P_{MP} – часто сложное интерференционное колебание, состоящее из нескольких отдельных волн.

Поперечные аналоги этих волн (SmS) динамически выражены на записях горизонтальных компонент, однако из-за интерференции волн в последующих вступлениях чаще образуют поля повышенной интенсивности записи, чем поддающиеся корреляции волновые пакеты (рис. 5).

Преломленные волны в верхней мантии (P_n) наблюдаются не на всех зондированиях. Они имеют интервал прослеживания от 20–30 до 40–60 км. Динамическая выразительность этих волн различна. Она может быть очень интенсивной с отчетливым прослеживанием осей синфазности или лишь угадывается на фоне помех. Кажущиеся скорости этих волн от 7,8 до 8,0 км/с.

Поперечные аналоги этих волн (Sn) из-за слабой выразительности выделяются крайне редко.

На нескольких зондированиях в центральной части профиля наблюдаются отраженные волны от границ, расположенных ниже границы М (P_{MP}). Однако в силу фрагментарности этих волн нет оснований для выделения устойчивых границ в верхней мантии.

На рис. 6 приведены годографы продольных волн вдоль профиля ГСЗ Арктика-2012. Их анализ позволяет выделить в пределах профиля ряд блоков, отличающихся по характеру волновых полей, и сформулировать принципиальные особенности скоростной модели земной коры:

– блок поднятия Менделеева имеет четкое выраженное деление на верхнюю и нижнюю кору при достаточно большой глубине залегания границы М;

– блок, соответствующий Чукотской впадине, характеризуется подъемом границы М, тонкой и высокоскоростной кристаллической корой;

– восточная часть профиля, соответствующая Чукотскому плато, характеризуется достаточно мощной консолидированной корой и наименьшими значениями скоростей в ее пределах.

Кроме того, по данным МОВ-ОГТ, максимальные мощности осадков отмечаются в прогибе Вилькицкого и Чукотской впадине. А подобие волновых полей Р- и S-волн позволяет считать, что поперечные и обменные волны образуются на тех же границах, что отраженные и преломленные Р-волны.

Построение скоростной модели. В настоящее время основной подход к построению скоростных моделей среды по материалам ГСЗ – метод математического лучевого моделирования волнового поля [30]. В данном методе параметры модели (геометрия границ и скорости) подбираются таким образом, чтобы расхождения между временами прихода волн, вычисленными для заданной модели на основе решения прямой задачи, и наблюдаемыми временами были минимальными. Построение скоростной модели по профилю ГСЗ Арктика-2012 выполнялось в программе SeisWide, рассчитанные годографы сравнивались с волновыми полями и наблюдаемыми годографами. В качестве начальной модели использовались сейсмический разрез верхней части земной коры по данным МОВ-ОГТ и скоростная модель V_p , построенная на основе решения обратных кинематических задач в пакетах программ ГРАНИЦА и ХТомо. Подбор скоростной модели осуществлялся последовательно сверху вниз для всех выделенных на сейсмограммах волн.

Моделирование Р-волн. Сейсмический разрез МОВ-ОГТ демонстрирует достаточно большое количество отражающих границ в осадочном чехле (рис. 2). Однако не все из этих границ фиксируются на одиночных сейсмограммах ГСЗ. При построении скоростной модели осадочного чехла по

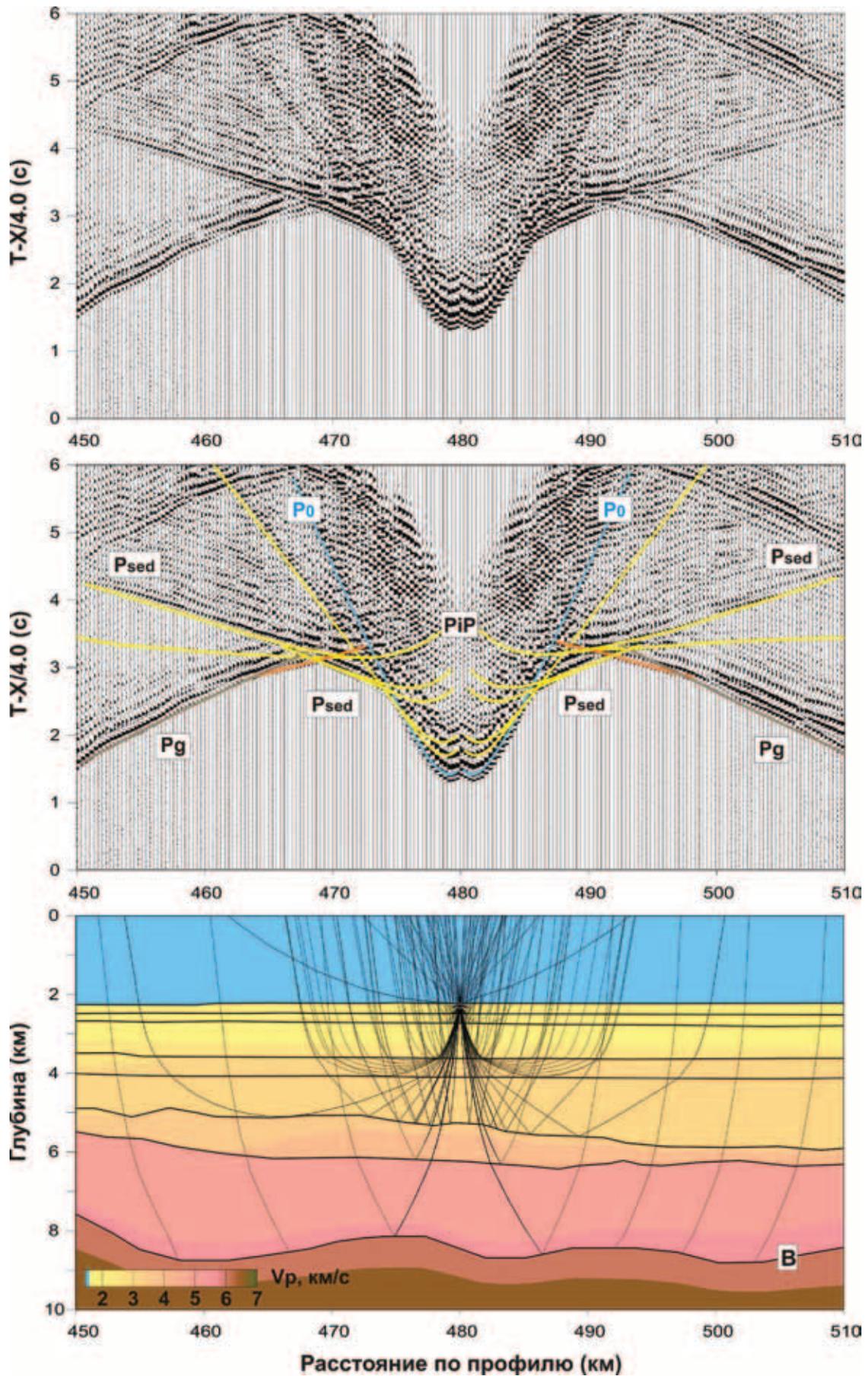


Рис. 7. Пример лучевого моделирования головных (рефрагированных) и отраженных Р-волн в осадочном чехле (ПК 480)
 P_0 – прямая волна в водном слое; P_{sed} – головные (рефрагированные) волны в осадочных слоях; PiP – отраженные волны от границ в осадках; P_g – головные волны по поверхности кристаллической коры; B – поверхность кристаллической коры

материалам ГСЗ на разрезе выделялись только те границы, которые контролировались головными (рефрагированными) волнами (Psed). В связи с тем что годографы целого ряда головных волн от слоев в осадочном чехле выпадают из первых вступлений, подбор выполнялся в том числе и по фазам, отчетливо прослеживаемым в последующих вступлениях (рис. 7). Такой подход позволил сохранить достаточную детальность расчленения верхней части земной коры и в то же время генерализовать данные МОВ-ОГТ. На рис. 8 приводятся примеры сопоставления скоростных колонок, построенных по данным МОВ-ОГТ и ГСЗ для пикетов, где наблюдается наибольшая мощность осадков. Как видно из приведенного сопоставления, скоростные модели достаточно близки и отличаются лишь детальностью.

Подошва осадочного чехла, так называемая граница акустического фундамента, фиксирующая на сейсмическом разрезе МОВ-ОГТ смену выдержанных субгоризонтальных отражающих горизонтов на штриховое поле нерегулярных и наклонных отражателей, не везде сопровождается резким скачком скорости продольных волн. На большей части профиля ниже этой границы отмечаются значения скоростей продольных волн, не превышающие 4,5–5,4 км/с. Этот промежуточный между типичными осадками и кристаллической корой комплекс выделялся и ранее на сейсмических разрезах ГСЗ [9, 17, 25]. Рефрагированные волны от этого комплекса (Pmsed) часто прослеживаются в первых вступлениях, предшествуя выходу волн P_g со скоростями свыше 6,0 км/с (рис. 9).

Примеры моделирования волн рефрагированных в кристаллической коре (P_g, P_L), отраженных от границы М (P_MP) и головных (рефрагированных), распространяющихся в верхней мантии (P_n), приведены на рис. 10. Кинематические особенности этих волн позволяют оценить значения скоростей в кристаллической части земной коры и верхней мантии. По результатам моделирования скорости продольных волн в верхней части кристаллической коры, как правило, не превышают 6,0–6,3 км/с, увеличиваясь в нижней коре до 7,0–7,2 км/с. Значения V_p в верхней мантии составляют 7,8–8,0 км/с.

Моделирование PS-волн. Как было отмечено выше, наиболее выразительные обменные волны фиксируются на записях R-компонент и соответствуют P_gS-волнам, претерпевшим обмен на восходящем луче на границе между кристаллической корой и осадками. Лучевое моделирование этих волн выполняется путем задания границы обмена при трассировании лучей и значений коэффициента Пуассона (либо отношения скоростей V_p/V_s) в слоях модели. Пример моделирования P_gS-волн приведен на рис. 11. Расчеты показывают, что значения V_p/V_s в осадках варьируют от 1,9 до 2,8, в среднем составляя 2,2–2,4. Поскольку PS обмен происходит при выходе лучей из кристаллической коры в осадки или в промежуточный комплекс (там, где он представлен на разрезе), имеется возможность оценить значения V_p/V_s и в промежуточном комплексе. Значения отношения скоростей V_p/V_s в этом комплексе в среднем около 2,0.

Моделирование S-волн. Напомним, что под S-волнами в нашем случае понимаются волны, распространяющиеся от источника в водном слое как продольные, далее претерпевшие обмен в области морского дна или придонного слоя небольшой мощности, а в остальной части разреза – как

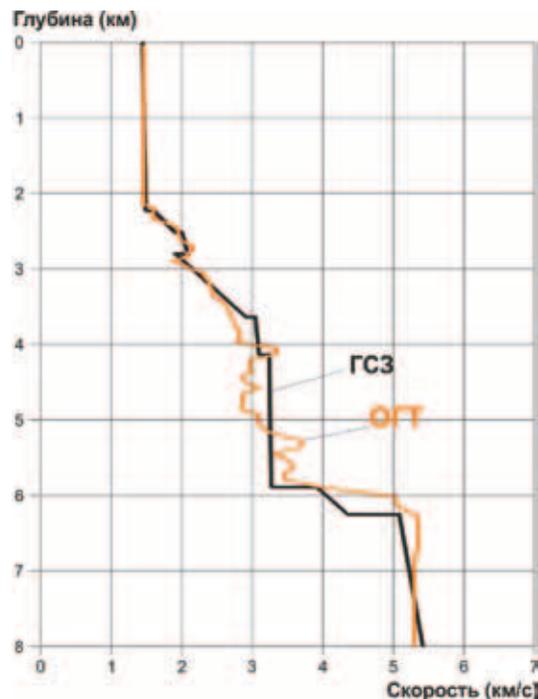


Рис. 8. Сравнение скоростных колонок V_p, построенных по данным МОВ-ОГТ и ГСЗ для верхней части разреза (ПК 480)

поперечные волны (до пункта приёма на дне моря). Для моделирования S-волн использовались сейсмические записи горизонтальных компонент сейсмоприёмников после специализированной обработки (рис. 5). Анализ сейсмических записей поперечных волн на монтажах сейсмограмм при уменьшении скорости редукции и сжатии временного масштаба в 1,73 раза по сравнению с монтажами P-волн показывает их кинематическое сходство с записями продольных волн (имеются в виду наклон и форма осей синфазности). Это обстоятельство позволяет предполагать, что отражение и преломление поперечных волн происходит на одних и тех же границах с продольными, и, следовательно, смоделировать распространение S- и P-волн в одной и той же геометрии разреза.

Поскольку поперечные волны прослеживаются только в последующих вступлениях, то соотношение сигнал-шум для них всегда ниже, чем для продольных. Особенностью S-волн, образующихся в осадочных образованиях (V_{sed} = 0,9–1,4 км/с), является невозможность проследить их годографы после вступлений прямой «водной» волны (V_p = 1,46–1,50 км/с). Также помеху для поперечных волн в начальной части записи составляют продольные волны, образующиеся в верхней части разреза земной коры и имеющие здесь высокую динамическую выразительность. Таким образом, отображение строения земной коры в поле поперечных волн, особенно в верхней её части, менее представительно, чем в поле продольных. В среднем на профиле ГСЗ Арктика-2012 поперечные аналоги продольных волн удалось выделить в половине случаев для отражений от границы М и в 30 % случаев рефрагированных волн в консолидированной коре.

Примеры моделирования рефрагированных S-волн в кристаллической коре (S_g, S_L) и отраженных волн от границы М (S_MS) приведены на

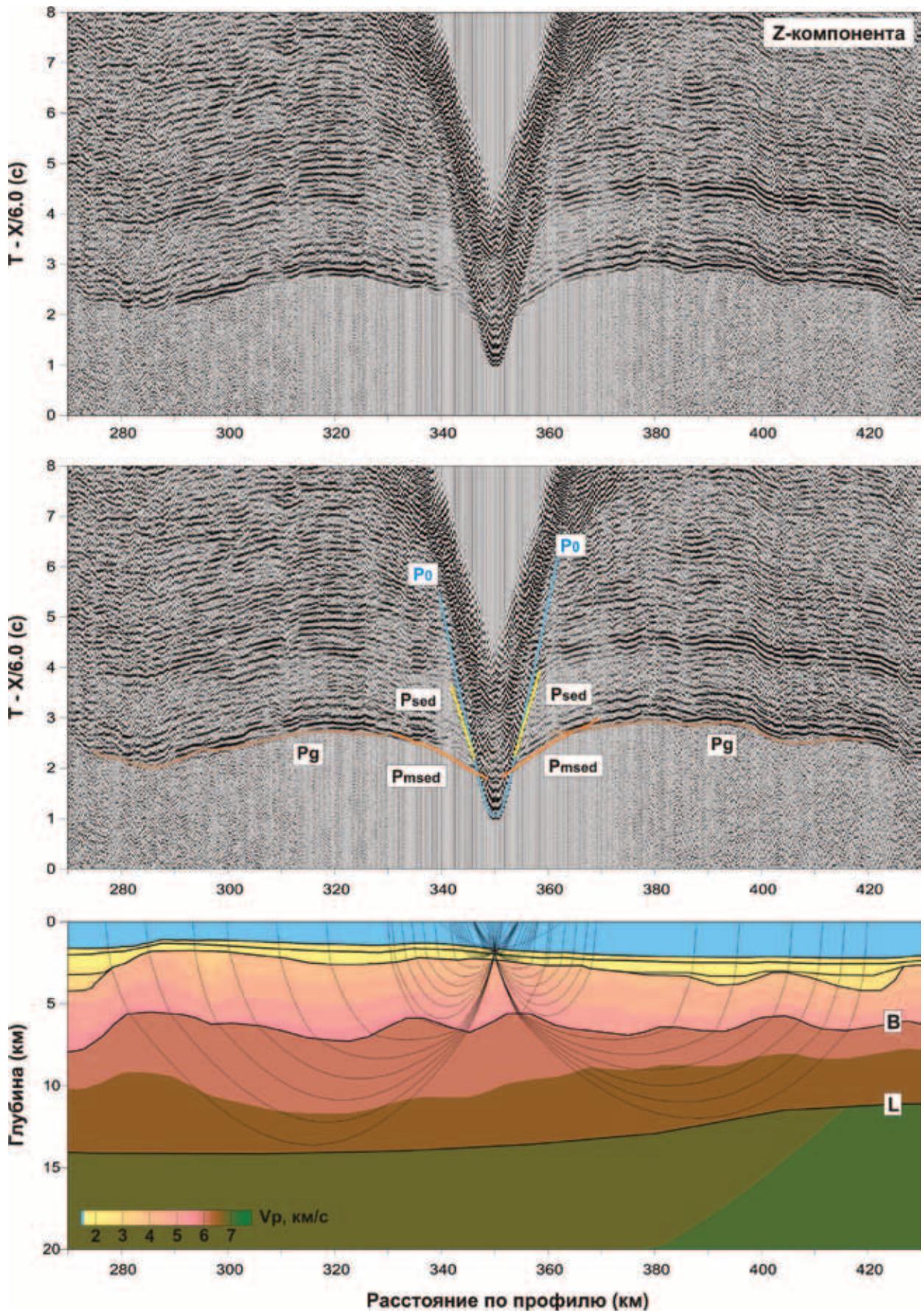


Рис. 9. Пример лучевого моделирования головных (рефрагированных) Р-волн в верхней части земной коры (ПК 350)
 P_0 – прямая волна в водном слое; P_{sed} – головные (рефрагированные) волны в осадках; P_{msed} – рефрагированные волны в промежуточном комплексе; P_g – рефрагированные волны в верхней части кристаллической коры; В – поверхность кристаллической коры; L – поверхность нижней части кристаллической коры

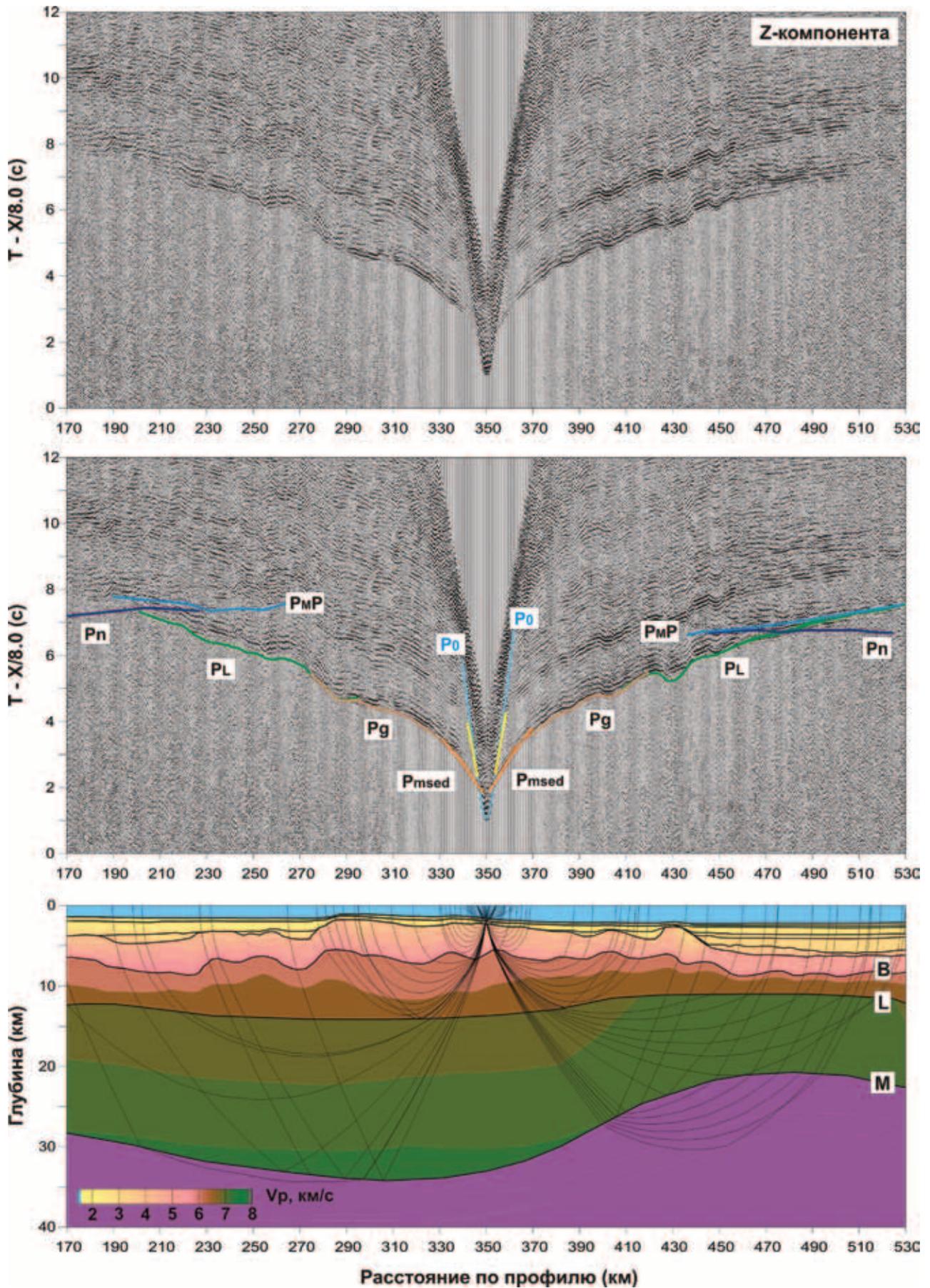


Рис. 10. Пример лучевого моделирования головных (рефрагированных) и отраженных Р-волн в земной коре и верхней мантии (ПК 350)

P_L – рефрагированные волны в нижней части кристаллической коры; $P_M P$ – отраженные волны от границы М; P_n – головные (рефрагированные) волны в верхней мантии; М – подошва земной коры. Ост. обозн. см. на рис. 9

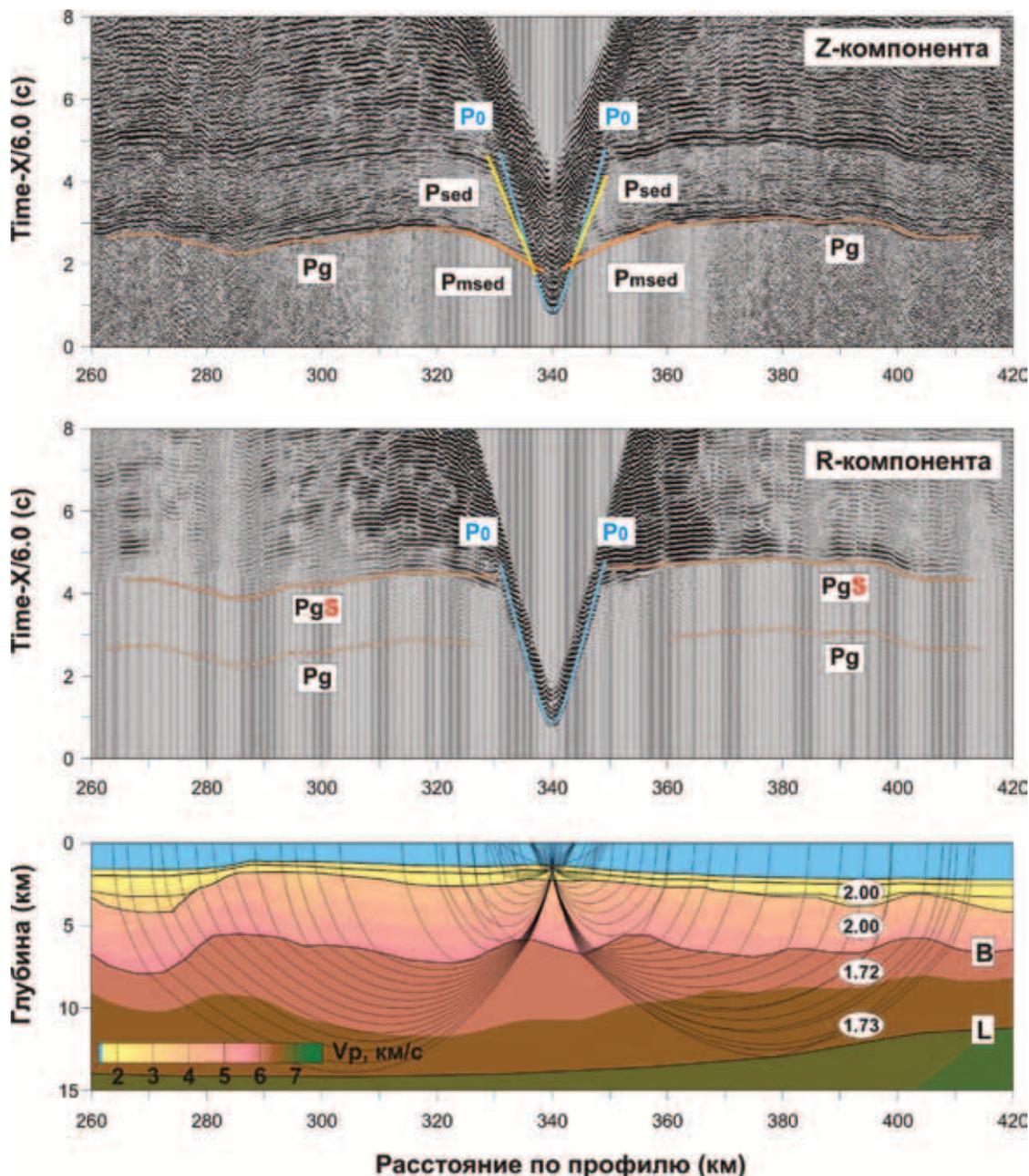


Рис. 11. Пример лучевого моделирования головных (рефрагированных) P-волн в верхней части земной коры и обменных PgS-волн (ПК 340)

PgS – обменная волна на восходящем луче на поверхности кристаллической коры. Ост. обозн. см. на рис. 9

рис. 12. Их кинематические особенности позволяют оценить значения отношения скоростей V_p/V_s в кристаллической части земной коры. По результатам моделирования величина этого отношения для кристаллической земной коры варьирует от 1,70 до 1,77, что существенно отличается от значений V_p/V_s в осадочных комплексах.

В результате моделирования продольных, обменных и поперечных волн была построена скоростная модель земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Арктика-2012 (рис. 13), где показаны основные сейсмические границы, значения скоростей V_p и отношения V_p/V_s .

Оценка качества подбора и степени неоднозначности скоростной модели. Важной задачей моделирования является определение достоверности и сте-

пени возможной неоднозначности полученного разреза. Для оценки качества подбора использовался пакет программ Xrayinv для 2D кинематического лучевого моделирования [30]. Анализировались различия между расчётными и наблюдаемыми временами вступлений волн на интервале, где выполнена корреляция годографов. Количественная мера соответствия наблюдаемых и расчётных годографов – среднеквадратическое отклонение (RMS) и нормализованное значение критерия χ^2 , которое вычисляется по формуле:

$$\chi^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left(\frac{T_{0i} - T_{ci}}{U_i} \right)^2,$$

где T_{0i} – наблюдаемое время вступлений; T_{ci} – вычисленное время вступлений; U_i – оценка неодно-

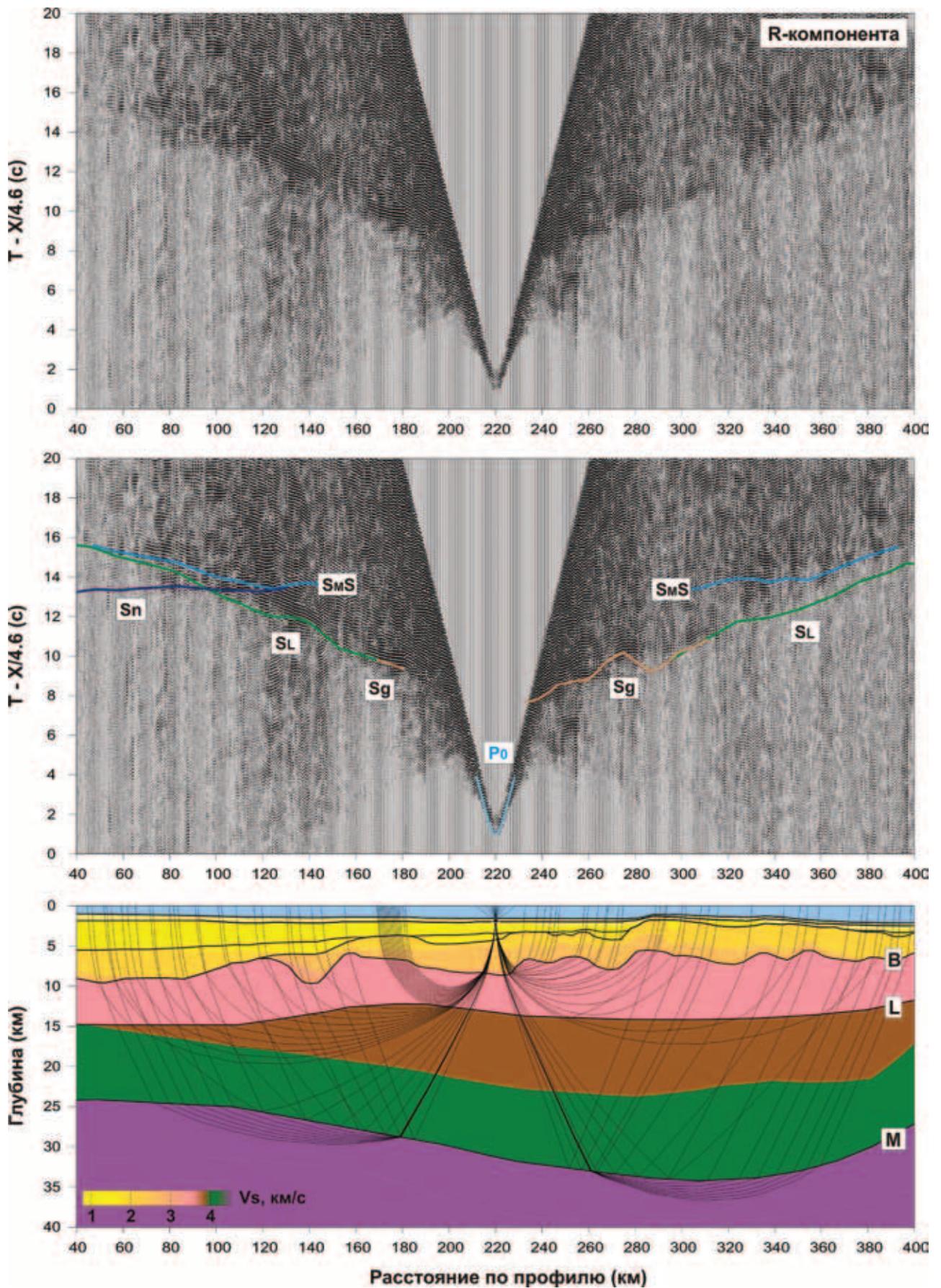


Рис. 12. Пример лучевого моделирования рефрагированных и отраженных S-волн в земной коре и верхней мантии (ПК 220) Sg – рефрагированные волны в верхней части кристаллической коры и S_L – в нижней части кристаллической коры; S_MS – отраженные волны от границы M; S_n – рефрагированные волны в верхней мантии. Ост. обозн. см. на рис. 10

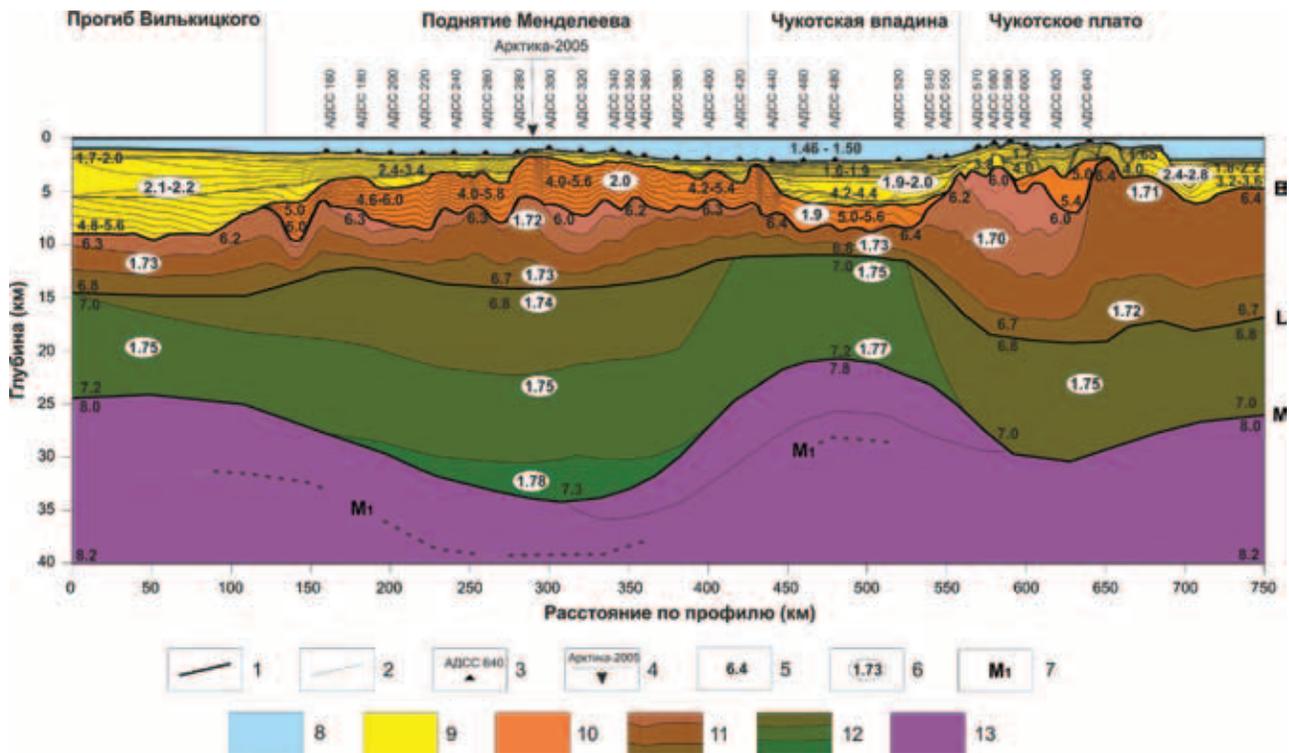


Рис. 13. Скоростная модель земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Арктика-2012
 1 – основные сейсмические границы в земной коре; 2 – изолинии скорости V_p с шагом 0,2 км/с; 3 – положение АДСС; 4 – пересечение с профилем ГСЗ Арктика-2005; 5 – значения скоростей V_p в км/с; 6 – значения отношения скоростей V_p/V_s ; 7 – отражающая граница в верхней мантии; 8 – водный слой; 9 – осадочный слой; 10 – промежуточный (метаосадочный) слой; 11 – верхняя часть кристаллической коры; 12 – нижняя часть кристаллической коры; 13 – верхняя мантия. Ост. обозн. см. на рис. 10

значности корреляции (априорно задаваемое интерпретатором стандартное отклонение T_{0j}) обычно от 0,05 до 0,20 с для разных типов волн; n – количество отсчётов времен вступлений для данной волны.

Исходя из качества исходных сейсмограмм и частотного состава волн, неоднозначность корреляции (U_j) для прямой водной волны и рефрагированных волн в осадках принята 0,05 с, для продольных в коре и верхней мантии, а также обменных в верхней части коры – 0,10 с, поперечных – 0,20 с.

Принято считать, что качество подбора удовлетворительное, если RMS не превышает 0,05–0,10 с для годографов продольных волн и 0,10–0,20 с для годографов поперечных и обменных волн, а нормализованное значение χ^2 не превышает 1. В этом случае погрешность определения скорости может оцениваться как $\pm 0,1$ –0,2 км/с. Эти оценки достаточно условны и зависят как от качества исходных данных и плотности системы наблюдений, так и от сложности скоростной модели.

В таблице представлены значения среднеквадратического отклонения и критерия χ^2 для всех видов волн, которые использовались при лучевом моделировании для построения скоростного разреза по профилю ГСЗ Арктика-2012.

Анализ этих данных показывает, что значения RMS вполне удовлетворительны для всех продольных и обменных волн, для поперечных же, особенно волны S_g , несколько превышены установленные значения погрешности в 0,20 с. Здесь сказались менее уверенное выделение поперечных волн на основе групповой корреляции и меньший интервал прослеживания волн по сравнению с их продольными аналогами.

Представительность освещения разреза сейсмическими лучами проиллюстрирована на рис. 14–16. Достаточно густая система протяженных годографов наблюдаемых продольных волн, освещающих все изучаемые интервалы разреза земной коры и верхней мантии, показывает хорошие возможности для отображения скоростной модели в поле продольных волн (рис. 14). Верхняя часть разреза

Оценка качества подбора целевых волн по профилю ГСЗ Арктика 2012

Индекс волны	Погрешность определения времен вступлений (с)	Количество точек	Среднеквадратическое отклонение (RMS, с)	χ^2
Po	0,05	685	0,021	0,174
Psed	0,05	703	0,036	0,530
Pmsed	0,05	1426	0,045	0,801
Pg	0,10	7885	0,087	0,752
P_L	0,10	8864	0,111	1,222
$P_{M1}P$	0,10	10672	0,075	0,556
Pn	0,10	1514	0,073	0,537
$P_{M1}P$	0,10	1534	0,050	0,248
P_gS	0,10	5827	0,063	0,426
P_LS	0,10	1475	0,057	0,392
S_g	0,20	152	0,293	2,154
S_L	0,20	316	0,212	1,126
$S_{M1}S$	0,20	307	0,208	1,090
S_n	0,20	47	0,124	0,395

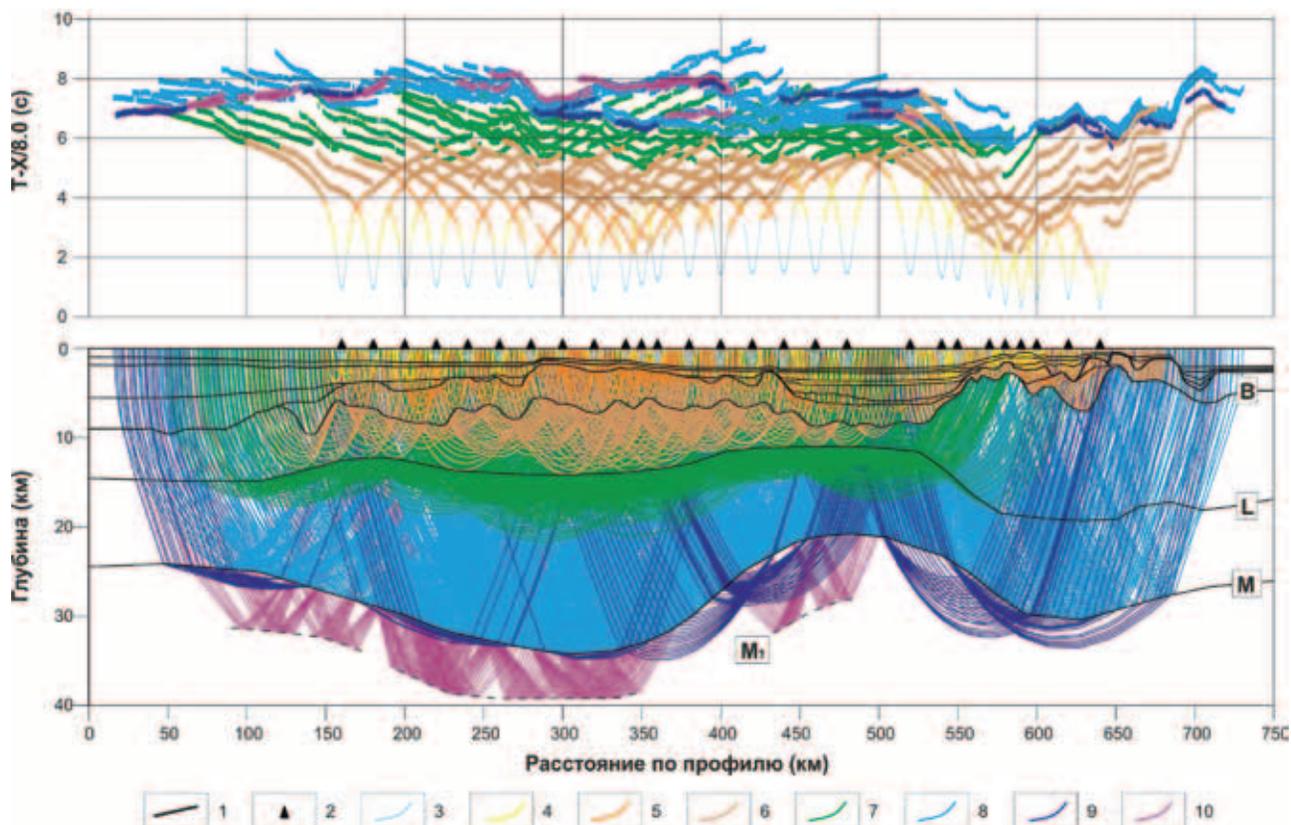


Рис. 14. Годографы наблюдаемых продольных волн (вверху) и траектории расчетных лучей (внизу) для скоростной модели земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Арктика-2012

1 – прямая волна в водном слое; 2 – рефрагированные волны в осадочном слое (P_{sed}); 3 – рефрагированные волны в промежуточном (метаосадочном) слое (P_{msed}); 4 – головные (рефрагированные) волны в верхней части кристаллической коры (P_g); 5 – головные (рефрагированные) волны в нижней части кристаллической коры (P_L); 6 – отраженные волны от подошвы земной коры (границы М) (P_MP); 7 – головные (рефрагированные) волны в верхней мантии (P_n); 8 – отраженные волны от границы в верхней мантии (P_{M1}P). Ост. обозн. см. на рис. 13

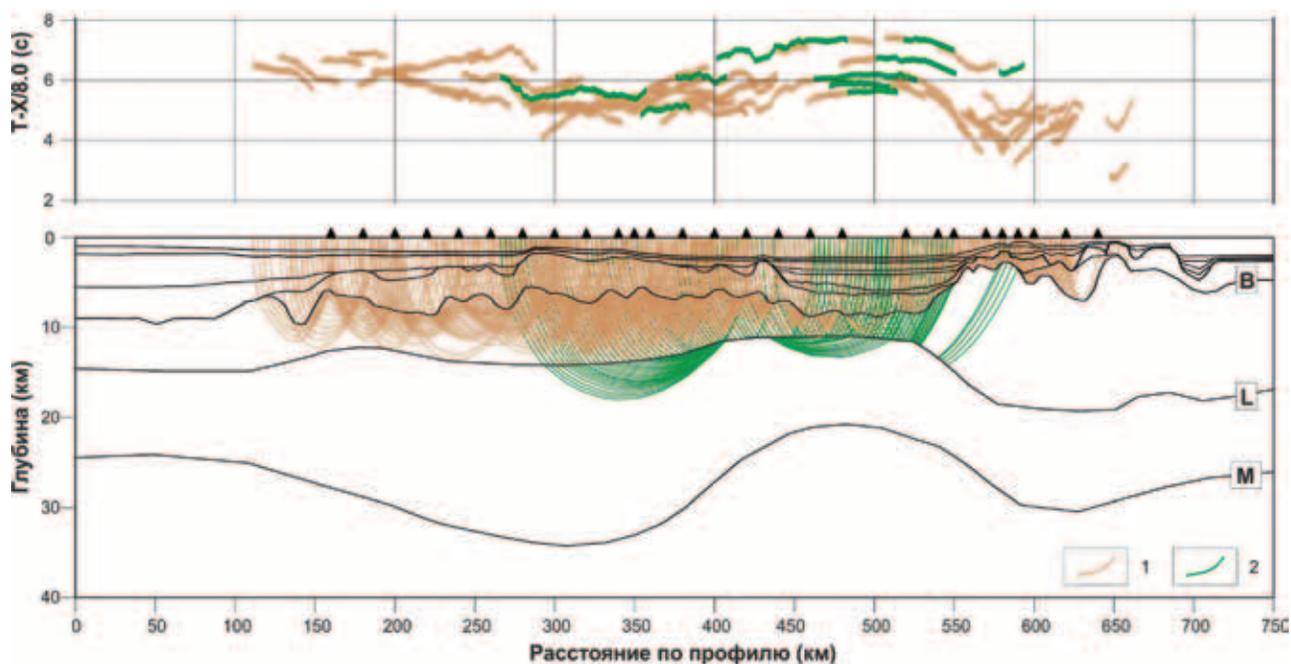


Рис. 15. Годографы наблюдаемых обменных волн (вверху) и траектории расчетных лучей (внизу) для скоростной модели земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Арктика-2012

1 – обменные P_gS-волны; 2 – обменные P_LS-волны. Ост. обозн. см. на рис. 13

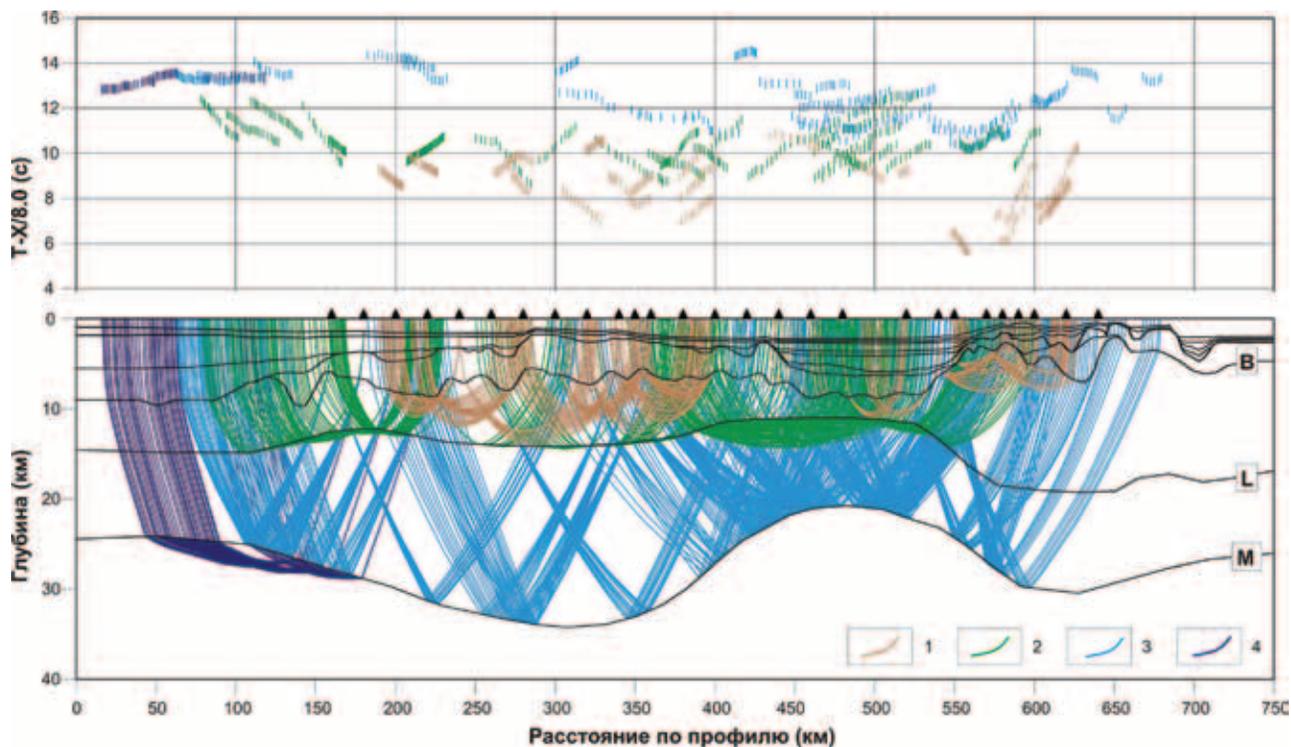


Рис. 16. Годографы наблюдаемых поперечных волн (вверху) и траектории расчетных лучей (внизу) для скоростной модели земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Арктика-2012

1 – головные (рефрагированные) волны в верхней части кристаллической коры (S_g); 2 – головные (рефрагированные) волны в нижней части кристаллической коры (S_1); 3 – отраженные волны от подошвы земной коры (границы М) ($S_M S$); 4 – головные (рефрагированные) волны в верхней мантии (S_n). Ост. обозн. см. на рис. 13

на значительной части профиля нашла отражение в обменных PS-волнах (рис. 15). Поперечные волны выделены фрагментарно, годографы короткие (рис. 16), что говорит о возможности использования S-волны, скорее, для оценки значений V_p/V_s в основных интервалах разреза, чем для построения детальной скоростной модели по поперечным волнам.

Моделирование аномалий силы тяжести. Для проверки соответствия построенной модели земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Арктика-2012 аномальному полю силы тяжести было выполнено 2D плотностное моделирование. Значения аномального поля Δg по профилю были сняты с международной карты аномалий силы тяжести Циркумполярной Арктики [18] (рис. 1). При этом в значения аномалий в свободном воздухе были введены поправки за глубину моря в соответствии с рельефом дна вдоль сейсмического профиля [2].

Первоначальная плотностная модель была построена путем пересчета значений скоростей сейсмических волн в плотности с использованием известных корреляционных зависимостей:

$$\rho = 0,23V_p^{0,25} [19] \text{ – для осадочного чехла и}$$

$$\rho = 0,18V_p + 0,4(V_p/V_s) + 1,02 [3] \text{ – для кристаллической коры.}$$

Средняя плотность верхней мантии была принята равной $3,35 \text{ г/см}^3$ [5].

Решение прямой задачи гравиметрии выполнялось в программном модуле GM-SYS (Geosoft, Oasis Montaj). Расчеты показали существенное отклонение модельной кривой от наблюдаемого поля,

поэтому дальнейшая корректировка плотностной модели выполнялась на основе 3D решения обратной задачи гравиметрии в спектральной области с последующим снижением неоднозначности решения на основе априорной информации [6]. Технологически задача решалась с применением программного комплекса КОСКАД 3D. В качестве априорной информации использовались основные границы сейсмического разреза и закономерности изменения скоростей с глубиной. Плотностная модель корректировалась методом подбора до получения удовлетворительного совпадения расчетной и наблюдаемой кривых аномального поля силы тяжести.

Результирующая плотностная модель земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Арктика-2012 представлена на рис. 17. Эта модель соответствует сейсмическому разрезу и удовлетворяет наблюдаемому полю силы тяжести (среднеквадратическое отклонение 5 мГал при максимальных отклонениях модельной кривой от наблюдаемой не более 10 мГал). При этом в отличие от скоростной модели плотностная модель гораздо детальнее отражает латеральные неоднородности в кристаллической земной коре и верхней мантии.

Значения плотностей в осадочном чехле закономерно нарастают с глубиной от $2,0$ до $2,5 \text{ г/см}^3$, в промежуточном комплексе варьируют от $2,50$ до $2,67 \text{ г/см}^3$, в кристаллической коре – от $2,60$ до $2,83 \text{ г/см}^3$ в верхней коре и от $2,85$ до $3,00 \text{ г/см}^3$ в нижней. В низах коры под поднятием Менделеева плотности достигают $3,10 \text{ г/см}^3$, в верхней мантии меняются от $3,27 \text{ г/см}^3$ под Чукотской впадиной до $3,40 \text{ г/см}^3$ на глубине $38\text{--}40 \text{ км}$ под поднятием Менделеева.

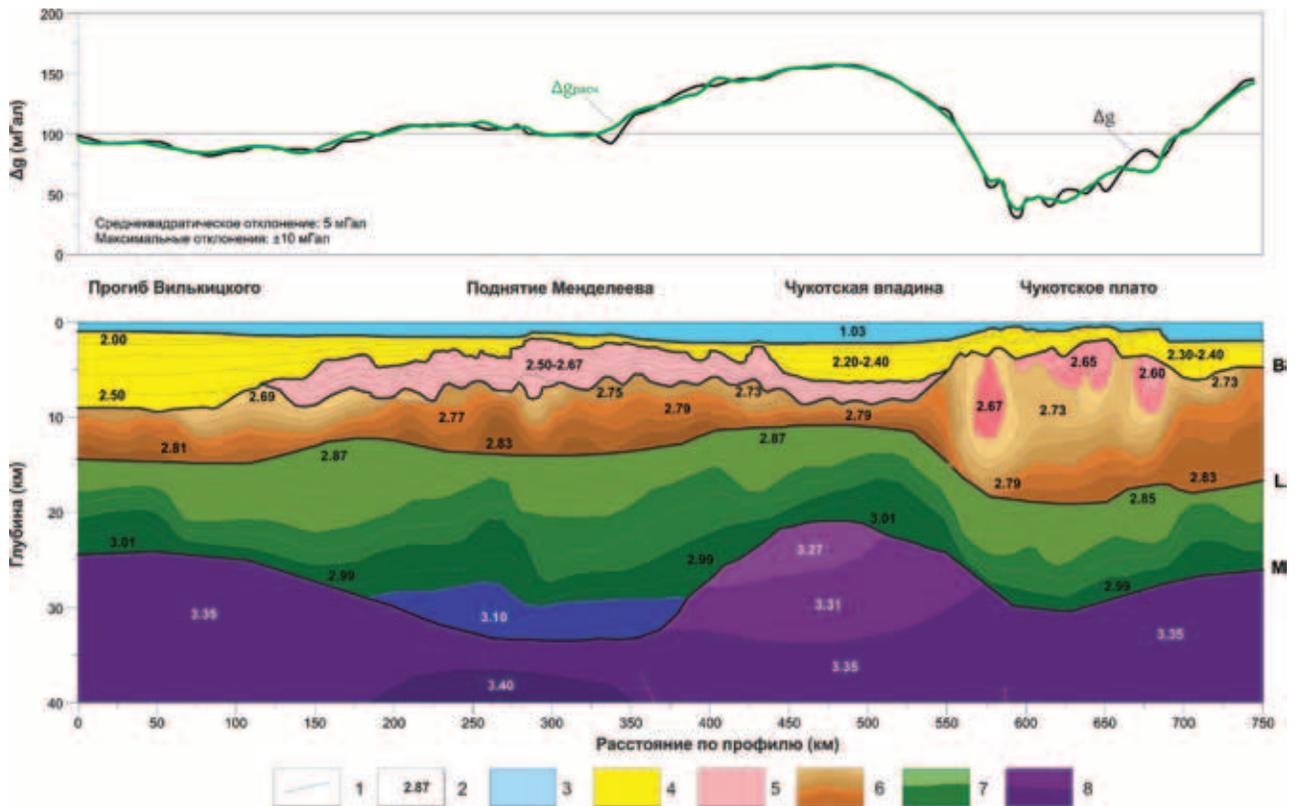


Рис. 17. Плотностная модель земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Арктика-2012

1 – основные плотностные границы в осадочном чехле и изолинии плотности с шагом $0,02 \text{ г/см}^3$ в консолидированной земной коре; 2 – значения плотности в г/см^3 ; 3 – водный слой; 4 – осадочный слой; 5 – промежуточный (метаосадочный) слой; 6 – верхняя часть кристаллической коры; 7 – нижняя часть кристаллической коры; 8 – верхняя мантия. Ост. обозн. см. на рис. 13

Особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии. Результирующие скоростная и плотностная модели земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Арктика-2012 представлены выше на рис. 13 и 17. Они иллюстрируют основные особенности глубинного строения поднятия Менделеева и сопредельных структур. На разрезах достаточно уверенно выделяются осадочный чехол, промежуточный (метаосадочный) комплекс, верхняя и нижняя кристаллическая кора, верхняя мантия.

Осадочный чехол четко идентифицируется по положению залеганию отражающих горизонтов на разрезе МОВ-ОГТ (рис. 2). Его мощность на профиле достигает 7–8 км в прогибе Вилькицкого и 4 км в Чукотской впадине, уменьшаясь до 0,5–1,0 км на поднятии Менделеева. Скорости продольных волн возрастают с глубиной от 1,6–1,9 км/с в верхней части чехла до 4,8–5,6 км/с на его подошве в самых глубоких частях. Отношение V_p/V_s изменяется в широких пределах от 1,9 до 2,8. Плотности, как правило, не превышают 2,4–2,5 г/см^3 . Согласно данным геологического опробования [7], осадочный чехол на поднятии Менделеева представлен кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, доломитами и известняками с фауной девона – перми.

Промежуточный (метаосадочный) комплекс выделяется не повсеместно. Основанием для его выделения являются смена регулярных субгоризонтальных отражений на штриховое поле наклонных отражателей на разрезе МОВ-ОГТ, а также промежуточные между осадками и кристаллической коры значения скоростей продольных волн (4,6–

6,0 км/с) и отношения V_p/V_s (1,9–2,0) по данным ГСЗ. Промежуточный комплекс мощностью до 3–4 км выделяется на поднятии Менделеева, существенно меньшей мощности (1,5–2,0 км) в Чукотской впадине, фрагментарно в пределах Чукотского плато и не выделяется в прогибе Вилькицкого. В его кровле на эскарпах поднятия Менделеева драгированы зеленые сланцы, метабазиты, гнейсы, а в двух скважинах глубоководного бурения в северной и южной частях поднятия Менделеева получен керн кайнотипных базальтов (трахибазальтов и трахиандезитов) мелового возраста [7]. По-видимому, эти базальты принадлежат к ареалу крупной магматической провинции Высокой Арктики (НАЛIP) [20].

Верхняя кристаллическая кора определяется по значениям скоростей продольных волн (от 6,0–6,3 км/с в верхней и до 6,7 км/с в нижней частях) и по относительно низким значениям отношения V_p/V_s (1,70–1,73) (рис. 13). Средние плотности пород, слагающих верхнюю кору, варьируют от 2,60 до 2,83 г/см^3 . Мощность верхней коры меняется от 15 км под Чукотским плато до 2 км под Чукотской впадиной. На поднятии Менделеева мощность верхней коры составляет 7–8 км. Состав верхней коры не известен, но, судя по значениям физических свойств слагающих ее образований, может быть представлен вулканическими и метаморфическими породами преимущественно кислого и среднего состава [1, 13]. В пользу этого свидетельствует также наличие в драгированных на поднятии Менделеева пробах обломков гранитов, гнейсо-гранитов, гранодиоритов и габбро-долеритов [7].

Нижняя кристаллическая кора характеризуется значениями скоростей продольных волн от 6,8 до 7,2 км/с, отношения V_p/V_s – от 1,74 до 1,78. Средние плотности в ней составляют 2,85–3,01 г/см³. Под поднятием Менделеева в низах кристаллической коры скорости продольных волн возрастают до 7,3 км/с, а плотности до 3,10 г/см³. Мощность нижней коры вдоль профиля составляет в среднем около 10 км, за исключением поднятия Менделеева, где она достигает почти 20 км. Возможно, это связано с магматическим андерплейтингом, который в свою очередь привел к внутриплитному основному вулканизму и формированию HALIP.

Верхняя мантия характеризуется нормальными значениями скоростей продольных волн 7,8–8,0 км/с. Средняя плотность оценивается в 3,35 г/см³. Однако в наиболее приподнятой части под Чукотской впадиной плотность верхней мантии снижается до 3,27, а на глубине под поднятием Менделеева, возможно, достигает 3,40 г/см³ (рис. 17).

В целом нужно отметить, что внутреннее строение и основные параметры земной коры вдоль всего профиля Арктика-2012 по своим характеристикам, таким как мощность, скорость продольных волн, отношение V_p/V_s и плотности, соответствуют коре континентального типа. Особенно убедительно в пользу континентальной природы свидетельствуют наличие верхней кристаллической коры предположительно кислого-среднего состава и значения отношения V_p/V_s в кристаллической коре, типичные для коры континентального типа 1,70–1,78, в отличие от типичных значений для океанической коры – 1,81–1,87 [4, 21].

Сравнение с результатами других исследований.

Система поднятий Альфа-Менделеева в последние годы была изучена несколькими профилями ГСЗ (рис. 1). На рис. 18 приводятся опубликованные скоростные модели V_p земной коры и верхней мантии, построенные в результате исследований. Сопоставление скоростных моделей поднятия Менделеева по разным профилям, построенным различными авторскими коллективами, показывает их принципиальное соответствие друг другу.

На всех моделях в пределах земной коры выделяются близкие по своим характеристикам осадочные, промежуточные (метаосадочные) комплексы и разделенная на верхнюю и нижнюю части кристаллическая кора. Скоростные параметры верхней и нижней кристаллической коры также вполне сопоставимы между собой. Кроме верхней и нижней коры, на профиле Арктика-2000 выделен корово-мантийный слой со скоростями V_p 7,4–7,6 км/с [25]. Наиболее сильно отличаются от остальных профилей значения скоростей в нижней коре непосредственно над границей с верхней мантией по профилю Арктика-2005 (6,9 в отличие от 7,3 км/с на остальных профилях) [9]. Однако эти отличия не сказываются на принципиальной интерпретации структуры и мощности земной коры поднятия Менделеева и демонстрируют полное подобие его глубинного строения строению земной коры и верхней мантии поднятия Альфа.

На рис. 19 сравниваются скоростные модели V_p земной коры и верхней мантии поднятия Менделеева и Исландско-Фарерского порога и плато Кергелен.

Исландско-Фарерский порог и плато Кергелен выбраны для сравнения с поднятием Менделеева

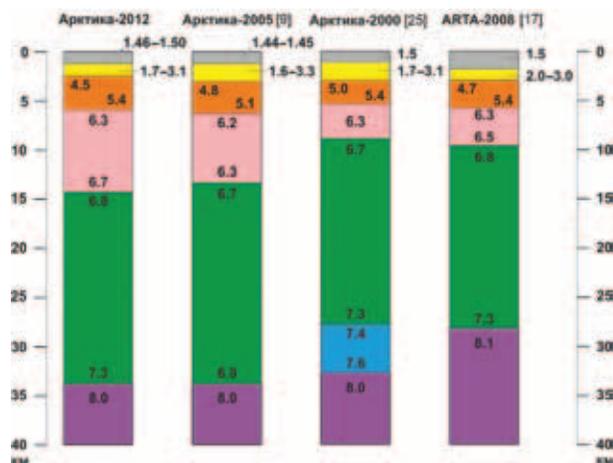


Рис. 18. Сравнение скоростных моделей V_p : земная кора и верхняя мантия по профилю ГСЗ Арктика-2012 и поднятие Менделеева по другим профилям ГСЗ (значения скорости даны в км/с, положение профилей показано на рис. 1)

не случайно. Дело в том, что вокруг природы земной коры этих структур ведутся долгие дискуссии. Принято считать, что обе эти структуры сформировались в результате вулканических излияний, но Исландско-Фарерский порог на океанической коре [12], а плато Кергелен на коре континентального типа [27].

Сравнение скоростных моделей земной коры и верхней мантии этих структур показывает их сходство: ниже осадков, переслаивающихся с базальтами, располагается кристаллическая кора со скоростями V_p , типичными как для океанической, так и для континентальной коры. Однако обращает на себя внимание существенно большая (на 10–12 км) мощность земной коры поднятия Менделеева. Кроме того, значения отношения V_p/V_s , определенные на поднятия Менделеева по данным многокомпонентных наблюдений, указывают на предположительно кислый-средний состав верхней кристаллической коры в его пределах. А результаты изотопно-геохимических исследований дон-

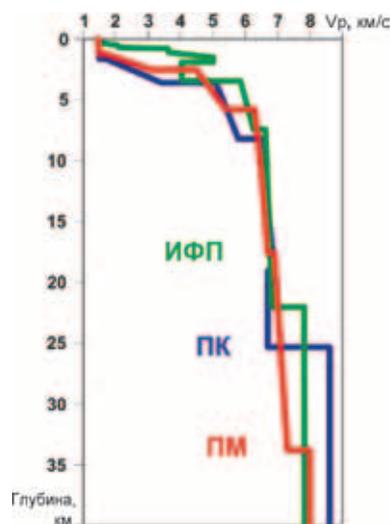


Рис. 19. Сравнение скоростных моделей V_p : земная кора и верхняя мантия поднятия Менделеева (ПМ) и Исландско-Фарерского порога (ИФП) [12] и плато Кергелен (ПК) [27]

но-каменного материала, отобранного на эскарпах поднятия Менделеева, убедительно свидетельствуют о его континентальной природе [7].

Таким образом, есть все основания считать, что поднятие Менделеева, несмотря на сходство скоростей V_p в пределах кристаллической коры с Исландско-Фарерским порогом, сформировалось на континентальной коре.

Заключение. Впервые в высокоширотной Арктике по одной и той же линии профиля, пересекающего поднятие Менделеева, были выполнены наблюдения ГСЗ с донными станциями и трёхкомпонентной регистрацией волнового поля по плотной системе наблюдений, позволяющие изучить земную кору на всю ее мощность, и сейсмические исследования МОВ-ОГТ с высокой кратностью, детально освещающие строение верхней части земной коры. Новые данные позволили построить скоростную и плотностную модели земной коры и верхней мантии по профилю протяженностью 740 км, пересекающему поднятие Менделеева на 77° с.ш. Установлены особенности глубинного строения северовосточной части прогиба Вилькицкого, поднятия Менделеева, Чукотской впадины и Чукотского плато. Впервые для земной коры региона получены оценки не только значений скоростей продольных волн и плотности, но и отношения скоростей V_p/V_s . Сопоставление построенных моделей с результатами предшествовавших исследований системы поднятий Альфа-Менделеева и их интерпретация с учетом данных геологического изучения эскарпов поднятия Менделеева позволяют считать, что система поднятий Альфа-Менделеева, вероятнее всего, сформировалась на континентальной коре и осложнена последующим основным магматизмом.

Авторы благодарят своих коллег-геологов С. П. Шокальского, М. Л. Вербу и И. Ю. Винокурова за плодотворное обсуждение результатов геофизических построений.

1. *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.
2. *Андреев Б.А., Клушин И.Г.* Геологическое истолкование гравитационных аномалий. — М.: Недра, 1965. — 495 с.
3. *Кашубин С.Н.* Методика анализа физических свойств горных пород при региональных сейсмических исследованиях (на примере Тагильско-Магнитогорского прогиба) // Геофизические методы поисков и разведки рудных и нерудных месторождений. — Свердловск: СГИ, 1984. — С. 83–91.
4. *Кашубин С.Н.* Типы земной коры Циркумполярной Арктики / С.Н. Кашубин, Н.И. Павленкова, О.В. Петров, Е.Д. Мильштейн, С.П. Шокальский, Ю.М. Эринчек // Регион. геология и металлогения. 2013. № 55. — С. 5–20.
5. *Красовский С.С.* Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. — Киев: Наукова думка, 1981. — 112 с.
6. *Мильштейн Е.Д., Петров Б.В.* и др. Развитие методологических основ и технологий геологической интерпретации глубинных геофизических данных на опорных и региональных профилях с созданием специализированной геолого-картографической продукции и переоценкой минерагенического потенциала территорий // Известия ВСЕГЕИ. 2008. Т. 7 (55). — С. 135–155.
7. *Морозов А.Ф.* Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Централь-

но-Арктических поднятий / А.Ф. Морозов, О.В. Петров, С.П. Шокальский, С.Н. Кашубин, А.А. Кременецкий, М.Ю. Шкатов, В.Д. Каминский, Е.А. Гусев, Г.Э. Грикуров, П.В. Рекант, С.С. Шевченко, С.А. Сергеев, В.В. Шатов // Регион. геология и металлогения. 2013. № 53. — С. 34–55.

8. *Морозов А.Ф., Шкатов М.Ю., Корнеев О.Ю., Кашубин С.Н.* Комплексная геолого-геофизическая экспедиция «Арктика-2012» по обоснованию континентальной природы поднятия Менделеева в Северном Ледовитом океане // Разведка и охрана недр. 2014. № 3. — С. 22–27.

9. *Поселов В.А., Аветисов Г.П., Каминский В.Д.* и др. Российские арктические геотраверсы. — СПб., ФГУП «ВНИИОкеангеология» им. И.С. Грамберга, 2011. — 172 с.

10. *Поселов В.А.* Глубинное строение континентального шельфа района хребта Менделеева (Восточная Арктика) по результатам геолого-геофизических исследований на опорном профиле Арктика-2005 / В.А. Поселов, В.Д. Каминский, Г.П. Аветисов, А.Д. Павленкин, И.А. Андреева, В.В. Буценко // Модели земной коры и верхней мантии: Материалы Междунар. науч.-практич. семинара. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. — С. 163–167.

11. *Сакулина Т.С.* Комплексные геолого-геофизические исследования на опорном профиле 5-АР в Восточно-Сибирском море / Т.С. Сакулина, М.Л. Верба, Т.В. Кашубина, Н.А. Крупнова, С.Н. Табырца, Г.И. Иванов // Разведка и охрана недр. 2011. № 10. — С. 17–23.

12. *Bohnhoff M., Makris J.* Crustal structure of the southeastern Iceland-Faeroe Ridge (IFR) from wide aperture seismic data // J. of Geodynamics. 2004. 37, 2, 233–252.

13. *Christensen N.* Poisson's ratio and crustal seismology // J. Geophys. Res. 1996. 101, B2, 3139–3156.

14. *Coffin M.F., Eldholm O.* Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences // Rev. of Geophys. 1994. 32, 1–36.

15. *Dove D., Coakley B., Hopper J., Kristoffersen Y.* Bathymetry, controlled source seismic and gravity observations of the Mendeleev ridge; implications for ridge structure, origin, and regional tectonics // Geophys. J. 2010. Int. 183, 481–502.

16. *Forsyth D.* Alpha Ridge and iceland-products of the same plume? / D. Forsyth, A.L. Morel, P. Huisser, I. Asudeh, A. Green // J. Geodyn. 1986. 6, 197–214.

17. *Funck T., Jackson H.R., Shimeld J.* The crustal structure of the Alpha Ridge at the transition to the Canadian Polar Margin: Results from a seismic refraction experiment // J. Geophys. Res. 2011. Solid Earth 116, 1–26.

18. *Gaina C., Werner S.C., Saltus R., Maus S.*, the CAMP-GM GROUP. Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic // Arctic Petroleum Geology. — Geological Society, London, Memoirs, 2011. 35, 39–48.

19. *Gardner G.H.F., Gardner L.W., Gregory A.R.* Formation velocity and density — the diagnostic basics for stratigraphic traps // Geophysics. 1974. 29, N 6. P. 770–780.

20. *Gottlieb E.S.* et al. Cretaceous Arctic magmatism: Slab vs. plume? Or slab and plume? / E.S. Gottlieb, E.L. Miller, A.V. Andronikov, K. Brumley, L.A. Mayer, S.B. Mukasa. — AGU Fall Meeting Abstracts 12/2010.

21. *Hyndman R.D.* Poisson's ratio in the oceanic crust — a review // Tectonophysics. 1979. 59, 321–333.

22. *Jackson H.R., Dahl-Jensen T.*, the LORITA working group. Sedimentary and crustal structure from the Ellesmere Island and Greenland continental shelves onto the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. 2010. Int., 182, 11–35.

23. *Jokat W.* Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, Central Arctic Ocean // Geophys. J. 2003. Int. 152, 185–201.

24. *Lebedeva-Ivanova N.N., Gee D.G., Sergeev M.B.* Chapter 26 Crustal structure of the East Siberian continental margin, Podvodnikov and Makarov basins, based on refraction seismic data (TransArctic 1989–1991). Arctic Petroleum Geology // Spencer, Embry, Gautier, Stoupakova & Sorensen (eds). Arctic Petroleum Geology. Geological Society of London, 2011. N 35, 395–411.

25. *Lebedeva-Ivanova N.N., Zamansky Y.Y., Langinen A.E., Sorokin M.Y.* Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at

82°N: Evidence of continental crust // *Geophys. J.* 2006. Int. 165, 527–544.

26. Miller E.L. New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology / E.L. Miller, J. Toro, G. Gehrels, J.M. Amato, A. Prokopyev, M.I. Tuchkova, V.V. Akinin, T.A. Dumitru, T.E. Moore, M.P. Cecile // *Tectonics*. 2006. 25, 1–19.

27. Operto S., Charvis P., Kerguelen Plateau: A volcanic passive margin fragment? // *Geology*. 1995. 23, 2, 137–140.

28. Petrov O. Crustal structure and tectonic model of the Arctic region / O. Petrov, A. Morozov, S. Shokalsky, S. Kashubin, I.M. Artemeva, N. Sobolev, E. Petrov, R.E. Ernst, S. Sergeev, M. Smelror // *Earth-Sci. Rev.* 2016. 154, 29–71.

29. White R.S., McKenzie D.P. Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts // *J. of Geophys. Res.* 1989. 94, 7, 685–7,729.

30. Zelt C.A., Smith R.B. Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure // *Geophys. J.* 1992. Int. 108, 16–34.

1. Aleinikov A.L., Nemzorov N.I., Kashubin S.N. Sposob opredeleniya tipa gornyykh porod po seysmicheskim dannym [Method for determining rock type by seismic data]. Author's Certificate. No 1642416 A1 Cl. G 01 V1 / 30. 1991.

2. Andreev B.A., Klushin I.G. Geologicheskoe istolkovanie gravitatsionnykh anomalii [Geological interpretation of gravity anomalies]. Moscow: Nedra. 1965. 495 p.

3. Kashubin S.N. Method for analyzing physical properties of rocks at regional seismic studies (exemplified by the Tagil-Magnitogorsk trough). *Geophysical methods of prospecting and exploration of ore and non-metallic deposits*. Sverdlovsk: SGI. 1984. Pp. 83–91. (In Russian).

4. Kashubin S.N., Pavlenkova N.I., Petrov O.V., Milshtein E.D., Shokalsky S.P., Erinchek Yu.M. Crustal types in the Circumpolar Arctic. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya*. 2013. No 55, pp. 5–20. (In Russian).

5. Krasovsky S.S. Otrazhenie dinamiki zemnoy kory kontinentalnogo tipa v gravitatsionnom pole [Reflection of continental crust dynamics in gravity field]. Kiev: Naukova Dumka. 1981. 112 p.

6. Milstein E.D., Petrov B.V. et al. Development of methodological bases and technologies for geological interpretation of deep geophysical data on reference and regional lines with compiling specialized geological and cartographic products and reevaluating metallogenic potential of areas. *VSEGEI Proceedings*. St. Petersburg: VSEGEI Press. 2008. Vol. 7 (55). Pp. 135–155. (In Russian).

7. Morozov A.F., Petrov O.V., Shokalsky S.P., Kashubin S.N., Kremenskiy A.A., Shkatov M.Yu., Kaminsky V.D., Gusev E.A., Griukurov G.E., Rekant P.V., Shevchenko S.S., Sergeev S.A., Shatov V.V. New geological evidence substantiating the continental nature of the Central Arctic Uplifts area. *Regionalnaya geologiya i metallogeniya*. 2013. No 53, pp. 34–55. (In Russian).

8. Morozov A.F., Shkatov M.Yu., Korneev O.Yu., Kashubin S.N. Comprehensive geological and geophysical expedition «Arctic-2012» for substantiation of the continental nature of the Mendeleev Ridge in the Arctic Ocean. Exploration and conservation of mineral resources. *Razvedka i okhrana nedr*. 2014. No 3, pp. 22–27. (In Russian).

9. Poselov V.A., Avetisov G.P., Kaminsky V.D. et al. Rossiyskie arkticheskie geotraversy [Russian Arctic geotraverses]. St. Petersburg. FGUP «VNIIOkeangeologia» named after I.S. Gramberg. 2011. 172 p.

10. Poselov V.A., Kaminsky V.D., Avetisov G.P., Pavlenkin A.D., Andreeva I.A., Butsenko V.V. Deep structure of the continental shelf in the Mendeleev Ridge area (Eastern Arctic) based on geological and geophysical studies on the reference line Arctic-2005. *Models of the Earth's crust and upper mantle*. VSEGEI Press. 2007. Pp. 163–167. (In Russian).

11. Sakulina T.S., Verba M.L., Kashubina T.V., Krupnova N.A., Tabyrtsa S.N., Ivanov G.I. Comprehensive geo-

logical and geophysical studies on the reference line 5-AR in the East Siberian Sea. *Razvedka i okhrana nedr*. 2011. No 10, pp. 17–23. (In Russian).

12. Bohnhoff, M., Makris, J. 2004: Crustal structure of the southeastern Iceland-Faeroe Ridge (IFR) from wide aperture seismic data. *Journal of Geodynamics*, 37, 2, 233–252.

13. Christensen, N., 1996: Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research* 101, B2, 3139–3156.

14. Coffin, M.F., and Eldholm, O., 1994: Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, 32, 1–36.

15. Dove, D., Coakley, B., Hopper, J., Kristoffersen, Y., 2010: Bathymetry, controlled source seismic and gravity observations of the Mendeleev ridge; implications for ridge structure, origin, and regional tectonics. *Geophysical Journal International*, 183(2), 482–502.

16. Forsyth, D., Morel, A.L., Huissier, P., Asudeh, I., Green, A., 1986: Alpha Ridge and iceland-products of the same plume? *Journal of Geodynamics*, 6, 197–214.

17. Funck, T., Jackson, H.R., Shimeld, J., 2011: The crustal structure of the Alpha Ridge at the transition to the Canadian Polar Margin: Results from a seismic refraction experiment. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 116, 1–26.

18. Gaina, C., Werner, S.C., Saltus, R., Maus, S., the Camp-GM GROUP, 2011: Circum-Arctic mapping project: new magnetic and gravity anomaly maps of the Arctic. *Arctic Petroleum Geology*. Geological Society, London, Memoirs, 35, 39–48.

19. Gardner, G.H.F., Gardner, L.W. and Gregory, A.R., 1974: Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*, 29, 6, 770–780.

20. Gottlieb, E.S., Miller, E.L., Andronikov, A.V., Brumley, K., Mayer, L.A., Mukasa, S.B., 2010: Cretaceous Arctic magmatism: Slab vs. plume? Or slab and plume? AGU Fall Meeting Abstracts 12/2010.

21. Hyndman, R.D., 1979: Poisson's ratio in the oceanic crust – a review. *Tectonophysics*, 59, 321–333.

22. Jackson, H.R., Dahl-Jensen, T., the LORITA working group, 2010: Sedimentary and crustal structure from the Ellesmere Island and Greenland continental shelves onto the Lomonosov Ridge, Arctic Ocean. *Geophysical Journal International*, 182, 11–35.

23. Jokat, W., 2003: Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, Central Arctic Ocean. *Geophysical Journal International*, 152, 185–201.

24. Lebedeva-Ivanova, N.N., Gee, D.G., Sergeyev, M.B., 2011: Chapter Crustal structure of the East Siberian continental margin, Podvodnikov and Makarov basins, based on refraction seismic data (TransArctic 1989–1991). *Arctic Petroleum Geology*. In: Spencer, Embry, Gautier, Stoupakova & Sørensen (eds.). *Arctic Petroleum Geology*. Geological Society of London, 35, 395–411.

25. Lebedeva-Ivanova, N.N., Zamansky, Y.Y., Langinen, A.E., Sorokin, M.Y., 2006: Seismic profiling across the Mendeleev Ridge at 82°N: Evidence of continental crust. *Geophysical Journal International*. 165, 527–544.

26. Miller, E.L., Toro, J., Gehrels, G., Amato, J.M., Prokopyev, A., Tuchkova, M.I., Akinin, V.V., Dumitru, T.A., Moore, T.E., Cecile, M.P., 2006: New insights into Arctic paleogeography and tectonics from U-Pb detrital zircon geochronology. *Tectonics* 25, 1–19.

27. Operto, S., Charvis, P., 1995: Kerguelen Plateau: A volcanic passive margin fragment? *Geology*, 23, 2, 137–140.

28. Petrov, O., Morozov, A., Shokalsky, S., Kashubin, S., Artemeva, I.M., Sobolev, N., Petrov, E., Ernst, R.E., Sergeev, S., Smelror, M., 2016: Crustal structure and tectonic model of the Arctic region. *Earth-Science Reviews*, 154, 29–71.

29. White, R.S., and McKenzie, D.P., 1989: Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research* 94, 7, 685–7,729.

30. Zelt, C.A., Smith, R.B., 1992: Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophysical Journal International*, 108, 16–34.

Кащубин Сергей Николаевич – доктор геол.-минер. наук, профессор, зам. ген. директора, ВСЕГЕИ ¹. <sergey_kashubin@vsegei.ru>

Петров Олег Владимирович – доктор геол.-минер. наук, доктор экон. наук, ген. директор, ВСЕГЕИ ¹. <vsegei@vsegei.ru>

Артемяева Ирина Михайловна – доктор геол.-минер. наук, профессор, Институт наук о Земле и природных ресурсах (ИГН), Университет Копенгагена. Ёстер Вольдгаде 10, Копенгаген 1350, Дания. <irina@ign.ku.dk>

Морозов Андрей Федорович – канд. геол.-минер. наук, зам. руководителя, Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра). Ул. Б. Грузинская, 4/6, Д242, ГСП5, Москва, 125993, Россия. <amorozov@rosnedra.com>

Вяткина Дарья Владимировна – геофизик I кат., ВСЕГЕИ ¹ <darya_vyatkina@vsegei.ru>

Гольшиева Юлия Сергеевна – геофизик I кат., ВСЕГЕИ ¹ <juliya_golysheva@vsegei.ru>

Кащубина Татьяна Викторовна – вед. геофизик, ВСЕГЕИ ¹. <tatiana_kashubina@vsegei.ru>

Мильштейн Евгения Дововна – канд. геол.-минер. наук, зав. отделом, ВСЕГЕИ ¹. <evgenia_milshstein@vsegei.ru>

Рыбалка Александр Викторович – канд. геол.-минер. наук, вед. геофизик, ВСЕГЕИ ¹. <alexander_rybalka@vsegei.ru>

Эринчек Юрий Маркович – канд. геол.-минер. наук, зам. ген. директора, ВСЕГЕИ ¹. <yuri_erinчек@vsegei.ru>

Сакулина Тамара Сергеевна – канд. физ.-мат. наук, зав. лабораторией, ОАО «Севморгео» ². <sakoulina@sevmorgeo.com>

Крупнова Наталья Александровна – канд. физ.-мат. наук, науч. сотрудник, ОАО «Севморгео» ². <n_krupnova@mail.ru>

Kashubin Sergei Nikolaevich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, Deputy Director General, VSEGEI ¹. <sergey_kashubin@vsegei.ru>

Petrov Oleg Vladimirovich – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Doctor Economic Sciences, Director General, VSEGEI ¹. <OPetrov@vsegei.ru>

Artemeva Irina Mikhailovna – Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Professor, IGN, University of Copenhagen. Oester Voldgade 10, Copenhagen 1350, Denmark. <irina@ign.ku.dk>

Morozov Andrey Fedorovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Deputy Head, Federal Agency on Mineral Resources (Rosnedra). 4/6, Bolshaya Gruzinskaya Street, D424, GSP5, Moscow, 125993, Russia. <amorozov@rosnedra.com>

Vyatkina Daria Vladimirovna – Geophysicist, VSEGEI ¹. <darya_vyatkina@vsegei.ru>

Golysheva Yuliia Sergeevna – Geophysicist, VSEGEI ¹. <juliya_golysheva@vsegei.ru>

Kashubina Tatiana Viktorovna – Lead Geophysicist, VSEGEI ¹. <tatiana_kashubina@vsegei.ru>

Milshstein Evgeniia Dovovna – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Head of the entire department, VSEGEI ¹. <evgenia_milshstein@vsegei.ru>

Rybalka Aleksandr Viktorovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Lead Geophysicist, VSEGEI ¹. <alexander_rybalka@vsegei.ru>

Erinчек Yurii Markovich – Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Deputy Director General, VSEGEI ¹. <yuri_erinчек@vsegei.ru>

Sakulina Tamara Sergeevna – Candidate of Physical and Mathematical Sciences, Head of the laboratory, JSC «Sevmorgeo»². <sakoulina@sevmorgeo.com>

Krupnova Natal'ja Aleksandrovna – Candidate of Physical and Mathematical Sciences, Researcher, JSC «Sevmorgeo»². <n_krupnova@mail.ru>

¹ Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (VSEGEI). 74, Sredny Prospect, St. Petersburg, 199106, Russia.

² АО «Севморгео». Ул. Розенштейна, д. 36, Санкт-Петербург, 198095, Россия.

JSC «Sevmorgeo». 36, Rosenstein St., St. Petersburg, 198095, Russia.