

**ПОПЕРЕЧНЫЕ И ОБМЕННЫЕ  
ВОЛНЫ  
ПРИ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ  
ИССЛЕДОВАНИЯХ НА АКВАТОРИЯХ**

MINISTRY OF NATURAL RESOURCES AND ENVIRONMENT  
OF RUSSIAN FEDERATION  
FEDERAL AGENCY OF MINERAL RESOURCES  
A. P. KARPINSKY RUSSIAN GEOLOGICAL RESEARCH INSTITUTE

---

VSEGEI Proceedings

New series

Volume 360

# **SHEAR AND CONVERTED WAVES IN MARINE DEEP SEISMIC STUDIES**



St. Petersburg

2019

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ  
ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО

---

Труды ВСЕГЕИ

Новая серия

Том 360

**ПОПЕРЕЧНЫЕ И ОБМЕННЫЕ ВОЛНЫ  
ПРИ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ  
ИССЛЕДОВАНИЯХ НА АКВАТОРИЯХ**



Санкт-Петербург

2019

УДК 550.83:551.14

ББК 26.21

П57

**Поперечные и обменные волны при глубинных сейсмических исследованиях на акваториях** / под ред. С. Н. Кашубина, О. В. Петрова. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. – 155 с. – (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 360).  
ISBN 978-5-93761-278-6

В книге на основе лучевого и полноволнового конечно-разностного математического моделирования и экспериментального материала рассмотрены возможности расширения типов и классов сейсмических волн, используемых в морской сейсмозведке. Даны рекомендации по идентификации поперечных и обменных волн при морских сейсмических исследованиях с автономными донными сейсмическими станциями, изложены подходы к обработке и интерпретации данных 3-компонентных наблюдений.

Приведены результаты многоволновых сейсмических исследований в акватории Охотского моря и глубоководной части Северного Ледовитого океана. Показано, как за счет многоволновой интерпретации повышается информативность и достоверность геолого-геофизических построений, открываются дополнительные возможности по определению природы земной коры.

Книга предназначена для широкого круга геологов и геофизиков, занимающихся глубинными исследованиями земной коры и верхней мантии акваторий, и может быть полезна преподавателям, студентам и аспирантам геофизических и геологических специальностей.

#### Авторы

*С. Н. Кашубин, О. В. Петров, А. В. Рыбалка,  
Е. А. Андросов, М. Л. Верба, И. Ю. Винокуров,  
Д. В. Вяткина, Ю. С. Гольшева, Т. В. Кашубина,  
Н. А. Крупнова, Ю. П. Лукашин, Е. Д. Мильштейн,  
Н. И. Павленкова, Т. С. Сакулина, С. П. Шокальский,  
Ю. М. Эринчек, Т. М. Яварова*

#### Рецензенты

*доктор геол.-минерал. наук  
А. Н. Телегин,  
кандидат геол.-минерал. наук  
А. Л. Ронин*

**Shear and converted waves in marine deep seismic studies** / S. N. Kashubin, O. V. Petrov (eds.). – St. Petersburg: VSEGEI, 2019. – 155 p. – (VSEGEI Proceedings. New series. Vol. 360).  
ISBN 978-5-93761-278-6

Based on numerical full-wave and ray-tracing modeling and experimental data this book considers possibilities of expanding the types and classes of seismic waves that are conventionally used in marine seismic studies. The book offers recommendations on identification of shear and converted wave phases in the marine seismic data acquired by ocean bottom seismometers and conveys approaches to processing and interpretation of the 3-component seismic observations.

The book presents some results of the multi-wave seismic studies from the Sea of Okhotsk and the abyssal Arctic Ocean. It shows how the multi-wave interpretation enhances information capability and reliability of the geophysical and geological models opening further possibilities for determining the nature of the crust.

The book might be of interest to geological and geophysical community involved in offshore seismic studies of the Earth's crust and upper mantle, and may be useful for geophysics and geology teachers, students and post-graduate students.

#### Authors

*S. N. Kashubin, O. V. Petrov, A. V. Rybalka,  
E. A. Androsov, M. L. Verba, I. Yu. Vinokurov,  
D. V. Vyatkina, Yu. S. Golyшева, T. V. Kashubina,  
N. A. Krupnova, Yu. P. Lukashin, E. D. Milshtein,  
N. I. Pavlenkova, T. S. Sakulina, S. P. Shokalsky,  
Yu. M. Erinchek, T. M. Yavarova*

#### Reviewers

*Doctor of Geological and Mineralogical Sciences  
A. N. Telegin,  
Candidate of Geological and Mineralogical Sciences  
A. L. Ronin*

ISBN 978-5-93761-278-6

© Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, 2019

© Коллектив авторов, 2019

## СПИСОК ОСНОВНЫХ СОКРАЩЕНИЙ

- АДСС – автономная донная сейсмическая станция  
БД – база данных  
ВЧР – верхняя часть разреза  
ГСЗ – метод глубинного сейсмического зондирования  
КМПВ, МПВ – корреляционный метод преломленных волн  
КОД – Курильская островная дуга  
МОВ-ОГТ – метод отраженных волн – общей глубинной точки  
ОП – Охотское поднятие  
МНР России – Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации  
ОПП – общий пункт приема  
ОТП – общая точка приема  
ПВ – пункт возбуждения сейсмических колебаний  
ПП – пункт приёма сейсмических колебаний  
Роснедра – Федеральное агентство по недропользованию  
СВК – структурно-вещественный комплекс  
СГ – сейсмограмма  
Севморгео – до 2012 г. ФГУ НПП (федеральное государственное унитарное научно-производственное предприятие) с 2013 г. ОАО (открытое акционерное общество) по морским геологоразведочным работам «Севморгео»  
ФГБУ «ВСЕГЕИ» – федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского»  
ЮОК – Южно-Охотская котловина  
В – подошва осадочного чехла, кровля кристаллической коры  
L – граница между верхней и нижней корой  
M – граница Мохо – поверхность Мохоровичича, подошва земной коры  
P-волны – продольные волны ( $P_0$  – прямая волна в водном слое;  $P_g$  – преломленные волны в земной коре,  $P_n$  – преломленная волна от границы M;  $P_iP$  – отраженные волны от границ в земной коре;  $P_M P$ ,  $P_{M_1} P$  – отраженные волны от границы M и  $M_1$ )  
PS-волны – обменные волны  
R-компонента – радиальная компонента  
S-волны – поперечные волны ( $S_g$  – преломленные волны в земной коре,  $S_iS$  – отраженные волны от границ в земной коре;  $S_M S$ ,  $S_{M_1} S$  – отраженные волны от границы M и  $M_1$ )  
SH-волны – поперечные волны с движением частиц перпендикулярно к лучевой плоскости  
SV-волны – поперечные волны с движением частиц в лучевой плоскости  
T-компонента – трансверсальная компонента  
 $V_p$  – скорость продольных волн  
 $V_s$  – скорость поперечных волн  
 $\rho$  – плотность горных пород

## ВВЕДЕНИЕ

Поперечные и обменные волны широко используются при глубинных сейсмических зондированиях земной коры и верхней мантии на суше благодаря работам основоположника многоволновой сейсморазведки Н. Н. Пузырева [Поперечные и обменные ... , 1967; Сейсмическая разведка ... , 1985; Многоволновые ... , 1987; Пузырев, 1992, 1997; и др.] и его последователей [Гальперин, 1977; Использование ... , 1985; Алейников и др., 1986, 1991; Детальные ... , 1993; Крылов, Тен, 1994; Кашубин, 1994, 2001; Селезнев, 1994; Егоркин, 1996, 1999; и др.]. В результате этих исследований доказано, что использование, наряду с продольными, поперечных волн различной поляризации существенно расширяет возможности сейсмического метода и позволяет применять его не только для структурных построений, но и прогноза вещественного состава и динамического состояния среды.

При морских сейсмических исследованиях отмечено [White & Stephen, 1980], что гидрофоны, находящиеся в воде, нередко регистрируют волны, соответствующие дважды конвертированным (PSP) волнам. С 1970–80 гг. при работах на акваториях сначала за рубежом, а затем и в России все чаще стала применяться 3-компонентная регистрация сейсмических волн при наблюдениях с донными станциями [Морская сейсморазведка, 2004]. Был получен ряд результатов, позволяющих положительно оценивать перспективы многоволновых сейсмических исследований на акваториях. Однако среди исследователей до сих пор ведутся споры о том, насколько надежно можно выделять и интерпретировать поперечные и обменные волны при исследованиях, в которых источник упругих волн находится в воде, где поперечные волны не возникают и не распространяются.

В период с 1995 г. и по настоящее время по заказу МПР России и Роснедра были выполнены комплексные геофизические исследования по опорным геолого-геофизическим профилям в пределах континентального шельфа России на акваториях Баренцево-Карского, Восточно-Сибирского и Охотоморского регионов, а также глубоководной части Северного Ледовитого океана. В состав комплекса сейсмических исследований входили наблюдения по системам ГСЗ с донными станциями, с 3- и 4-х компонентной регистрацией волнового поля. В результате получены материалы, убедительно показывающие наличие значительного количества регулярных волн непродольного типа, регистрируемых горизонтальными сейсмоприемниками. Однако в связи с отсутствием разработанной методики анализа и интерпретации многоволновых глубинных сейсмических зондирований на акваториях при интерпретации ГСЗ использовались лишь продольные волны.

В последнее десятилетие этот методический пробел в значительной степени ликвидирован. Специалистами ВСЕГЕИ, Севморгео и Геологоразведки выполнена специальная переобработка многокомпонентных морских наблюдений, полученных в предыдущие годы, направленная на выделение и последующую интерпретацию разнополяризованных поперечных волн. Опыт этих исследований обобщен в настоящей монографии и, по мнению авторов, может оказаться полезным для повышения информативности геолого-геофизических исследований на акваториях.

# 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ И ОПЫТ РЕГИСТРАЦИИ ПОПЕРЕЧНЫХ И ОБМЕННЫХ ВОЛН В МОРСКОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ

**1.1. Теоретические предпосылки возникновения и распространения поперечных и обменных волн при морских сейсмических исследованиях. Результаты математического моделирования волновых полей для типовых моделей земной коры и верхов мантии акваторий.** Принципиальная модель образования S-волн при сейсморазведочных работах на акваториях приведена на рис. 1.1 и вытекает из принципа Гюйгенса, по которому каждую точку фронта волны можно рассматривать как элементарный источник колебаний. Согласно этому принципу, фронт продольной волны, распространяющейся из источника в водном слое, после достижения дна моря может рассматриваться как источник волн в твердой среде, где могут присутствовать как продольные, так и поперечные волны<sup>1</sup>.

В настоящее время среди исследователей нет единой точки зрения на то, где происходит первый P-S обмен и могут ли быть динамически выражены на записях волны, претерпевшие несколько актов обмена. Одни считают, что первый P-S обмен происходит на дне моря (точнее, в достаточно тонком, с точки зрения длины волны, придонном слое) [Mjelde et al., 2002; Breivik et al., 2003; и др.]. Другие полагают, что обменной может быть только граница осадочного чехла и консолидированного фундамента как наиболее контрастная граница раздела в твердой среде [Chung et al., 1990; Eccles et al., 2009; и др.].

Для того, чтобы обоснованно ответить на эти вопросы, а также изучить кинематические и динамические характеристики основных классов и типов волн, генерируемых в водном слое, распространяющихся в твердой среде и регистрируемых на ее поверхности, необходимо смоделировать этот процесс. Наиболее доступным и в то же время достаточно надежным способом моделирования распространения упругих волн является математическое, основанное на конечно-разностном решении волнового уравнения [Kelly et al., 1976]. Суть метода конечных разностей заключается в том, что область непрерывного изменения аргументов заменяется дискретным множеством точек (узлов), которое называется сеткой, или решеткой. Вместо функции непрерывного аргумента рассматриваются функции дискретного, определенные в узлах сетки и называемые сеточными функциями. Производные, входящие в дифференциальное уравнение и уравнения граничных условий, заменяются разностными производными, при этом краевая задача для дифференциального уравнения заменяется системой линейных или нелинейных алгебраических уравнений (сеточных или разностных уравнений). Такие системы часто называют разностными схемами. Процесс вычисления синтетической сейсмограммы использует формулу волнового уравнения распространения упругих колебаний по дискретным шагам  $\Delta t$  на базе дифференцирования  $\Delta x$ . Метод является более время- и ресурсоемким, по сравнению с лучевым математическим моделированием [Cervený et al., 1977], однако

---

<sup>1</sup> Строго говоря, все поперечные волны в морской сейсморазведке должны рассматриваться как обменные, так как начальную часть пути от источника, расположенного в воде, распространялись как P-волны, однако для упрощения обозначения волн эту начальную приставку ( $P_0$ ) перед S-волнами в твердой среде, принято опускать.

позволяет помимо годографов рассчитывать сейсмограммы вертикальных и горизонтальных компонент, наиболее приближенные к реальным зарегистрированным сейсмическим данным, и, что особенно важно, получать мгновенные снимки распространяющихся фронтов волн, используемых для анализа сложных волновых полей.

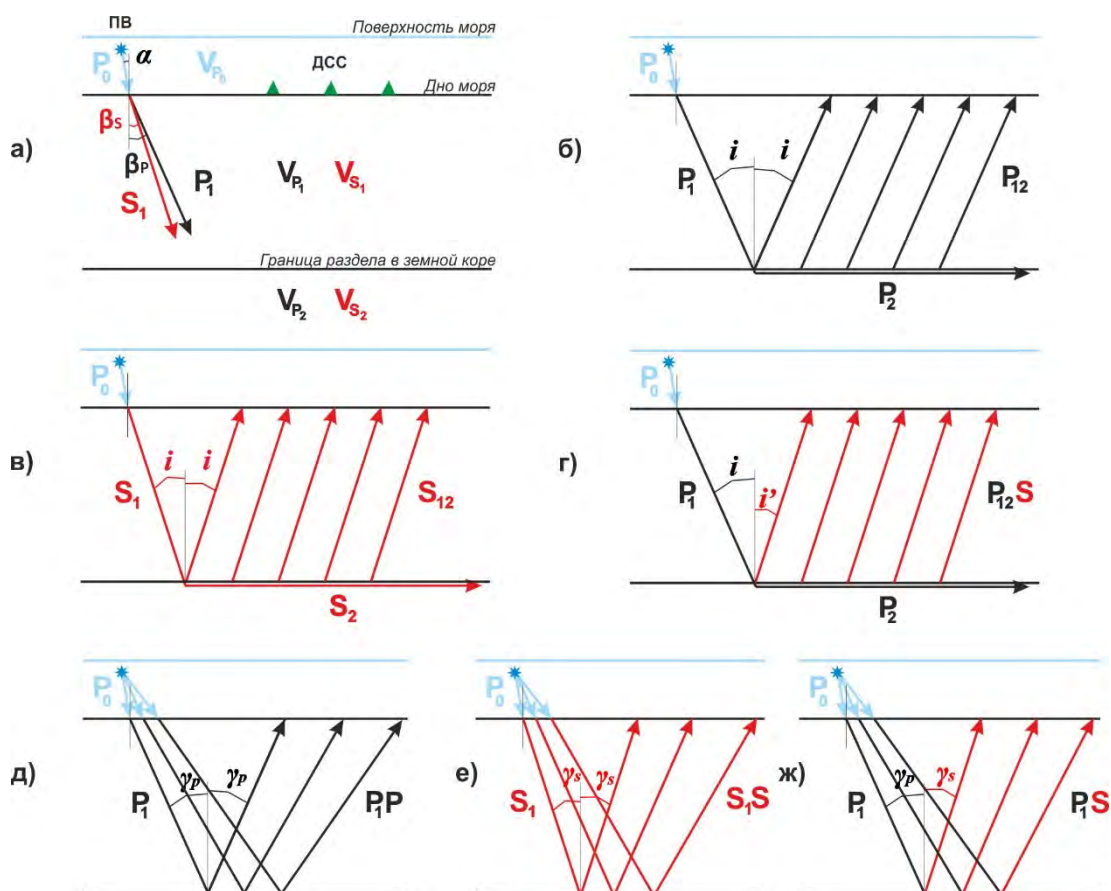


Рис. 1.1. Принципиальная модель образования S-волн при сейморазведочных работах на акваториях (а) и лучевые схемы: головной  $P_{12}$ -волны (б), головной  $S_{12}$ -волны (в), обменной головной  $P_{12}S$ -волны (г), отраженной  $P_1P$ -волны (д), отраженной  $S_1S$ -волны (е), обменной отраженной  $P_1S$ -волны (ж)<sup>2</sup>  
 ПВ – пункт возбуждения; ДСС – донные сейсмические станции

Одной из программ, позволяющей моделировать процесс распространения упругих волн, иллюстрируя его мгновенными снимками в различные интервалы времени, а также рассчитывающей теоретические сейсмограммы вертикальной и горизонтальной компонент в двухмерной среде, является программа Tesseral 2D (Tesseral Technologies Inc, Канада, [www.tesseral-geo.com](http://www.tesseral-geo.com)). Эта программа предназначена для полноволнового конечно-разностного моделирования распространения колебаний в неоднородной среде и позволяет моделировать все типы волн для моделей сложных сейсмогеологических разрезов, включая комбинацию твердых и жидких сред.

<sup>2</sup> Здесь и далее по тексту индекс головной волны соответствует номерам слоев, на границе между которыми образовалась головная волна. Индекс отраженной волны соответствует номеру слоя, от подошвы которого отразилась волна.



На рис. 1.2 и 1.3 показаны рассчитанные с использованием этой программы фронты и годографы волн, возникающих на границе жидкой и твердой сред, имитирующей дно моря [Поперечные ... , 2014]. Как можно видеть из рис. 1.2, прямая волна в водном слое ( $P_0$ ), достигнув дна моря, не только возвращается на поверхность в виде отраженной волны ( $P_0P$ ), но и образует в твердой среде две проходящие волны ( $P_0P_1$  и  $P_0S_1$ ). При падении волны на границу под углами, больше критического, эти волны формируют следующие волновые фронты (рис. 1.3): 1) фронт головной продольной волны ( $P_0P_0P_0$ ), которая на больших удалениях от источника сменяет в первых вступлениях прямую  $P_0$ -волну; 2) фронт кратной головной продольной волны ( $P_0P_0P_0P_0$ ) – регистрируется с момента времени  $t = 5600$  мс на удалениях источник–приемник более 6500 м; 3) фронт обменной волны ( $P_0P_1S_1$ ) – распространяется внутрь твердой среды и не образует годографа на поверхности.

Таким образом, конечно-разностное моделирование волн, возникающих на границе жидкой и твердой сред, показывает, что от падающей из жидкого слоя продольной волны в твердой среде образуются достаточно интенсивные поперечные и обменные волны, которые затем могут отражаться и преломляться на глубокозалегающих границах.

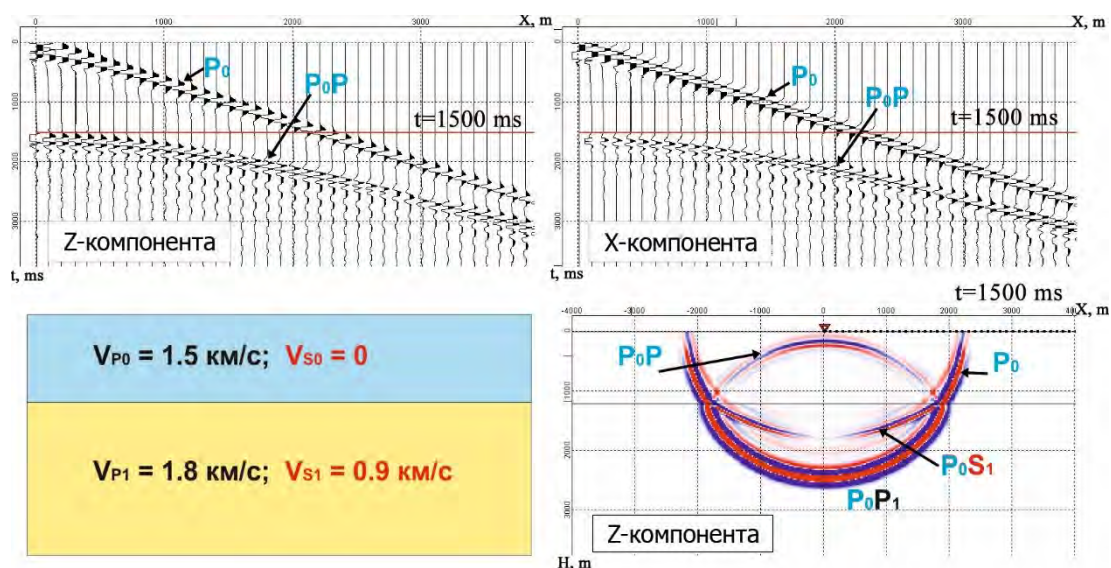


Рис. 1.2. Синтетические сейсмограммы Z- и X-компонент (вверху) и мгновенный снимок Z-компоненты распространения фронтов сейсмических волн в момент времени  $t = 1500$  мс (внизу справа), полученные в результате конечно-разностного моделирования в программе Tesserat 2D для упругой изотропной модели среды (внизу слева) с одной границей раздела, верхний слой – водный

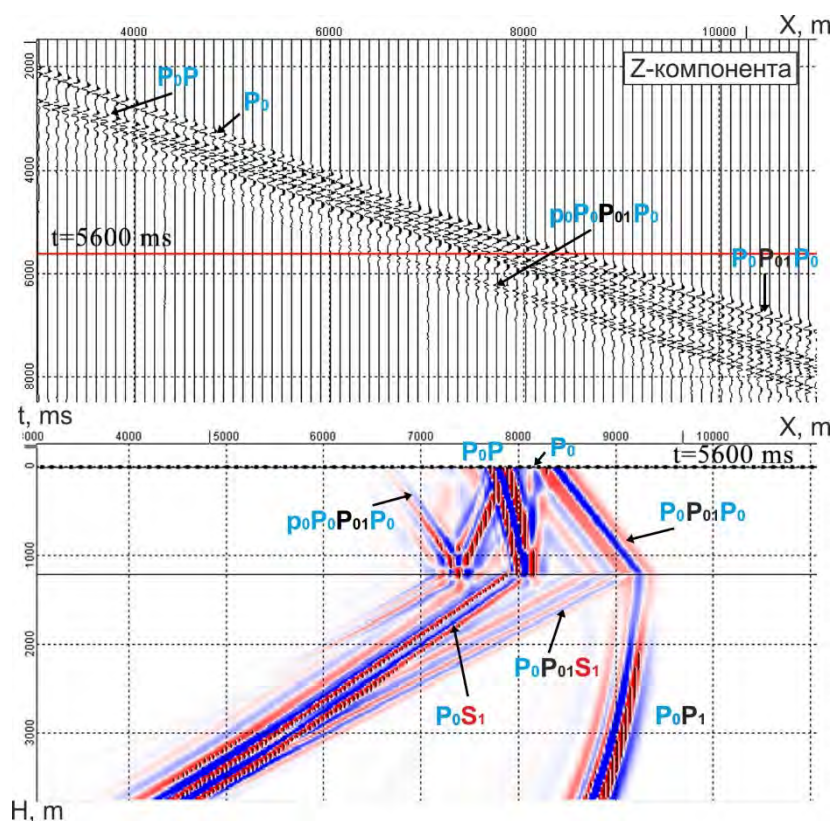


Рис. 1.3. Синтетическая сейсмограмма Z-компоненты (вверху) и мгновенный снимок распространения фронтов сейсмических волн в момент времени  $t = 5600$  мс (внизу), полученные в результате конечно-разностного моделирования в программе Tesserat 2D для упругой изотропной модели среды с одной границей раздела, верхний слой – водный

Для изучения особенностей волновых полей, формирующихся в типичных для морских сейсмических исследований ситуациях, было выполнено моделирование с использованием программы Tesserat 2D для ряда моделей земной коры и верхней мантии акваторий. Главной задачей, поставленной перед моделированием, было определение основных границ обмена в земной коре и оценка возможности регистрации волн, претерпевших несколько актов обмена. Ниже приводятся результаты моделирования для принципиальной модели земной коры и верхней мантии, полученной в результате обобщения опубликованных моделей, построенных при морских многоволновых сейсмических исследованиях на шельфе Арктических и Дальневосточных морей [Особенности ... , 2011; Типы земной коры ... , 2013; и др.].

Принципиальная модель земной коры и верхней мантии, использованная для полноволнового конечно-разностного моделирования, приведена на рис. 1.4. Модель состоит из следующих слоев: водный слой мощностью 2 км ( $V_p = 1.5$  км/с;  $V_s = 0$ ); осадочный чехол – 6 км, представленный для простоты слоем с градиентным нарастанием скоростей ( $V_p = 1.8$ – $4.5$  км/с,  $V_s = 0.9$ – $2.25$  км/с); консолидированная кора – 10 км в виде единого слоя с градиентным нарастанием скоростей ( $V_p = 5.8$ – $6.9$  км/с,  $V_s = 3.35$ – $4.0$  км/с). Поверхность верхней мантии (граница Мохо) со скоростями  $V_p = 8.0$  км/с,  $V_s = 4.6$  км/с находится на глубине 18 км.

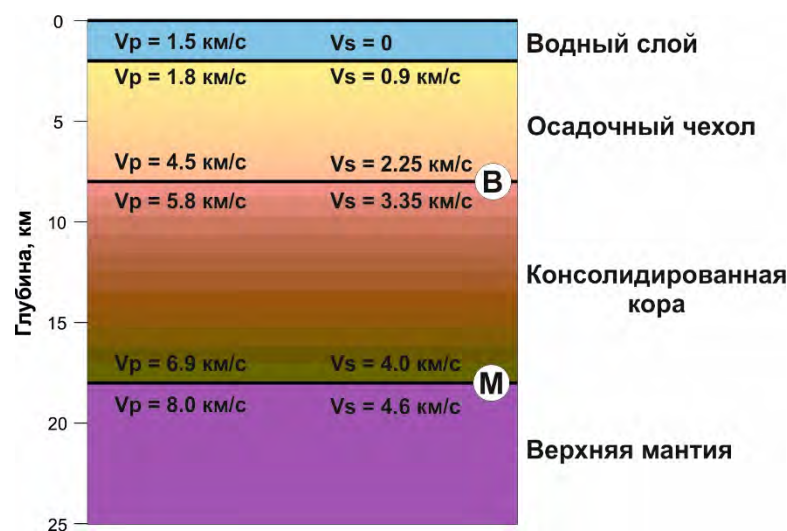


Рис. 1.4. Принципиальная модель земной коры и верхней мантии акваторий  
 В – поверхность фундамента или консолидированной коры, М – подошва земной коры

В результате конечно-разностного моделирования для этой модели (при расположении источника колебаний в водном слое и регистрации на дне моря) рассчитаны синтетические сейсмограммы Z- и X-компонент. На рис. 1.5–1.9 на эти записи наложены расчетные годографы различных волн, полученные путем лучевого моделирования с использованием программы SeisWide (<http://seismic.ocean.dal.ca/~seismic/utilities/seiswide/index.php>), и приведены соответствующие этим годографам принципиальные лучевые схемы.

Сейсмограмма Z-компоненты, приведенная на рис. 1.5, демонстрирует интенсивное поле кратных волн, связанных с водным слоем. Эти волны регистрируются в последующих вступлениях, повторяя кинематику первичных волн, и являются наиболее интенсивными помехами при морских сейсмических исследованиях. При обработке реальных сейсмограмм делается все возможное, чтобы исключить или ослабить их влияние. Поскольку свойства водного слоя и глубина моря известны достаточно хорошо, часто это удается сделать с использованием обрабатывающих процедур, реализующих предсказывающую деконволюцию. При расчетах программа Tesseral 2D позволяет не моделировать эти волны, чтобы не перегружать синтетические сейсмограммы помехами. Синтетические сейсмограммы Z- и X-компонент, рассчитанные без кратных волн, приведены на рис. 1.6–1.9.

На сейсмограммах выделяются следующие основные волны.

**Прямая волна в водном слое ( $P_0$ )** (годограф показан светло-голубым цветом) – интенсивная; незначительно затухает с удалением; наблюдается как на вертикальной, так и на горизонтальной компонентах в первых и последующих вступлениях; характеризуется постоянной кажущейся скоростью, соответствующей скорости продольных волн в воде (1.50 км/с).

**Рефрагированная продольная волна в осадочном слое ( $P_{sed}$ )** (лучевая схема 1, годограф показан желтым цветом) — достаточно интенсивная до удалений порядка 20 км, интервал ее прослеживания ограничивается точкой выхода конечного луча; она

наблюдается как на вертикальной, так и на горизонтальной компонентах в первых вступлениях; ее кажущаяся скорость нарастает с удалением в соответствии со значениями скоростей продольных волн в осадочном слое; поперечный аналог для модели, в которой скорость поперечных волн в осадочном слое меньше скорости продольных в воде, не может быть зарегистрирован на линии наблюдений, расположенной на кровле осадочного слоя (лучевая схема 6 на рис. 1.6).

**Отраженные продольные ( $P_B P$ ) и поперечные ( $S_B S$ ) волны от подошвы осадочного чехла** (лучевые схемы 2 и 7, годографы показаны желтым цветом) — достаточно интенсивные и прослеживаются до удалений, ограниченных точкой выхода конечного луча; продольные волны наблюдаются практически только на вертикальной компоненте; поперечные волны лучше проявлены на горизонтальной компоненте, но имеют и заметную вертикальную составляющую.

**Преломленные (рефрагированные или головные) продольные ( $P_g$ ) и поперечные ( $S_g$ ) волны, распространяющиеся вдоль поверхности фундамента** (поверхности консолидированной коры) (лучевые схемы 3 и 8, годографы показаны светло-коричневым цветом) – достаточно интенсивные, слабозатухающие с удалением; продольные волны лучше проявлены на вертикальной компоненте, но имеют заметную горизонтальную составляющую; поперечные волны, напротив, лучше проявлены на горизонтальной компоненте, но имеют и вертикальную составляющую.

**Отраженные продольные ( $P_M P$ ) и поперечные ( $S_M S$ ) волны от подошвы земной коры (границы Мохоровичича)** (лучевые схемы 4 и 9, годографы показаны синим цветом) – достаточно интенсивные на больших удалениях (в области закритических отражений); продольные волны лучше проявлены на вертикальной компоненте, но имеют и горизонтальную составляющую в закритической области; поперечные волны лучше проявлены на горизонтальной компоненте, но также в закритической области имеют вертикальную составляющую.

**Преломленные продольные ( $P_n$ ) и поперечные ( $S_n$ ) волны, распространяющиеся вдоль поверхности верхней мантии** (лучевые схемы 5 и 10, годографы показаны темно-синим цветом) – низкой интенсивности; продольная волна заметна лишь на вертикальной компоненте в первых вступлениях, поперечная волна почти не видна.

**Годографы основных обменных волн** показаны на рис. 1.7–1.8. Годографы волн, распространяющихся в осадочном слое, показаны желтым, скользящие вдоль поверхности консолидированной коры – светло-коричневым, а волны, связанные с подошвой земной коры и верхней мантией, – синим и темно-синим цветами.

На рис. 1.7 приведены годографы и соответствующие им лучевые схемы таких пар обменных волн ( $P_0 P S$ ) и ( $P_0 S P$ ), которые образуют одинаковые по кинематике годографы и интерферируют в точке регистрации. Однако, несмотря на одинаковые годографы, между этими волнами имеются два существенных отличия. Первое отличие заключается в том, что волны 11–16 претерпевают лишь один P-S обмен, а волны 11а–16а – два (первый P-S обмен при выходе волны из водного слоя и второй S-P обмен внутри твердой среды). Второе отличие заключается в разном типе поляризации (P или S) волны, приходящей в точку регистрации на дне моря. Как и монотипные преломленные, обменные волны той и другой поляризации могут проявляться как на

вертикальной, так и на горизонтальной компонентах. В нашем случае интенсивность смоделированных обменных волн существенно выше на горизонтальной компоненте, что свидетельствует об их приходе в точку регистрации как S-волн. Следовательно, наиболее интенсивными обменными волнами являются PS-волны, претерпевшие лишь один акт обмена. Заметим также, что в отличие от продольных P<sub>g</sub> волн (лучевая схема 3) и поперечных S<sub>g</sub> волн (лучевая схема 8), распространяющихся вдоль поверхности фундамента, обменные PS<sub>g</sub> и S<sub>g</sub>P волны (лучевые схемы 13 и 13а) не имеют заметной интенсивности. Практически не наблюдаются преломленные волны, претерпевшие обмен на границе Мохоровичича (лучевые схемы 15, 15а и 16, 16а).

На рис. 1.8 показаны годографы и соответствующие им схемы обмена основных (наиболее интенсивных на горизонтальной компоненте) поперечных и обменных волн для принципиальной модели земной коры и верхней мантии, представленной на рис. 1.4. Кроме уже показанных ранее годографов (лучевые схемы 7–12 и 14), на сейсмограмме горизонтальной компоненты отчетливо фиксируются еще три обменные волны типа PS. Это отраженные волны от подошвы земной коры, претерпевающие P-S обмен не на самой границе М, а на границе осадков и консолидированной коры, на восходящем (схема 17) и падающем (схема 18) лучах. Наблюдается также достаточно интенсивная преломленная волна на границе М, образовавшаяся после обмена на границе осадков и консолидированной коры на падающем луче (схема 19). При этом подобная преломленная волна, образовавшаяся после обмена на дне моря (схема 10), почти не видна.

На рис. 1.9 показаны годографы и лучевые схемы волн, наиболее интенсивных на вертикальной компоненте. Как следует из рисунка, это в основном первичные продольные (годографы – сплошные линии) и частично-кратные продольные (годографы – пунктир) волны. Основные границы кратности те же, что и границы обмена – подошва осадков и подошва земной коры.

Таким образом, анализ синтетических сейсмограмм и расчетных годографов волн для принципиальной модели земной коры и верхов мантии акваторий позволяет сделать следующие выводы:

1) обменные волны достаточной интенсивности образуются как на падающих, так и на восходящих лучах на всех основных границах модели (дно моря, подошва осадочного чехла и подошва земной коры). Наиболее интенсивными являются PS-волны, претерпевшие один акт обмена;

2) на сейсмической записи X-компоненты преобладают поперечные и обменные PS-волны. Наиболее интенсивными являются поперечные и обменные отраженные волны от подошвы осадочного чехла и подошвы земной коры (от границ В и М) и преломленные PS-волны, скользящие вдоль поверхности консолидированной коры со скоростью продольных волн;

3) на сейсмической записи Z-компоненты, помимо однократных продольных волн, отмечается интенсивное поле кратных волн, связанных не только с дном моря, но и с подошвой осадочного чехла. Обменные волны от границ в земной коре на Z-компоненте динамически выражены слабее, чем на X-компоненте, что может быть связано как с незначительной вертикальной составляющей при подходе ко дну моря PS-волн, так и с низкой интенсивностью обменных SP-волн.

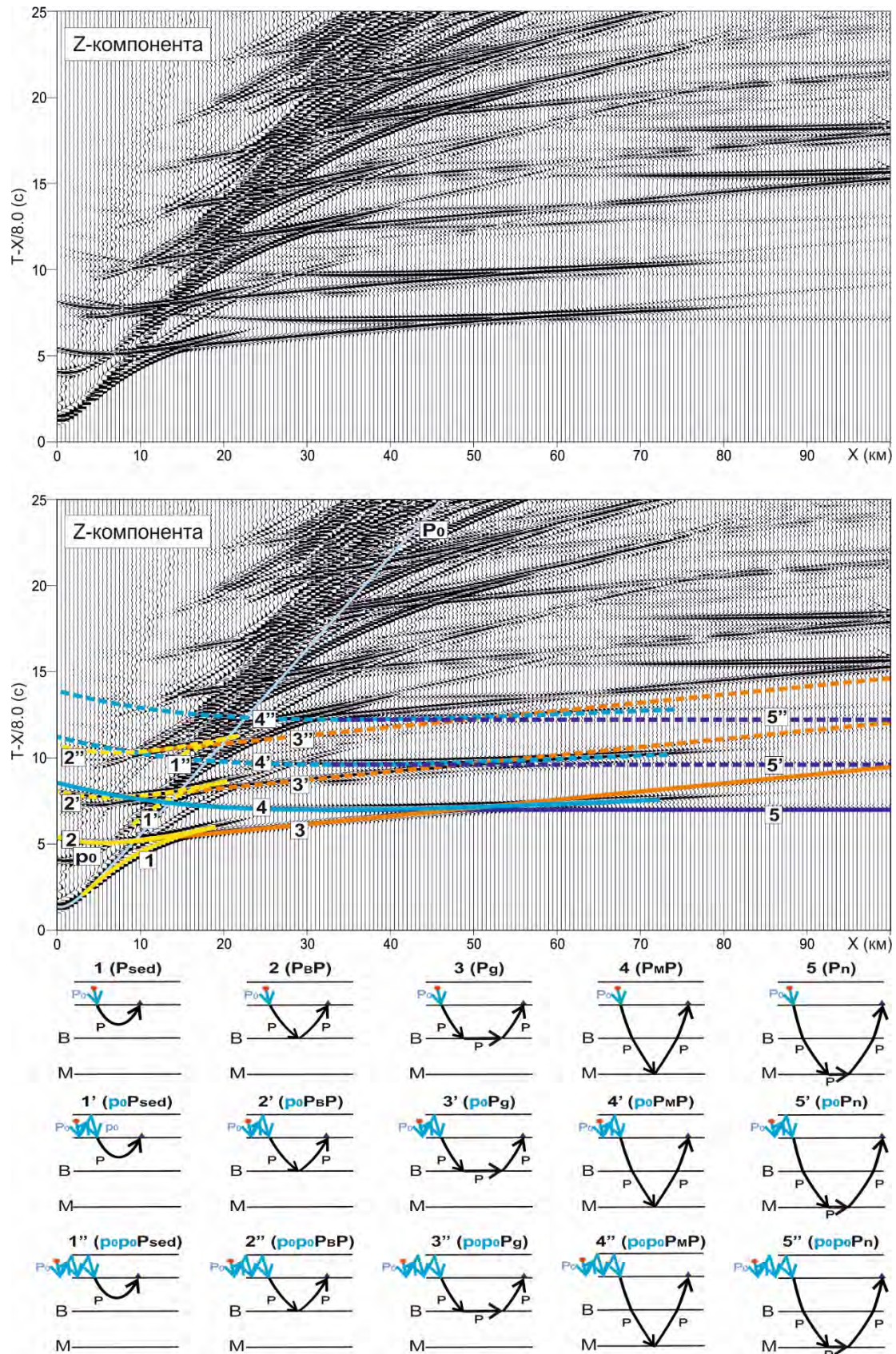


Рис. 1.5. Синтетическая сейсмограмма (вверху), расчетные годографы основных продольных волн, распространяющихся в модели земной коры, кратных волн, связанных с реверберацией в водном слое (в центре), и соответствующие этим годографам лучевые схемы (внизу) для модели, представленной на рис. 1.4

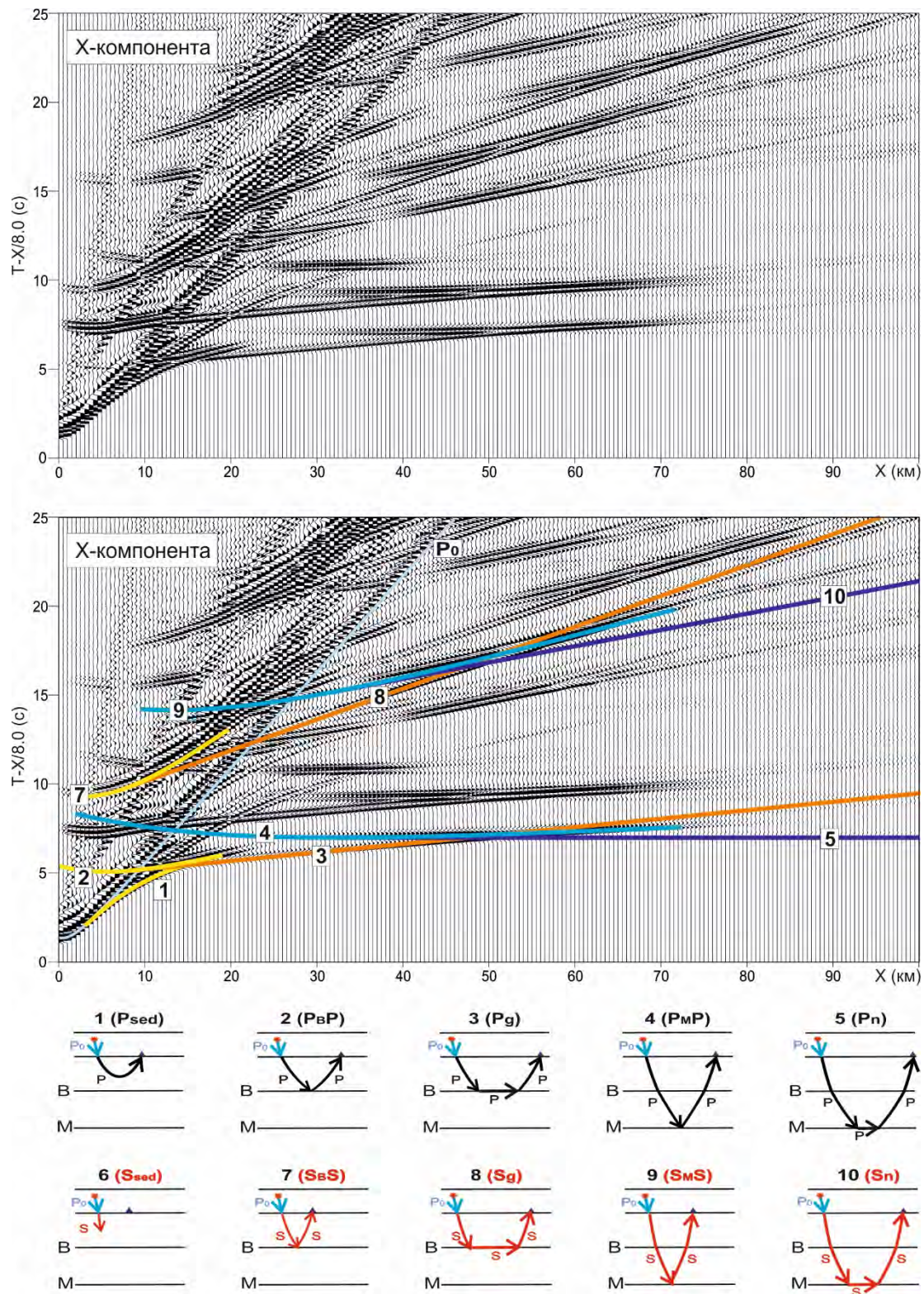


Рис. 1.6. Синтетическая сейсмограмма и годографы продольных (1–5) и поперечных (7–10) волн для модели земной коры и верхов мантии, представленной на рис. 1.4, и соответствующие им лучевые схемы. Кратные волны, связанные с поверхностью водного слоя, подавлены

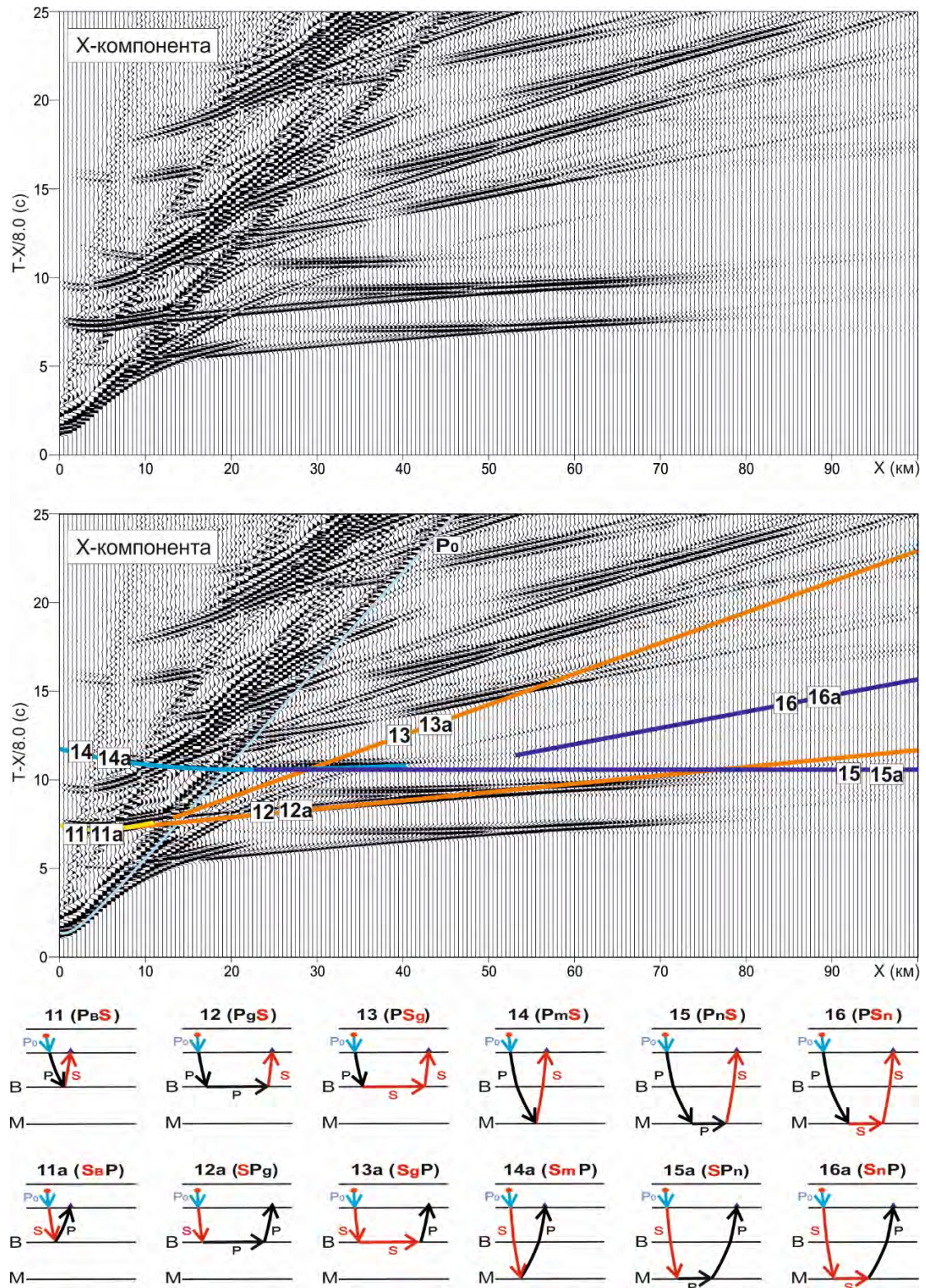


Рис. 1.7. Синтетическая сейсмограмма и годографы обменных волн, образующих одинаковые по кинематике годографы, для модели земной коры и верхов мантии, представленной на рис. 1.4, и соответствующие им лучевые схемы. Кратные волны, связанные с поверхностью водного слоя, подавлены



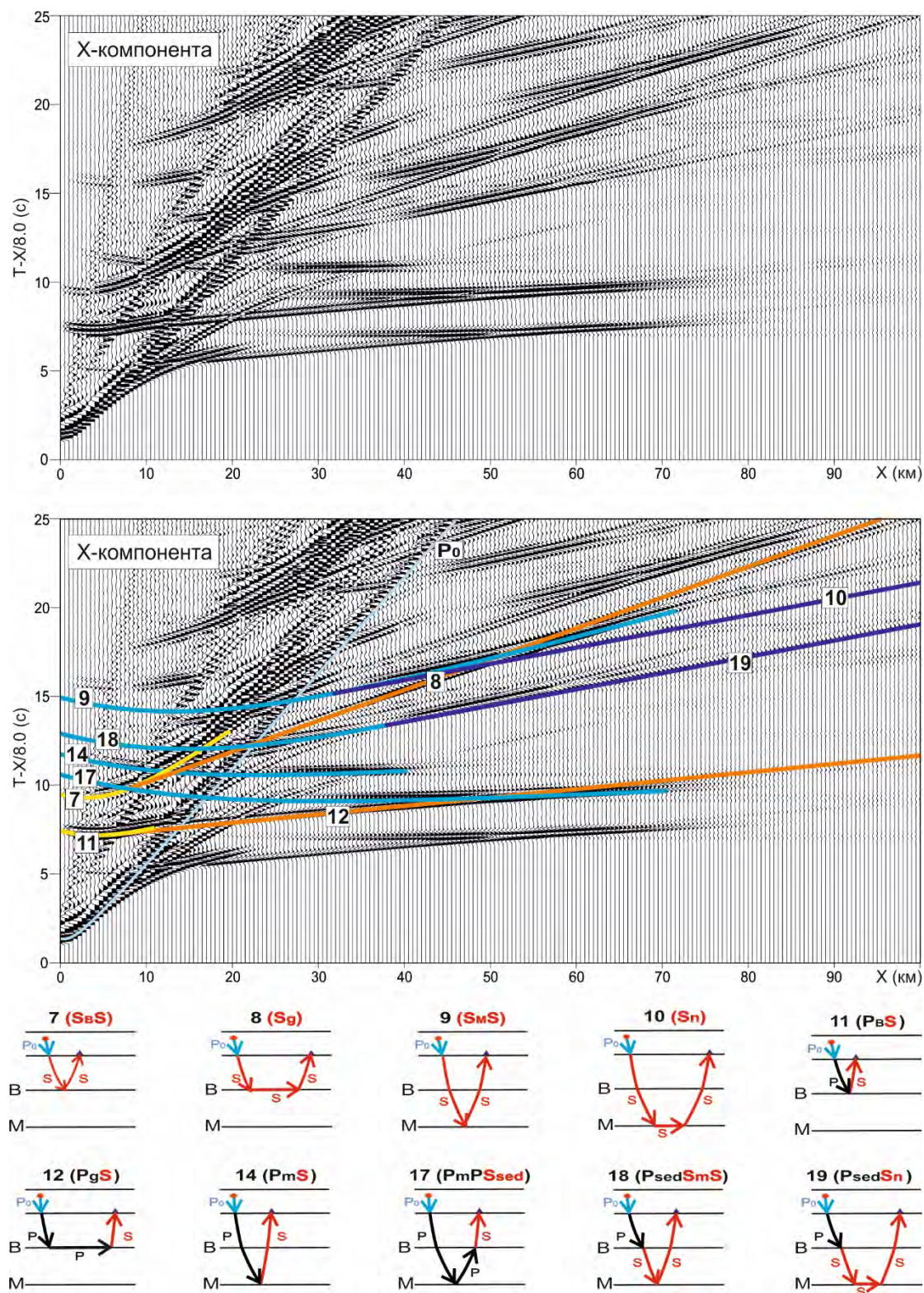


Рис. 1.8. Синтетическая сейсмограмма и годографы основных (наиболее интенсивных на горизонтальной компоненте) поперечных и обменных волн для принципиальной модели земной коры и верхов мантии, представленной на рис. 1.4, и соответствующие им лучевые схемы. Кратные волны, связанные с поверхностью водного слоя, подавлены

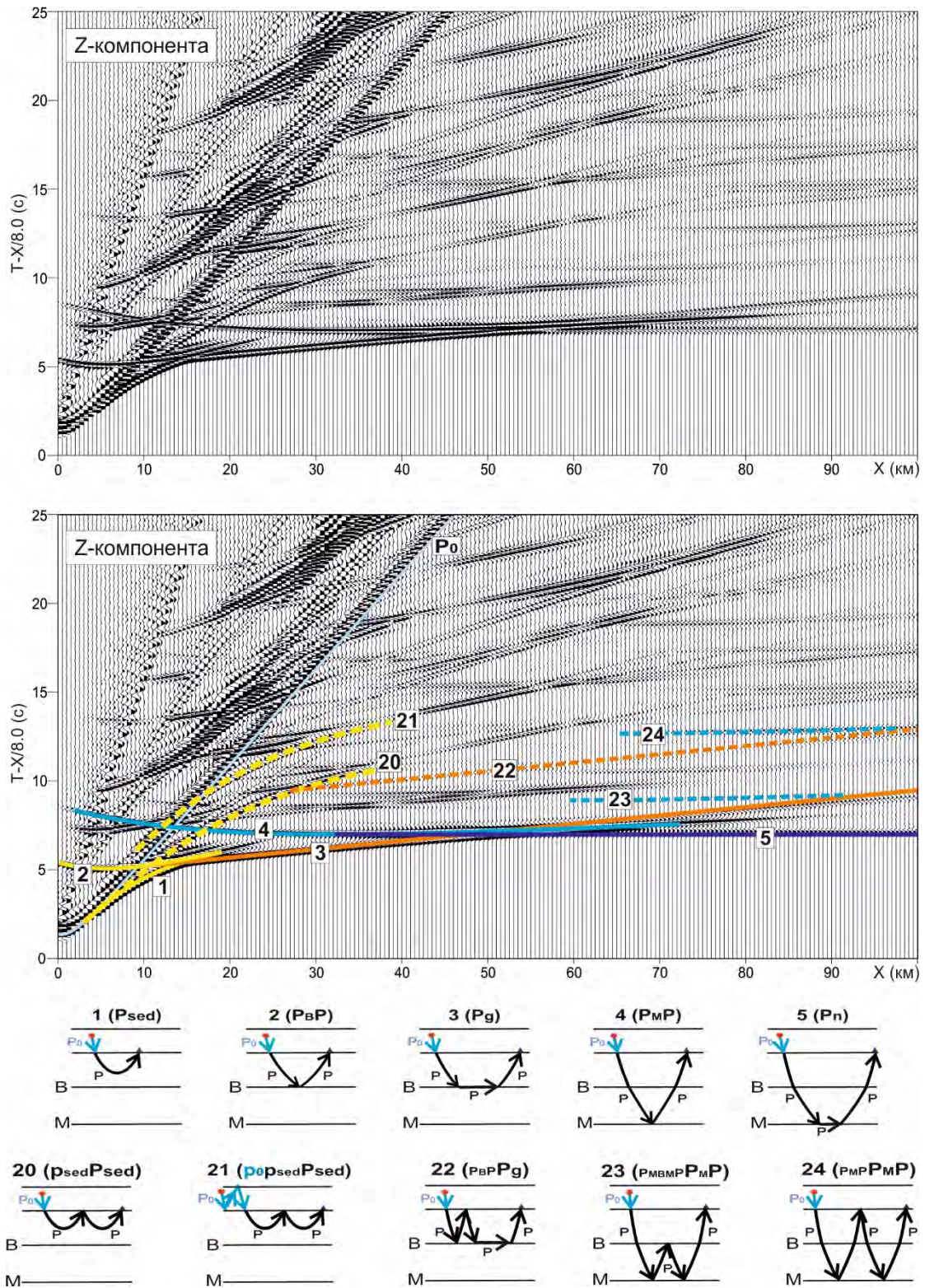


Рис. 1.9. Синтетическая сейсмограмма и годографы основных (наиболее интенсивных на вертикальной компоненте) первичных и частично-кратных продольных волн для принципиальной модели земной коры и верхов мантии, представленной на рис. 1.4, и соответствующие им лучевые схемы. Кратные волны, связанные с поверхностью водного слоя, подавлены

Помимо приведенного выше синтетического моделирования для принципиальной (упрощенной) модели земной коры акваторий, были выполнены аналогичные расчеты для некоторых типичных скоростных моделей, построенных по результатам предыдущих исследований на ряде морских профилей ГСЗ [Типы земной коры ... , 2013; 2018] (рис. 1.10, 1.11). Опустив промежуточные детали выполненного моделирования, перечислим основные полученные результаты.

*Модель 1* соответствует земной коре, характерной для подводных рифтов и котловин. Кора такого типа распространена в арктических морях в котловине Подводников, Охотском море в районе Южно-Охотской котловины [Lebedeva-Ivanova et al., 2011; Особенности ... , 2011; Kashubin et al., 2017].

Для волнового поля модели 1 характерно:

- 1) на записях *Z*-компонент преобладает поле продольных волн, наблюдаются интенсивные кратные и частично кратные волны. Поперечные и обменные волны лучше проявлены на записях *X*-компонент;
- 2) основные границы обмена:
  - дно моря,
  - границы в осадочном чехле при падении на них *P*-волн,
  - поверхность консолидированной коры (граница *B*) как для падающих (нисходящих), так и для восходящих лучей *P*-волн,
  - поверхность верхней мантии (граница *M*) при падении на нее лучей *P*-волн.

*Модель 2* соответствует коре подводных хребтов и поднятий. Кора такого типа распространена в арктических морях, например, на хр. Ломоносова [Jackson et al., 2010; Российские ... , 2011] и на поднятии Менделеева [Lebedeva-Ivanova et al., 2006; Funck et al., 2011; Глубинное ... , 2016a; Kashubin et al., 2018].

Для волнового поля модели 2 характерно:

- 1) на записях *Z*-компонент преобладает поле продольных волн, наблюдаются интенсивные кратные и частично кратные волны. Поперечные и обменные волны лучше проявлены на записях *X*-компонент;
- 2) основные границы обмена:
  - дно моря,
  - границы в осадочном чехле как для падающих, так и для восходящих лучей *P*- и *S*-волн,
  - поверхность консолидированной коры (граница *B*) для нисходящих лучей *P*-волн,
  - поверхность нижней коры (граница *L*) для восходящих лучей *P*-волн,
  - поверхность верхней мантии (граница *M*) при падении на нее лучей *P*-волн.

*Модель 3* соответствует земной коре глубоких платформенных впадин с мощным осадочным чехлом. Кора такого типа встречается в арктических морях. В качестве примера можно привести западный борт Северо-Баренцевской впадины в Баренцевом море, Южно-Карскую синеклизу в Карском море и Северо-Чукотскую впадину в Восточно-Сибирском и Чукотском морях [Сакулина и др., 2003; Глубинное ... , 2016б; Павленкова и др., 2016; Roslov et al., 2009; Pavlenkova et al., 2016].

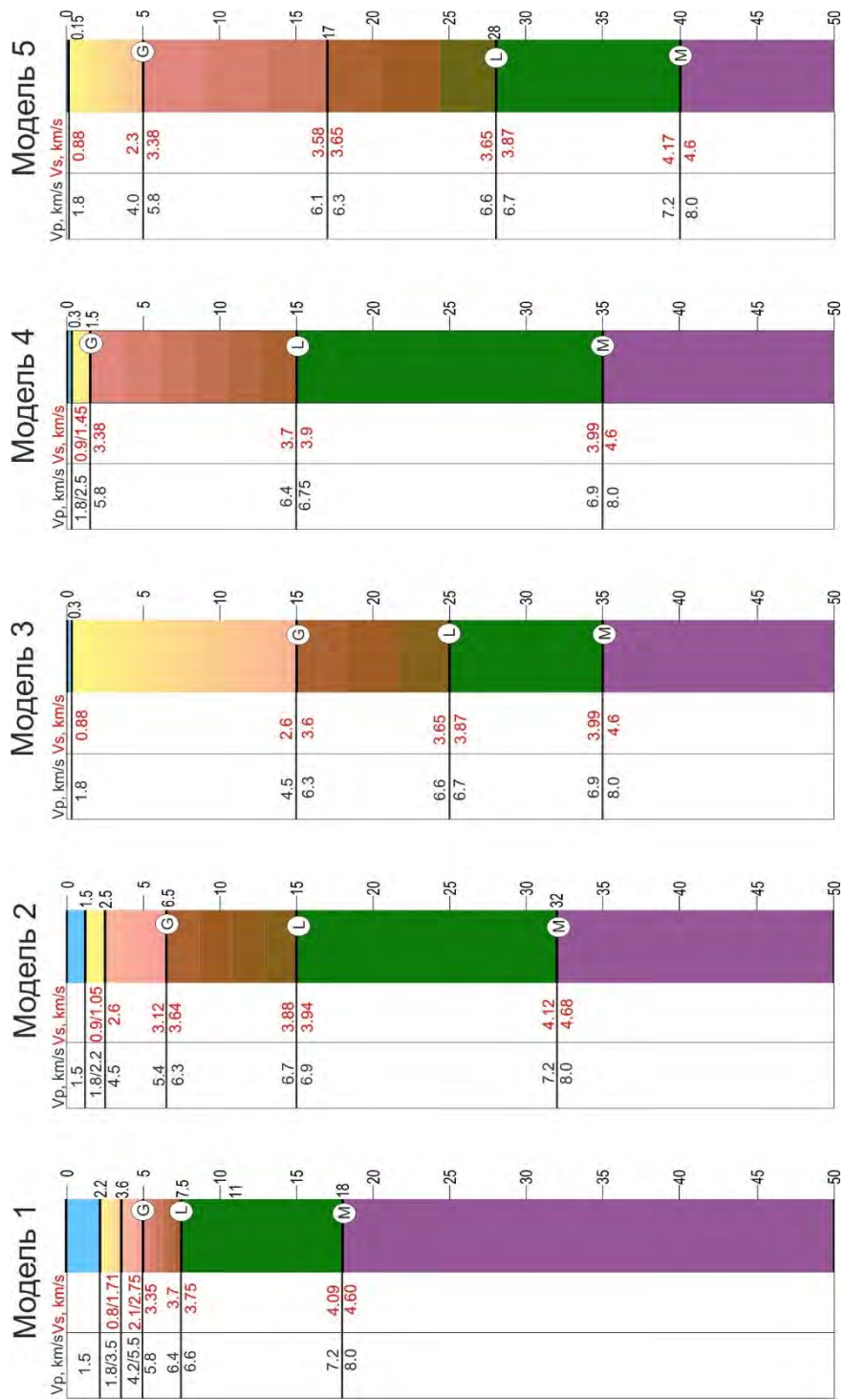


Рис. 1.10. Скоростные модели земной коры и верхней мантии аквагорий

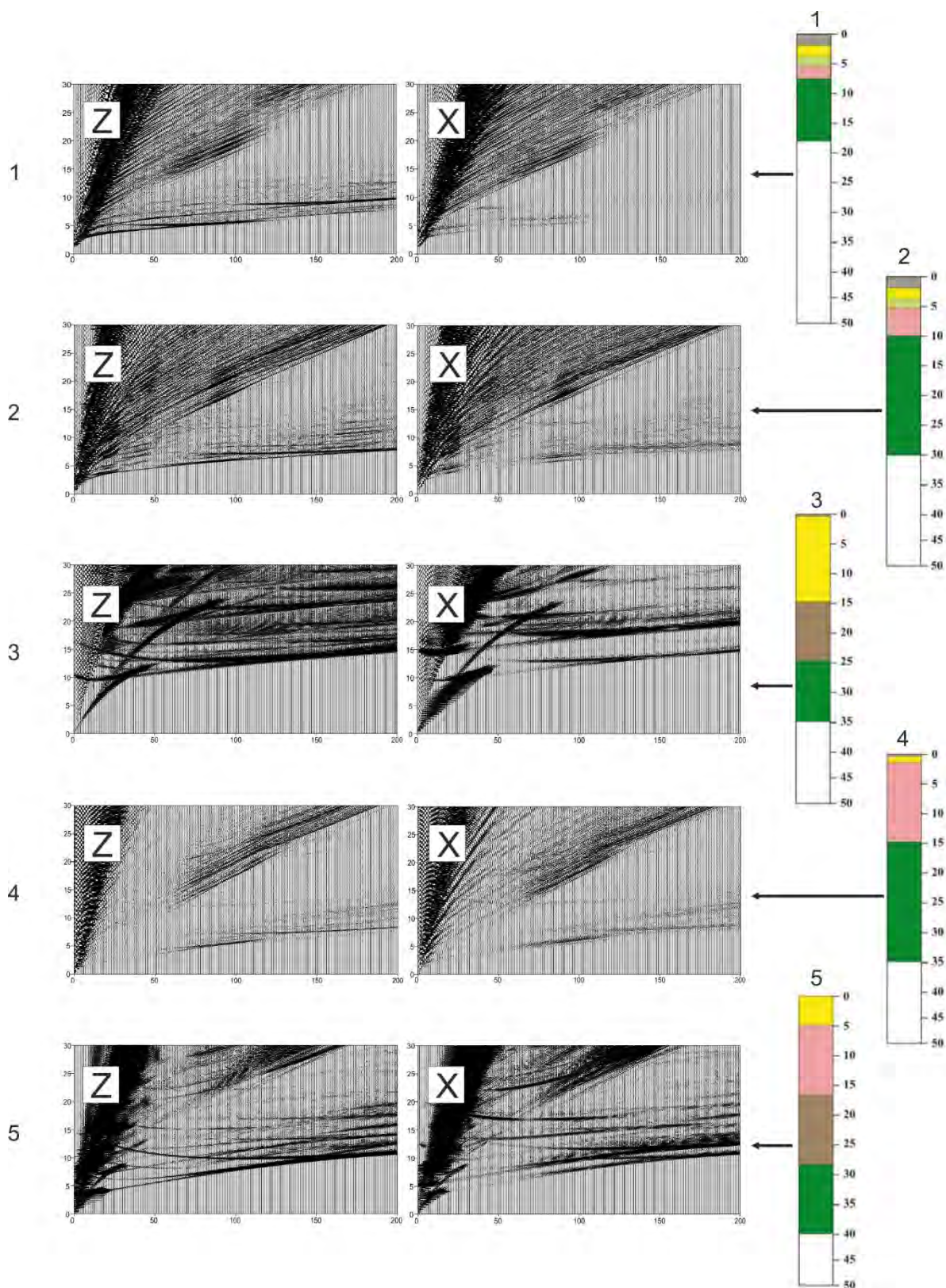


Рис. 1.11. Синтетические сейсмограммы Z- и X-компонент для моделей земной коры и верхов мантии акваторий, представленных на рис. 1.10 (скорость редукции – 8.0 км/с)

Для волнового поля модели 3 характерно:

- 1) на записях Z-компонент преобладает поле продольных волн, наблюдаются интенсивные кратные и частично кратные волны. Поперечные и обменные волны лучше проявлены на записях X-компонент;
- 2) основные границы обмена:
  - дно моря,
  - поверхность консолидированной коры (граница В) для нисходящих и восходящих лучей Р-волн,
  - поверхность нижней коры (граница L) для нисходящих лучей Р-волн,
  - поверхность верхней мантии (граница М) при падении на нее лучей Р-волн.

*Модель 4* соответствует земной коре шельфовых морей с маломощным осадочным чехлом. Кора такого типа встречается в Арктических морях и Охотском море. В качестве примеров можно привести поднятие Де-Лонга в Восточно-Сибирском море и Центрально-Охотское поднятие в Охотском море [Lebedeva-Ivanova et al., 2011; Геологическая ... , 2011].

Для волнового поля модели 4 характерно:

- 1) на записях Z-компонент преобладает поле продольных волн, наблюдаются интенсивные кратные и частично кратные волны. Поперечные и обменные волны лучше проявлены на записях X-компонент;
- 2) основные границы обмена:
  - дно моря,
  - поверхность консолидированной коры (граница В) как для падающих, так и восходящих лучей Р- и S-волн,
  - поверхность нижней коры (граница L) для нисходящих лучей Р-волн,
  - поверхность верхней мантии (граница М) при падении на нее лучей Р-волн.

*Модель 5* соответствует земной коре платформ и складчатых систем. Кора такого типа характерна для шельфовой части Восточно-Европейской и Сибирской платформ [Результаты ... , 1988; Атлас ... , 1995; Аветисов, Голубков, 1996].

Для волнового поля модели 5 характерно:

- 1) на записях Z-компонент преобладает поле продольных волн, наблюдаются интенсивные кратные и частично кратные волны. Поперечные и обменные волны лучше проявлены на записях X-компонент;
- 2) основные границы обмена:
  - дно моря,
  - поверхность консолидированной коры (граница В) как для падающих, так и восходящих лучей Р- и S-волн,
  - поверхность нижней коры (граница L) при отражении от нее Р-волн и для восходящих лучей Р-волн,
  - поверхность верхней мантии (граница М) при падении на нее лучей Р-волн.

Обобщая результаты выполненного моделирования, можно сделать следующие выводы.

В поле продольных волн наиболее интенсивными являются отраженные волны РвР, связанные с границей фундамента В (подошва осадочного чехла – поверхность фундамента – кровля консолидированной коры), и РмР – с границей М (подошва

земной коры – кровля верхней мантии), а также преломленные волны P<sub>g</sub>, образованные на границе фундамента (В).

В поле поперечных волн (прошедших весь путь, кроме водного слоя, как волны сдвига) наиболее интенсивны преломленные волны S<sub>g</sub> и отраженные волны S<sub>mS</sub>.

В поле обменных волн можно отметить следующие особенности:

- первый обмен, как правило, происходит на падающем луче на дне моря;
- наибольшей интенсивностью отличаются обменные волны с количеством актов обмена не более двух, при этом доминируют обменные волны с одним актом обмена, из них чаще всего – волны, претерпевшие обмен на границе фундамента (В) или подошве земной коры (М);

- обмены могут происходить как на падающих, так и восходящих лучах (для преломленных волн – скользящих или рефрагированных лучах), но чаще всего более интенсивные волны с обменом на восходящих лучах;

- обмены проходящих волн на границе фундамента (В) наблюдаются как на падающих, так и восходящих лучах, но чаще всего обменные волны, связанные с фундаментом, отмечаются на скользящих (или рефрагированных) лучах;

- наиболее интенсивными для всех моделей являются обменные отраженные волны от границы М (волна P<sub>mS</sub>);

- из обменных преломленных волн, связанных с границей фундамента (В), чаще всего наблюдаются волны, скользящие вдоль границы, как Р-волны.

Количество границ обмена и обменных волн существенно меняется в зависимости от мощности земной коры и мощности отдельных слоев модели:

- чем меньше мощность отдельных слоев и мощность земной коры (при равном количестве слоев в модели), тем меньше наблюдается обменных волн;

- при большой мощности осадочного чехла практически отсутствуют обменные преломленные PS-волны от границы фундамента (В).

**1.2. Опыт регистрации поперечных и обменных волн в морской сейсморазведке. Особенности волновых полей, регистрируемых при 3-компонентных наблюдениях ГСЗ на акваториях.** Большинство методик сейсмических исследований при работах на акваториях предусматривают возбуждение и регистрацию сейсмических волн в водном слое при движении судна вдоль профиля. При этом исключается возможность возбуждения и регистрации волн непродольного типа. Однако при работах с донными станциями, когда регистрирующая аппаратура располагается на дне моря, а движущийся за судном источник находится в воде, несмотря на то, что поперечные волны не возбуждаются в источнике, приборы на дне регистрируют восходящие лучи сейсмических волн, соответствующие не только продольным, но и поперечным волнам.

Информация о том, что при морских сейсмических исследованиях гидрофоны, находящиеся в воде, регистрируют волны, соответствующие дважды конвертированным (PSP) волнам, неоднократно публиковалась в 1950–60 гг. [White & Stephen, 1980]. С 1970–80 гг. по настоящее время 3-компонентная регистрация сейсмических волн при наблюдениях с донными станциями на акваториях применяется все чаще и чаще. Имеется обширный зарубежный опыт таких исследований [Spudich & Orcutt, 1980; Bee & Bibee, 1989; Chung et al., 1990; Hino et al., 1991; Chian & Louden, 1992; Mjelde, 1992; Mjelde et al., 1992; Gohl & Smithson, 1993; Chian & Louden, 1994; Ostrovsky et al., 1994; Digranes & Kristoffersen, 1995; Gohl & Pedersen, 1995; Mjelde et al., 1995; Weigel et al., 1995; Digranes et al., 1996; O'Reilly et al., 1996; Reid & Jackson, 1997; Digranes et al., 1998; Flidner & Klemperer, 1999; Funck & Louden, 1999; Trey et al., 1999; Funck et al., 2000; Klingelhofer et al., 2000; Morozov et al., 2001; Pin et al., 2001; Breivik et al., 2002; Mjelde et al., 2002a, 2002b; Schmidt-Aursch, 2002; Breivik et al., 2003; Funck et al., 2003; Mjelde et al., 2003; Bohnhoff & Makris, 2004; Ljones et al., 2004; Breivik et al., 2005; McClymont & Clowes, 2005; Mjelde et al., 2005; Schmidt-Aursch & Jokat, 2005; Funck et al., 2006a, 2006b; Raum et al., 2006; Grobys et al., 2007; Mjelde et al., 2007; Westbrook et al., 2008; Eccles et al., 2009; Gerlings et al., 2009; Grobys, 2009; Mjelde et al., 2009; Grad et al., 2012; Hermann & Jokat, 2013; Wang et al., 2014; Wei et al., 2015; Сакулина и др., 2015, 2016; Sakoulina et al., 2015, 2016; Kashubin et al., 2017, 2018; и др.].

Первые отечественные 3-компонентные аналоговые автономные донные сейсмические станции были сконструированы в МГУ [Рыкунов, Седов, 1967] для изучения донного сейсмического шума. Позднее на их основе разработано несколько модификаций автономных донных сейсмических станций. В настоящее время наблюдения ГСЗ при работах на акваториях, как правило, ведутся с использованием АДСС СМ-26 с цифровой 4-компонентной регистрацией волнового поля (гидрофон и 3-компонентный сейсмоприемник) по обращенной системе наблюдений с шагом между пунктами возбуждения – 250–300 м, между пунктами приема – 10–20 км. Применяемые буксируемые пневмоисточники (СИН-6 с объемом камеры 120 л) обеспечивают регистрацию сейсмических волн до удалений 150–180 км (в отдельных случаях до 300 км и более). 3-компонентные сейсмоприемники РЕ-6С (с собственной частотой 8 Гц и чувствительностью 28.8 В/м/с) позволяют получать записи X-, Y- и Z-компонент волнового поля.



Начиная с 1995 г. по заказу МПР России и Роснедра Севморгео выполнило по такой методике наблюдения на геотраверсах общей протяженностью более 11 000 км в Баренцево-Карском регионе, в акваториях Восточно-Сибирских морей, в глубоководной части Северного Ледовитого океана и в Охотском море (рис. 1.12). Результаты этих исследований широко представлены в научной печати. Причем, если первоначально публиковались результаты обработки и интерпретации только продольных волн [Сакулина и др., 1999, 2003, 2009; Геологическая ... , 2011; Комплексные ... , 2011; Sakoulina et al., 1999, 2000; Roslov et al., 2009; Ivanova et al., 2011], то в последнее время эти исследования существенно дополнены изучением поперечных и обменных волн [Особенности ... , 2011; Современные ... , 2013; Глубинное ... , 2016а; Сакулина и др., 2015, 2016; Глубинное ... 2016б; Kashubin et al., 2017, 2018; Sakoulina et al., 2015, 2016].

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 поляризационным и кинематическим характеристикам соответствующие поперечным и обменным.

В качестве наиболее характерного примера записей таких волн в океанической коре приведем материалы сейсмического эксперимента с управляемым источником в скважине 581С [Duennebier et al., 1987]. Особенностью этого международного сейсмического эксперимента являлось то, что, кроме группы станций, установленных на дне моря, была также выставлена скважинная станция, которая располагалась ниже подошвы осадочного чехла.

Эксперимент (скважина 581С) проводился в северо-западной части Тихого океана приблизительно в 400 км к востоку от о-ва Хоккайдо. Глубина моря в районе скважины достигает 5500 м, мощность пелагических осадков, залегающих на фундаменте, представленном массивными базальтами, составляет 350 м. Возбуждение колебаний осуществлялось как со взрывами, с шагом вдоль сейсмического профиля около одного километра, так и с использованием 30-литровой пневматической пушки, стреляющей с шагом вдоль профиля каждые 200 м. К сожалению, на скважинной станции были записаны только взрывы.

На рис. 1.13 приведены записи гидрофона, вертикальной и горизонтальной компонент геофона от пневматического источника, полученные на станции, расположенной на дне моря. Сопоставление записей гидрофона, вертикального и горизонтального датчиков показывает, что каждый из них записывает свою составляющую волнового поля. Гидрофон, реагирующий на изменение всестороннего давления, не чувствителен к сдвиговым волнам, поэтому все волны на рис. 1.13, а – компрессионные. Вертикальный сейсмоприемник записывает вертикальную составляющую волн, достигших АДСС. При этом вступления волн могут быть как продольными, так и поперечными. Как видно из рис. 1.13, б, на записи вертикального сейсмоприемника наблюдается гораздо больше волн, чем на записи гидрофона. Все вступления, не зафиксированные гидрофоном (например, D, E и F), являются сдвиговыми, имеющими вертикальную составляющую (рис. 1.13, в).

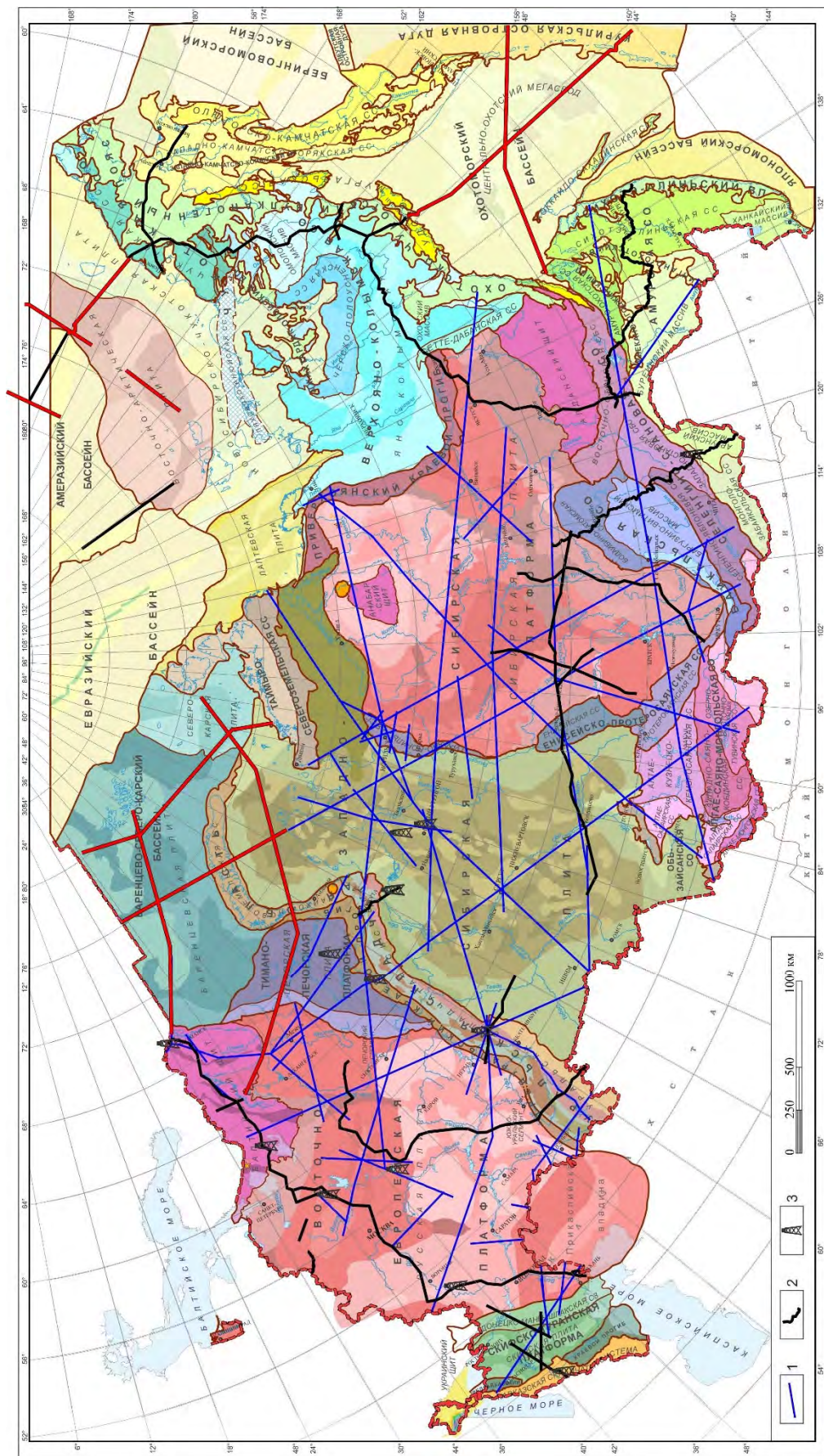


Рис. 1.12. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин на схеме геолого-структурного районирования территории России по С. И. Стрельникову (2009) с упрощениями

1 – глубинные геофизические профили, выполненные до 1995 г.; 2 – опорные геолого-геофизические профили, выполненные в 1995–2018 гг.; 3 – сверхглубокие и параметрические скважины. Красным цветом показаны морские профили ГСЗ, отработанные Севмортео с 3-компонентной регистрацией волнового поля

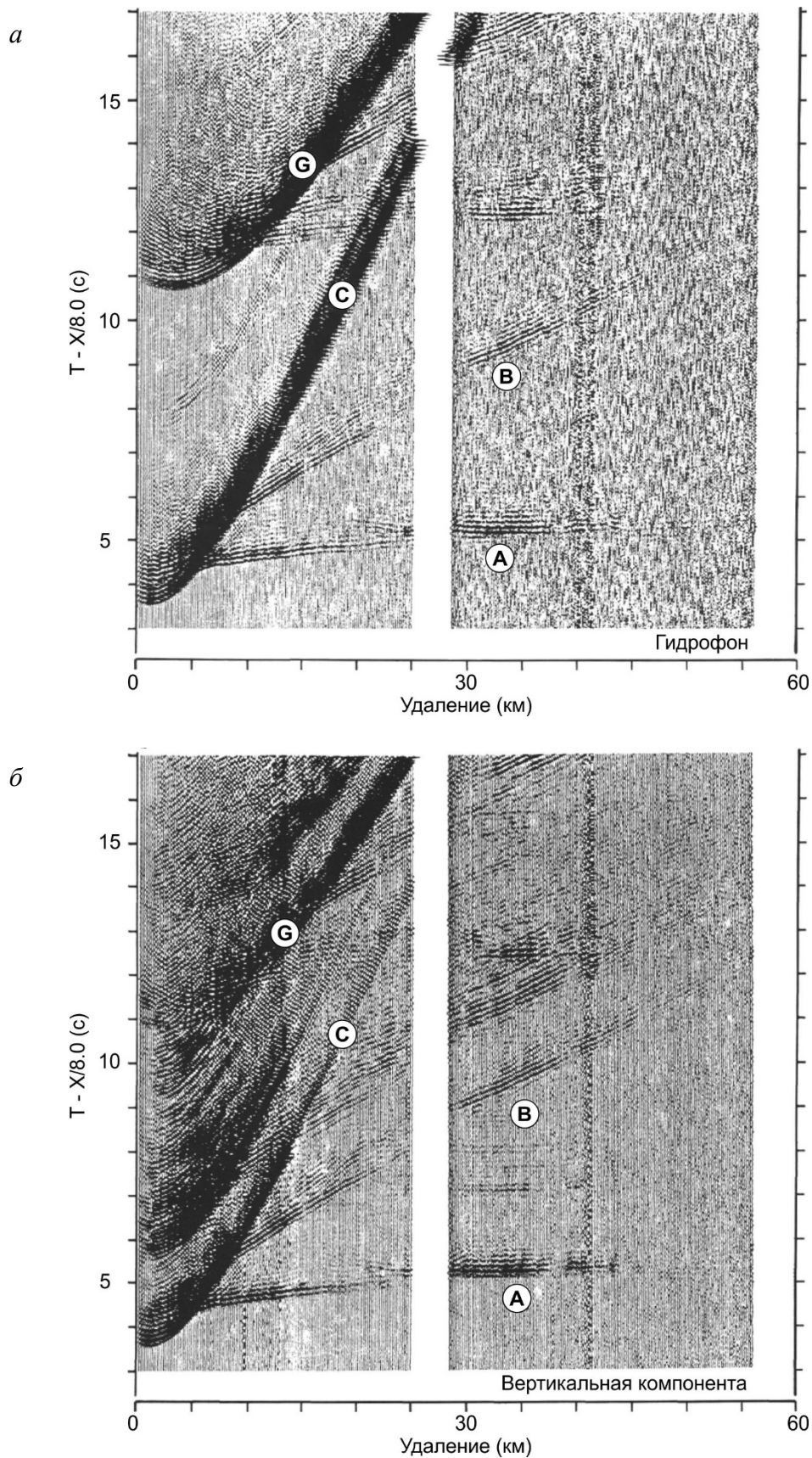


Рис. 1.13. Сейсмические записи пневматического источника станций, расположенной на дне моря

*a* – гидрофон; *б* – вертикальный сейсмоприемник; *в* – горизонтальный сейсмоприемник.  
 Обозн. волн см. на рис. 1.14 [Duennebier et al., 1987]

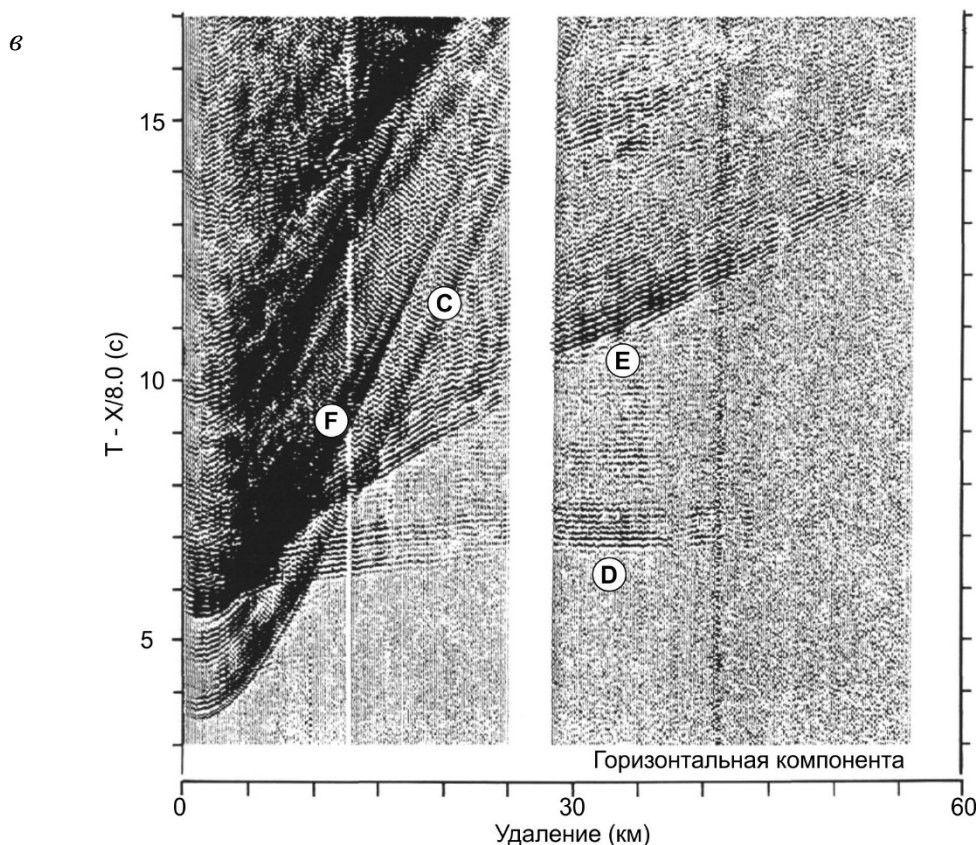


Рис. 1.13. Окончание

Волны, фиксируемые на рис. 1.13, *а* и 1.13, *б*, являются компрессионными (напр. А, В и С). Горизонтальный сейсмоприемник, подчеркивая горизонтальную составляющую волн, может фиксировать как продольные, так и поперечные волны. Волны, зафиксированные одновременно на рис. 1.13, *а* и 1.13, *в* – компрессионные (напр. С и G); волны, присутствующие на рис. 1.13, *в* и отсутствующие на рис. 1.13, *а*, – сдвиговые (напр. D, E и F). Заметим, что вступления А и В, не наблюдаемые на горизонтальной составляющей (рис. 1.13, *в*), хорошо проявлены на записях гидрофона и вертикальной составляющей (рис. 1.13, *а, б*). Это свидетельствует о вертикальном подходе к АДСС продольных волн. Вступления D и E сильны на горизонтальной составляющей, но отсутствуют на записи гидрофона и слабопроявлены на вертикальной составляющей, что свидетельствует о вертикальном подходе к АДСС поперечных волн.

Кажущиеся скорости волн А и D соответствуют скоростям преломленных и отраженных продольных волн, в то время как вступления В и E имеют скорости поперечных волн. Это свидетельствует о том, что волна D, распространяясь в среде как продольная, при подходе к АДСС преобразовалась в поперечную. Волна В, наоборот, распространялась в среде со скоростью поперечной волны, а при подходе к АДСС конвертировалась в продольную. Временная задержка между вступлениями продольной волны и обменной PS-волны (А и D), как и разница между вступлениями обменной SP-волны и поперечной волны (В и E) составляет приблизительно 1.8 с. Это разница во времени прохождения одного и того же пути после соответствующего

обмена волнами, распространяющимися со скоростями продольных и поперечных волн.

Принципиальная модель среды и природа зарегистрированных донной станцией волн показана на рис. 1.14.

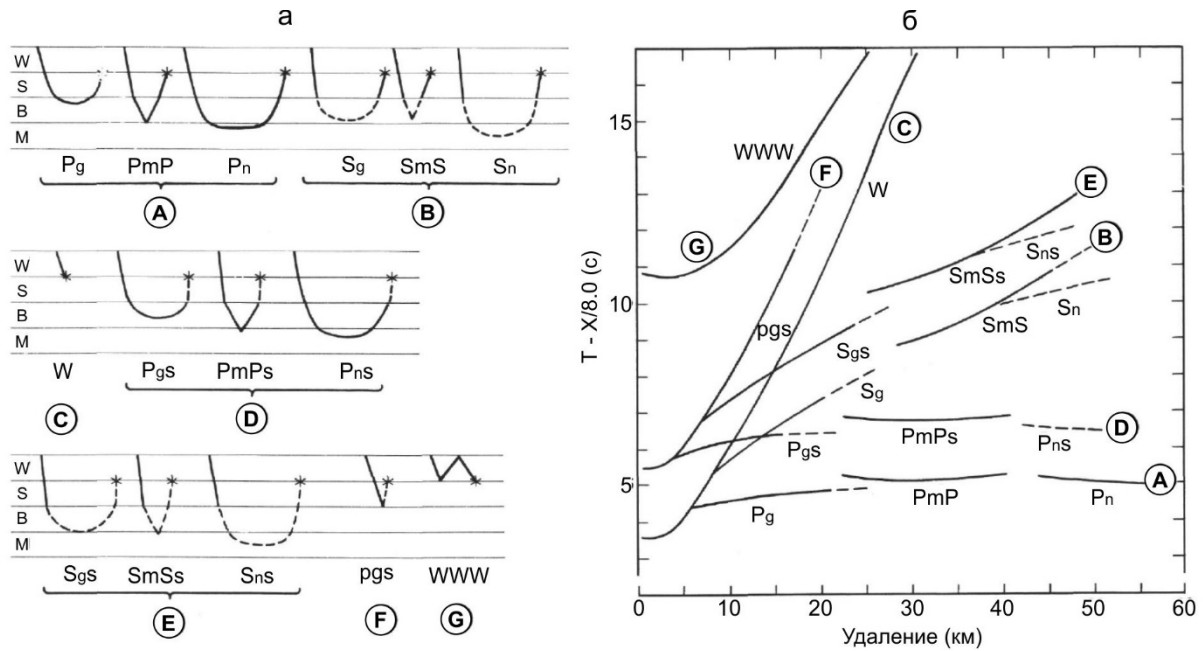


Рис. 1.14. Лучевые диаграммы (а) и годографы (б) волн, приведенных на рис. 1.13 и в табл. 1.1 [Duennebier et al., 1987]

W – вода; S – осадки; B – фундамент; M – мантия

Таблица 1.1

Обозначения и характеристика волн, показанных на рис. 1.13 и 1.14 [Duennebier et al., 1987]

Волны	Типы волн	Обозначения волн
A	Продольные на всем пути	$P_g, P_{mP}, P_n$
B	Продольные в осадках, поперечные в фундаменте и мантии	$S_g, S_{mS}, S_n$
C	Продольная водная волна (прямая волна в воде)	W
D	Продольные на всем пути до тех пор, пока не конвертировались в поперечные на границе между фундаментом и осадками на восходящем луче	$P_{gs}, P_{mPs}, P_{ns}$
E	Конвертированные в поперечные на границе между осадками и фундаментом на падающем луче	$S_{gs}, S_{mSs}, S_{ns}$
F	Конвертированная в поперечную отраженная волна от границы осадков и фундамента	$P_{gS}$
G	Кратная водная волна	WWW

На рис. 1.15 приведены записи вертикальной и горизонтальной компонент волнового поля, зарегистрированной станцией, расположенной в скважине 581С ниже подошвы осадочного слоя. Присутствие на сейсмограммах поля поперечных волн свидетельствует о том, что, по крайней мере, один акт обмена P-S произошел на падающем луче. Поскольку на восходящем луче обмен происходит на границе осадков с фундаментом, логично предположить, что и на падающем луче в данной ситуации обмен происходит на той же границе.

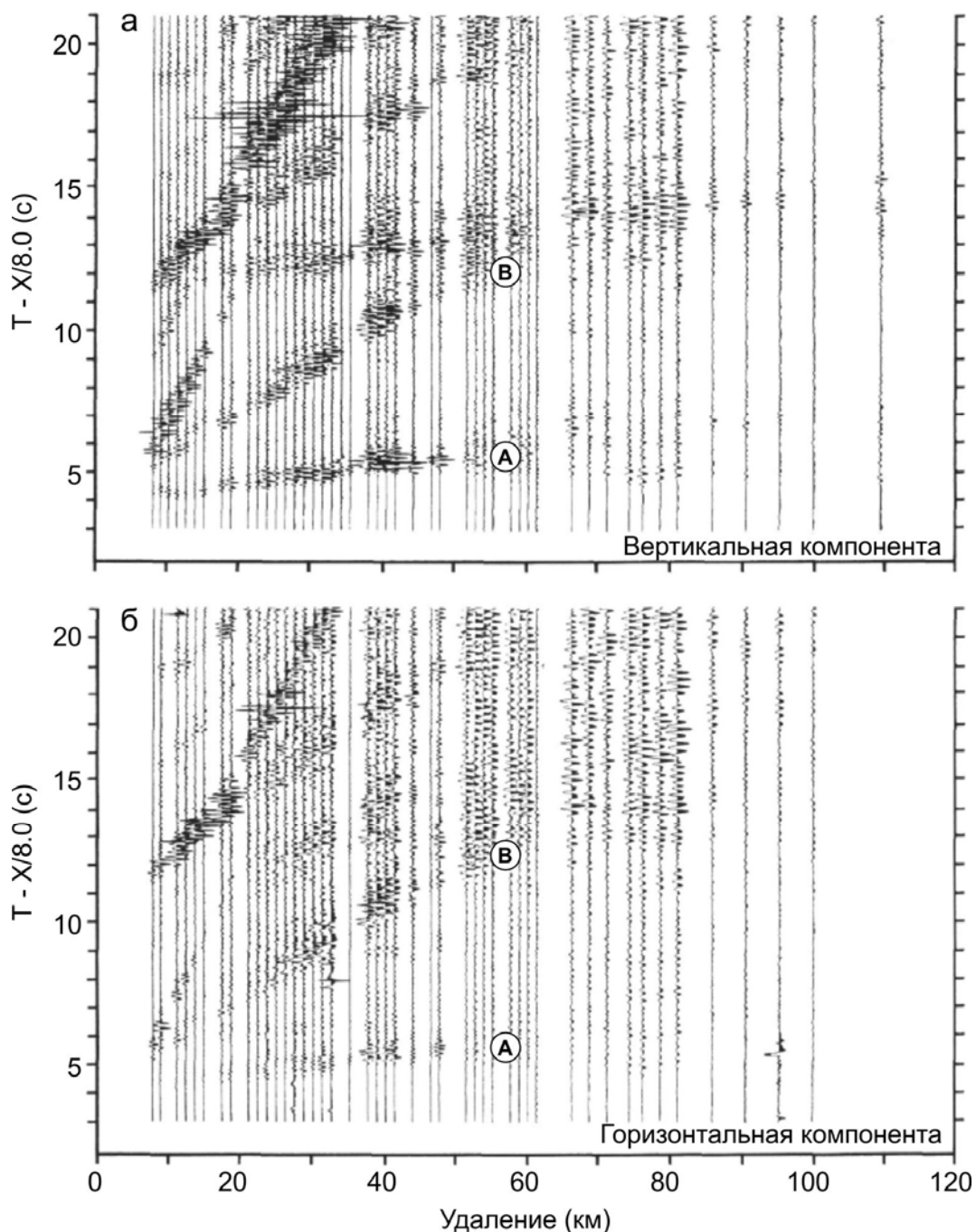


Рис. 1.15. Сейсмические записи взрывного источника станцией, расположенной в скважине 581С ниже подошвы осадочного слоя (на глубине 380 м) [Duennebier et al., 1987]

*а* – вертикальный и *б* – горизонтальный сейсмоприемники

Таким образом, материалы сейсмического эксперимента в скважине 581С наглядно свидетельствуют о том, что станции, расположенные на дне моря, фиксируют как однократно конвертированные PS-волны, так и дважды конвертированные PSP-волны достаточной интенсивности. При этом границей обмена является наиболее контрастная сейсмическая граница в разрезе – между пелагическими осадками и фундаментом. Скорости поперечных волн в осадках, оцененные по величине задержки между вступлениями монотипных и обменных волн (1.8 с при мощности осадков 350 м), составляют примерно 210 м/с, что существенно ниже скорости продольных волн в водном слое ( $V_p$  в воде 1440–1500 м/с).

Точка зрения, что P-S обмен происходит только на границе осадочного чехла и консолидированного фундамента, являющегося наиболее контрастной в твердой среде, разделяется рядом исследователей [Chung et al., 1990; Eccles et al., 2009; и др.], но не является единственной. Исследования в других районах Мирового океана показали, что часто первый P-S обмен происходит на дне моря (точнее, в достаточно тонком, с точки зрения длины волны, придонном слое) [Mjelde et al., 2002; Breivik et al., 2003; и др.], при этом в процессе распространения волн в коре может наблюдаться несколько актов обмена. Чаще всего исследователи выделяют PPS и PSS волны, но встречаются также и PSPS и другие обменные волны [Mjelde et al., 2002; Breivik et al., 2003, 2005].

На рис. 1.16–1.17 приведены примеры записей и результаты лучевого моделирования вертикальной и горизонтальной составляющих волнового поля по одному из фрагментов профиля 2-ДВ-М в Охотском море [Особенности ... , 2011; Kashubin et al., 2017]. Как можно видеть из приведенных примеров, подавляющее большинство наблюдаемых регулярных волн по своим кинематическим характеристикам соответствует продольным, поперечным, обменным и кратным волнам. При этом первый P-S обмен на падающем луче происходит на дне моря. Поскольку поперечные и обменные волны регистрируются в последующих вступлениях, надежность их выделения на сейсмограммах, как правило, хуже, чем продольных волн. Однако одним из важных общих выводов, который может быть сделан из анализа 3-компонентных наблюдений, является то, что волновые поля основных продольных и поперечных волн в целом подобны и, следовательно, их возможно интерпретировать в рамках одной и той же геометрии сейсмического разреза.

Основные отличия волновых полей, регистрируемых при 3-компонентных наблюдениях ГСЗ на акваториях, от волновых полей, наблюдаемых на суше, связаны с наличием водного слоя. Это проявляется в двух основных особенностях волновых полей. Во-первых, обработка данных выполняется по обращенной системе наблюдений с использованием в качестве источника сейсмических волн пневмоизлучателя (располагающегося в водном слое и, соответственно, генерирующего только P-волну), поэтому все регистрируемые донной станцией волны непродольного типа, строго говоря, обменные, так как хотя бы часть пути от источника распространялись как продольные волны со скоростью P-волны в воде. Во-вторых, наличие резкой акустической границы – дна моря (являющегося как границей жидкой и твердой сред, так и резкой скоростной границей) приводит к тому, что на сейсмограммах наблюдаются интенсивные кратные волны, связанные с этой границей (рис. 1.16, 1.18).

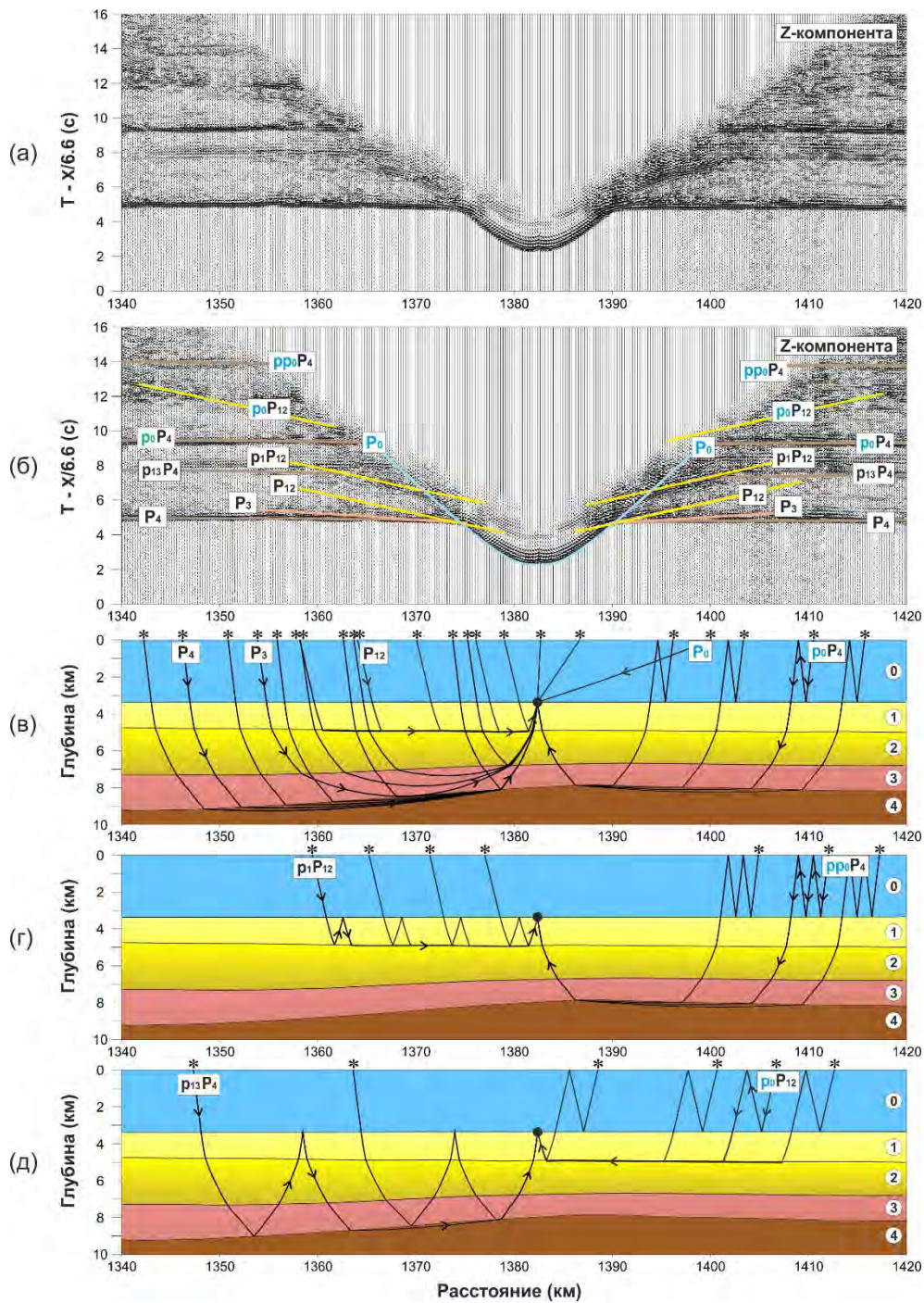


Рис. 1.16. Сопоставление расчетных годографов продольных волн с вертикальной составляющей наблюдаемого волнового поля (фрагмент профиля 2-ДВ-М)

*a* – наблюдаемое волновое поле; *б* – то же, с наложенными расчетными годографами; *в* – лучи прямой волны в водном слое ( $P_0$ ) и рефрагированной в 4-м слое продольной волны ( $P_4$ ) с кратностью в водном слое ( $r_0P_4$ ) (справа), головной продольной волны ( $P_{12}$ ) и рефрагированных в 3- и 4-м слоях продольных волн ( $P_3$  и  $P_4$ ) (слева); *г* – лучи рефрагированной в 4-м слое продольной волны ( $P_4$ ) с двойной кратностью в водном слое ( $rr_0P_4$ ) (справа) и лучи головной продольной волны ( $P_{12}$ ) с кратностью в первом слое ( $r_1P_{12}$ ) (слева); *д* – лучи головной продольной волны ( $P_{12}$ ) с кратностью в водном слое ( $r_0P_{12}$ ) (справа) и лучи рефрагированной в 4-м слое продольной волны ( $P_4$ ) с кратностью в 1–3 слоях ( $r_{13}P_4$ ) (слева)



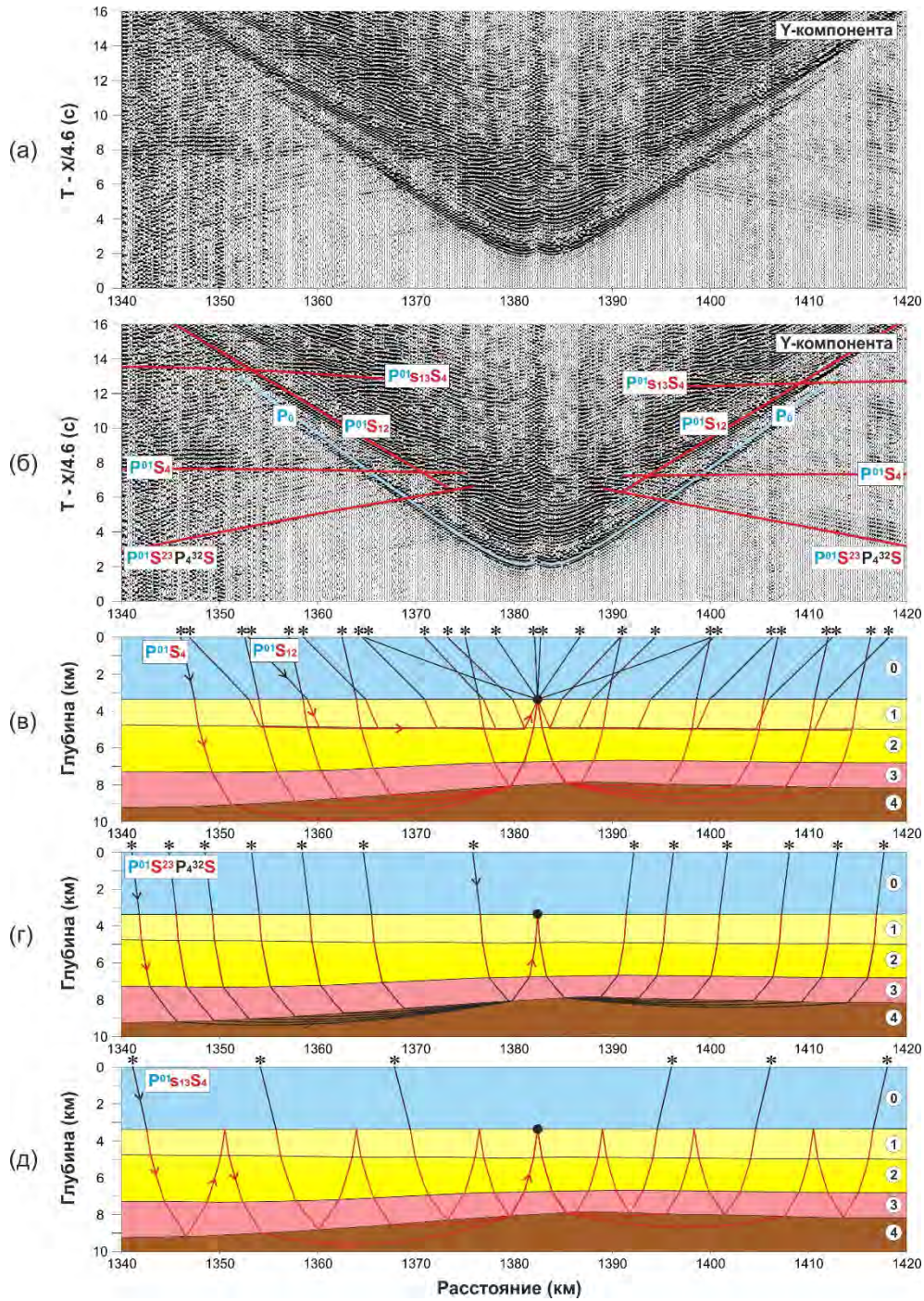


Рис. 1.17. Сопоставление расчетных годографов поперечных и обменных волн с горизонтальной составляющей наблюдаемого волнового поля (фрагмент профиля 2-ДВ-М)

*a* – наблюдаемое волновое поле; *b* – то же, с наложенными расчетными годографами; *в* – лучи прямой волны в водном слое ( $P_0$ ), головной поперечной волны ( $p^{01}S_{12}$ ) и рефрагированной в 4-м слое поперечной волны ( $p^{01}S_4$ ); *г* – лучи обменной волны ( $p^{01}S^{23}P_4^{32}S$ ); *д* – лучи рефрагированной в 4-м слое поперечной волны ( $S_4$ ) с кратностью в 1–3 слоях ( $p^{01}S_{13}S_4$ )

Пример сейсмограммы с записями основных продольных волн, регистрируемых на удалениях более 100 км при наблюдениях ГСЗ на море, приведен на рис. 1.18. Как можно видеть из этого рисунка, помимо обычно регистрируемых и используемых для интерпретации  $P_g$ -,  $P_iP$ -,  $P_M P$ - и  $P_n$ -волн, интенсивные волны ( $P_0$ ,  $r_0P_g$  и  $r_0P_M P$ ), связанные с отражениями от дна моря, присутствуют в волновом поле на значительных удалениях.

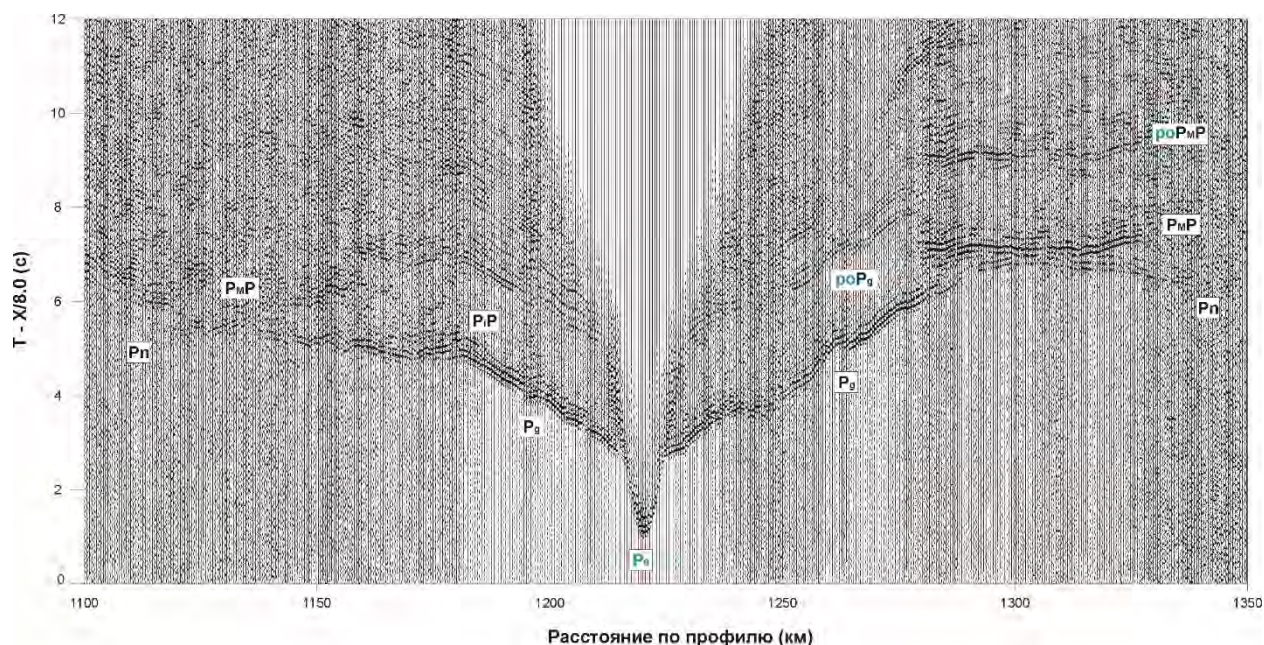


Рис. 1.18. Пример записи продольных волн на Z-компоненте при наблюдениях ГСЗ в Охотском море

$P_0$  – прямая волна в водном слое;  $P_g$  – преломленные волны в верхней и средней коре;  $P_iP$  – отраженные волны от внутрикоровых границ;  $P_M P$  – отраженные волны от подошвы земной коры (границы М);  $P_n$  – преломленные волны от границы М;  $r_0P_g$ ,  $r_0P_M P$  – соответствующие кратные волны, связанные с отражениями от дна моря

Еще одной упомянутой ранее особенностью поля поперечных волн на акваториях является то, что в волновом поле, зарегистрированном на дне акваторий, отсутствуют поперечные волны, преломленные в верхнем осадочном слое. Объясняется это тем, что скорость поперечных волн в этом слое, как правило, существенно ниже, чем скорость продольных волн в воде. Поэтому по закону Снеллиуса, луч волны, проходящей через границу между водой и твердой средой, после обмена будет отклоняться к нормали к этой границе (лучевая схема 6 на рис. 1.6). При нарастании скорости в осадочном слое и выполаживании луча проходящей волны угол падения проходящего луча (PS-волны) будет всегда больше угла падения падающего луча (водной волны), а значит, рефрагированная волна не вернется на поверхность наблюдений до тех пор, пока скорость поперечных волн в твердой среде не превысит скорость продольной водной волны. Таким образом, если принять во внимание, что отношение  $V_p/V_s$  для осадочных пород, как правило, выше 2, то рефрагированные в осадочном чехле волны могут быть зарегистрированы на поверхности наблюдений только в том случае, если скорость продольных волн в этом слое превышает,

как минимум, 3 км/с. Иными словами, при работах на акваториях могут быть зарегистрированы поперечные волны, рефрагированные лишь в достаточно уплотнённых, литифицированных, а значит, немолодых осадках. По схожей причине, когда в реальных средах скорость поперечных волн в верхах мантии не может быть выше скорости продольных волн в подошве земной коры, на линии наблюдений не может быть зарегистрирована рефрагированная волна после PS-обмена на границе Мохоровичича. Таким образом, лучевая схема 1б на рис. 1.7 является невозможной при реальных соотношениях скоростей в консолидированной земной коре и верхах мантии.

Из теории распространения упругих волн известно, что ни отражённые, ни проходящие обменные волны не возникают при нормальном падении на границу раздела. Поэтому ни PS-, ни SP-волны практически не могут быть зарегистрированы при близвертикальных отражениях от субгоризонтальных границ. В частности, на малых удалениях это позволяет отличить обменные отражённые волны от монотипных отражённых (в т. ч. кратных), имеющих одинаковые или очень близкие годографы. Например, на синтетических сейсмограммах на рис. 1.5, 1.9 хорошо проявлены на нулевых и малых удалениях волны  $P_0$ ,  $p_0$ , 2, 2', и это подтверждает то, что они монотипны. В то же время, волна 11а (рис. 1.7), хоть и является продольной в точке регистрации, но на самом деле, дважды обменная волна PSP-типа.

**1.3. Основные типы и классы<sup>3</sup> сейсмических волн, используемые для геологической интерпретации при морских сейсмических исследованиях.** В табл. 1.2 приведена характеристика основных продольных, поперечных и обменных волн, обычно регистрируемых при многокомпонентных глубинных сейсмических исследованиях на акваториях и представленных достаточно протяженными осями синфазности на сейсмограммах.

Как видно из приведенных выше рисунков и таблицы, волновые поля при ГСЗ на акваториях отличаются большим разнообразием регистрируемых волн. Наиболее существенные из них: 1) продольные волны, обычно регистрируются и используются для интерпретации при ГСЗ – P<sub>g</sub>, P<sub>iP</sub>, P<sub>MP</sub> и P<sub>n</sub>; 2) их поперечные аналоги, регистрируются на горизонтальных компонентах – S<sub>g</sub>, S<sub>iS</sub>, S<sub>MS</sub>; 3) обменные волны – как на вертикальных, так и на горизонтальных компонентах, но имеют кинематику Р-волны при поляризации в точке регистрации, соответствующей S-волне, и наоборот; 4) кратные волны, связанные с отражениями от дна моря и от резких границ в осадочной толще. Последние две группы волн, характерные для морских сейсмических исследований, как правило, являются помехами для выделения целевых монотипных волн, традиционно интерпретируемых при ГСЗ, однако в ряде случаев их использование позволяет повысить детальность и точность построения скоростных моделей, что, наряду с использованием поперечных волн, существенно расширяет информативность морских сейсмических исследований [Особенности ... , 2011; Современные методы ... , 2013; Kashubin et al., 2017].

Таблица 1.2

Основные волны, регистрируемые при многокомпонентных глубинных сейсмических исследованиях на акваториях

Обозначение	Тип и класс волны	Краткая характеристика, интервал прослеживания	Освещаемый интервал разреза и информация, извлекаемая при интерпретации
1	2	3	4
<i>Волны, связанные с водным слоем</i>			
P <sub>0</sub>	Прямая волна в водном слое	Интенсивная; постепенно затухает с удалением; наблюдается как на вертикальной, так и горизонтальных компонентах в первых и последующих вступлениях; характеризуется постоянной кажущейся скоростью (1.45–1.50 км/с)	Контролирует положение донной станции (позволяет оценить глубину моря в месте ее расположения)

<sup>3</sup> Под классом сейсмических волн понимается механизм возврата сейсмической энергии на поверхность наблюдений (отражение или преломление), под типом волн – поляризация (продольные или поперечные).

1	2	3	4
$p_0P_i$	Кратные волны в водном слое	Интенсивные; регистрируются в последующих вступлениях после $P_i$ -волн, повторяя их кинематику	Являются существенными помехами при выделении волн в последующих вступлениях
$pp_0P_i$	Двукратные волны в водном слое	Меньшей интенсивности по сравнению с однократными волнами; регистрируются на больших временах; повторяют кинематику $P_i$ - и $p_0P_i$ -волн	Являются помехами при выделении волн в последующих вступлениях
<b><i>Преломленные продольные волны</i></b>			
$P_1, P_2, P_3, \dots$	Рефрагированные продольные волны, распространяющиеся в соответствующем слое	Достаточно интенсивные на удалениях до 50–70 км; последовательно сменяют друг друга в первых вступлениях; регистрируются преимущественно на вертикальной компоненте; как правило, резко затухают при больших градиентах скорости	Волны, распространяющиеся в осадочном слое (с кажущимися скоростями от 1.9 до 4.8 км/с) и верхней части консолидированной коры ( $P_g$ с кажущимися скоростями от 5.6 до 6.4 км/с). Позволяют оценить значения скоростей продольных волн в осадочном чехле и верхней части консолидированной коры
$P_{12}, P_{23}, P_{34}, \dots$	Преломленные (головные) продольные волны, распространяющиеся вдоль границ соответствующих слоев	Достаточно интенсивные в области начальной точки; по кинематике близки к рефрагированным волнам в первых вступлениях, но в отличие от последних демонстрируют параллельность нагоняющих годографов и затухают постепенно, нередко прослеживаются в последующих вступлениях	Позволяют оценить значения скоростей продольных волн вдоль соответствующих границ (иногда более точно за счет большего интервала прослеживания, чем по рефрагированным волнам)
$P_n$	Преломленные продольные волны от границы Мохоровичича (или рефрагированные в верхней мантии)	Слабовыразительные; следятся в первых вступлениях на вертикальной компоненте; отличаются от коровых волн высокими кажущимися скоростями (8.0 км/с и более)	Позволяют оценить значения скоростей продольных волн в верхней мантии
<b><i>Отраженные продольные волны</i></b>			
$P_iP$	Отраженные продольные волны от внутрикоровых границ	Слабовыразительные с ограниченным интервалом прослеживания (как правило не более 10–15 км); регистрируются на вертикальной компоненте в последующих вступлениях	Позволяют определять положение отражающих границ в земной коре

1	2	3	4
$P_{MP}$	Отраженные продольные волны от границы Мохоровичича	Динамически выраженные вблизи критической и закритических областях; интервал прослеживания первые десятки километров; регистрируются преимущественно на вертикальной компоненте в последующих вступлениях	Позволяют определять мощность земной коры; контролируют значения скоростей продольных волн в коре; при значительной протяженности – оценить максимальные значения скоростей в нижней части земной коры
$P_{M1P}$	Отраженные продольные волны от внутримантийной границы	Динамически выраженные в закритической области; интервал прослеживания первые десятки километров; регистрируются преимущественно на вертикальной компоненте; по кинематике на больших удалениях близки к Pn-волнам, отличаясь от последних большей интенсивностью	Позволяют оценивать глубину залегания отражающей границы, контролируют максимальные значения скоростей продольных волн в верхней мантии
<b>Преломленные поперечные волны</b>			
$p_0Sg$	Рефрагированные поперечные волны, распространяющиеся в верхней части консолидированной коры	Различной динамической выразительности; регистрируются на горизонтальных компонентах в последующих вступлениях; в целом демонстрируют подобие волновому полю продольных рефрагированных волн	Позволяют оценить значения скоростей поперечных волн в верхней части консолидированной коры
$p_0S_{12},$ $p_0S_{23},$ $p_0S_{34},$ ...	Преломленные (головные) поперечные волны, распространяющиеся вдоль границ соответствующих слоев	Различной динамической выразительности; регистрируются на горизонтальных компонентах в последующих вступлениях; в целом демонстрируют подобие волновому полю продольных преломленных волн	Позволяют оценить значения скоростей поперечных волн вдоль соответствующих границ
<b>Отраженные поперечные волны</b>			
$p_0SiS$	Отраженные поперечные волны от внутрикоровых границ	Слабовыразительные с ограниченным интервалом прослеживания; регистрируются на горизонтальных компонентах в последующих вступлениях	Позволяют определять положение отражающих границ в земной коре
$p_0SMs$	Отраженные поперечные волны от границы Мохоровичича	Динамически выраженные в закритической области; регистрируются на горизонтальных компонентах; повторяют особенности отраженных продольных волн $P_{MP}$	Позволяют определять мощность земной коры и значения скоростей поперечных волн в коре

1	2	3	4
<b><i>Кратные и обменные волны</i></b>			
$p_1P_i$ , $p_{12}P_i$ , $p_{13}P_i$ , ...	Кратные продольные волны	Различной динамической выразительности; регистрируются на вертикальной компоненте после $P_i$ -волн, повторяя их кинематику	Позволяют уточнять значения скоростей продольных волн выше границы кратности
$p_0SP_iS$	Обменные SP-волны	Достаточно интенсивные; регистрируются на горизонтальных компонентах в последующих вступлениях после $P_i$ -волн, повторяя их кинематику	Позволяют оценивать значения отношения скоростей $V_p/V_s$ выше границы обмена
$p_0PS_iS$	Обменные PS-волны	Различной динамической выразительности; регистрируются на горизонтальных компонентах в последующих вступлениях перед $S_i$ -волнами, повторяя их кинематику	Позволяют оценивать значения отношения скоростей $V_p/V_s$ выше границы обмена
$p_{0S_{13}}S_i$	Кратные поперечные волны	Различной динамической выразительности; регистрируются на горизонтальных компонентах после $S_i$ -волн, повторяя их кинематику	Позволяют уточнять значения скоростей поперечных волн выше границы кратности

## 2. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАТЕРИАЛОВ МОРСКИХ МНОГОВОЛНОВЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

**2.1. Специализированная обработка данных многокомпонентных наблюдений на акваториях с целью выделения поперечных и обменных волн.** Обработка записей поперечных и обменных волн требует специализированных подходов из-за ряда особенностей, которые отличают эти волны от продольных волн. Одна из таких особенностей – и поперечные и обменные волны всегда распространяются медленнее продольных, а значит, могут регистрироваться только в последующих вступлениях, т.е. в интерференционном волновом поле. Другое следствие этого – кажущиеся скорости поперечных волн на сейсмограммах и годографах отличаются от кажущихся скоростей продольных волн, т.е. по кинематическим признакам. Причем при анализе поперечных и обменных волн продольные являются волнами-помехами. Выделение целевых поперечных и/или обменных волн из интерференционного поля может выполняться на основе как кинематических, так и динамических, поляризационных признаков. Для поляризационного анализа и корректного определения природы сейсмических волн требуются многокомпонентные (как правило, 3-компонентные) наблюдения. При этом необходимо учитывать не только угол между направлением каждой из компонент и положением лучевой плоскости, но и истинное соотношение между амплитудами на разных компонентах в каждый момент времени. Это накладывает особые условия на обработку, в частности, требует совместной обработки нескольких компонент с восстановлением и сохранением истинного соотношения амплитуд сейсмического сигнала. В целом специализированная обработка направлена на выделение из интерференционного поля максимально «чистых» записей поперечных и обменных волн, которые могут повысить надёжность их дальнейшей геолого-геофизической интерпретации.

Несмотря на то, что во многих коммерческих системах обработки сейсмической информации имеется немалый набор специальных процедур для работы с трехкомпонентными и многоволновыми наблюдениями (включая пересчеты компонент наблюдений на новые направления координатных осей, учёт коэффициента  $V_p/V_s$  при вводе кинематических поправок, ввод негиперболических кинематических поправок для обменных P-S волн и др.), этот набор ориентирован в первую очередь на массовые морские 3D-3C сейсморазведочные работы со специализированной регистрирующей аппаратурой типа донных сейсмических кос (ocean bottom cables – OBC). Но так как многокомпонентные наблюдения сейчас развиваются в мире в широком диапазоне методик и технологий, далеко не для всех модификаций производственных и тем более опытно-производственных работ существуют стандартные процедуры обработки. В частности, не известны стандартные процедуры обработки типичных для глубинных морских исследований данных с произвольно ориентированных автономных донных многокомпонентных сейсмоприёмников. И всё же гибкость большинства современных обрабатывающих систем позволяет реализовать решение многих задач многоволновой сейсморазведки за счёт иногда нетрадиционного применения стандартных процедур. Именно такие процедуры используются, как правило, при обработке многоволновых сейсмических данных на российских опорных профилях на акваториях.



Сейсмические данные, выгружаемые с АДСС, изначально сгруппированы по ОТП. Обработку и анализ единичных сейсмограмм, как правило, удобнее вести для выборок с наиболее детальным шагом между сейсмическими трассами, а значит, в случае наблюдений с АДСС – для выборок ОТП<sup>1</sup>. Таким образом, при формировании монтажей сейсмограмм отсутствует необходимость пересортировки трасс, а обработка материалов выполняется в этом случае в терминах обращённой системы наблюдений.

Первичное формирование монтажей сейсмограмм и первичная обработка материалов ГСЗ в зависимости от структуры и формата данных, получаемых с донных регистраторов, могут выполняться с использованием как сейсмических обрабатывающих систем общего назначения (RadexPro (Деко-геофизика СК), Prime (Яндекс.Терра), Focus/Echos (Paradigm), ProMAX (Halliburton), SeismicUnix (CWP-CSM) и т. п.), так и специального программного обеспечения (OBSExpress (XGEO)). Дальнейшая обработка и интерпретация выполняются в многочисленных интерпретационных программных пакетах, таких как 3C-INTERACT (НПП ГЕТЭК), XТомо-LM (XGEO), Граница (Севморгео), RayInvr (автор С. Zelt), SeisWide, PRay (авторы D. Chian, T. Fromm на основе кодов и алгоритмов С. Zelt'a).

На начальном этапе обработки данные о геометрии наблюдений заносятся в базу данных и заголовки сейсмических трасс. В первом приближении геометрия наблюдений задается в соответствии с координатами, предоставленными группой топографо-геодезического сопровождения. В качестве исходных координат размещения АДСС используются координаты точки сброса станций с судна. При этом геометрия может заноситься в двух вариантах: 1) для соотнесения данных с материалами других профилей и проектов задаются географические координаты пунктов геофизических наблюдений (возбуждения и приёма); 2) для профильной обработки заносятся координаты X и Y (координата X – вдоль линии профиля и Y – поперечное смещение от линии профиля). В качестве начала координат X и Y удобно выбирать самый западный или самый южный пункт возбуждения. При этом «полевые» номера сейсмограмм ОТП для удобства последующей обработки целесообразно переопределять в соответствии с номерами пикетов, на которых находились АДСС, вдоль профиля в километрах.

На следующем этапе обработки необходимо уточнение фактического положения донных станций и преобразование записей неориентированных горизонтальных фиксированных компонент в ориентированные фиксированные или следящие компоненты. В данном случае, под преобразованием в фиксированные компоненты подразумевается виртуальная переориентация горизонтальных осей всех донных станций профиля на единое направление, например, на север и восток или вдоль и вкрест профиля. Под преобразованием в следящие компоненты подразумевается виртуальная переориентация горизонтальных компонент индивидуально для каждой трассы сейсмограммы в зависимости от направления источник–приёмник, т. е. в плоскость сейсмического луча и перпендикулярно ему.

---

<sup>1</sup> При работах ГСЗ с использованием АДСС расстояние между точками приёма, как правило, составляет 10–20 км, а шаг между точками возбуждения 250–300 м.

Анализ сейсмических записей, полученных при наблюдениях ГСЗ на акваториях показал, что частотный спектр целевых волн (преломлённых, закритических отражённых) оказался очень узким (рис. 2.1). Подавляющая часть энергии сейсмических волн приходится на частоты от 5–6 до 7–9 Гц. Например, в результате сканирования различных вариантов фильтрации для массовой обработки материалов по профилю Арктика-2012 был выбран единый полосовой трапецидальный фильтр (3–4 – 10–15 Гц) для записей продольных и поперечных волн. Хотя в отдельных случаях записи горизонтальных компонент более низкочастотны (на 1–2 Гц), разделить поле продольных и поперечных волн по частотному признаку при глубинных морских исследованиях не удаётся.

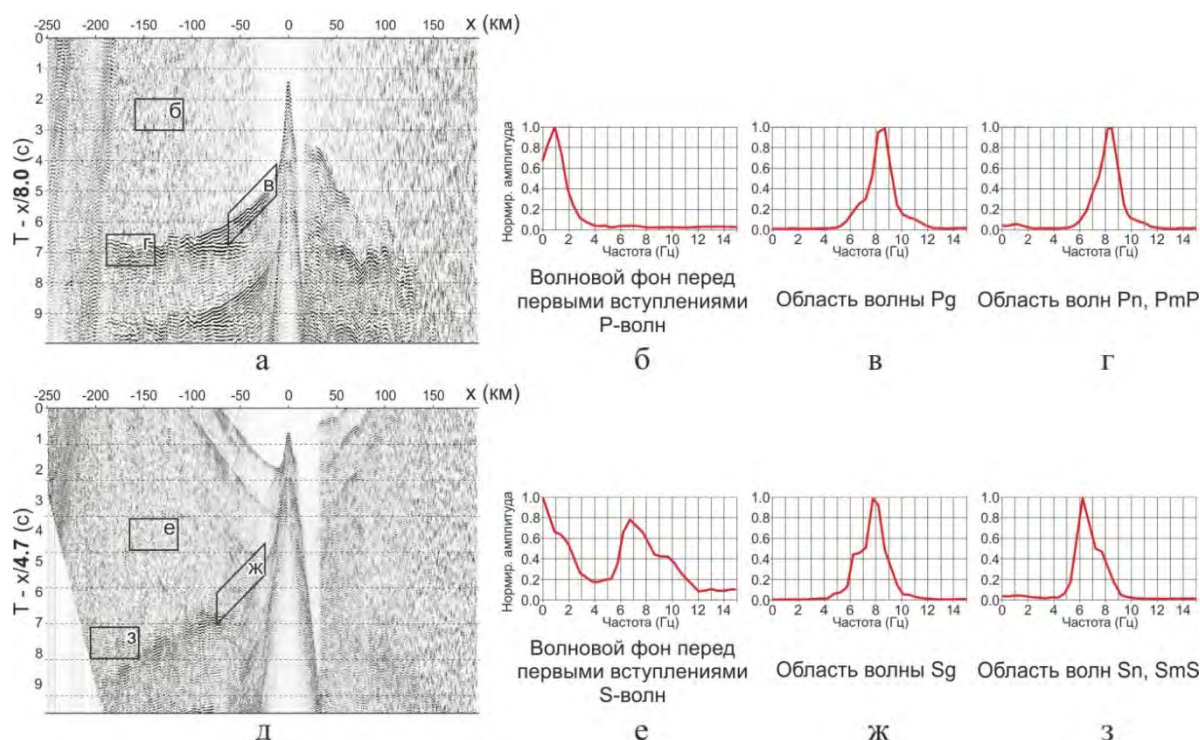


Рис. 2.1 Пример записей продольных (а) и поперечных (д) волн с выделенными участками для частотного анализа и амплитудно-частотные спектры волнового фона и целевых волн (б–г, е–з)

Таким образом, чтобы выделять поперечные и обменные волны из интерференционного волнового поля, необходимо выполнять обработку, используя как поляризационные, так и кинематические признаки этих волн. По поляризационному признаку возможно отделять записи продольных P, поперечных SV- и SH-волн; по кинематическому признаку возможно разделение P- и SV-волн.

**2.1.1. Уточнение координат фактического положения донных станций.** Первоначальное позиционирование (определение плановых координат) донных сейсмостанций на профиле обычно выполняется по точке сброса станции с судна. При этом положение станции в плане определяется по местонахождению судна, позиционирование которого в свою очередь выполняется средствами GPS-навигации.

Однако во время опускания сейсморегистратора на дно может произойти его дрейф и отклонение от точки сброса. Анализ фактических сейсмических записей показывает, что курс корабля с пневмоисточником нередко проходит не строго по линии размещения донных станций, и годографы водной волны оказываются непродольными практически на всех станциях. Вследствие этого углы отклонения направления компонент  $X$  и  $Y$  донной станции от направления луча водной волны в плане закономерно изменяются по мере прохождения корабля мимо донной станции (рис. 2.2).

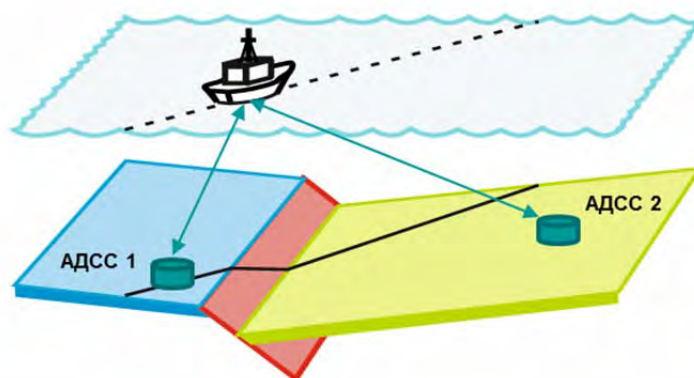


Рис. 2.2. Возможные положения донных станций по отношению к линии возбуждения (курсу корабля с пневмоисточником) во время отработки профиля

Попытка учесть непродольность линии наблюдений только по значениям плановых координат источников и приёмников в точках сброса, как правило, не даёт удовлетворительных результатов. Анализ годографов прямых волн, в частности, наблюдаемая несимметричность прямой и встречной ветви годографа (рис. 2.3), показывает, что фактические отклонения точки расположения станции от ближайшего пункта возбуждения могут достигать в плане десятки и даже сотни метров [Grobys, 2009]. Например, на профиле ГСЗ Арктика-2012 разброс значений суммы продольных смещения и сноса донных станций составил от  $-140$  м до  $+185$  м. Это означает, что неучёт продольного сноса станции при её погружении хоть и не является критическим, но может приводить к погрешностям во взаимных временах, достигающим  $0.16$  с для преломлённых волн в осадочном чехле и  $0.04$  с – мантийных.

По результатам такого анализа могут быть уточнены фактические плановые координаты донных станций за счёт интерактивного подбора смещения пикета донной станции вдоль профиля. Для профиля ГСЗ Арктика-2012 боковой снос донных станций от линии возбуждения оказался незначительным и заметно сказывался лишь на удалениях не более  $2$  км. Поэтому для глубинных исследований методом ГСЗ, где анализируются данные на удалениях в десятки и сотни километров, такой боковой снос можно проигнорировать. Вследствие этого в качестве радиальной  $R$  (вдоль луча) и трансверсальной  $T$  (перпендикулярно лучу) компонент использовались фиксированные компоненты  $X1$  (вдоль профиля) и  $Y1$  (перпендикулярно профилю). В таком случае (как для АДСС 1 на рис. 2.2) оказывается достаточным учесть только продольный снос донной станции, необходимый для более точной дальнейшей кинематической обработки и интерпретации.

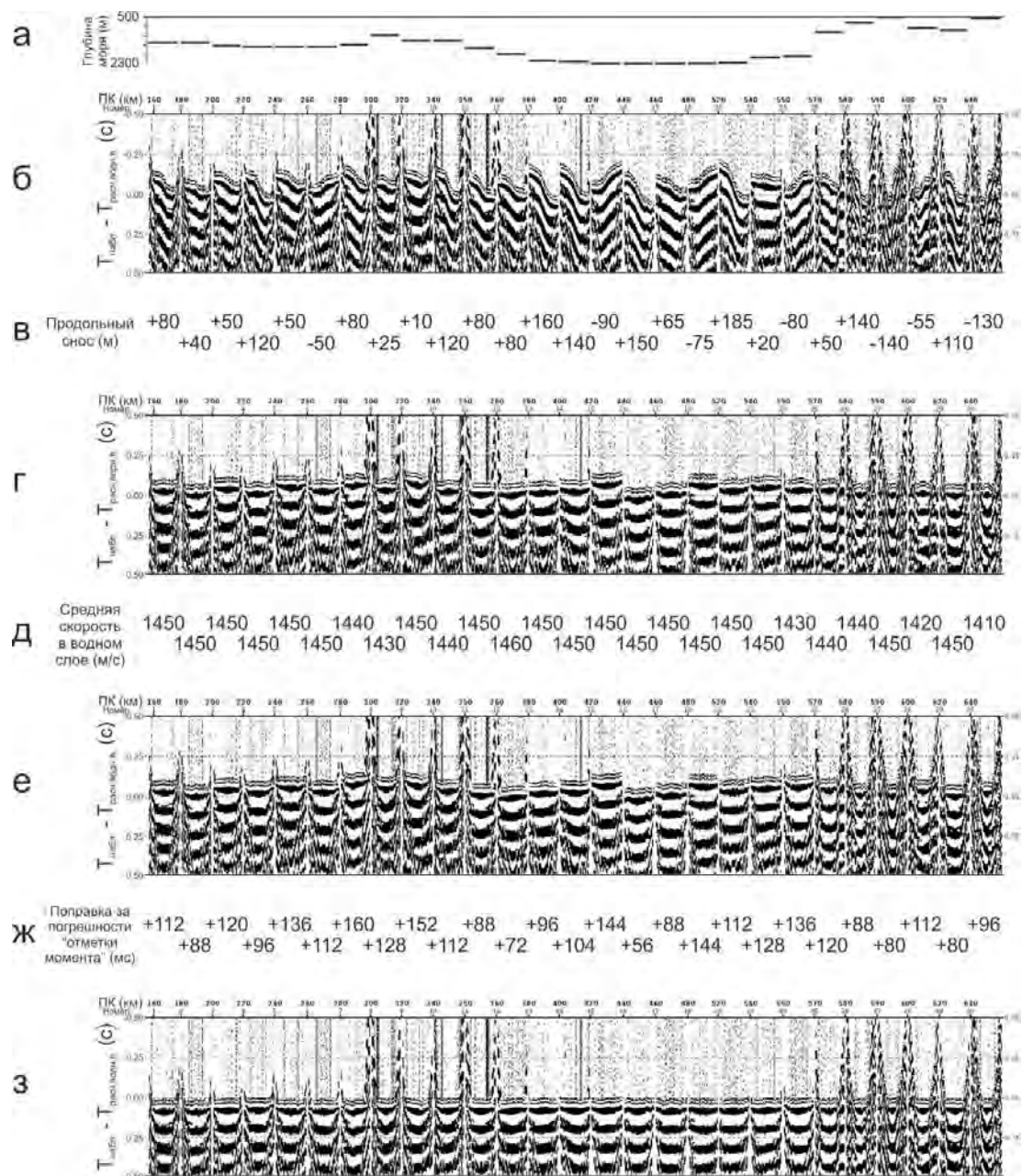


Рис. 2.3. Определение поправок, учитывающих реальное положение автономных донных станции на дне моря, на основе анализа монтажей сейсмограмм с введёнными кинематическими поправками за прямую водную волну (профиль ГСЗ Арктика-2012, удаления от  $-5$  до  $+5$  км)

*а* – глубины моря в точках установки донных станций в метрах; *б* – монтажи сейсмограмм с координатами донных станций, соответствующими точкам их сброса с судна, средняя скорость в водном слое принята постоянной и равной 1450 м/с; *в* – подобранные в интерактивном режиме значения продольного сноса в метрах; *г* – то же, что (*б*), но с координатами донных станций, учитывающими продольный снос; *д* – подобранные в интерактивном режиме значения скорости водной волны в м/с; *е* – то же, что (*г*), но средняя скорость в водном слое из (*д*), т. е. переменная; *ж* – поправки за погрешности «отметки момента» – начала оцифровки каждого возбуждения в мс; *з* – то же, что (*е*), но с введёнными поправками за погрешности «отметок момента»

Следует заметить, что известны способы позиционирования донных сейсмоприёмников по отношению к судну в реальном времени по гидроакустическому каналу. Точность такого позиционирования по высокочастотной акустике составляет 0.5% от глубины моря. Существует большой выбор аппаратуры для выполнения этой задачи, которая используется преимущественно при 3D-морских съёмках. На 2D-профилях, в том числе при глубинных исследованиях, такая методика обычно не используется. Анализ точности позиционирования по водной волне показывает, что она оказывается не ниже, чем с помощью специального оборудования по высокочастотному акустическому каналу. По низкочастотному сигналу (10–40 Гц) на глубокой воде удаётся найти небольшие смещения донной позиции (5 м) благодаря тому, что в постпроцессинг могут быть включены данные широкого диапазона удалений источник–приёмник. При этом ключевое влияние на точность определения продольных смещений имеют достаточно большие удаления, когда становится незначимым смещение поперечное. И наоборот, при определении поперечного, бокового смещения в первую очередь используются ближайшие удаления.

В случае с 2D-профилированием, т. е. при наблюдениях вдоль одиночного профиля, задача локации сейсмостанции усложнена ещё и тем, что информация о боковом смещении донных станций по отношению к курсу корабля, а именно о знаке этого смещения, оказывается в буквальном смысле односторонней. В этих условиях, используя лишь времена прихода волн, невозможно определить ни величину бокового смещения донной станции от линии возбуждения, ни знак такого смещения, т. е. влево или вправо от линии профиля смещена станция. Для такого определения необходимо анализировать не только величины, но и знаки первой фазы водной волны на горизонтальных компонентах, и по ним вычислять азимут направления источник–приёмник. Можно выполнять и графический анализ диаграмм смещений частиц (годограмм) в горизонтальной плоскости в пределах записи прямой водной волной. В результате такого анализа становится возможным, используя метод многократных обратных засечек по дирекционным углам с нескольких пунктов возбуждения, уточнить положение донной станции в плане по отношению к курсу корабля.

В том случае, когда боковой снос донной станции оказывается значительным (как для АДСС 2 на рис. 2.2), его необходимо учитывать при выделении следящих радиальной и трансверсальной компоненты сейсмических колебаний, которые отличаются от фиксированных компонент вдоль и вкрест профиля соответственно. Такой подход к определению (уточнению) координат планового положения сейсмоприёмников, в принципе, известен при работах с донными сейсмическими кабелями в 3D-сейсморазведке. В такой модификации сейсморазведки локация каждого донного регистратора происходит по широким секторам обзора, вплоть до полного кругового обзора в 360°. Оказалось, что подобная процедура возможна и для профильных наблюдений, когда сектор обзора бывает очень узким и даже стремящимся к нулю (при прохождении судна с источником строго над линией размещения приёмников). Учитывая, что по опыту работ на опорных профилях предельная погрешность определения азимутов лучей водной волны по записям АДСС станции в среднем составляет  $\pm 2.5^\circ$ , не имеет смысла использовать для локации пикеты возбуждения, находящиеся на значительном удалении от АДСС. Опыт обработки

материалов по профилю ГСЗ Арктика-2012 показал, что достаточно использовать возбуждения от 10–15 ПВ, ближайших к АДСС с каждой стороны от неё (рис. 2.4).

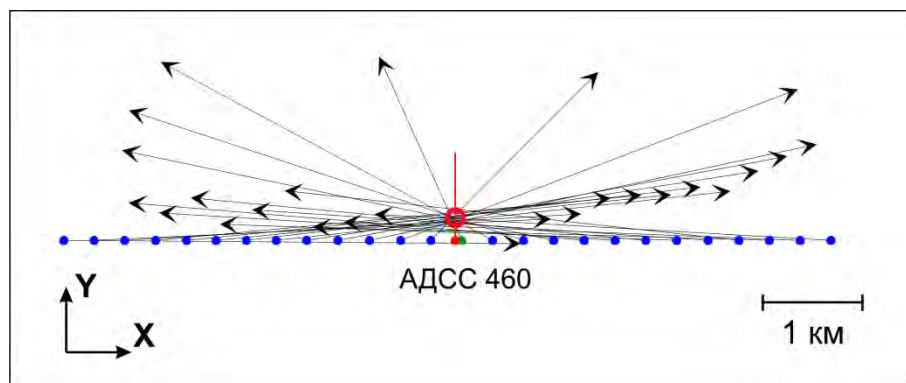


Рис. 2.4. Пример определения продольного и бокового сноса донной станции относительно точки её сброса по результатам анализа подмножества азимутов лучей прямой водной волны (профиль ГСЗ Арктика-2012, ПК 460)

Точки: синие – пункты возбуждения, зеленая – точка сброса АДСС, красная – уточненное положение АДСС за продольный снос; красный луч – перпендикуляр к линии профиля из точки АДСС с учётом только продольного сноса; стрелки – направление лучей, определённое по записям прямой водной волны; красный кружок – положение АДСС, уточнённое за продольный и поперечный сносы

**2.1.2. Преобразование записей произвольно ориентированных компонент в записи фиксированных компонент заданной ориентации.** При работах ГСЗ на акваториях используются 4-компонентные автономные донные сейсмические станции (Н – гидрофон, X, Y, Z – компоненты геофона). Для датчика давления (гидрофона) его ориентация не имеет значения. Z-компонента геофона имеет фиксированную (вертикальную) ориентацию. Две другие ортогональные компоненты геофона X и Y находятся в горизонтальной плоскости, но ориентированы произвольно по отношению к профилю (рис. 2.5). Строго говоря, из-за такой произвольной ориентации сейсмоприёмника его внутренние X- и Y-оси никак не соотносятся с общепринятыми в геофизике обозначениями направлений осей координат профилей или съёмок, а именно: ось X профиля (съёмки) – вдоль направления профиля (или параллельно направлению профилей с сети), ось Y профиля (съёмки) – вкрест направления профиля (или перпендикулярно профилям в сети). В случае с неориентированными донными станциями X и Y – это просто две ортогональных горизонтальных оси. Во избежание путаницы при произвольной ориентации многокомпонентного сейсмоприёмника правильнее было бы называть записанные горизонтальные компоненты условно, например, N1 и N2, а компонентами X и Y называть записи, зарегистрированные в направлениях вдоль и вкрест профиля наблюдений. Однако, в связи с тем, что при полевых наблюдениях буквами X и Y, как правило, обозначаются произвольно ориентированные горизонтальные компоненты, то в качестве ориентированных фиксированных компонент вдоль и вкрест простираения профиля могут быть приняты обозначения X1 и Y1, соответственно.

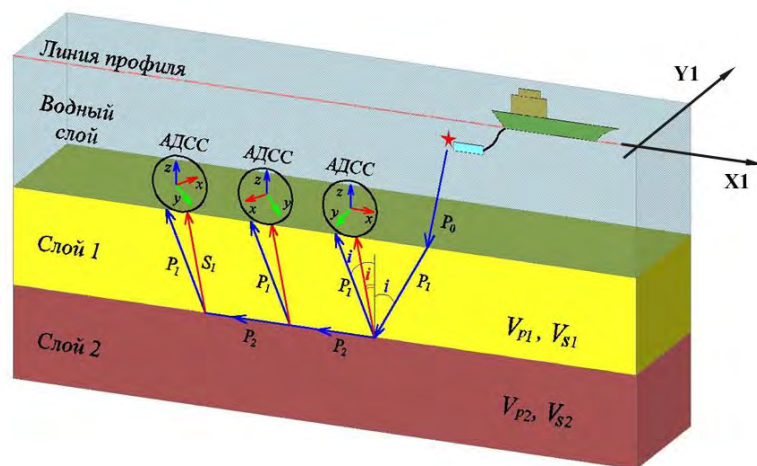


Рис. 2.5. Пример обозначения осей произвольно ориентированных донных станций и направлений осей координат сейсмического профиля

При отсутствии в донных станциях датчиков ориентировки горизонтальных компонент азимут может быть оценен по записям опорной волны с известной поляризацией. В качестве такой волны обычно используют прямую водную волну  $P_0$  [Grobys, 2009; Mjelde et al., 2009]. В этом случае достаточно использовать не все три зарегистрированные компоненты, а лишь две из них – горизонтальные.

Учитывая, что скорость продольных волн в воде варьирует в очень незначительном диапазоне, можно считать луч водной волны прямолинейным. Таким образом, амплитуда радиальной компонента этой волны должна быть равна полной амплитуде волны, трансверсальная компонента – нулю, а компоненты тангенциальных направлений – пропорциональны синусу и косинусу угла поворота соответствующей оси 3-компонентной установки по отношению к направлению луча. Значит, измерив амплитуду тангенциальных компонент ( $X$  и  $Y$ ) водной волны в один и тот же момент времени, по их соотношению можно вычислить угол этого поворота.

Далее легко пересчитать фиксированные компоненты  $Y$  и  $X$  в новые фиксированные компоненты  $X_1$  и  $Y_1$  по известным формулам матрицы поворота осей декартовых координат. В случае поворота вокруг вертикальной оси, т.е. только горизонтальных осей в горизонтальной плоскости, формулы матрицы поворота сводятся к более простым формулам, которые можно легко реализовать путём весового суммирования трасс с записями компонент  $X$  и  $Y$ , используя соответствующие коэффициенты:

$$A_{X_1} = A_X \cdot \sin \alpha + A_Y \cdot \cos \alpha$$

$$A_{Y_1} = A_X \cdot \cos \alpha - A_Y \cdot \sin \alpha,$$

где  $A_X$ ,  $A_Y$ ,  $A_{X_1}$ ,  $A_{Y_1}$  – амплитуды ортогональных горизонтальных произвольно ориентированных компонент  $X$  и  $Y$ , компоненты  $X_1$  (вдоль профиля) и компоненты  $Y_1$  (вкрест профиля) сейсмического сигнала на одном и том же отсчете времени;  $\alpha$  – угол поворота 3-компонентного сейсмоприемника вокруг вертикальной оси по отношению к направлению профиля, который рассчитывается по записям водной волны как  $\arctg(A_X/A_Y)$ .

Так как водная волна линейно поляризована, то, в принципе, достаточно знать лишь одну пару значений амплитуд сигнала на компонентах X–Y на любом отсчете (не обязательно в области экстремума) в пределах сигнала водной волны для того, чтобы определить направление колебаний. Однако сигнал водной волны может быть искажен как микросейсами, так и волнами других типов. Поэтому для повышения надёжности определения направления колебаний целесообразно использовать статистическое осреднение результатов таких определений по нескольким парам амплитуд сигнала, а для этого выбирать некоторый интервал прослеживания водной волны, где эти искажения минимальны. Таким интервалом могут служить записи на удалениях в пределах первых километров, т. е. до выхода в первые вступления преломлённых волн от морского дна и нижележащих горизонтов. В этом случае повышается надёжность таких определений, в частности, снижается влияние как волн-помех, так и аппаратной неидентичности, а также может быть количественно оценена погрешность определений. Даже в случае амплитудной неидентичности одиночных сейсмоприёмников в многокомпонентной установке сейсмограммы реориентированных компонент показывают правильное соотношение амплитуд для волн с колебаниями в плоскости распространения луча (для волн P- и SV-поляризации), т. к. определение угла поворота осей производится по одной из таких волн – водной. Для волн с колебаниями, перпендикулярными плоскости луча (волн SH-поляризации), соотношение амплитуд на парах сейсмограмм X1 и Y1 будет искажённым.

Если донные станции расположены строго вдоль прямой линии и курс корабля проходит вдоль этой же линии, годограф водной волны оказывается продольным, а все лучи водной волны расположены в одной плоскости – линии наблюдения и возбуждения. В этом случае для каждой донной станции для всех пунктов возбуждения углы отклонения компонент X и Y от лучей водной волны будут постоянными, а значит, нет необходимости учитывать изменения фактического азимута линий «пункт возбуждения – пункт приёма». Фиксированные компоненты X1 и Y1, полученные в результате пересчёта фиксированных горизонтальных компонент X и Y (т. е. за счёт виртуального поворота осей сейсмоприёмника вдоль и вкрест профиля), можно считать совпадающими со следящими компонентами: радиальной (R) и трансверсальной (T).

**2.1.3. Преобразование записей фиксированных компонент в записи следящих компонент.** Когда курс корабля с источником возбуждения проходит на некотором удалении от линии донных станций, годограф водной волны оказывается непродольным, а углы отклонения направления горизонтальных компонент осей X и Y каждой конкретной донной станции от направления луча водной волны закономерно изменяются по мере прохождения корабля мимо донной станции.

По откорректированным координатам, учитывающим интерактивно выявленное фактическое смещение пикета донной станции вдоль профиля, могут быть внесены поправки за непродольность линии наблюдений в углы отклонения направления сейсмического луча от направления осей донной станции. Арктангенс этого угла на значительном расстоянии пункта возбуждения от пункта приёма асимптотически приближается к константе, хотя это приближение и происходит с разных сторон для прямой и встречной ветвей линии возбуждения. Именно эта константа характеризует



поворот осей донной станции по отношению к линии возбуждения (курсу корабля). Этот угол поворота оказывается единым для каждой донной станции для всего профиля. Как упоминалось выше, с использованием этого угла для виртуальной реориентации горизонтальных компонент донной станции можно пересчитать компоненты  $Y$  и  $X$  в компоненты  $X1$  и  $Y1$  (т. е. по отношению к линии профиля). Однако конечной задачей ставится определение следящих компонент. Поэтому пересчёт компонент  $Y$  и  $X$  в следящие –  $R$  и  $T$  может производиться без промежуточного пересчёта в компоненты  $X1$  и  $Y1$ . Для этого угол поворота осей каждой донной станции по отношению к линии профиля вносится как поправка в азимут направления пункт возбуждения – пункт приёма, рассчитываемый по координатам для каждой пары. Именно с этими откорректированными азимутами выполняется пересчёт амплитуд фиксированных компонент  $X$  и  $Y$  в амплитуды следящих –  $R$  и  $T$  для каждого пикета возбуждения, зарегистрированного на донной станции по формулам, подобным пересчёту в фиксированные компоненты:

$$A_{Ri} = A_X \cdot \sin \alpha_i + A_Y \cdot \cos \alpha_i$$

$$A_{Ti} = A_X \cdot \sin \alpha_i - A_Y \cdot \cos \alpha_i,$$

где  $A_X$ ,  $A_Y$ ,  $A_R$ ,  $A_T$  – амплитуды тангенциальных горизонтальных компонент  $X$  и  $Y$ ;  $A_{Ri}$ ,  $A_{Ti}$  – амплитуды проекции радиальной компоненты на горизонтальную плоскость  $R$  и трансверсальной компоненты  $T$  сейсмического сигнала на одном и том же дискрете времени для каждой пары  $i$  источник–приёмник;  $\alpha_i$  – угол поворота 3-компонентного сейсмоприемника вокруг вертикальной оси по отношению к направлению луча для каждой пары  $i$  источник–приёмник, который рассчитывается как  $\arctg(A_X/A_Y)$ .

Сопоставление сейсмограмм до пересчета фиксированных компонент сейсмического сигнала в следящие и после него показало эффективность описанного выше приёма. В качестве примера можно привести сейсмограммы, полученные на пикете 860 профиля Dream-line (рис. 2.6), где водная волна интенсивно проявляется на  $X$ - и  $Y$ -компоненте, но существенно ослаблена на  $T$ -компоненте (правда, при этом в конусе водной волны остаётся шлейф вторичных волн, очевидно, другой поляризации, которые порождаются водной волной). Наиболее ярко эффект реориентации координат проявился на головных волнах на подошве осадочного чехла. На рис. 2.6 видно, что эти волны достаточно отчётливо проявляются на сейсмограмме радиальной компоненты и практически не видны на сейсмограмме трансверсальной компоненты.

Анализ этого примера, в частности, приводит к важному выводу о том, что при  $P$ - $S$  обмене на морском дне или в придонном слое могут образовываться поперечные волны не только  $SV$ -, но и  $SH$ -поляризации. И это несмотря на то, что многие исследователи утверждают, что  $SH$ -волны в принципе не могут формироваться при морской сейсморазведке. Эти утверждения теоретически обосновываются тем, что, действительно, при распространении продольных волн в однородной среде или в среде со строго вертикальным градиентом скоростей лучи этих волн распространяются в строго вертикальных плоскостях, а значит, не имеют горизонтальной компоненты. Поэтому  $P$ - $S$  обмен при падении продольной волны на плоскую горизонтальную поверхность над однородным полупространством может сформировать поперечные волны с колебаниями только в вертикальной плоскости, т. е.  $SV$ -волны. Однако в реальной среде сейсмические границы, в том числе и морское дно, не являются

идеально плоскими (по крайней мере в области, соизмеримой с первой зоной Френеля) и горизонтальными. Более того, придонный слой также может иметь существенные неоднородности как вдоль луча, так и поперёк него. Все эти обстоятельства становятся благоприятными для формирования при морской сейсморазведке в реальных средах поперечных колебаний не только в лучевой плоскости, но и перпендикулярно ей, т. е. волн SV- и SH-поляризации.

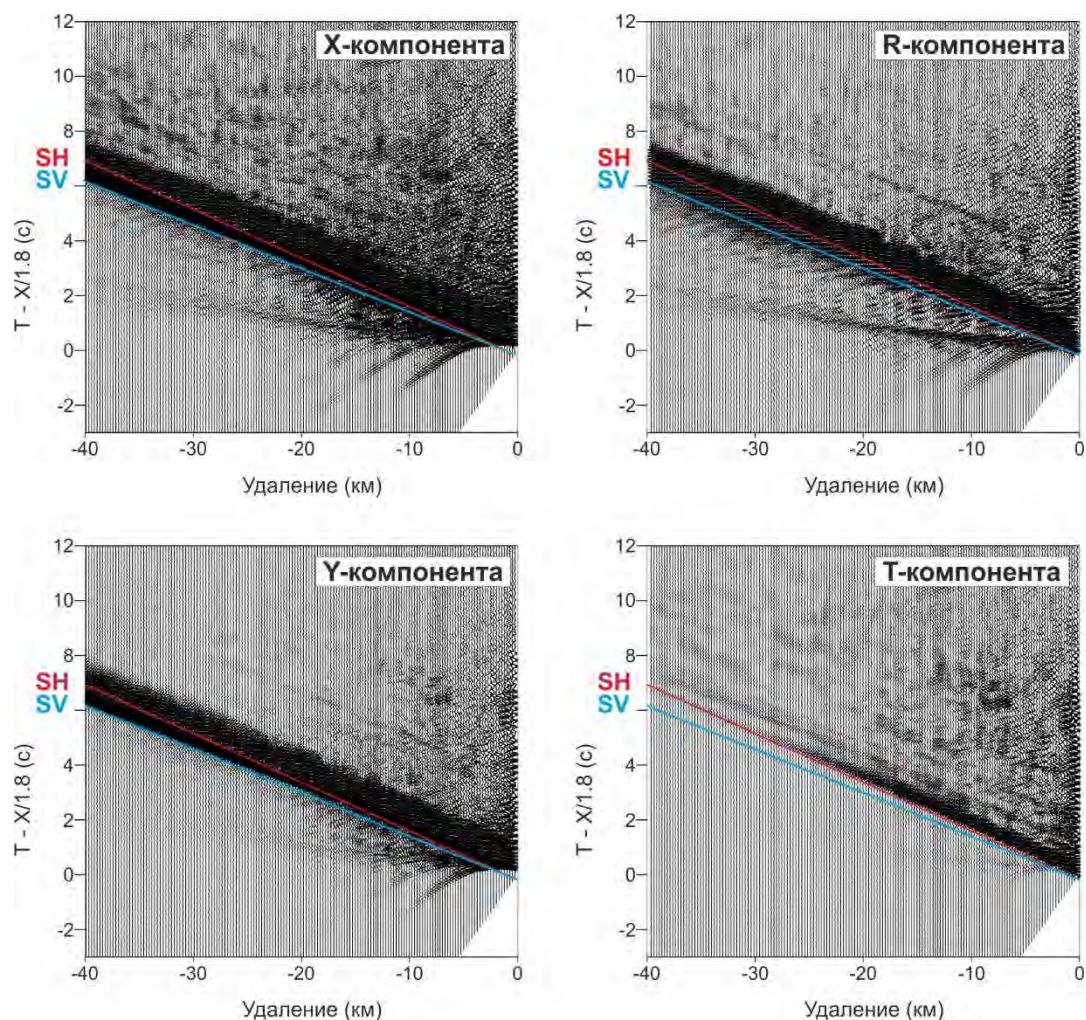


Рис. 2.6. Пример пересчета произвольно ориентированных горизонтальных компонент X и Y в следящие компоненты: радиальную (R – в лучевой плоскости) и трансверсальную (T – перпендикулярно лучевой плоскости). Профиль Dream-line, ПК 860

Сохранено истинное соотношение амплитуд как между каналами внутри сейсмограмм, так и между сейсмограммами. Угол поворота осей донной станции относительно профиля +43°. Частотная фильтрация в полосе 1–2 – 10–15 Гц. Редукция 1.8 км/с

В частности, на рис. 2.6 видно, что волновой пакет поперечных волн, преломлённых в осадочном чехле, расщеплён на волны различной поляризации. Первая (и более быстрая) из поперечных волн в осадочном чехле имеет SV-поляризацию, а более поздняя волна (с немного меньшей кажущейся скоростью) SH-поляризована.

**2.1.4. Подчеркивание поперечных и обменных волн за счёт ослабления продольных волн.** Как уже отмечалось ранее, в связи с тем, что поперечные и обменные волны всегда регистрируются в последующих вступлениях, при их анализе желательно вычлениить эти волны из интерференционного волнового поля или по крайней мере подчеркнуть их. Такое вычленение может проводиться как по поляризационным, так и кинематическим признакам. Если различия в поляризационных характеристиках продольных волн и поперечных SH-волн проявились при разделении поля на радиальную и трансверсальную компоненты, то поперечные SV-волны, так же, как и продольные, отмечаются на радиальной компоненте, интерферируя друг с другом.

Таким образом, возникает необходимость разделения поля продольных и поперечных волн по кинематическим признакам. В принципе, возможны два пути выделения поперечных волны из интерференционного поля: 1) непосредственно подчеркнуть поперечные волны за счет многоканальной фильтрации по кажущимся скоростям (верной фильтрации); 2) сначала подчеркнуть конкурирующие в первую очередь продольные волны, а затем вычлениить их из интерференционного поля. У каждого из этих подходов есть свои преимущества и недостатки.

Основная сложность применения многоканальной фильтрации по кажущимся скоростям материалов глубинных сейсмических исследований на море заключается в коротко- и длиннопериодных искривлениях осей синфазности как поперечных, так и продольных волн. Причем эти искривления бывают настолько значительными, что на отдельных интервалах записи (протяженностью в несколько каналов) оси синфазности продольных волн могут иметь кажущуюся скорость, близкую к скоростям поперечных волн, и наоборот. В таких условиях эффект от фильтрации по кажущимся скоростям становится настолько фрагментарным, что не удаётся избирательно подчеркнуть на сейсмограмме в целом ни продольные, ни поперечные волны.

Очевидно, что первые вступления продольных волн искажены в основном из-за перепадов рельефа морского дна. Поправки за влияние рельефа дна можно было бы получить из данных батиметрии, но влияние рельефа дна не единственный фактор, искажающий оси синфазности целевых волн. Для результативной работы процедуры многоканальной фильтрации по кажущимся скоростям оказывается достаточным просто формально спрямить оси синфазности основных целевых волн. Такое спрямление выполняется временно с использованием механизма поканальных статических поправок, затем применяется процедура фильтрации по скоростям, а в завершении за счёт введения поканальных статпоправок с обратным знаком восстанавливается исходная форма осей синфазности. Поканальные статпоправки наиболее логично определять путем корреляции (пикинга) первых вступлений, однако нередко на значительных фрагментах сейсмограмм первые вступления настолько слабы, что с трудом прослеживаются на фоне микросейсм. При этом на сейсмограммах практически всегда присутствуют волны с осями синфазности, параллельными осям синфазности первых и однократных критических волн. Очевидно, это преломлённые и критические отражённые волны, порожденные волнами, многократно отражёнными (реверберирующими) в водной толще. Причем на некоторых интервалах профиля эти «частичнократные» преломлённые волны могут прослеживаться более уверенно, чем волны в первых вступлениях. В этом случае временное спрямление осей синфазности можно проводить фрагментарно (по наиболее уверенно прослеживаемым фрагментам

волн, в первых вступлениях или «частичнократных») даже в пределах одной сейсмограммы.

Целью фильтрации по кажущимся скоростям является ослабление как первых волн, так «частичнократных» и «частичнообменных». Однако следует отметить, что параллельность их осей синфазности оказывается не абсолютной, так как однократное отражение от морского дна происходит в одной точке, а многократное – в другой, точнее, в других как минимум двух точках. А это означает, что даже влияние рельефа на форму осей синфазности будет не строго идентичным. Несомненно, на различия в форме осей синфазности влияют и неоднородности в пограничном придонном слое, в котором происходит преломление или обмен волн. Поэтому при введении поправок по первым волнам не полностью подчеркиваются (или ослабляются) частичнократные и частичнообменные волны и наоборот. Прослеживание продольных волн в первых вступлениях и параллельных им частичнократных волн оказывается гораздо более уверенным, чем аналогичных им поперечных. Поэтому спрямление осей синфазности и последующая фильтрация по кажущимся скоростям работают более эффективно с использованием результатов прослеживания (пикинга) продольных волн.

Перед применением большинства процедур любой многоканальной фильтрации (в том числе и FK-фильтрации) целесообразно включать процедуру автоматической регулировки амплитуд (АРУ). Это связано с тем, что амплитуды волн разных типов с разными кажущимися скоростями могут отличаться на порядок и более. Без предварительной регулировки амплитуд побочные эффекты (например, пространственный «алайсинг»-эффект) от фильтрации доминирующих волн «забивают» любые иные, в том числе целевые, волны. С другой стороны, простое применение АРУ нивелирует амплитудные отличия и самих целевых волн, тем самым снижая их контрастность на сейсмограммах. Чтобы избежать такого эффекта, можно применить процедуру восстановления истинного соотношения амплитуд, изменённых процедурой АРУ. Суть такой операции состоит в том, что перед многоканальной фильтрацией трассы подвергаются автоматической регулировке амплитуд, но при этом временно сохраняются для каждого дискрета коэффициенты усиления, с которыми срабатывала регулировка амплитуд. После этого выполняется весь набор процедур, связанных с веерной многоканальной фильтрацией. На последнем этапе сохранённые коэффициенты усиления используются для поддискретного восстановления соотношения амплитуд, имевшегося до применения процедуры АРУ.

Особенности тех или иных алгоритмов процедур многоканальной фильтрации приводят к упомянутым ранее двум подходам подчеркивания поперечных волн на сейсмограммах. Первый – процедура веерной фильтрации работает в режиме режекторного ослабления волн. В этом случае на сейсмограмме *ослаблялись* волны с кажущимися скоростями продольных, а оставались волны других типов, в том числе поперечные. Второй – процедура многоканальной фильтрации работает в режиме пропуска или подчеркивания волн. В этом случае сначала *подчеркивались* продольные волны в заданном диапазоне кажущихся скоростей, а затем сейсмограмма с подчеркнутыми таким образом продольными волнами вычиталась из исходной сейсмограммы. Такое вычитание возможно лишь в тех вариантах веерной фильтрации, когда не происходит фазовых сдвигов сигнала. Для первого варианта была выбрана

процедура FK-фильтрации, для второго – адаптивной когерентной фильтрации (повышения уровня когерентных сигналов в заданном диапазоне кажущихся скоростей за счет многоканальной фильтрации во временной области в скользящем окне на малой пространственной базе). Сопоставление этих двух подходов проиллюстрировано на примере сейсмограмм, полученных на профиле 2-ДВ-М в Охотском море (рис. 2.7).

Оказалось, что для второго варианта процедура FK-фильтрации не подходит, так как она работает по всей сейсмограмме целиком, и в результате прямого и обратного FK-преобразования происходит «размазывание» локальных неоднородностей волнового поля, сглаживание осей синфазности, а значит, появляются неравномерные фазовые сдвиги в пределах прослеживаемых волн. Вследствие этого синфазным вычитание сейсмограмм после FK-фильтрации из исходных сейсмограмм быть не может. С другой стороны, такое сглаживание позволяет снизить влияние неоднородностей амплитуд в пределах прослеживаемых волн, которые появляются за счет наложения и интерференции волн с разными кажущимися скоростями.

Таким образом, в первом подходе в результате применения FK-фильтрации лучше проявляется групповая корреляция волновых пакетов, но может присутствовать излишняя «зарегулированность» сейсмограмм. Второй подход – адаптивная когерентная фильтрация – действует более дифференцированно. При нём не происходит фазовых сдвигов. Поэтому отфильтрованные сейсмограммы более точно соответствуют исходным по амплитуде (в полосе пропускания веера кажущихся скоростей), форме сигналов, поведению осей синфазности. С другой стороны, когерентная фильтрация срабатывает на видимую составляющую сигнала. Это приводит к тому, что в областях наложения сигналов продольной и поперечной волны и/или локальных искривлений их осей синфазности в результате работы фильтра *по одному* из типов волн (по соответствующему вееру кажущихся скоростей) происходит подчеркивание (или ослабление) *обоих* типов волн. Поэтому после удаления с сейсмограммы волн с «конкурирующими» кажущимися скоростями, амплитудные характеристики полезных волн вдоль осей синфазности могут становиться существенно неравномерными – прослеживаемые целевые волны оказываются как бы «изъеденными» веерной фильтрацией. Хотя это и снижает наглядность групповой корреляции волновых пакетов, преимущество данного подхода заключается в неизменности времён прихода, формы осей синфазности прослеживаемых волн.

Примеры ослабления продольных волн и волн с близкими к ним кажущимися скоростями в результате применения процедур веерной фильтрации для сейсмограмм Z- и R-компонент приведены на рис. 2.8 и 2.9.

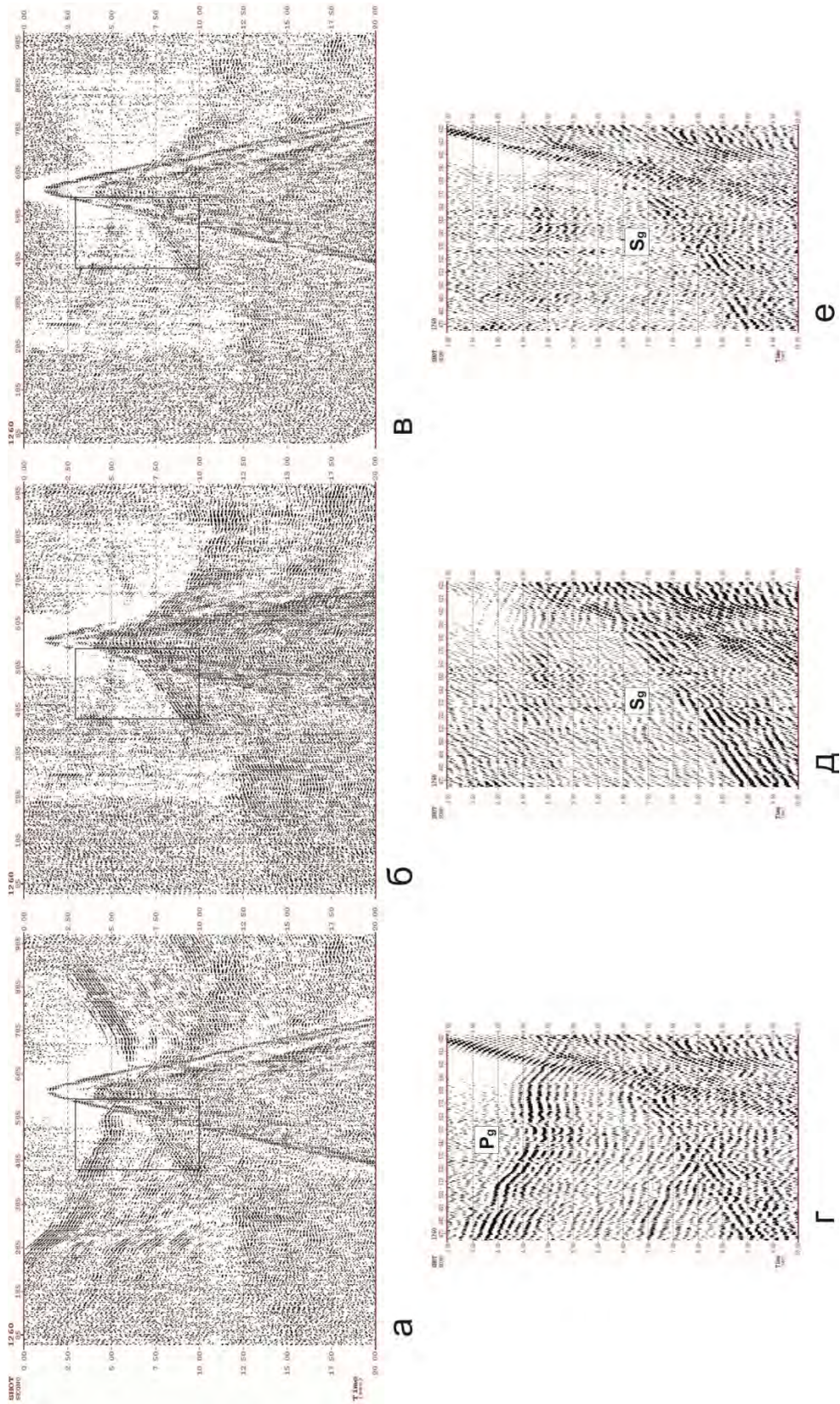


Рис. 2.7. Примеры ослабления продольных волн ( $P_g$ ) и волн с близкими к ним кажущимися скоростями. Профиль 2-ДВ-М (Охотское море), ПК 1260

$a, г$  – исходная сейсмограмма радиальной компоненты в редукции 4.6 км/с;  $б, д$  – сейсмограмма после подчеркивания поперечных волн ( $S_g$ ) многоканальной направленной фильтрацией;  $в, е$  – результат вычитания продольных волн из исходной сейсмограммы

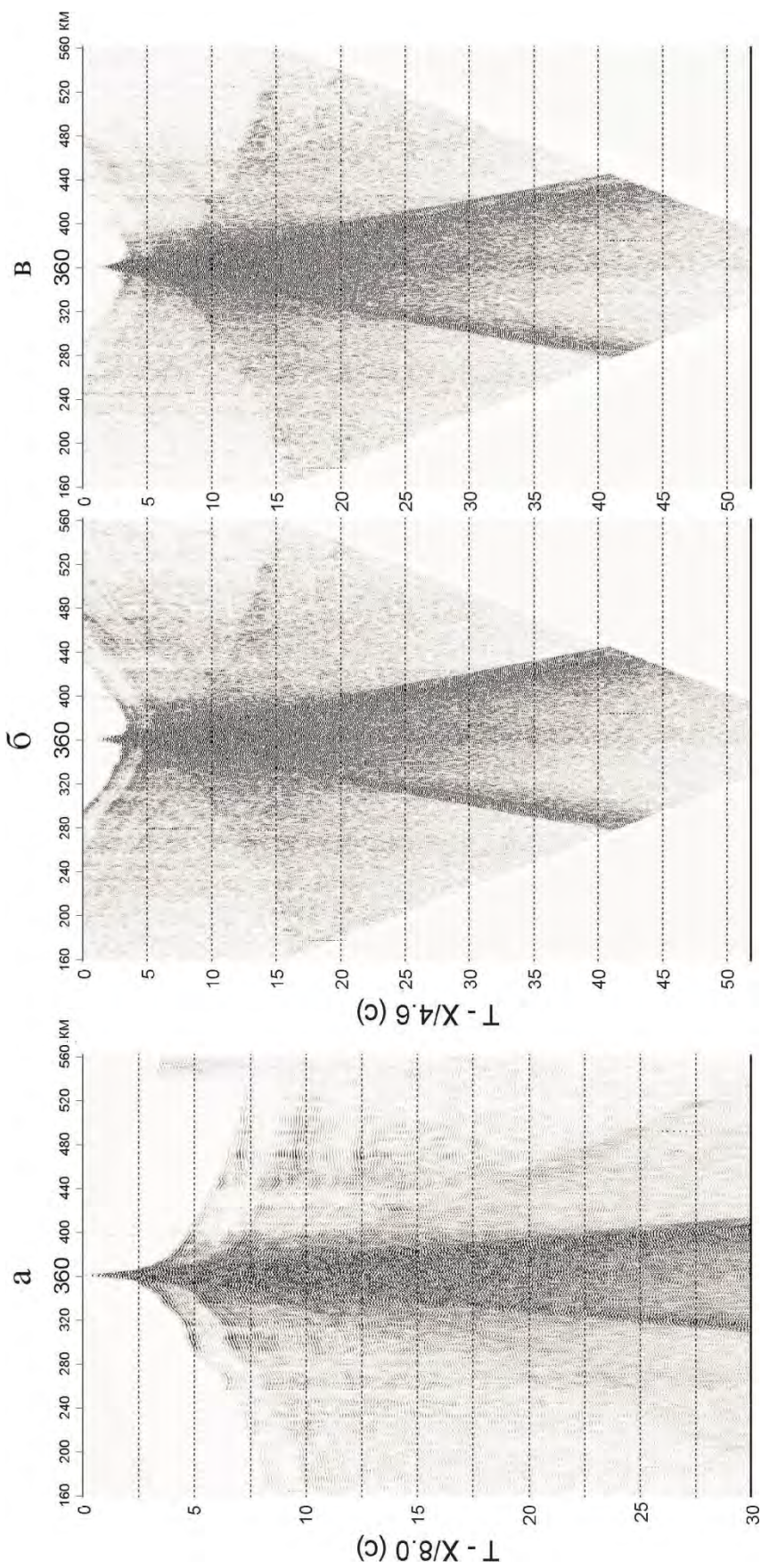


Рис. 2.8. Пример сопоставления редуцированных записей вертикальной Z-компоненты до (а, б) и после (в) ослабления «продольных» волн путём режекторной ГК-фильтрации. Профиль ГСЗ Арктика-2012, ПК 360

Соотношение скоростей редукции и масштабов по шкале времени между (а) и (б, в) – 1.74. В результате работы ГК-фильтрации ослаблялись волны, близкие по кажущимся скоростям (в веере градиентов  $\pm 100$  мс/км) к скоростям продольных волн в первых вступлениях. Поэтому ослаблялись как собственно продольные волны (одно- и многократные), так и обменные волны PS-типа, имеющие кинематику продольных волн

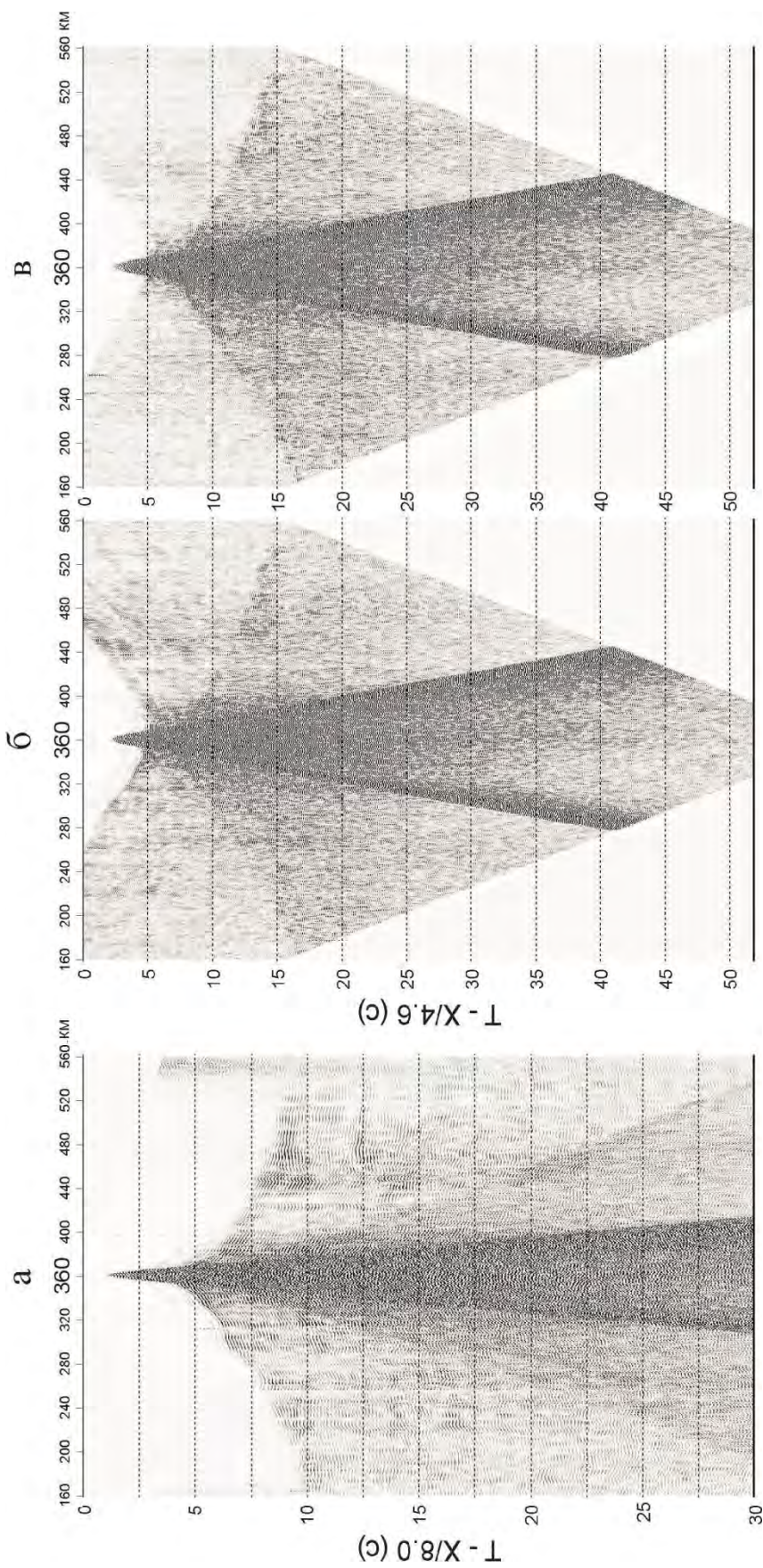


Рис. 2.9. Пример сопоставления редуцированных записей горизонтальной радиальной R-компоненты до (а, б) и после (в) ослабления «продольных» волн путём режекторной FK-фильтрации. Профиль ГСЗ Арктика-2012, ПК 360

Соотношение скоростей редукции и масштабов по шкале времени между (а) и (б, в) – 1.74. В результате работы FK-фильтрации ослаблялись волны, близкие по кажущимся скоростям (в веере градиентов  $\pm 100$  мс/км) к скоростям продольных волн в первых вступлениях. Поэтому ослаблялись как собственно продольные волны (одно- и многократные), так и обменные волны PS-типа, имеющие кинематику продольных волн



Сопоставление исходных сейсмограмм в редукации 8.0 км/с и сейсмограмм в редукации 4.6 км/с по результатам веерной фильтрации позволяет убедиться, что поперечные волны – аналоги продольных волн – видны на отфильтрованных сейсмограммах на гораздо более спокойном фоне, чем исходных сейсмограммах. В том числе поперечные волны достаточно удовлетворительно прослеживаются на тех интервалах записи, где на исходных сейсмограммах они были перекрыты сопоставимыми по интенсивности или даже более интенсивными волнами с кажущимися скоростями продольных волн.

Таким образом, многоканальная фильтрация по кажущимся скоростям позволяет подчеркнуть группы поперечных и/или обменных волн в интерференционном волновом поле, зарегистрированном при глубинных сейсмических исследованиях на море. В результате такой обработки горизонтальных компонент удастся существенно повысить надежность выделения поперечных аналогов продольных волн.

**2.1.5. Обобщенный граф обработки и интерпретации 3-компонентных наблюдений.** Ниже приводится обобщенный граф обработки и интерпретации 3-компонентных наблюдений материалов многоволновых сейсмических исследований на акваториях.

***1. Специализированная обработка 3-компонентных сейсмических данных с целью выделения поперечных и обменных волн***

- ввод материалов в обрабатывающую систему и формирование однокомпонентных монтажей СГ ОПП;
- формирование таблиц геометрии наблюдений;
- ввод геометрии наблюдений в заголовки трасс сейсмограмм ОПП;
- устранение постоянной составляющей сигнала (при ее наличии);
- частотный анализ волнового поля;
- полосовая частотная фильтрация;
- предсказывающая деконволюция сейсмических записей;
- редактирование (обнуление) некондиционных сейсмических трасс;
- построение редуцированных сейсмограмм ОПП;
- преобразование записей фиксированных X- и Y-компонент в записи следящих компонент: радиальной (R) и трансверсальной (T);
- выделение поперечных и обменных волн за счет ослабления продольных и кратных волн:
  - 1) многоканальная фильтрация по кажущимся скоростям;
  - 2) вычитание продольных волн из интерференционного волнового поля.

***2. Поляризационный анализ 3-компонентных записей***

- формирование 3-компонентных СГ, пригодных для поляризационного анализа;
- ввод данных в пакет поляризационного анализа;
- построение годограмм (траекторий движения частиц в волне);
- поляризационный анализ – определение типа волн (продольные, поперечные (SV, SH), обменные (PS, SP)).

### *3. Формирование и обработка годографов опорных волн*

- корреляция (идентификация и прослеживание) волн;
- формирование табличных файлов годографов различных типов и классов волн;
- редуцирование годографов с различными скоростями, позволяющими наиболее эффективно проследить особенности опорных волн основных классов (рефрагированных, головных, отражённых, кратных);
- построение специальных полей времен преломлённых и отражённых волн, увязка годографов, отбраковка «выскакивающих» точек, введение корректирующих поправок;
- подготовка данных для ввода в пакеты программ лучевого моделирования.

### *4. Кинематическая интерпретация*

- качественная интерпретация годографов монотипных волн – определение соотношения основных сейсмических границ в разрезе, характера вертикальной и латеральной изменчивости скоростей;
- решение обратной кинематической задачи для создания начальной скоростной модели;
- уточнение глубинной скоростной модели методом подбора путем итерационного решения прямой кинематической задачи методами математического лучевого моделирования;
- совместная интерпретация P- и S-волн;
- построение глубинной скоростной модели S-волн в рамках геометрии модели P-волн.

### *5. Динамическая интерпретация*

- миграция сейсмических записей целевых волн;
- математическое моделирование синтетических волновых полей.

К сожалению, на сегодняшний день из-за отсутствия метрологического контроля за идентичностью 3-компонентных сейсмоприемников не удается в полной мере реализовать этап поляризационного анализа волновых полей по материалам, полученным в предыдущие годы. Однако в последующем, при организации соответствующего контроля идентичности сейсмоприемников, детальный поляризационный анализ поля поперечных волн может стать источником важной дополнительной информации об анизотропии и, возможно, динамическом состоянии земной коры [Геотраверс ... , 2002; Кашубин, 1994, 2001; Crampin, 1987].

**2.2. Лучевое моделирование волновых полей продольных, поперечных и обменных волн для повышения информативности и достоверности скоростных моделей за счет использования различных типов волн.** В настоящее время общепризнанным и наиболее распространенным средством проверки скоростных моделей ГСЗ является метод математического моделирования. Он широко применяется на этапе уточнения скоростных моделей, построенных с использованием алгоритмов решения обратных задач, и заключается в многократном решении прямой задачи для последовательно уточняемой скоростной модели с сопоставлением результатов расчёта с наблюдаемыми полями и выборе на этой основе наиболее обоснованной модели.

Существуют различные алгоритмы решения прямой задачи сейсморазведки. Достаточно надёжный способ моделирования распространения упругих волн – математическое, основанное на конечно-разностном решении волнового уравнения [Kelly et al., 1976]. Программы, реализующие такой подход, позволяют не только рассчитывать теоретические сейсмограммы вертикальной и горизонтальной компонент, но и моделировать процесс распространения всех упругих волн, иллюстрируя его мгновенными снимками в различные интервалы времени. Пример такой программы для двухмерных сред – Tesserall 2D (Tesserall Technologies Inc.) и ее аналоги (подразд. 1.1). Однако использование этих программ при массовых расчётах сталкивается с рядом трудностей, заключающихся в значительных затратах времени вычислений, необходимости использования больших объемов памяти ЭВМ и отсутствии интерфейса для сравнения результатов расчётов с наблюдаемыми волновыми полями. Обычно программы конечно-разностного моделирования используются для качественной характеристики волновых полей от сравнительно простых моделей для того, чтобы оценить динамические параметры основных волн, распространяющихся в модели.

Наиболее технологичны алгоритмы решения прямых задач, основанные на лучевом методе [Алексеев, Гельчинский, 1959; Cerveny et al., 1977], и поэтому такое математическое моделирование часто называют лучевым. Самой распространенной программной реализацией лучевого моделирования всех основных типов и классов волн является пакет программ RayInvr, разработанный С. Zelt [Zelt & Ellis, 1988; Zelt & Smith, 1992; Zelt, 1999]. Его адаптированная для современных персональных компьютеров версия (SeisWide) обладает развитым интерфейсом и наиболее часто применяется при интерпретации данных ГСЗ.

Скоростная модель задается последовательностью квазигоризонтальных слоев, разделенных границами, состоящими из прямолинейных отрезков. Толщина слоя может быть уменьшена до нуля, чтобы смоделировать выклинивание слоя или отдельных объектов. Каждый слой разбит поперек на наборы блоков в виде трапеций с вертикальными правыми и левыми сторонами, а также верхними и нижними границами с произвольным углом наклона. Структура скорости в каждой трапеции определяется верхней и нижней скоростью так, что скорость изменяется линейно от верхней к нижней границе по вертикали.

Трассирование лучей в скоростной модели осуществляется путем численного решения дифференциальных уравнений первого порядка, описывающих лучи в

соответствии с законами геометрической сейсмологии. Суммарное время пробега волны вдоль луча определяется путем численного интегрирования по его траектории. Для заданного слоя модели может выполняться поиск трех типов семейств лучей: 1) лучи, которые поворачивают (рефрагируют) внутри слоя, 2) отражаются от подошвы слоя и 3) создают головные волны вдоль кровли подстилающего слоя. Каждое из трех основных семейств кинематических лучей, полученных в режиме поиска, может быть изменено посредством простых числовых кодов и «переключателей», чтобы включить в себя любое количество или комбинацию многократных отражений, отражений от свободной поверхности и P-S или S-P преобразований на границе любого слоя.

Амплитуды отражённых и рефрагированных волн рассчитываются по уравнениям нулевого приближения лучевого метода, а амплитуды головных волн – с использованием приближения первого порядка [Cerveny et al., 1977]. После расчёта амплитуд для лучей, достигших поверхности модели, путем свертки набора амплитудных импульсов с мнимой функцией источника может быть построена синтетическая сейсмограмма.

Опыт показывает, что эффективность построения скоростных разрезов с применением лучевого моделирования во многом определяется качеством и полнотой исходных разрезов, с которых начинается моделирование. Подбор осуществляется последовательно, начиная с верхней части разреза. Рассчитанные от моделей годографы накладываются на сейсмограммы, представленные в соответствующей редукции. Результаты подбора и сопоставление расчётных годографов с наблюдаемыми волновыми полями анализируются как визуально, так и с вычислением максимальных и среднеквадратических отклонений расчётных и наблюдаемых годографов. Корректировка модели осуществляется «вручную» путем изменения скоростей, глубины и геометрии границ в области, освещаемой лучами с соответствующих пунктов возбуждения–приема. Процедура решения прямой задачи повторяется каждый раз после корректировки модели для всех пунктов наблюдения до достижения удовлетворительного совпадения расчётных и наблюдаемых годографов всех классов волн (рефрагированных, головных и отражённых).

После построения разреза  $V_p$  в той же геометрии подбирается разрез  $V_s$ . С этой целью для построения начальной модели  $V_s$  скорости продольных волн пересчитываются в скорости поперечных волн с коэффициентом 1/1.73. Для верхней части разреза используется отношение  $V_p/V_s$ , оцененное при интерпретации обменных волн. Далее в интерактивном режиме осуществляется корректировка значений  $V_s$  без изменения геометрии разреза до достижения удовлетворительного совпадения расчётных годографов рефрагированных, головных, отражённых S-волн, а также выделенных на сейсмограммах обменных волн с наблюдаемыми волновыми полями на горизонтальных компонентах.

Важной задачей математического моделирования является не только построение скоростного разреза, но и определение его достоверности и степени возможной неоднозначности. Для этого принято количественно характеризовать соответствие расчётных и наблюдаемых годографов. В качестве меры такого соответствия используется величина среднеквадратического отклонения между расчётным и

наблюдённым годографами (RMS) и нормализованное значение  $\chi^2$ , вычисляемые по формуле [Аки, Ричардс, 1983]:

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n [t_i - T_i(a)]^2 / \sigma_i^2,$$

где  $t_i$  – наблюдённое время, определенное с некоторой ошибкой;  $T_i(a)$  – расчётное время для модели с параметрами  $a$ ;  $\sigma_i$  – стандартное отклонение  $t_i$ ;  $n$  – число наблюдений.

Принято считать, что качество подбора удовлетворительное, если RMS не превышает 0.05–0.10 с для годографов продольных волн и 0.10–0.15 с – годографов поперечных и обменных волн, а нормализованное значение  $\chi^2$  не превышает 1–2. 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 сложности скоростной модели.

Независимо от систем наблюдений и качества записей при построении скоростных моделей земной коры всегда существуют объективные неоднозначности. Это касается главным образом определения параметров зон пониженных скоростей и скоростей в «выпадающих из первых вступлений» интервалах разреза (чаще всего, в нижней коре).

В случае волновода (слоя с пониженной скоростью, лежащего ниже слоёв с более высокими скоростями) определить величину пластовой скорости в нем невозможно, так как по временному разрыву годографов, связанному с инверсией скорости, определяется только произведение пластовой скорости в инверсионном слое на его мощность. Поэтому в процессе моделирования может быть построено несколько вариантов разрезов. Предпочтение тому или иному варианту при этом отдается не на основе сейсмических материалов, а исходя из других априорных соображений.

При оценке величины пластовой скорости в низах коры, преломлённые волны от которой не регистрируются в первых вступлениях, существует возможность корректной оценки скорости в тех случаях, когда отражения от подошвы коры (РмР-волны) имеют достаточную протяженность (т.к. кажущаяся скорость, определяемая по годографу отражённой волны в закритической области, асимптотически стремится к максимальной скорости в покрывающей среде). При отсутствии длинных годографов РмР-волн определение скоростей в низах коры также становится неоднозначной задачей.

Информативность и достоверность скоростных моделей может быть повышена, если кроме продольных и поперечных волн попытаться привлечь к интерпретации также кратные и обменные волны. В приложении на примере лучевого моделирования для двух альтернативных моделей в районе ПК 1382 профиля 2-ДВ-М в Охотском море демонстрируется, как за счёт использования различных типов волн возможно уточнение скоростной модели.

В связи с большой глубиной моря на рассматриваемом фрагменте профиля в первых вступлениях практически не прослеживаются волны от осадочного чехла и слоя со скоростями 5.3–5.7 км/с, расположенного между осадками и высокоскоростным фундаментом (слой 3 в модели\_2 на рис. 1, прил.). В то же время в последующих

вступлениях наблюдаются интенсивные кратные и обменные волны (сейсмограммы Z-компоненты со скоростью редукции 6.6 км/с и Y-компоненты со скоростью редукции 3.8 км/с в прил.). Часть кратных волн связана с отражениями от дна моря (рис. 7–12, прил.), часть – с отражениями внутри осадочного слоя и от фундамента (рис. 13–16, прил.). Поскольку кратные волны дважды пересекают соответствующий слой, то их подбор дает возможность более точно контролировать скорость в этом слое. Это иллюстрируется как уточнение элементов скоростной модели за счет использования соответствующих волн (рис. 2, прил.). На первой модели (рис. 2, а, прил.), в построении которой участвуют только волны, прослеживаемые в первых вступлениях, пунктиром условно обозначена погрешность оценки скорости в слоях. Используя головную волну  $P_{12}$  (рис. 5, б, прил.), годограф которой имеет большую протяженность, по сравнению с рефрагированной волной  $P_2$  (рис. 3, 4, прил.), удастся точнее оценить скорость во втором осадочном слое, что условно показано как отсутствие пунктира в этом интервале скоростной модели на рис. 2 б, прил. Использование кратной волны  $r_1P_{12}$  (рис. 13, 14, прил.) уточняет скорость в верхнем осадочном слое (рис. 2, в, прил.) и так далее. При этом заметим, что подобрать с приемлемой точностью волну, прослеживаемую примерно на 8.0 с (рис. 15, 16, прил.), удастся только во второй модели, как и ее поперечный аналог, следящийся примерно на 14 с (рис. 21, 22, прил.). Дополнительное моделирование поперечных и обменных волн (рис. 17–22, прил.) позволяет аналогичным образом уточнять скоростную модель  $V_s$  (рис. 2, д–з, прил.).

Таким образом, расширение числа волн, используемых при моделировании, позволяет не только повысить информативность скоростной модели (за счет обоснования дополнительных элементов в модели и оценки отношения  $V_p/V_s$ ), но и повысить точность определения скоростей.

**2.3. Построение комплексных сейсмических разрезов по Р- и S-волнам и возможности их структурно-вещественной интерпретации.** Как было показано выше, волновые поля Р- и S-волн, регистрируемые при ГСЗ на акваториях, в целом подобны и, следовательно, их можно интерпретировать в рамках одной и той же геометрии сейсмического разреза. После того, как каждый из локализованных на сейсмическом разрезе объектов охарактеризован значениями  $V_p$  и  $V_s$ , появляется возможность рассчитать значения производных упругих параметров, таких как коэффициент Пуассона ( $\nu$ ) и отношение коэффициента всестороннего сжатия ( $K$ ) к плотности ( $\rho$ ) [Сейсморазведка ... , 1981]:

$$\nu = \frac{1 (V_p/V_s)^2 - 2}{2 (V_p/V_s)^2 - 1};$$

$$K/\rho = V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2.$$

Значения этих параметров могут использоваться для прогноза вещественного состава образований, слагающих земную кору.

Возможности прогноза вещественного состава по значениям скоростей сейсмических волн вытекают из того, что именно вещественный состав кристаллических горных пород оказывает определяющее влияние на их физические свойства. Изучению связей между составом и физическими свойствами горных пород посвящено достаточно много исследований [Алейников и др., 1987; Кашубин, 1994; Christensen, 1996; Brocher, 2005; и др.]. При этом необходимо подчеркнуть, что поскольку на физические свойства большое влияние оказывают РТ-условия, трещиноватость, пористость и др., то устойчивые корреляционные связи между физическими свойствами и составом устанавливаются лишь для некоторых групп слабометаморфизованных интрузивных и эффузивных горных пород. Однако, как показывают данные геологических исследований глубоких горизонтов недр, именно эти горные породы преимущественно и слагают кристаллическую часть земной коры. На рис. 2.10 приведены зависимости отношения  $V_p/V_s$  и сейсмического параметра  $K/\rho$  от содержания кремнезема в силикатных горных породах габбро-гранитоидного ряда Урала.

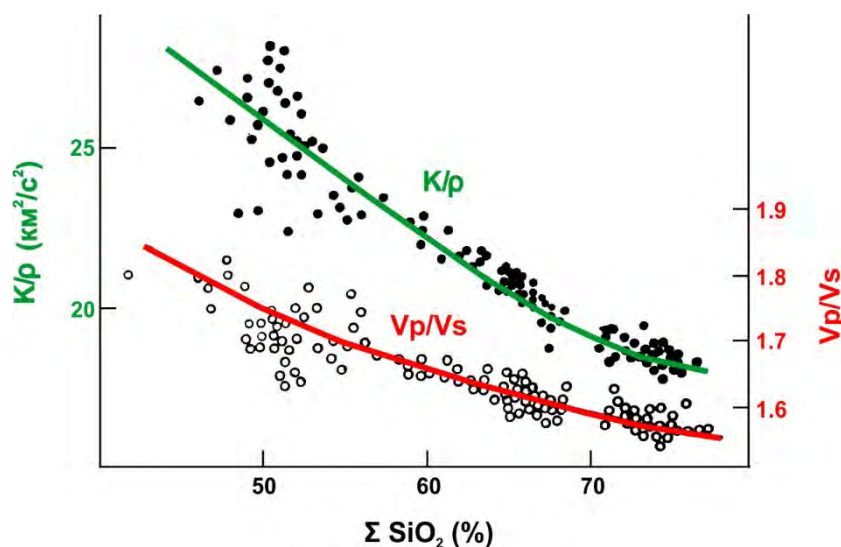


Рис. 2.10. Зависимости отношения  $V_p/V_s$  и сейсмического параметра  $K/\rho$  от содержания кремнезема в горных породах [Алейников и др., 1987]

Как видно из приведенного рисунка, между суммарным содержанием кремнезема и этими параметрами может быть установлена значимая корреляционная связь. Исследования аналогичных связей для других породообразующих окислов позволили А. Л. Алейникову с соавторами предложить ряд корреляционных уравнений для расчёта прогнозных содержаний основных породообразующих окислов – кремния, двухвалентного железа и кальция [Алейников и др., 1991]:

$$\Sigma\text{SiO}_2 = 152.4 - 20.82V_p/V_s - 2.58 K/\rho;$$

$$\Sigma\text{CaO} = 1.122(K/\rho) - 0.89(V_p/V_s) - 17.98;$$

$$\Sigma\text{FeO} = 33.225(V_p/V_s)^2 - 106.8(V_p/V_s) - 0.0759(K/\rho)^2 + 4.343(K/\rho) + 33.59,$$

где  $\Sigma\text{SiO}_2$ ,  $\Sigma\text{CaO}$ ,  $\Sigma\text{FeO}$  – содержания породообразующих окислов, %;  $V_p$  и  $V_s$  – скорости продольных и поперечных волн, км/с;  $\rho$  – плотность;  $K$  – коэффициент всестороннего сжатия (модуль объёмного сжатия). Комплексный параметр,  $\text{км}^2/\text{с}^2$   $K/\rho = [(V_p)^2 - 4/3 (V_s)^2]$  зависит только от значений скоростей и не требует знания плотности, а значит, может быть получен сугубо из сейсмических наблюдений без привлечения измерений плотности или плотностного моделирования.

Указанные уравнения характеризуются достаточно высокими значениями коэффициентов множественной корреляции (от 0.88 до 0.97) и справедливы в следующих интервалах изменений процентных содержаний породообразующих окислов в кристаллических горных породах:

$$44\% < \Sigma\text{SiO}_2 < 76\%;$$

$$0.3\% < \Sigma\text{CaO} < 14.6\%;$$

$$2\% < \Sigma\text{FeO} < 15\%.$$

Таким образом, для всех выделенных на разрезе объектов в пределах консолидированной части земной коры, охарактеризованных совокупностью значений  $V_p$ ,  $V_s$  и, следовательно,  $V_p/V_s$  и  $K/\rho$ , могут быть получены расчётные значения процентных содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{FeO}$ . Сочетание этих важнейших породообразующих компонентов позволяет достаточно обоснованно отождествлять образования, слагающие выделенные объекты, с определенными совокупностями реальных метаморфических или изверженных горных пород. Пример такой структурно-вещественной интерпретации геофизических параметров по фрагменту профиля 2-ДВ-М приведен ниже в подразд. 3.1.



### 3. ПРИМЕРЫ МНОГОВОЛНОВЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ПРОФИЛЯХ ГСЗ НА АКВАТОРИЯХ

**3.1. Профиль 2-ДВ-М в Охотском море и модель глубинного строения земной коры Южно-Охотского бассейна.** Глубоководная Южно-Охотская котловина в Охотском море (рис. 3.1) является одной из ключевых структур в Охотоморском задуговом бассейне. Установление особенностей ее глубинного строения и истории формирования крайне важно для понимания происхождения не только Охотского моря, но и целого ряда других окраинных морей в переходной зоне от континента к океану в западной части Тихого океана, таких как Берингово, Японское, Восточно-Китайское и Южно-Китайское моря.

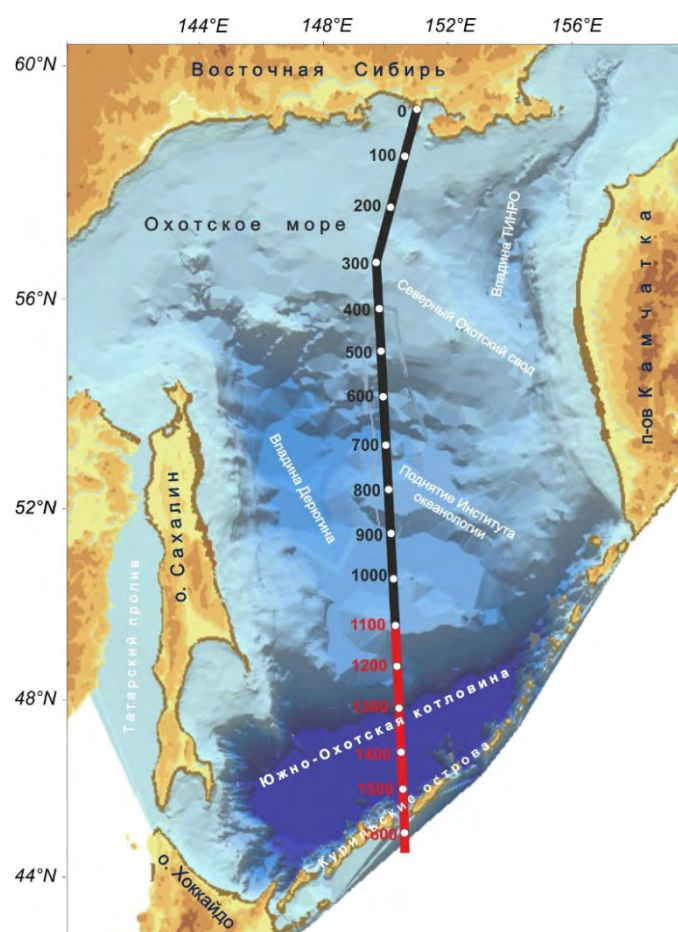


Рис. 3.1. Схема расположения профиля 2-ДВ-М в Охотском море (цифры соответствуют расстоянию вдоль профиля в километрах; красным цветом показан фрагмент профиля, обсуждаемый в данном подразделе)

Глубинные сейсмические исследования в Охотском море, включая Южно-Охотскую котловину, начались в 1957 г. во время Международного геофизического года [Гальперин и др., 1958; Galperin and Kosminskaya, 1959; ГСЗ в переходной зоне ... , 1961]. В конце 1950-х годов строение коры в глубоководной Южно-Охотской котловине изучалось вдоль профилей ГСЗ по редким системам наблюдений

с использованием Р-волн [Исследование ... , 1960; Galperin, 1961]. Расстояние между пунктами взрыва в воде составляло 5.5 км, а между приемниками – 80–190 км. Два стабилизированных, практически неподвижных приемных плавсредства с одним приемником на плавсредство применялись одновременно для записи сейсмограмм с одного движущегося сейсморазведочного судна. В качестве приемников использовались гидрофоны на глубине 30–50 м; диапазон частот составлял 3–200 Гц; регистрация осуществлялась аналоговой сеймостанцией с осциллографической записью на фотобумагу.

Даже на основании этих немногочисленных данных было показано, что мощность земной коры под котловиной существенно сокращена (до 10 км) по сравнению с мощностью около 20 км под Охотским поднятием и около 35 км под Курильской островной дугой. Скорости Р-волн в земной коре возрастают с 6.0–6.3 км/с в районах поднятия и островной дуги до 6.7 км/с под котловиной [Основные ... , 1963]. В своих публикациях И. П. Косминская и ее последователи считали, что земная кора в Южно-Охотской котловине океаническая (они называли ее «субокеанической», что подразумевает близкую к океанической или почти океаническая). Однако указывалось на перекрытие этой коры необычайно мощным осадочным чехлом, что не типично для океанов.

**Многоволновые сейсмические данные по профилю 2-ДВ-М в Охотском море.** В 2006–2008 гг. ФГУ НПП «Севморгео» были выполнены глубинные сейсмические исследования по профилю 2-ДВ-М в Охотском море (рис. 3.1). Наблюдения проводились по методике 2D-профилирования с использованием донных станций и многокомпонентной регистрацией волнового поля (Х-, Y-, Z-компоненты и канал гидрофона Н). Для возбуждения упругих колебаний применялись пневмоизлучатели с объемом камер 120 л. Рабочее давление 120–125 атм.; период возбуждения 2 мин (в плане 250 м). Интервал между точками постановки станций – 10–12 км, сейсмические записи полезных волн зарегистрированы в основном до удалений источник–приемник 150–230 км.

В результате этих работ были получены материалы, убедительно показывающие наличие значительного количества регулярных волн непродольного типа, регистрируемых горизонтальными приборами. Пример сейсмограммы с записями основных продольных волн в Охотском море приведен ранее в разд. 1 на рис. 1.18. Как можно видеть из этого рисунка, помимо обычно регистрируемых и используемых для интерпретации  $P_g$ -,  $P_iP$ -,  $P_M P$ - и  $P_n$ -волн, в волновом поле присутствуют интенсивные кратные волны ( $P_0$ ,  $p_0 P_g$  и  $p_0 P_M P$ ), связанные с отражениями от дна моря. На рис. 3.2 приведены сейсмограммы вертикальной и горизонтальной компонент сейсмической записи в различных редукциях, на которых видны продольные, поперечные и обменные волны, распространяющиеся в водном и осадочном слоях и вдоль поверхности фундамента. На рис. 1.16–1.18 в разд. 1 приведены примеры лучевого моделирования вертикальной и горизонтальной составляющих волнового поля по рассматриваемому фрагменту профиля 2-ДВ-М. Как следует из приведенных примеров, подавляющее большинство наблюдаемых волн по своим кинематическим характеристикам соответствуют продольным, поперечным, обменным и кратным волнам (табл. 1.2, разд. 1).

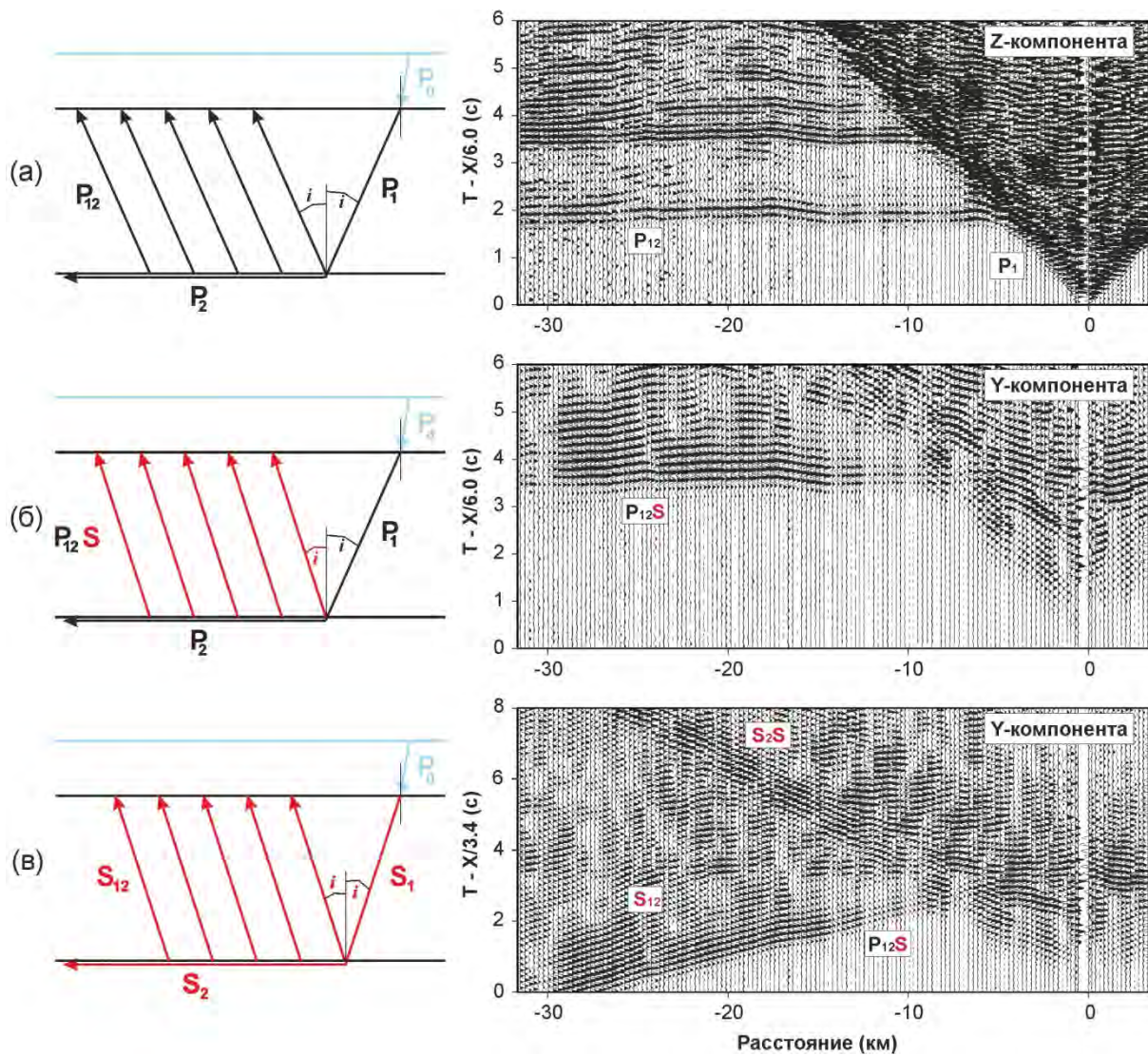


Рис. 3.2. Примеры записей продольных (а), обменных (б) и поперечных (в) волн

Слева лучевые схемы образования головной  $P_{12}$ -волны, обменной головной  $P_{12}S$ -волны и головной  $S_{12}$ -волны; справа примеры сейсмограмм с записями этих волн

Поскольку поперечные и обменные волны регистрируются в последующих вступлениях, надежность их выделения на сейсмограммах, как правило, хуже, чем продольных волн. Для более надежного выделения поперечных волн, имеющих преимущественно SV-поляризацию, записи фиксированных X- и Y-компонент сначала пересчитывались в записи следящих компонент – радиальной (R) и трансверсальной (T) (разд. 2), а затем с применением процедур веерной фильтрации из волнового поля вычитались волны с кинематикой продольных волн.

Пример выделения S-волн после пересчета X- и Y-компонент в записи R- и T-компонент и вычитания P-волн приведен на рис. 3.3. Как видно из этого рисунка, за счет исключения из волнового поля интенсивных P-волн, проявленных преимущественно на R-компоненте, удастся достаточно уверенно проследить как отраженные, так и преломленные S-волны.

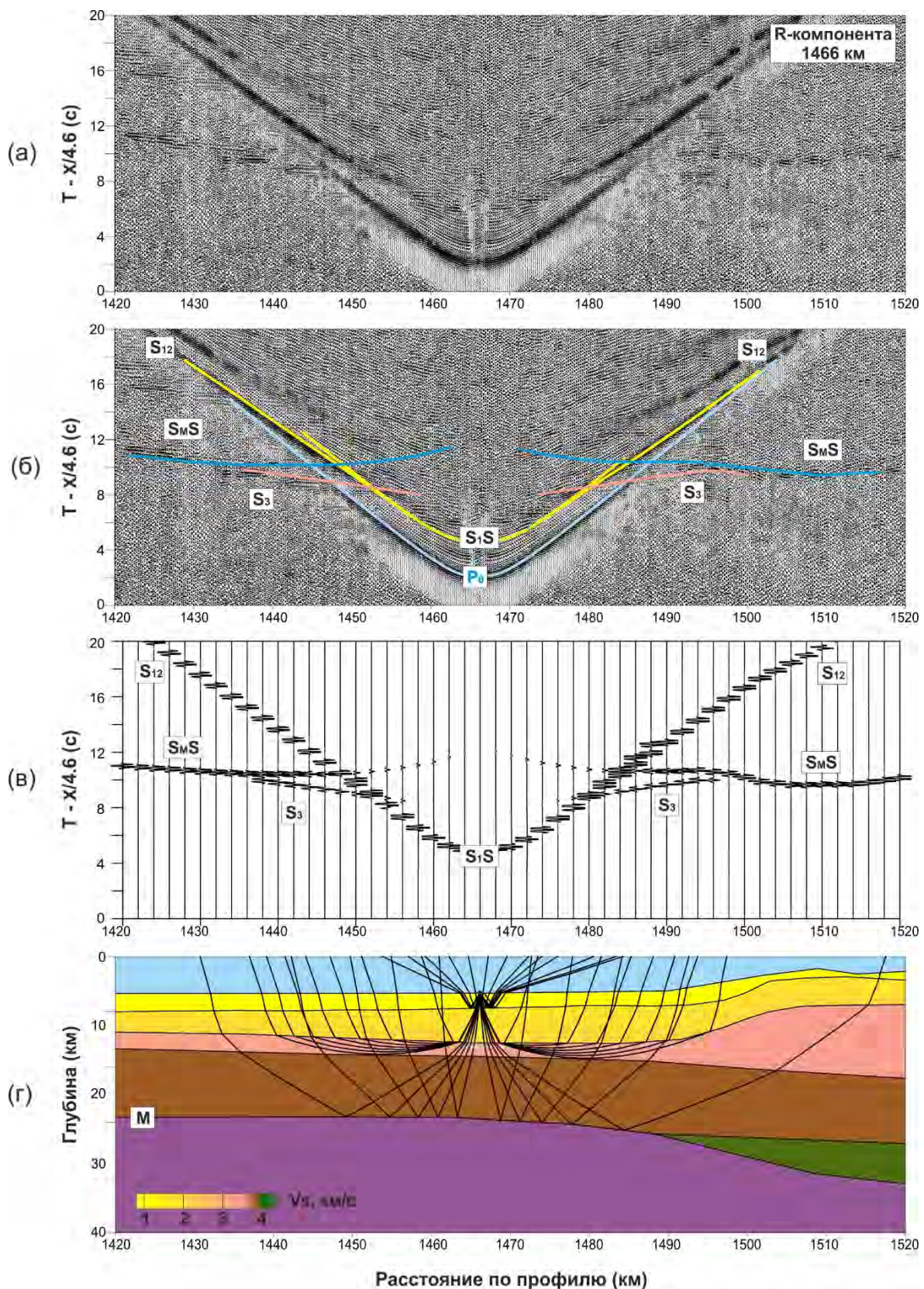


Рис. 3.3. Пример выделения S-волн после пересчета X- и Y-компонент в R-компоненту и вычитания P-волн

*a* – сейсмограмма R-компоненты после вычитания P-волн; *б* – то же, с наложенными на нее расчетными годографами; *в* – синтетическая сейсмограмма; *г* – скоростная модель и лучи поперечных волн

Одна из особенностей волнового поля на значительной части профиля 2-ДВ-М в Охотском море – наличие закритической отраженной волны от границы, расположенной ниже поверхности М. Основанием для ее выделения послужили аномально высокие интенсивности волн с кажущимися скоростями 8.0 км/с и выше, соответствующими Pn-волнам. На рисунках приводятся синтетические сейсмограммы для модели без отражения от внутримантийной границы (рис. 3.4) и с отражением от этой границы (рис. 3.5). Как можно видеть из сопоставления этих рисунков, практически при одинаковой кинематике Pn- и P<sub>M1</sub>P-волн динамическая выразительность отраженной волны от внутримантийной границы гораздо лучше соответствует наблюдаемому волновому полю.

Наиболее важным общим выводом, который был сделан из анализа 3-компонентных наблюдений, является то, что волновые поля основных продольных и поперечных волн (прежде всего, P<sub>g</sub>, P<sub>M1</sub>P и S<sub>g</sub>, S<sub>M1</sub>S) в целом подобны и, следовательно, их возможно интерпретировать в рамках одной и той же геометрии сейсмического разреза. Именно такое моделирование и было выполнено для всех основных продольных и поперечных волн, выделенных на сейсмограммах. В табл. 3.1 приведены основные статистические данные о количестве подобранных годографов и среднеквадратических отклонениях между расчетными и наблюдаемыми данными.

Таблица 3.1

Оценка качества подбора целевых волн по фрагменту профиля 2-ДВ-М

Индекс волны	Количество точек	Среднеквадратическое отклонение (с)
P <sub>o</sub>	553	0.099
P <sub>sed</sub>	692	0.089
P <sub>g</sub>	1896	0.157
P <sub>M1</sub> P	805	0.066
P <sub>n</sub>	327	0.135
P <sub>M1</sub> P	613	0.115
S <sub>sed</sub>	290	0.203
S <sub>g</sub>	422	0.162
S <sub>M1</sub> S	323	0.124

Как следует из таблицы, количество использованных для интерпретации годографов поперечных волн в три раза меньше, чем продольных. На рис. 3.6 и 3.7 показано, как именно освещены сейсмическими лучами P- и S-волн различные интервалы разреза. С учетом того, что разрез земной коры гораздо детальнее исследован продольными волнами, итоговая скоростная модель (рис. 3.8 внизу) построена именно по P-волнам, а данные о скоростях S-волн приведены в виде значений V<sub>p</sub>/V<sub>s</sub>, рассчитанных для соответствующих интервалов разреза.

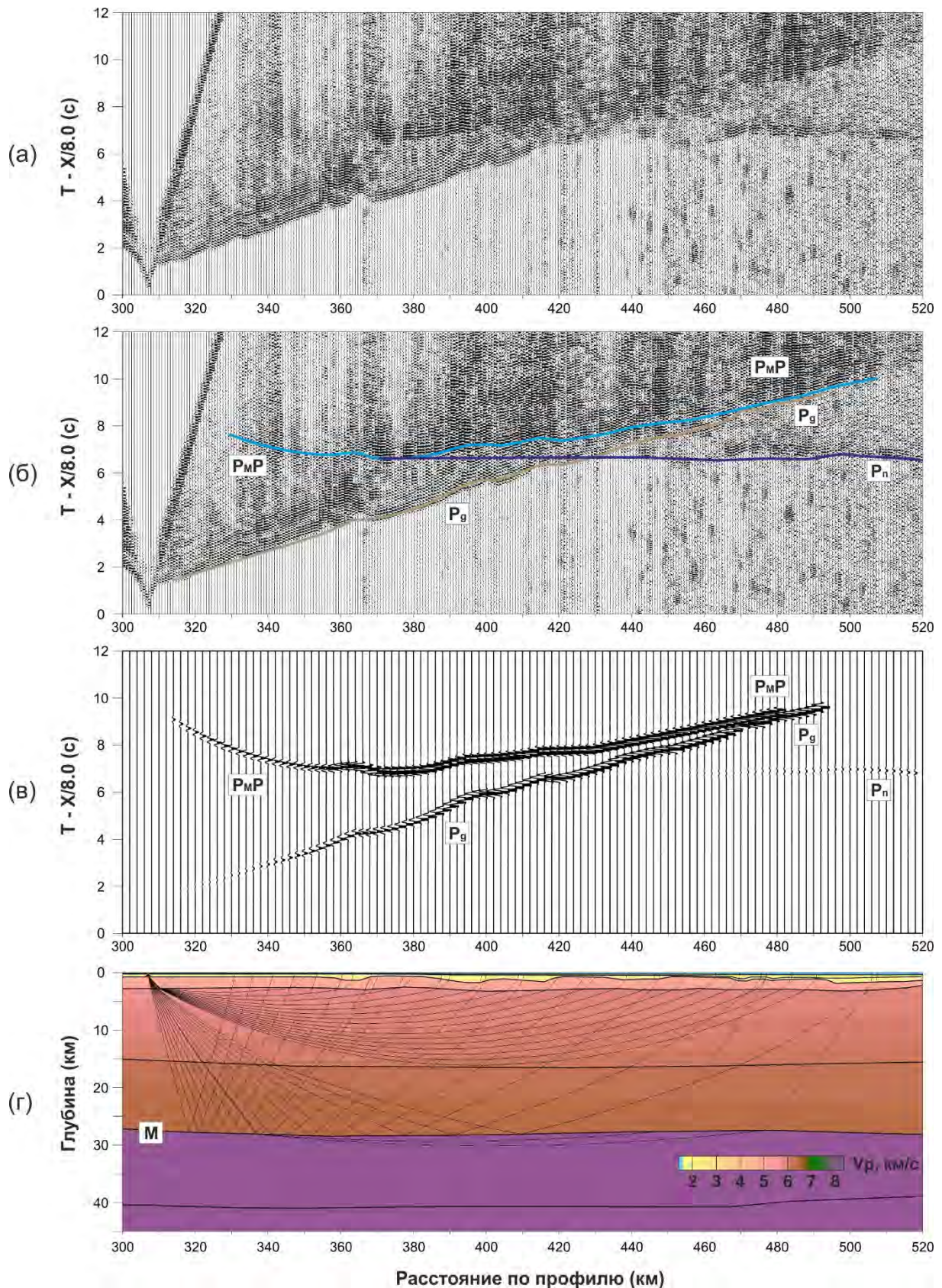


Рис. 3.4. Лучевое кинематическое и динамическое моделирование Р-волн от подошвы земной коры (границы М)

*a* – наблюдаемое волновое поле; *б* – то же, с наложенными расчетными годографами; *в* – синтетическая сейсмограмма; *г* – скоростная модель и лучи продольных волн

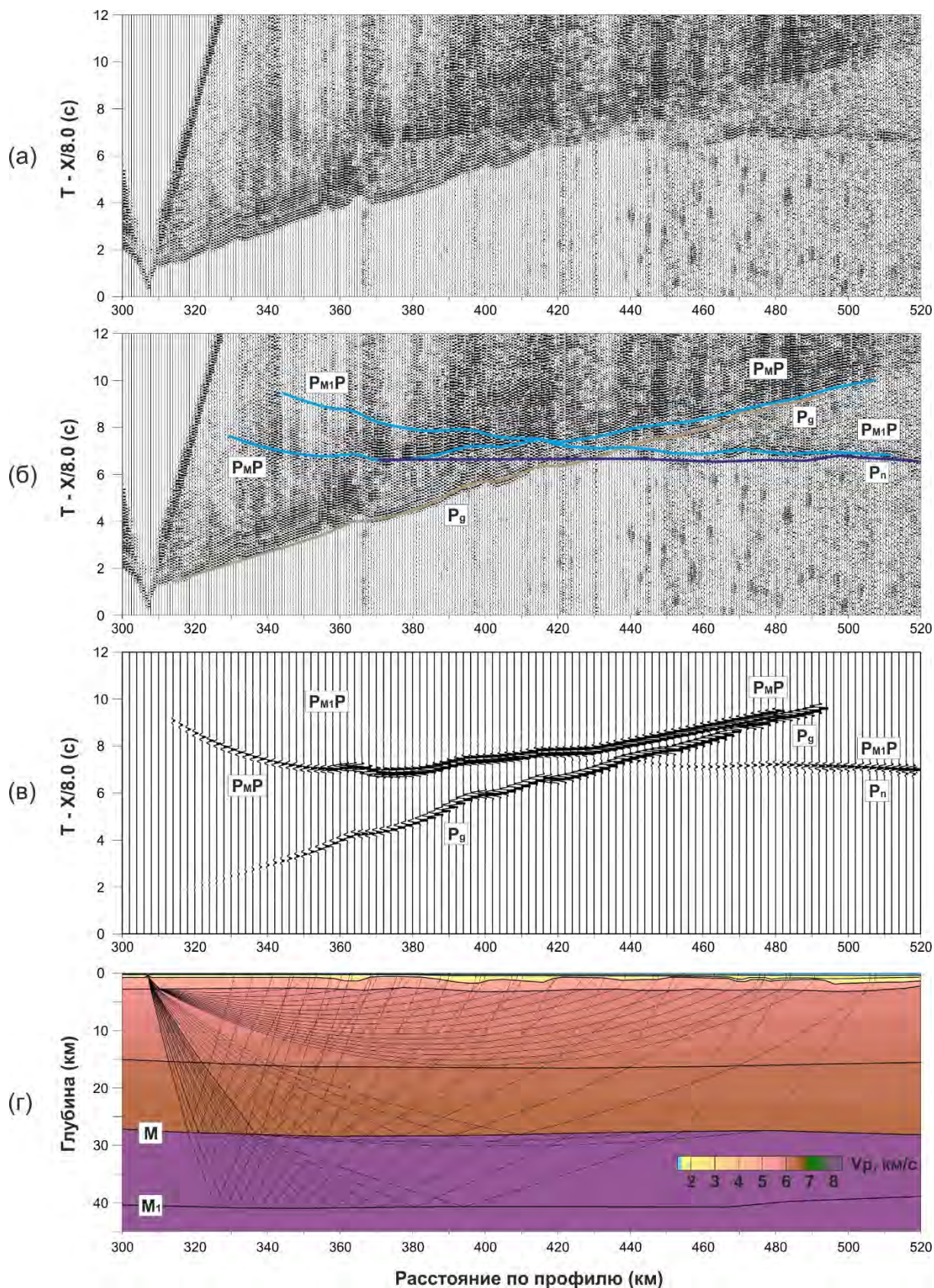


Рис. 3.5. Лучевое кинематическое и динамическое моделирование Р-волн от внутри-мантийной границы (границы  $M_1$ )

*a* – наблюдаемое волновое поле; *b* – то же, с наложенными расчетными годографами; *в* – синтетическая сейсмограмма; *г* – скоростная модель и лучи продольных волн

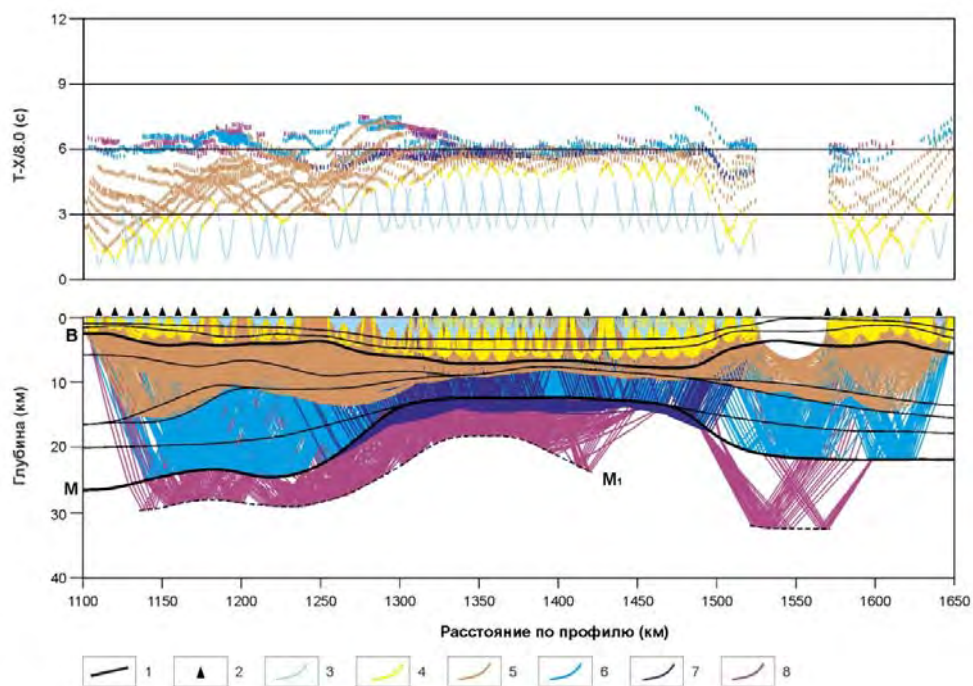


Рис. 3.6. Годографы наблюдаемых продольных волн (вверху) и траектории расчетных лучей (внизу) для скоростной модели  $V_p$  по фрагменту профиля 2-ДВ-М  
 1 – границы слоев модели; 2 – положение АДСС; 3 – прямая волна в водном слое; 4 – преломленные волны в осадочном слое ( $P_{sed}$ ); 5 – преломленные волны в верхней части кристаллической коры ( $P_g$ ); 6 – отраженные волны от подошвы земной коры (границы М) ( $P_{MP}$ ); 7 – преломленные волны в верхней мантии ( $P_n$ ); 8 – отраженные волны от границы в верхней мантии ( $P_{M1P}$ )

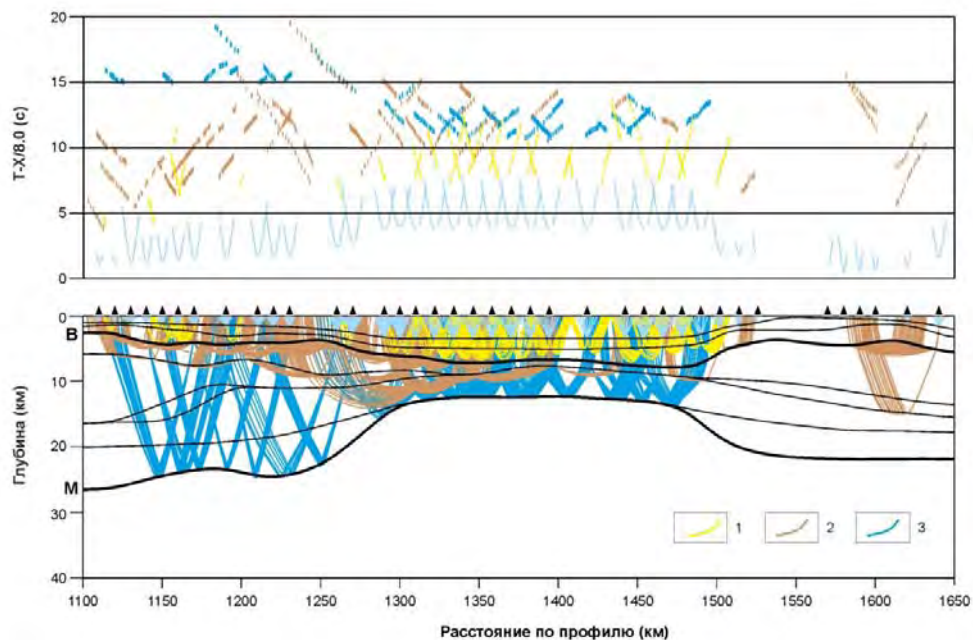


Рис. 3.7. Годографы наблюдаемых поперечных волн (вверху) и траектории расчетных лучей (внизу) для скоростной модели  $V_s$  по фрагменту профиля 2-ДВ-М  
 1 – преломленные волны в осадочном слое ( $S_{sed}$ ); 2 – преломленные волны в верхней части кристаллической коры ( $S_g$ ); 3 – отраженные волны от подошвы земной коры (границы М) ( $S_{MS}$ ). Ост. обозн. те же, что на рис. 3.6



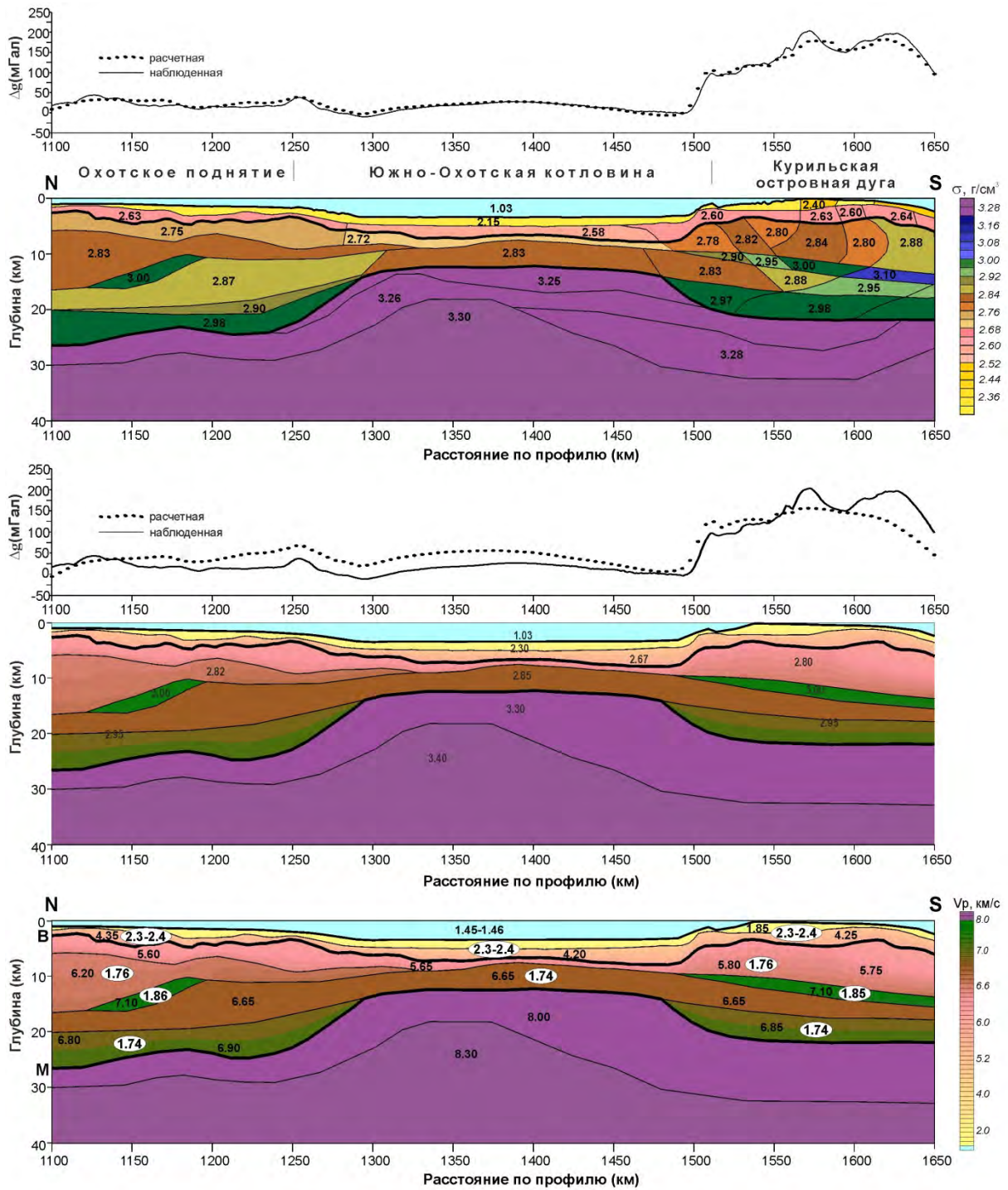


Рис. 3.8. Скоростная модель земной коры и верхней мантии по фрагменту профиля 2-ДВ-М в Охотском море (внизу): цифры на разрезе – значения  $V_p$  (км/с), цифры в эллипсах – значения  $V_p/V_s$ ; плотностная модель, полученная пересчетом из скоростной модели ГСЗ (в середине); подобранная плотностная модель (вверху): цифры на плотностных разрезах – значения плотности ( $\text{г/см}^3$ ), над разрезами приведены наблюдаемые и расчетные кривые аномалий силы тяжести

**Комплексирование гравиметрических и сейсмических данных.** Результаты интерпретации волновых полей ГСЗ отражают положение основных субгоризонтальных границ раздела в земной коре и оценивают значения скоростей между сейсмическими границами, что приводит к значительным осреднениям и снижению латеральной выразительности разрезов. Особенности поля силы тяжести фиксируют существенно более мелкие (по сравнению с ГСЗ) латеральные неоднородности, но в результате суперпозиции гравитирующих масс в вертикальном разрезе вопрос оценки глубины их залегания достаточно проблематичен. В связи с этим основной задачей плотностного моделирования может являться выделение относительно детальных латеральных неоднородностей в рамках общей геометрии с сейсмической моделью.

При такой постановке задачи комплексирования гравиметрических и сейсмических данных моделирование аномалий гравитационного поля должно выполняться в несколько этапов. На первом этапе, используя известные корреляционные зависимости плотности от скоростей продольных и поперечных волн, целесообразно строить предварительные плотностные модели, а на последующих этапах детализировать их на основе решения прямых и обратных задач гравиметрии с учетом геометрии разреза, построенной по сейсмическим данным.

Пример реализации такого подхода проиллюстрирован на рис. 3.8. В данном случае детальность построения сейсмической модели была достаточно высокой (рис. 3.8 внизу), поэтому плотностная модель, полученная пересчетом из скоростной модели ГСЗ с использованием двухпараметрического корреляционного уравнения [Кашубин, 1984]:

$$\rho = 0.18V_p + 0.40(V_p/V_s) + 1.02,$$

где  $V_p$  и  $V_s$  – скорости продольных и поперечных волн (км/с);  $\rho$  – плотность ( $\text{г/см}^3$ ), дает вполне приемлемое «нулевое» приближение (рис. 3.8 в середине). Следующий этап интерпретации – уточнение распределения физических неоднородностей (прежде всего, в консолидированной земной коре) при неизменном положении основных сейсмических границ. В результате дальнейшего подбора были получены распределения плотности, согласованные с сейсмическими разрезами и создающие аномалии, соответствующие наблюдаемым (рис. 3.8 вверху).

Поскольку плотностные неоднородности, выделяемые по распределению источников гравитационного поля, вводились в исходную «сейсмоплотностную» модель при неизменном положении основных сейсмических границ, то результат – согласованная сейсмическая и плотностная модель – рассматривается нами как комплексная геофизическая модель, в которой каждый выделенный объект охарактеризован тремя независимыми (хотя и взаимосвязанными) параметрами – значениями  $V_p$ ,  $V_s$  и  $\rho$ .

Таким образом, в результате выполненной комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных построена комплексная геофизическая модель земной коры и верхней мантии, обладающая существенно большей детальностью по сравнению с исходными скоростными разрезами и

демонстрирующая значительную латеральную неоднородность консолидированной части земной коры.

**Построение структурно-вещественной модели.** Структурно-вещественная модель земной коры и верхней мантии была построена на основе комплексной геолого-геофизической модели, отражающей положение и рельеф основных границ раздела в земной коре и верхней мантии и распределение значений  $V_p$ ,  $V_p/V_s$  и плотности по разрезу (рис. 3.8) [Структурно-вещественная ..., 2010]. По значениям этих трех параметров, характеризующих физические свойства выделенных на разрезе объектов, с использованием корреляционных уравнений, приведенных в предыдущем разделе, были рассчитаны прогнозные содержания пороодообразующих окислов кремния, двухвалентного железа и кальция. Таким образом были получены расчетные значения процентных содержаний  $SiO_2$ ,  $CaO$  и  $FeO$  для всех выделенных на разрезе объектов в пределах консолидированной части земной коры. Сочетание этих важнейших пороодообразующих компонентов позволяет более обоснованно соотносить выделенные на разрезе объекты с определенными совокупностями метаморфических или изверженных горных пород.

Результат такой структурно-вещественной интерпретации геофизических параметров по фрагменту профиля 2-ДВ-М приведен на рис. 3.9. и в табл. 3.2, где сведены физические свойства и расчетные содержания  $SiO_2$ ,  $CaO$  и  $FeO$  для всех объектов, выделенных на разрезе. Здесь же даны процентные содержания этих окислов в реальных горных породах по результатам химического анализа эталонных образцов [Петрографический кодекс, 2008; Магматизм ..., 1995].

Все расчетные значения процентных содержаний  $SiO_2$ ,  $CaO$  и  $FeO$  для выделенных на разрезе объектов были сопоставлены с эталонными значениями (табл. 3.2). Результаты приведены также на диаграммах (рис. 3.9 вверху), из которых видно, что данный подход позволяет достаточно уверенно предполагать вещественный состав выделяемых комплексов. При этом каждому из выделенных в земной коре объектов – «мегакомплексов» – найдено соответствие в классификации изверженных пород, причем полученные классы имеют на диаграммах закономерные, почти не перекрывающиеся ареалы. Из этих данных видно, что по соотношениям рассматриваемых пороодообразующих окислов уверенно выделяется совокупность кислых пород, представленных гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и монцодиоритами, монцонитами, сиенитами и их эффузивными аналогами.

По всем показателям данная совокупность пород уверенно обособляется от группы мафит-ультрамафитовых образований, которая включает габброиды, пироксениты и перидотиты, а также их эффузивные аналоги – базальты, пикрито-базальты и пикриты.

Таким образом, с помощью петрографической идентификации глубинных объектов, выделяемых по геофизическим данным, удастся, по нашему мнению, обоснованно «преобразовывать» комплексный геолого-геофизический разрез, представленный на рис. 3.8 и 3.9, в структурно-вещественный разрез земной коры и верхней мантии, представленный на рис. 3.10 (внизу).

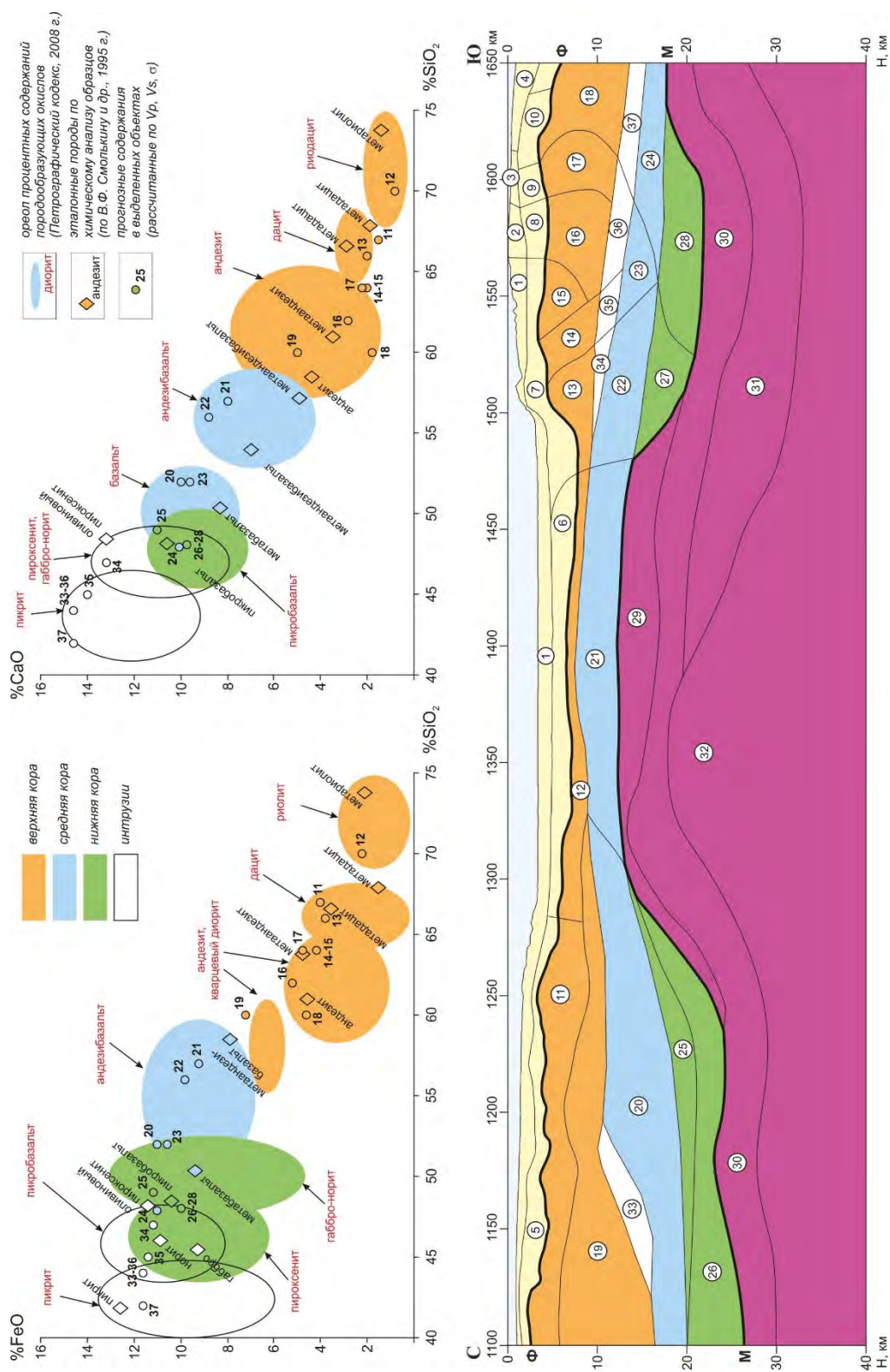


Рис. 3.9. Структурно-вещественная интерпретация геофизических параметров земной коры и верхней мантии по фрагменту профиля 2-ДВ-М. Диаграммы соотношения процентных содержаний породобразующих окислов в консолидированной части земной коры (вверху) и обобщённая геолого-геофизическая модель (внизу). Цифрами обозначены номера объектов из табл. 3.2

Таблица 3.2

Петрофизические комплексы земной коры и верхней мантии  
южной части Охотоморского региона

Интервалы разреза	Номера объектов на разрезе и диаграммах (рис. 3.9)	Физические свойства			Химический состав (%)			Предполагаемые структурно-вещественные комплексы / типы горных пород
		V <sub>p</sub> , км/с	V <sub>p</sub> /V <sub>s</sub>	ρ, г/см <sup>3</sup>	SiO <sub>2</sub>	FeO	CaO	
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Осадочный чехол	1	1.85	1.77	2.15				Плиоценовые и четвертичные терригенные
	2	1.85	1.77	2.40				Плиоценовые и четвертичные терригенные со значительным количеством вулканитов различного состава
	3	1.85	1.77	2.00				Плиоценовые и четвертичные терригенные
	4	1.85	1.77	2.40				Плиоценовые и четвертичные терригенные со значительным количеством вулканитов различного состава
	5	4.35	2.40	2.63				Доплиоценовые нерасчлененные терригенные
	6	4.20	2.30	2.58				Миоценовые терригенные
	7	4.25	2.30	2.60				Миоценовые терригенные, палеогеновые терригенные
	8	4.25	2.35	2.63				Палеогеновые терригенные, доплиоценовые нерасчлененные терригенные со значительным количеством вулканитов различного состава
	9	4.25	2.35	2.60				Доплиоценовые нерасчлененные терригенные
	10	4.30	2.35	2.64				Доплиоценовые нерасчлененные терригенные со значительным количеством вулканитов различного состава

Продолжение табл. 3.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Верхняя кора	11	5.60	1.82	2.75	67/66.6	4.0/3.55	1.5/2.90	Мезозойские преимущественно терригенные с вулканитами кислого состава / дациты, риолиты
	12	5.65	1.75	2.72	70/73.8	2.2/2.15	0.8/1.45	Метаморфические и метаморфогенные / Парagneйсы, гранитоagneйсы, метариолитоиды
	13	5.80	1.76	2.78	66/67.9	3.8/1.56	2.0/1.90	Мезозойские преимущественно терригенные с вулканитами кислого состава / дациты и риолиты
	14	5.80	1.77	2.82	64/63.7	4.2/4.67	2.0/3.56	Мезозойские преимущественно терригенные с вулканитами кислого, реже – среднего состава / дациты, риолиты, реже – андезиты
	15	5.80	1.77	2.80	64/63.7	4.2/4.67	2.0/3.56	Мезозойские преимущественно терригенные с вулканитами кислого, реже – среднего состава / дациты, риолиты, реже – андезиты
	16	5.85	1.79	2.84	62/-	5.2/-	2.8/-	Мезозойские преимущественно терригенные с вулканитами среднего, реже – кислого состава
	17	5.75	1.80	2.80	64/-	4.8/-	2.2/-	Мезозойские преимущественно терригенные с вулканитами кислого, реже – среднего состава
	18	5.65	1.82	2.88	60/61.0	4.6/4.59	1.8/3.51	Мезозойские преимущественно терригенные с вулканитами среднего, реже – кислого состава / андезиты, реже – дациты, риолиты
	19	6.20	1.76	2.83	60/58.2	7.2/6.76	5.0/4.94	Андезиты, андезибазальты

Продолжение табл. 3.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Средняя кора	20	6.65	1.82	2.87	52/49.5	11.0/6.80	10.0/11.60	Аповулканические породы средне-основного состава / метабаза́льты, метаандезиты
	21	6.65	1.73	2.83	57/58.5	9.2/7.90	8.0/4.40	Аповулканические породы преимущественно среднего состава / метаандезибаза́льты
	22	6.65	1.76	2.83	56/54.0	9.8/6.60	8.8/7.00	Аповулканические породы преимущественно среднего состава / метаандезибаза́льты
	23	6.65	1.80	2.88	52/50.4	10.6/9.40	9.6/8.30	Аповулканические породы средне-основного состава / метабаза́льты, метаандезибаза́льты
	24	6.65	1.82	2.95	48/-	11/-	10/-	Аповулканические метаморфические породы основного состава
Нижняя кора	25	6.75	1.82	2.90	49/48.2	11.2/11.40	11.0/10.60	Апомагматические породы основного состава / метабаза́льты, метапикробаза́льты
	26	6.85	1.73	2.98	48/47.9	10.0/6.80	9.8/10.80	Апомагматические породы основного и ультраосновного состава / метабаза́льты, метапикриты, метапироксениты
	27	6.85	1.73	2.97	48/47.2	10.0/10.50	9.8/10.90	Апомагматические породы основного и ультраосновного состава / метабаза́льты, метапикриты, метапироксениты
	28	6.85	1.73	2.98	48/-	10/-	9.8/-	Апомагматические метаморфические породы основного и ультраосновного состава

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Мантия	29	8.00	1.78	3.25				Ультраосновные породы (перидотиты – в разной степени серпентинизированные)
	30	8.10	1.78	3.26				Ультраосновные породы (перидотиты)
	31	8.20	1.78	3.28				Ультраосновные породы (перидотиты и эклогиты)
	32	8.30	–	3.30				Ультраосновные породы (перидотиты и дуниты)
Интрузивы в коре	33	7.10	1.86	3.00	44/46.05	11.6/10.90	14.6/9.75	Мафиты / габбронориты
	34	7.10	1.82	2.90	47/48.5	11.2/10.40	13.2/13.20	Мафиты и ультрамафиты / оливиновые габбронориты, пироксениты, перидотиты
	35	7.05	1.84	2.95	45/45.5	11.4/9.30	14.0/7.30	Мафиты и ультрамафиты / габбро и габбронориты, пироксениты, перидотиты
	36	7.10	1.86	3.00	44/45.0	11.6/9.20	14.6/8.70	Мафиты и ультрамафиты / пироксениты, перидотиты, габбронориты
	37	7.15	1.88	3.10	42/41.9	11.6/12.60	14.6/7.60	Ультрамафиты и мафиты / перидотиты, пикриты, пироксениты и габбронориты

Примечание. В столбцах 6–8 в числителе приведены расчетные данные (по  $V_p$  и  $V_p/V_s$ ); в знаменателе – аналитические [Петрографический кодекс, 2008; Магматизм ... , 1995].

Отличительные черты глубинной структуры на исследуемом сегменте профиля 2-ДВ-М следующие: 1) типичная для глубоких осадочных бассейнов геометрия кровли и подошвы консолидированной земной коры (выступ границы М и впадина по поверхности фундамента в районе глубоководной Южно-Охотской котловины); 2) редуцированная до нуля мощность нижней коры над выступом М; 3) непрерывно прослеживаемая под Южно-Охотской котловиной верхняя кора, сложенная магматическими образованиями предположительно средне-кислого состава; 4) значительная (до 4.5 км) мощность осадков в ее пределах; 5) высокие скорости в средней коре ( $V_p$  до 6.7 км/с) с наличием еще более высокоскоростных образований во фланговых зонах, предположительно, связанных с интрузивами основного состава в периферических очагах базальтовой магмы; б) наличие в верхней мантии отражающей границы, расположенной на 5–10 км глубже раздела М.

Консолидированная кора характеризуется значениями отношения  $V_p/V_s$  от 1.73 до 1.77; осадочный чехол – высокими значениями отношения  $V_p/V_s$  до 2.30–2.40; в верхней мантии отношение  $V_p/V_s$ , по-видимому, составляет 1.78.



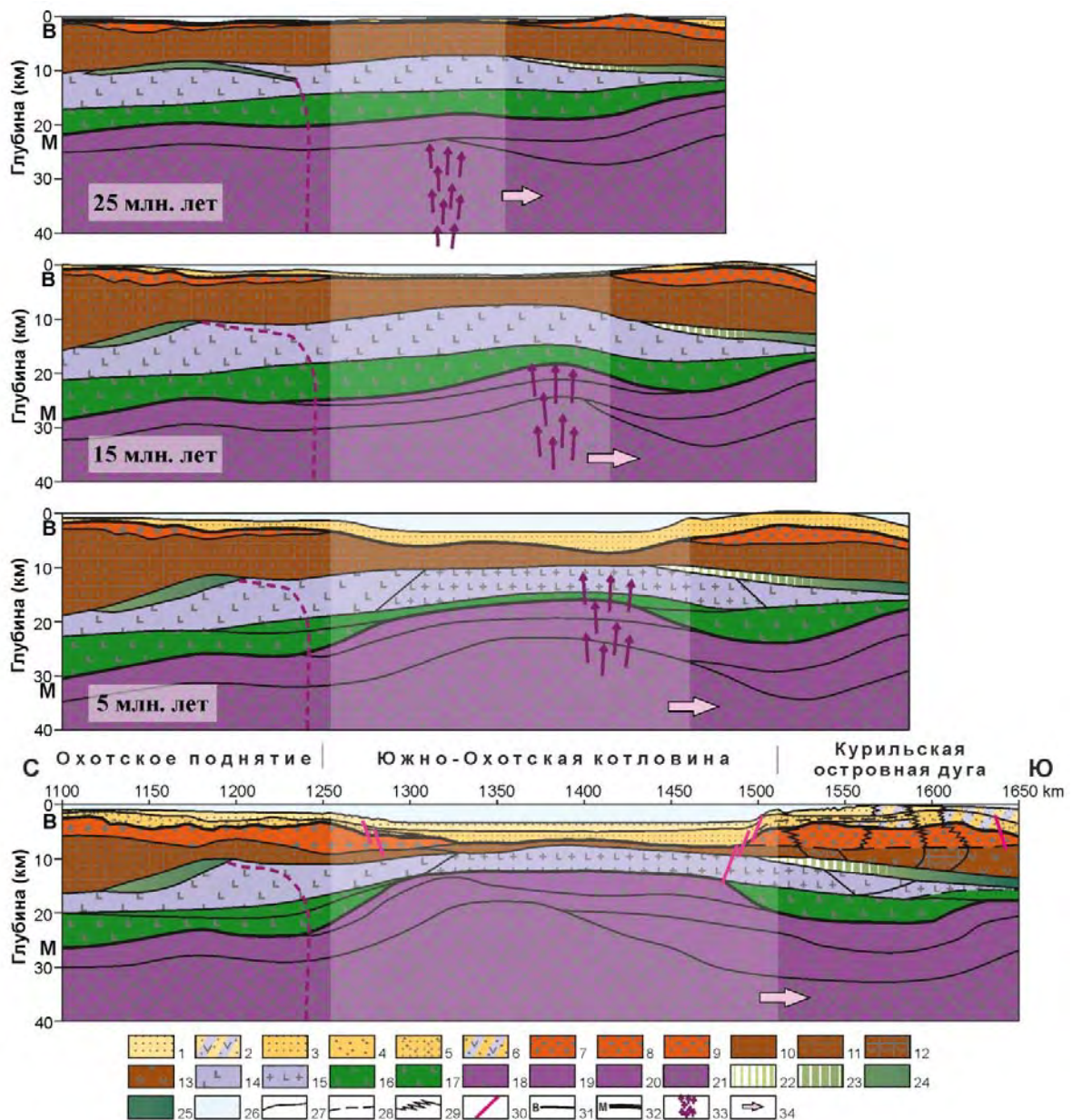


Рис. 3.10. Структурно-вещественный разрез земной коры и верхней мантии (внизу) и геодинамическая модель развития южной части Охотоморского региона (вверху)

1–6 – недислоцированные СВК осадочного чехла: 1 – плиоценовые и четвертичные терригенные, 2 – то же, со значительным участием вулканитов различного состава, 3 – миоценовые терригенные, 4 – палеогеновые терригенные, 5 – доплиоценовые нерасчленённые терригенные, 6 – то же, со значительным участием вулканитов различного состава; 7–9 – дислоцированные и метаморфизованные СВК супракrustальной части консолидированной коры: 7 – мезозойские преимущественно терригенные с вулканитами кислого состава, 8 – то же, с вулканитами кислого, реже среднего составов, 9 – то же, с вулканитами среднего, реже кислого состава; 10–13 – метаморфические и метаморфизованные вулканические СВК верхней части консолидированной коры: 10 – парагнейсы, гранитогнейсы, метариолитоиды, 11 – мезозойские андезиты, андезибазальты, 12 – мезозойские риолиты, дациты, реже андезиты, 13 – мезозойские андезиты, реже дациты и андезиты; 14, 15 – метаморфические и магматические СВК средней части консолидированной коры:

14 – аповулканические породы средне-основного состава, 15 – аповулканические породы средне-основного и основного составов; 16, 17 – метаморфизованные магматические СВК нижней части консолидированной коры: 16 – апомагматические породы основного состава, 17 – апомагматические породы основного и ультраосновного составов; 18–21 – ультраосновные комплексы пород верхней мантии: 18 – серпентинизированные перидотиты, 19 – перидотиты, 20 – перидотиты и эклогиты, 21 – перидотиты и дуниты; 22–25 – мафит-ультрамафитовые интрузивы в коре (с аномально высокими скоростями и плотностью пород): 22 – габбронориты, 23 – оливиновые габбронориты, пироксениты и перидотиты, 24 – пироксениты, перидотиты, габбронориты, 25 – перидотиты, пикриты, пироксениты и габбронориты; 26 – водный слой; 27 – границы СВК по комплексу геофизических признаков; 28 – то же, предположительные; 29 – границы фациальных переходов; 30 – основные разрывные нарушения; 31 – поверхность фундамента; 32 – граница Мохоровичича; 33 – область глубинного тепломассопереноса; 34 – направление растяжения земной коры

**Возможная геодинамическая модель южной части Охотоморского региона по профилю 2-ДВ-М.** Составленная на основе комплекса геофизических параметров структурно-вещественная модель по фрагменту профиля 2-ДВ-М отражает региональные особенности глубинного строения ЮОК и обрамляющих ее структур – ОП и КОД. Применительно к созданию геодинамической модели [Геодинамическая ..., 2010] важно подчеркнуть наличие общих региональных тенденций, отражающих строение земной коры и верхней мантии рассматриваемой триады. Эти общие тенденции выражаются в континентальном типе коры рассматриваемых геоструктур, сокращении мощности всех мегакомплексов консолидированной земной коры в районе ЮОК, вплоть до «выпадения» мегакомплекса нижней коры (табл. 3.3), при увеличении здесь мощности осадочного бассейна. Общий тренд погружения внутримантийных границ и снижение контрастности скоростных параметров, отмечаемый с севера на юг, закономерно объединяет мантийный разрез всех трех геоструктур. При этом подкоровый субстрат имеет наиболее сложное строение под ЮОК, где выделяется одновременно купол мантийного диапира и обособляется фрагмент «низкоскоростной» мантии, представленный серпентинизированными перидотитами, непосредственно ниже границы М.

Таблица 3.3

Мощности подразделений земной коры по фрагменту профиля 2-ДВ-М, км

Мегакомплексы	Геоструктура		
	ОП	ЮОК	КОД
Водный слой	0.8–1.5	3.0–3.5	0.1–0.8
Осадочный чехол	1.5–3.0	2.5–4.5	3.0–4.5
Верхняя кора	7.0–14.0	1.5–2.0	7.0–9.0
Средняя кора	4.0–8.0	3.5–4.5	2.5–5.0
Нижняя кора	3.5–6.5	0	3.0–5.0
Общая мощность коры	22.0–26.0	9.0–11.0	17.0–22.0

На северном отрезке профиля, в пределах ОП, общая мощность коры рассматриваемого фрагмента профиля максимальна, сопоставима с ней и мощность земной коры в районе КОД, в то время как под ЮОК мощность коры сокращается почти в два раза. Это утонение происходит не только за счет сокращения верхней, но и полного исчезновения нижней коры. Этот факт можно объяснить процессами деляминации. Согласно энциклопедическому справочнику [Планета Земля ... , 2004]: «Деляминация – процесс, при котором вещество горячей мантии проникает в виде диапира сквозь литосферную мантию вплоть до подошвы коры и под последней растекается в стороны». Приведенная в справочнике схема по А. Кренеру демонстрирует и такие внутрикоровые процессы, как утонение горячей нижней коры при пластичном ее растекании. Этот процесс создает в коре условия для растяжения и проявления основного магматизма. При этом в качестве геодинамического механизма, приводящего в движение весь комплекс процессов, выступает мантийный диапир, подъём которого вызывает резкие изменения теплового потока и внутрикорового давления, привнос мантийных флюидов и соответствующие изменения в строении коры. В историческом плане, в свете имеющихся данных, этот процесс представляется в следующем виде (рис. 3.10).

До начала миоцена (25 млн лет – верхний разрез на рис. 3.10) вся рассматриваемая область представляла собой окраину континента с корой переходного типа, постепенно утоняющейся в сторону сопредельного океана. В южной части окраины располагался вулканогенный пояс, подобный Охотско-Чукотскому, хоть и не столь масштабный.

В начале миоцена на окраине Охотоморской плиты активизировался подъём мантийного субстрата. Внедрение глубинного диапира в районе современной ЮОК вызвало растекание нижней коры в сторону сопредельных структур (ОП и КОД), что повлекло за собой (в условиях аномально высокого теплового потока) растяжение и утонение средней и верхней коры. Сокращение мощности консолидированной верхней коры вызвало прогибание кровли коры и образование осадочного бассейна. Интенсивный глубинный тепломассоперенос сопровождался частичным плавлением мантии и проявлением магматизма, отражением которого являются крупные скоростные неоднородности в средней части коры.

Этот процесс продолжался, возможно, на протяжении всего миоцена. За это время произошла полная дезинтеграция нижней коры и сокращение мощности верхней. Одновременно с этим в верхах мантийного купола обособился относительно тонкий слой разуплотненной мантии, повторяющей контуры ЮОК. Изостатическое погружение кровли консолидированной коры обусловило формирование Южно-Охотского осадочного бассейна и накопление в нем мощной толщи терригенных пород.

Результат интенсивного процесса растяжения в виде соответствующих структурных изменений в верхней части осадочного чехла ЮОК отмечен многократно. Структуры представлены многочисленными грабенами проседания, которые в ЮОК, по данным Севморгео, встречаются через каждые 30–50 км. Геоакустические

и сейсмические материалы, полученные по профилю 2-ДВ-М, показывают, что, помимо выраженных в рельефе морского дна грабенов проседания, присутствуют погребённые грабеновые структуры под молодыми осадками, а это свидетельствует о длительности растяжения, имевшего место также в плиоцене и квартере. В дополнение к этому надо заметить, что поразительно выровненная поверхность морского дна могла сформироваться благодаря «растеканию» слабоуплотненных донных осадков вследствие частых землетрясений, а это доказывает продолжающуюся тектоническую активность котловины.

Под ЮОК фиксируется сильное утонение коры – максимальное в центральной части структуры, где растяжение было наибольшим. Это позволяет заключить, что поперечный размер геоблока, на месте которого стала формироваться котловина, до растяжения был уже на такую же величину. Если сегодня котловина имеет ширину 275 км, то в конце палеогена этот блок мог быть не шире 115 км. Реконструированный разрез показывает, что совмещенные тектонические блоки обладают хорошо выраженным сходством. Для нижних частей разреза это сходство достаточно очевидно, а для верхних менее наглядно, что естественно, поскольку их формирование происходило уже на пространственно разобщенных структурах, при активных вулканических процессах только в районе Курильской дуги.

Постоянство в соотношении мощностей верхней и нижележащей частей разреза консолидированной коры, установленное на всём протяжении профиля 2-ДВ-М от Охотско-Чукотского вулканогенного пояса до подножия КОД [Геологическая ... , 2011], свидетельствует о воздействии процессов растяжения на все уровни консолидированной коры (рис. 3.11, а). Дополнительно по новым данным были оценены соответствующие зависимости на одном из фрагментов профиля (рис. 3.11, б).

График показывает, что в прибортовых зонах впадины уменьшение мощности разных частей коры при её растяжении происходит согласованно и пропорционально, тогда как в пределах обрамляющих структур растяжение нижней коры сопровождается возрастанием мощности верхней коры вследствие ее скупиванья по периферии области растяжения.

Рассмотренные факты позволяют из существующей совокупности гипотез образования и развития впадины Охотского моря выбрать, как наиболее согласующуюся с фактическим материалом, модель мантийного плюма, следы которого фиксируются в структуре и физических параметрах как подкорового субстрата и консолидированной коры, так и непосредственно на поверхности в виде разнообразных признаков билатерального растяжения коры. Концепция локального растяжения земной коры под котловиной может быть подкреплена теоретическими построениями, позволяющими объяснить факт сохранения маломощной верхней коры реализацией механизма деформаций гранулированных сред [Леонов, 2008] в специфической геотектонической обстановке внедрения растущего мантийного плюма в нижнюю часть коры.

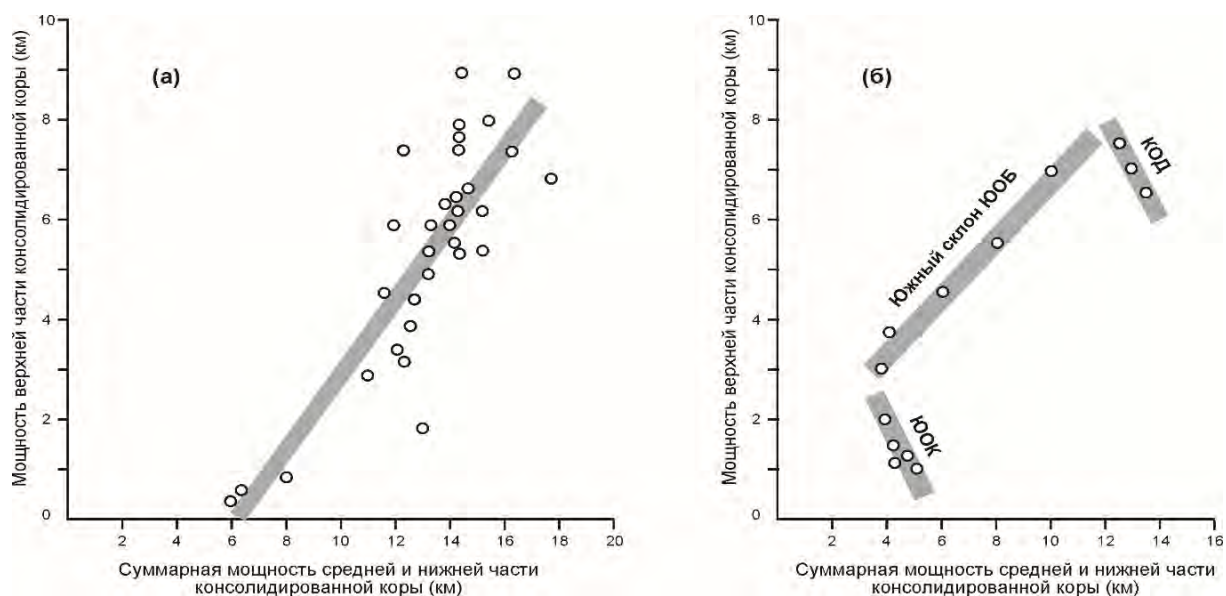


Рис. 3.11. Соотношение мощности верхней и нижележащих частей консолидированной коры

*a* – по профилю 2-ДВ-М (материалы Севморгео);

*б* – фрагменту профиля в районе ЮОК

После заложения Южно-Охотской котловины развитие структур по обе ее стороны пошло по разным сценариям, что выразилось в существенном различии строения верхней коры: под Южно-Охотским поднятием она сохраняет признаки субгоризонтальной расслоенности, обладает выдержанностью скоростных параметров, а под Курильской островной дугой, напротив, обнаруживает латеральную неоднородность и невыдержанность скоростного и плотностного разрезов.

Особенности современного глубинного строения Курильской островной дуги в значительной степени определяются вулканическими процессами. Верхняя часть геологического разреза представлена плиоценовыми и четвертичными вулканогенно-осадочными отложениями. Четвертичные вулканические породы КОД очень сходны с неогеновыми и совместно с ними представляют типичную андезитовую формацию. Вулканическая активность здесь отмечается и в новейшее время.

Таким образом, приведенные материалы свидетельствуют, что в качестве главного фактора, определившего геодинамику развития региона, начиная с миоцена, может рассматриваться процесс деляминации, связанный с внедрением мантийного диапира и вызвавший растяжение континентальной земной коры в области современной котловины, вертикальную аккрецию консолидированной коры сопредельных структур и активную магматическую деятельность. В то же время ряд подмеченных тенденций, таких как общий тренд увеличения плотности в направлении Тихого океана в пределах КОД, соотношение положения кровли мантийного диапира и поднятия вышележащего слоя литосферной мантии, современные высокоточные геодезические наблюдения, не исключают возможной смены тектонического режима на современном этапе.

Этот пример показывает, как в дополнение к продольным волнам может быть реализована возможность массового использования поперечных, обменных и кратных волн при морских наблюдениях ГСЗ с донными станциями для интерпретации строения и природы земной коры, обеспечивая тем самым дальнейшие геологические, структурно-вещественные и геодинамические построения.

**3.2. Профиль ГСЗ Арктика-2012 в Северном Ледовитом океане и модель глубинного строения земной коры поднятия Менделеева.** Принято считать, что в системе подводных хребтов Альфа и Менделеева в Северном Ледовитом океане оба поднятия возникли в результате одних и тех же тектонических процессов. И хотя выяснение соотношений этих поднятий между собой и с сопредельными структурами остается предметом дискуссий и требует дальнейшего изучения, многие исследователи склонны экстраполировать результаты геолого-геофизических исследований в одной из частей на всю систему поднятий.

Наиболее распространены три точки зрения на природу поднятия Альфа-Менделеева: 1) океаническое плато, сформированное длительными вулканическими излияниями в позднем мелу под воздействием горячей точки (подобной горячей точке Исландии) [Forsyth et al., 1986; Jokat, 2003; Funck et al., 2011]; 2) рифтогенная вулканическая окраина континента [White & McKenzie, 1989; Coffin & Eldholm, 1994; Dove et al., 2010]; 3) погруженная система поднятий, сформировавшаяся на коре континентального типа и осложненная последующим базальтовым магматизмом [Miller et al., 2006; Lebedeva-Ivanova et al., 2006; Российские ... , 2011; Petrov et al., 2016].

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) в связи с обоснованием 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 МОВ с проводкой исследовательских судов мощными ледоколами и широкоугольные сейсмические исследования МПВ и ГСЗ, позволившие изучить структуру и скоростные параметры земной коры на всю ее мощность [Lebedeva-Ivanova et al., 2006; Глубинное ... , 2007; Российские ... , 2011; Funck et al., 2011; Комплексные ... , 2011; Карта ... , 2011].

Во время комплексной высокоширотной геолого-геофизической экспедиции Арктика-2012 в Северном Ледовитом океане [Комплексная ... , 2014] по профилю, пересекающему поднятие Менделеева примерно на широте 77° с. ш., был выполнен комплекс сейсмических исследований, включающий наблюдения по методике ГСЗ с 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. 3.12).

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).

**Методика полевых наблюдений.** Сейсмические исследования были выполнены в августе-сентябре 2012 г. ОАО «Севморгео» на дизельном ледоколе «Диксон» [Комплексная ... , 2014].

*Исследования ГСЗ* выполнялись с целью изучения земной коры на всю ее мощность. При работах ГСЗ использовался 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 составило 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). Возбуждения сейсмического сигнала производились групповым пневмоисточником Bolt APG общим объемом 2050 куб. дюймов (33.6 л), при рабочем давлении 135–145 атм. Интервал между возбуждениями составил 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.** Основной целью обработки материалов МОВ-ОГТ было построение структурной и скоростной модели осадочного чехла, выступающего для глубинного разреза ГСЗ в качестве ВЧР и вносящего заметные искажения во времена вступлений основных волн, освещающих всю толщу земной коры. В результате были получены временные разрезы, обеспечивающие детальное сейсмическое изображение отражений в осадочном чехле. Кроме того, 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 в первую очередь результаты скоростного анализа данных ОГТ для осадочного чехла, а затем скорости по данным ГСЗ для толщи, подстилающей осадочный чехол. Обработка сейсмических материалов проводилась в обрабатывающей системе Echos компании Paradigm.

Граф обработки включал следующие основные процедуры:

- формирование геометрии профиля ОГТ в системе координат профиля ГСЗ;
- исключение постоянной составляющей сигнала;
- подавление низкочастотного шума с использованием частотной фильтрации;

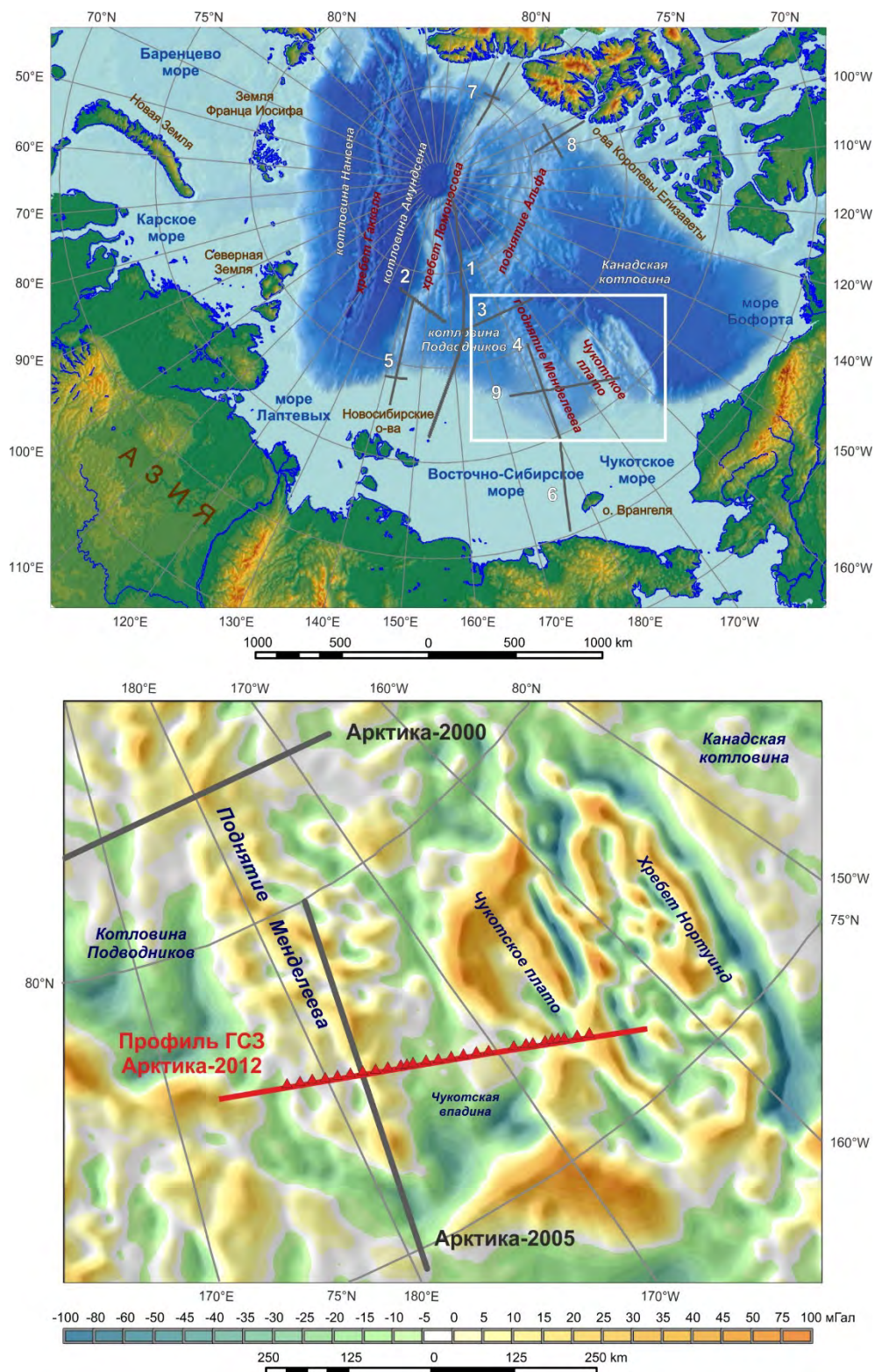


Рис. 3.12. Схема расположения профилей ГСЗ в области Центрально-Арктических поднятий (вверху) и положение профиля ГСЗ Арктика-2012 на карте аномалий силы тяжести Циркумполярной Арктики [Gaina et al., 2011] (внизу)

1 – Трансарктика-89–91; 2 – Трансарктика-92; 3 – Арктика-2000; 4 – Арктика-2005; 5 – Арктика-2007; 6 – 5-AP; 7 – Lorita; 8 – ARTA; 9 – Арктика-2012. Красными треугольниками на нижнем рисунке показано положение АДСС



- интерполяция пропущенных сейсмограмм ОТВ;
- 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 в области 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. 3.13.

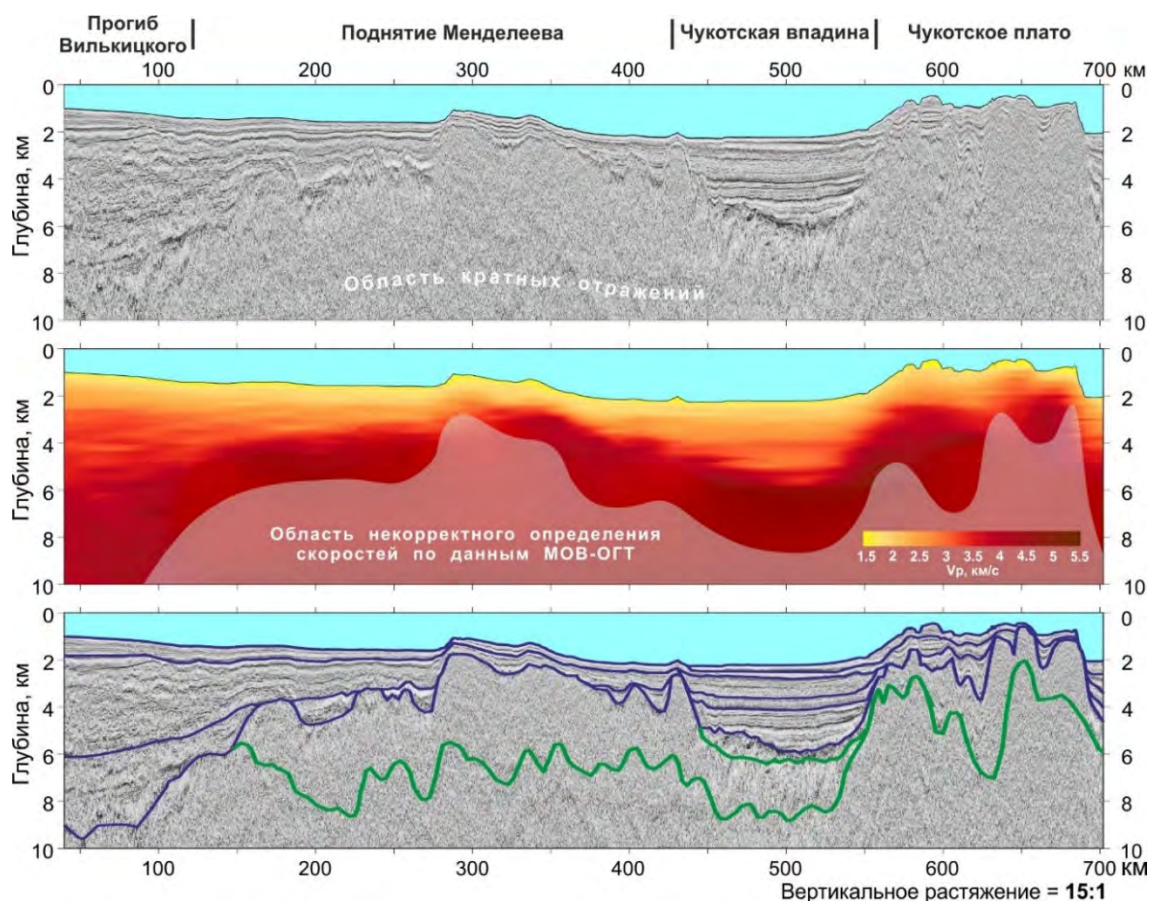


Рис. 3.13. Сейсмический разрез МОВ-ОГТ (вверху), скоростная модель по данным МОВ-ОГТ (в центре) и сейсмические границы на фоне разреза МОВ-ОГТ (внизу), построенные: по данным ГСЗ и совпадающие с границами по данным МОВ-ОГТ (синие линии); и только по данным ГСЗ (зелёные линии)

**Обработка материалов ГСЗ.** Основной целью обработки материалов ГСЗ являлось получение сейсмограмм с записями преломленных 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 они имеют поперечную поляризацию. После преобразования записей донных регистраторов в сейсмограммы общей точки приема, ввода необходимых технологических поправок и описания геометрии обработка *N*- и *Z*-компонент выполнялась с целью выделения продольных, а обработка *X*- и *Y*-компонент – поперечных и обменных волн. Основная обработка сейсмических записей выполнялась в обрабатывающей системе Echos, после чего сейсмограммы переводились в форматы интерпретационных пакетов XТомо, ГРАНИЦА и SeisWide.

*Обработка записей гидрофонов и вертикальных компонент* включала следующие 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: 1) преобразование записей произвольно ориентированных компонент (*X* и *Y*) в записи следящих компонент и/или компонент заданной ориентации (*R* – радиальной и *T* – трансверсальной); 2) подчеркивание поперечных и обменных волн за счёт подавления продольных. При этом широко применялись процедуры веерной, адаптивной, когерентной, FK-фильтрации и вычитания волн с заданными кажущимися скоростями.

Примеры сейсмограммы с записями основных продольных, обменных и поперечных волн приведены на рис. 3.14–3.16.

**Характеристика волновых полей ГСЗ.** В целом на профиле ГСЗ Арктика-2012 были получены сейсмические записи высокого качества. На примерах, приведенных в рис. 3.14–3.16, уверенно прослеживаются регулярные волны, позволяющие охарактеризовать главные особенности структуры земной коры. В первых вступлениях наблюдаются преломленные волны в осадках (*P<sub>sed</sub>*), в кристаллической коре (*P<sub>g</sub>*) и в верхах мантии (*P<sub>n</sub>*), в последующих вступлениях – отраженные волны от границы *M* (*P<sub>M</sub>P*) (рис. 3.14), иногда отражения от промежуточных границ в коре. На записях горизонтальных компонент выделяются обменные волны от фундамента (*P<sub>g</sub>S*) (рис. 3.15) и поперечные аналоги основных продольных волн (*S<sub>g</sub>*, *S<sub>M</sub>S*) (рис. 3.16). 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 в пределах 1.8–5.4 км/с. Среди них выделяются 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 выдержанными, зарегистрированными практически повсеместно в первых вступлениях, являются волны с кажущимися скоростями 3.2–3.5 км/с и выше. Ввиду большой мощности водного слоя, волны с меньшими кажущимися скоростями, как правило, прослеживаются лишь в последующих вступлениях. Чаще всего волны, связанные с осадочным чехлом, следятся 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 ( $P_{sed}$ ). Поперечные аналоги этих волн на сейсмограммах не наблюдаются, поскольку, как правило, имеют кажущие скорости меньше, чем скорость Р-волн в воде (1.45–1.50 км/с).

*Преломленные волны, связанные с верхней частью кристаллической коры ( $P_g$ )*, являются наиболее выдержанными 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  $P_g$  составляет 6.2–6.7 км/с. Более тщательный анализ этих волн (на основе редуцирования с разными скоростями и оценки параллельности нагоняющих годографов) показывает, что в начале своего прослеживания (в интервале 20–30 км) эти волны имеют кажущуюся скорость 6.1–6.3 км/с; далее кажущаяся скорость нарастает до 6.6–6.7 км/с и 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. 3.16). 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. 3.15). 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. Эти волны, 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 ( $S_L$ ).

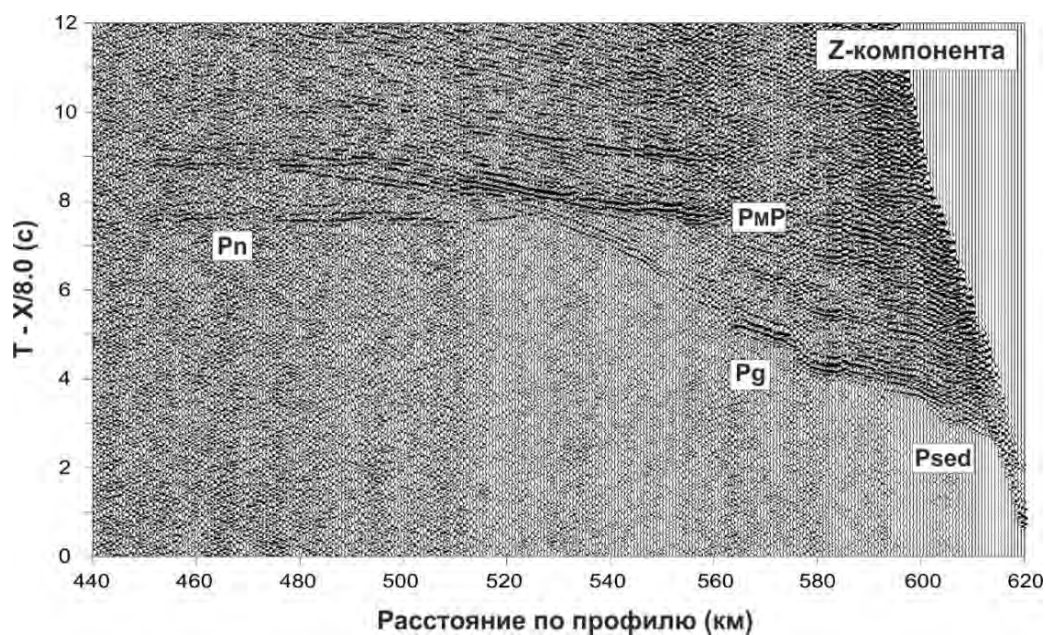


Рис. 3.14. Примеры записей Р-волн на вертикальной (Z) компоненте (АДСС 620)

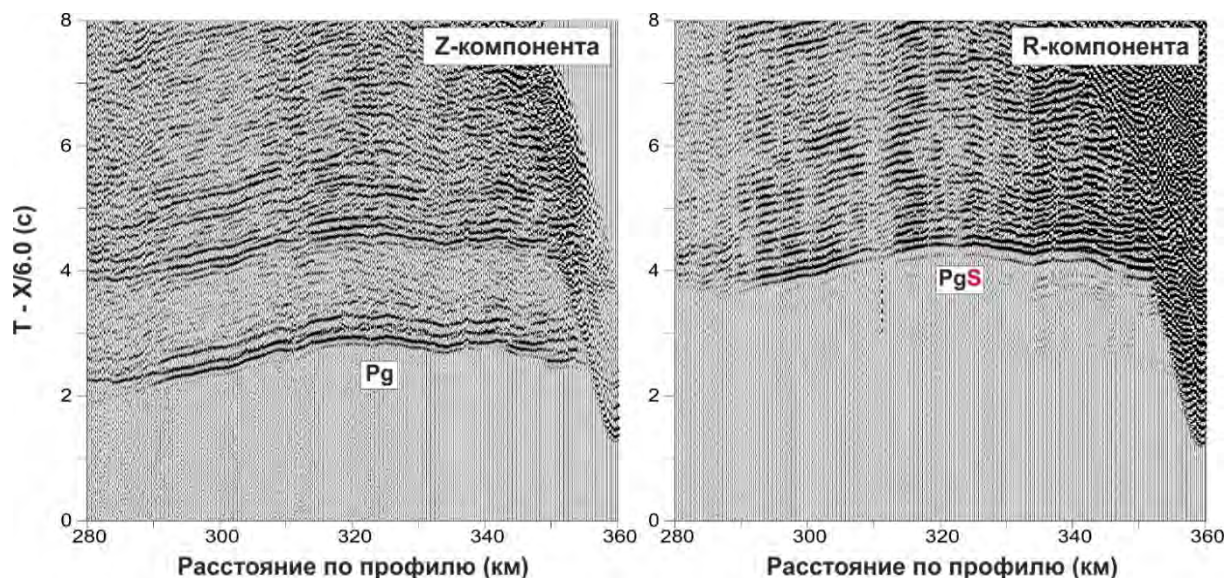


Рис. 3.15. Примеры записей Р- и PS-волн на вертикальной (Z) и горизонтальной (R) компонентах (АДСС 360)

Отраженные волны, связанные с подошвой земной коры ( $P_{MP}$ ), имеют устойчивый характер: на большинстве зондирований, начиная с удалений от источника 80–100 км (на востоке) и 60–70 км (на западе), зарегистрированы отражения от границы М 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 к скорости в вышележащей толще, т. е. в нижней коре. По 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 другим волнами. В критической области группа волн РМР часто является сложным интерференционным колебанием, состоящим 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. 3.16).

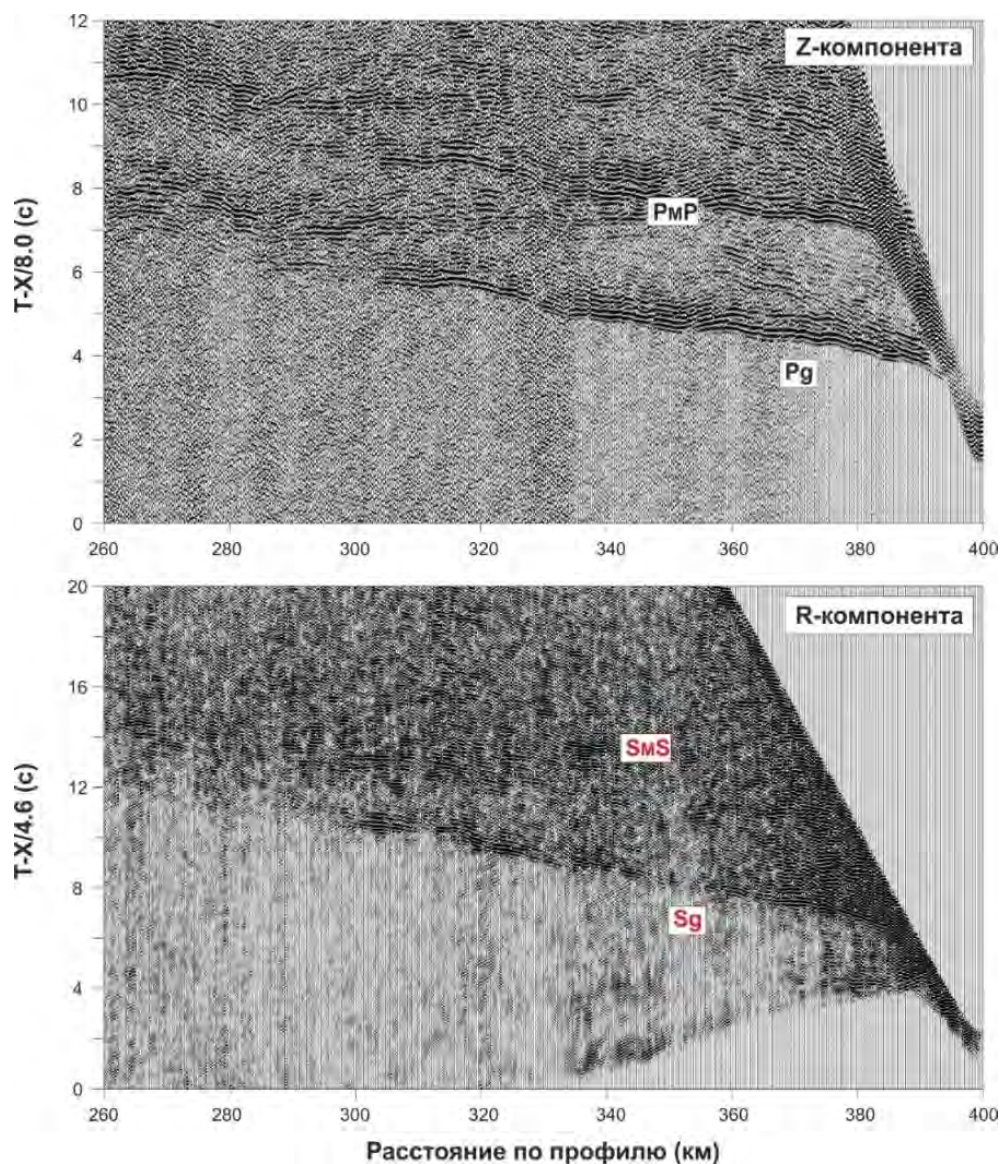


Рис. 3.16. Примеры записей P- и S-волн на вертикальной (Z) и горизонтальной (R) компонентах (АДСС 400)

*Преломленные волны в верхней мантии (Pn)* 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 находятся в пределах 7.8–8.0 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 части верхней мантии.

На рис. 3.17 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.

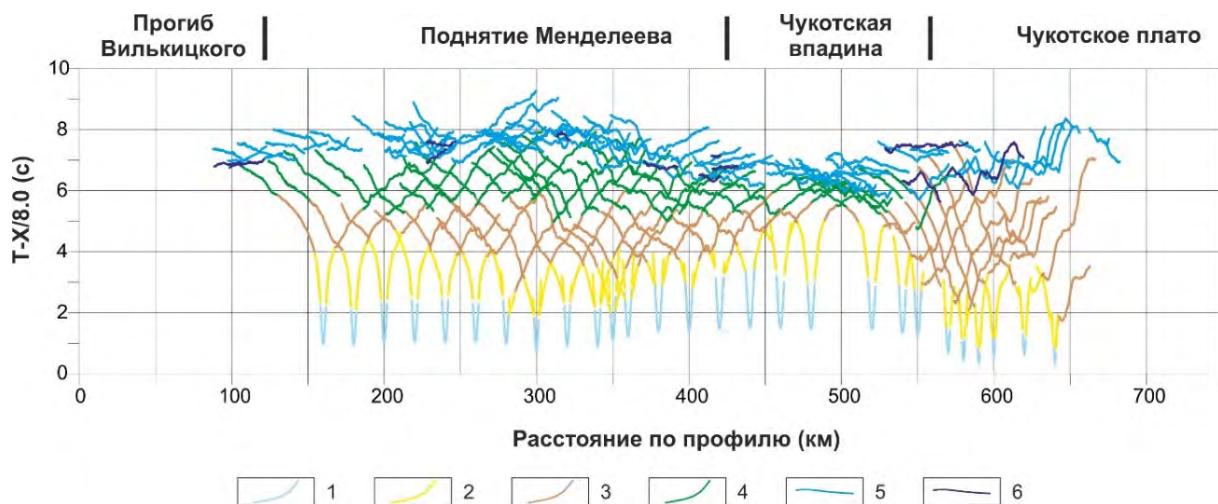


Рис. 3.17. Редуцированные годографы основных продольных волн, зарегистрированные на профиле ГСЗ Арктика-2012, приведенные к середине расстояний источник–приемник

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

Блок поднятия Менделеева имеет четко 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 необходимо отметить, что 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 основным подходом к построению скоростных моделей среды по материалам ГСЗ является метод математического лучевого моделирования волнового поля [Zelt and Smith, 1992]. В данном методе параметры модели (геометрия границ и скорости) подбираются таким образом, чтобы расхождения между временами прихода волн, рассчитанными 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 P-волн.* Сейсмический разрез МОВ-ОГТ демонстрирует достаточно большое количество отражающих границ в осадочном чехле (рис. 3.13). Однако не все из этих границ фиксируются на одиночных сейсмограммах ГСЗ. При построении скоростной модели осадочного чехла по материалам ГСЗ на разрезе выделялись только те границы, которые контролировались преломленными волнами ( $P_{sed}$ ). В связи с тем, что годографы целого ряда преломленных волн от слоев в осадочном чехле выпадают из первых вступлений, подбор выполнялся в том числе и по фазам, отчетливо следящимся в последующих вступлениях (рис. 3.18). Такой подход позволил сохранить достаточную детальность расчленения верхней части земной коры и в то же время генерализовать данные МОВ-ОГТ. На рис. 3.19 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 [Lebedeva-Ivanova et al., 2006; Российские ... , 2011; Funck et al., 2011]. Преломленные волны от этого комплекса ( $P_{msed}$ ) часто следятся в первых вступлениях, предшествуя выходу в первые вступления волн  $P_g$  со скоростями свыше 6.0 км/с (рис. 3.20).

Примеры моделирования преломленных волн в кристаллической коре ( $P_g$ ,  $P_L$ ), отраженных волн от границы М ( $P_M$ ) и преломленных волн, распространяющихся в верхней мантии ( $P_n$ ), приведены на рис. 3.21. 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.

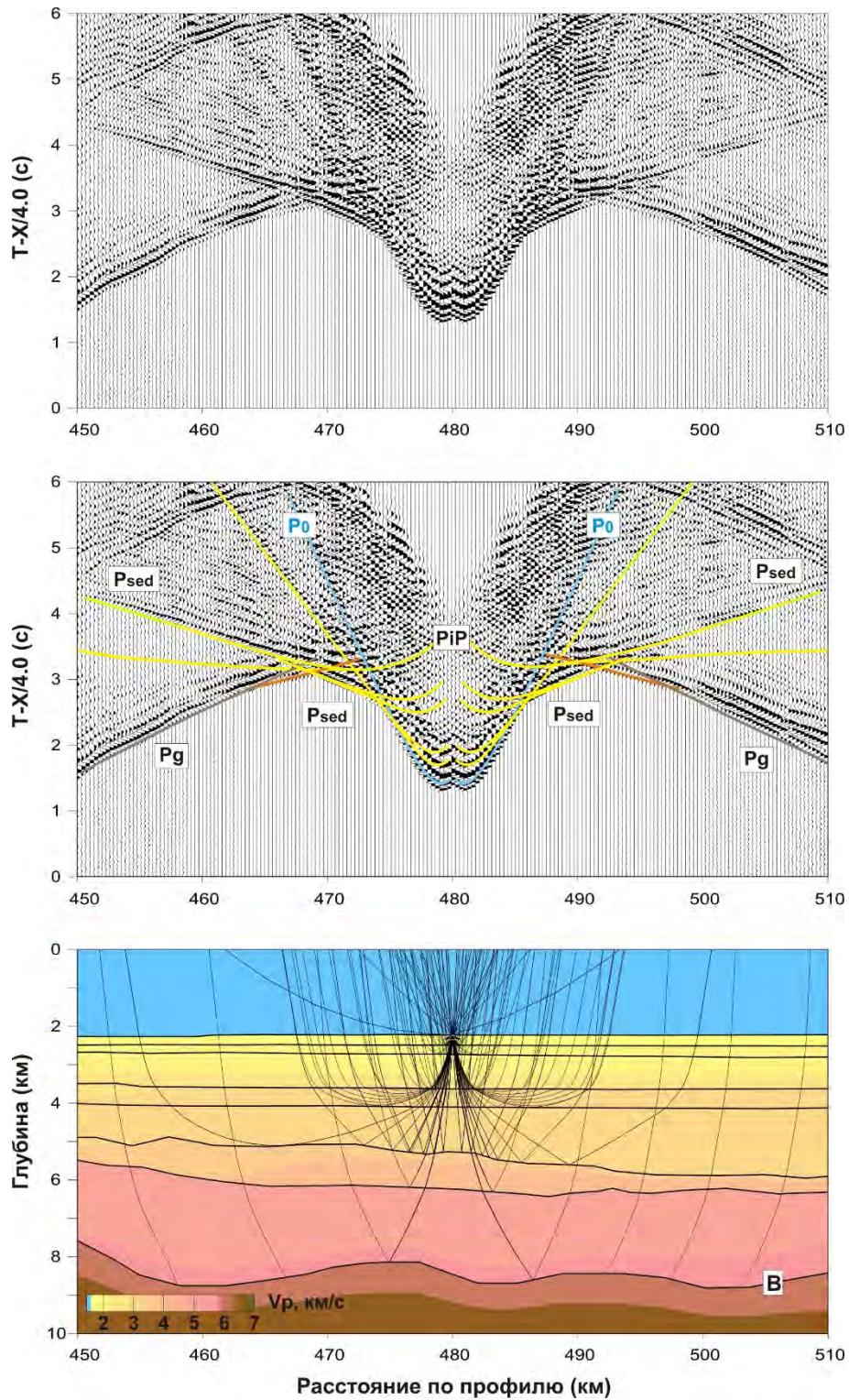


Рис. 3.18. Пример лучевого моделирования преломленных и отраженных Р-волн в осадочном чехле (ПК 480)

$P_0$  – прямая волна в водном слое;  $P_{sed}$  – преломленные волны в осадочных слоях;  $P_iP$  – отраженные волны от границ в осадках;  $P_g$  – головные волны по поверхности кристаллической коры; В – поверхность кристаллической коры



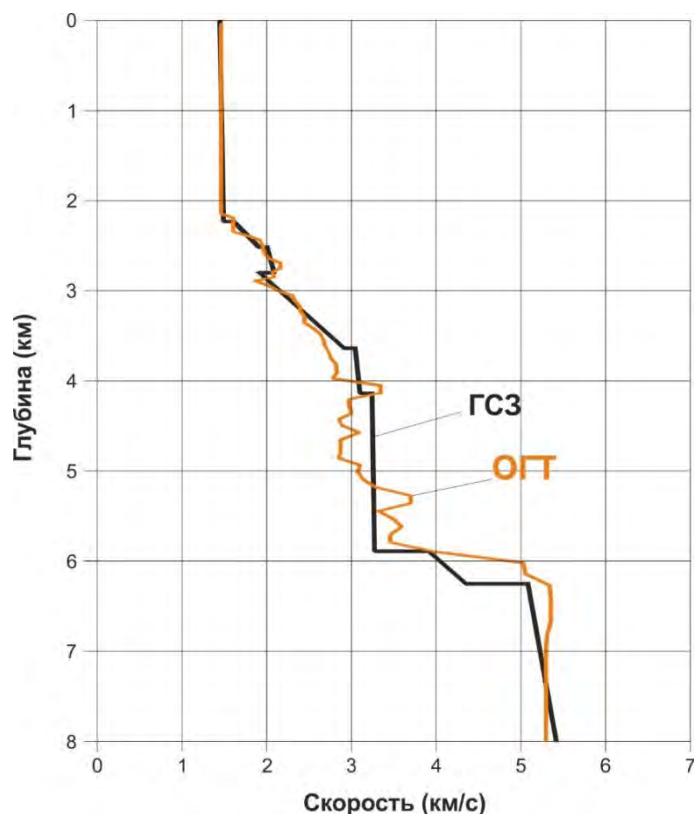


Рис. 3.19. Сравнение скоростных колонок  $V_p$ , построенных по данным МОВ-ОГТ и ГСЗ для верхней части разреза (ПК 480)

*Моделирование PS-волн.* Как было отмечено выше, наиболее выразительные обменные волны фиксируются на записях R-компонент и соответствуют P<sub>g</sub>S-волнам – волнам, претерпевшим обмен на восходящем луче на границе между кристаллической корой и осадками. Их лучевое моделирование 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<sub>g</sub>S-волн приведен на рис. 3.22. Расчеты показывают, что значения  $V_p/V_s$  в осадках варьирует в пределах 1.9–2.8, в среднем составляя 2.2–2.4. Важно отметить, что поскольку PS-обмен происходит при выходе лучей из кристаллической коры либо в осадки, либо в промежуточный комплекс (там, где он представлен на разрезе), то имеется возможность оценить значения  $V_p/V_s$  и в промежуточном комплексе. Значения отношения скоростей  $V_p/V_s$  в этом комплексе в среднем составляют 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 и распространяющиеся в остальной части разреза как поперечные волны (до пункта приёма на дне моря). Для моделирования S-волн использовались сейсмические записи горизонтальных компонент сейсмоприёмников после специализированной обработки (разд. 2). 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).

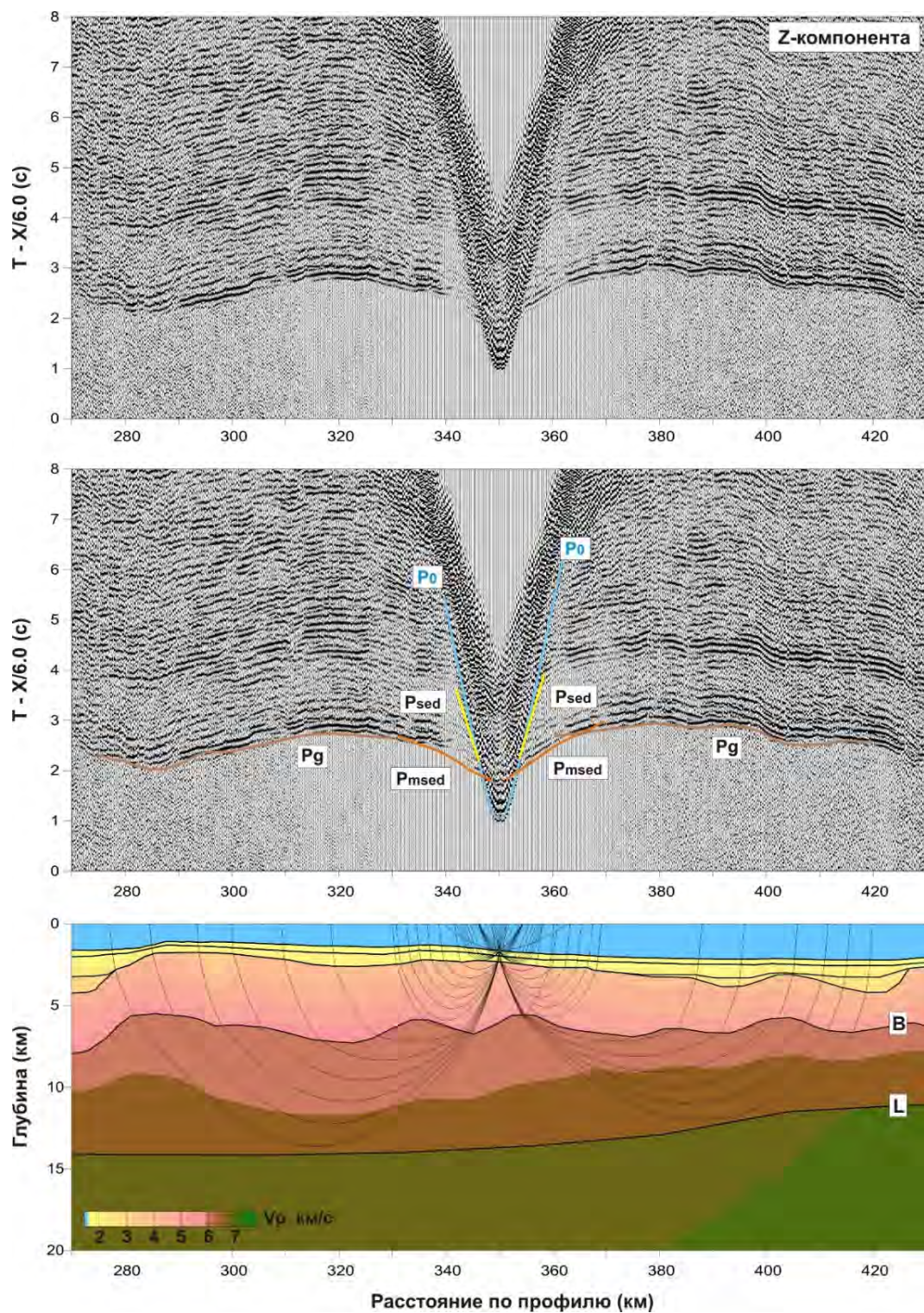


Рис. 3.20. Пример лучевого моделирования преломленных Р-волн в верхней части земной коры (ПК 350)

$P_0$  – прямая волна в водном слое;  $P_{sed}$  – преломленные волны в осадках;  $P_{msed}$  – преломленные волны в промежуточном комплексе;  $P_g$  – преломленные волны в верхней части кристаллической коры; В – поверхность кристаллической коры; L – поверхность нижней части кристаллической коры

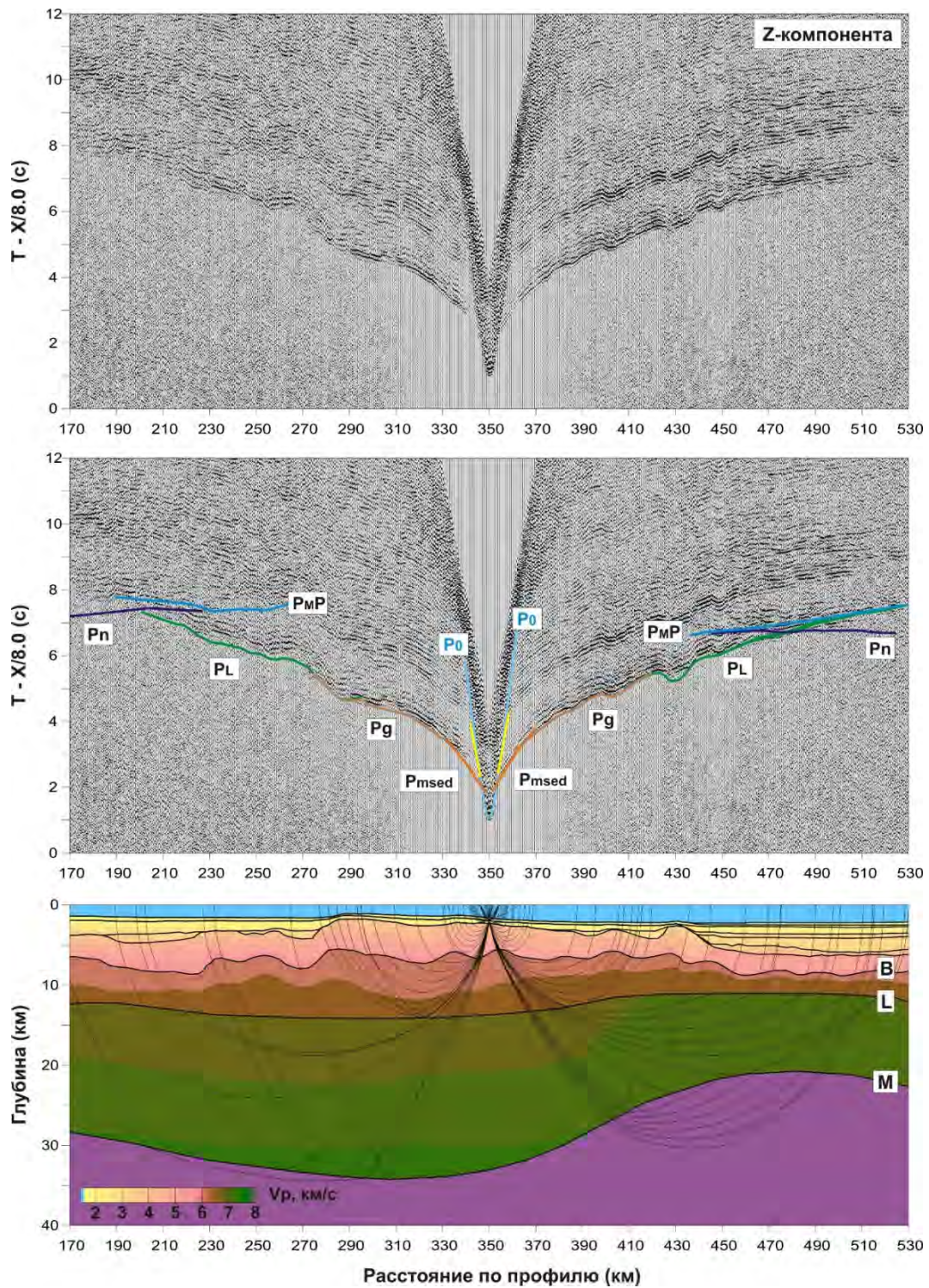


Рис. 3.21. Пример лучевого моделирования преломленных и отраженных Р-волн в земной коре и верхней мантии (ПК 350)

$P_L$  – преломленные волны в нижней части кристаллической коры;  $P_{MP}$  – отраженные волны от границы М;  $P_n$  – преломленные волны в верхней мантии; М – подошва земной коры. Ост. обозн. те же, что на рис. 3.20

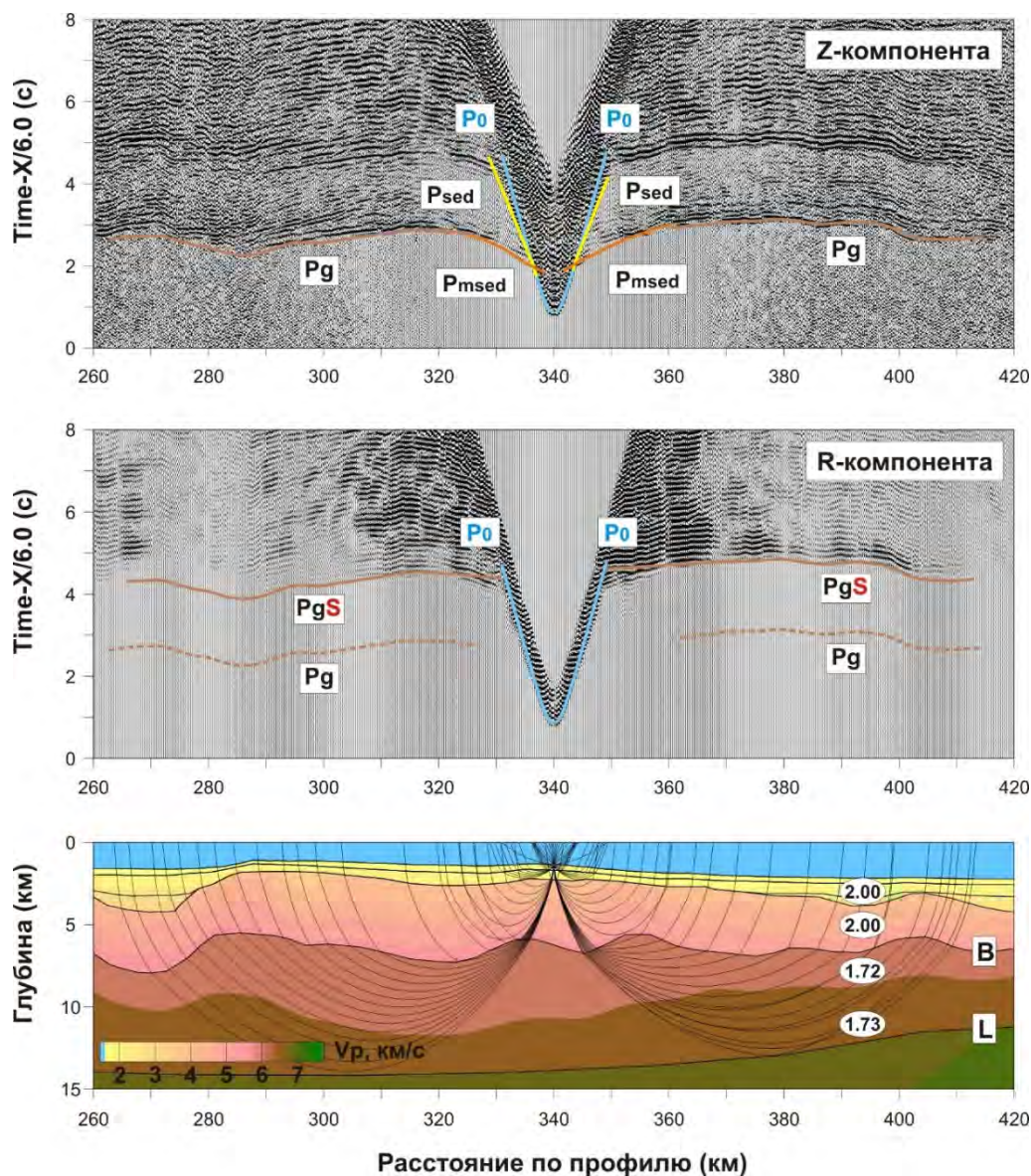


Рис. 3.22. Пример лучевого моделирования преломленных P-волн в верхней части земной коры и обменных PgS-волн (ПК 340)

PgS – обменная волна на восходящем луче на поверхности кристаллической коры; цифры в эллипсах – значения  $V_p/V_s$ . Ост. обозн. те же, что на рис. 3.20

Это обстоятельство позволяет предполагать, что отражение и преломление поперечных волн происходит на тех же границах, что и продольных волн и, следовательно, позволяет моделировать распространение S-волн в той же геометрии разреза, что и моделирование P-волн.

Поскольку поперечные волны прослеживаются только в последующих вступлениях, то соотношение сигнал–шум для них всегда ниже, чем для продольных волн. 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 верхней её части, менее представительно, чем в поле продольных волн. 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 преломленных волн в консолидированной коре.

Примеры моделирования преломленных S-волн в кристаллической коре ( $S_g, S_L$ ) и отраженных волн от границы М ( $S_M S$ ) приведены на рис. 3.23. 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 в пределах 1.70–1.77, 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. 3.24). На модели 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 степени возможной неоднозначности полученного разреза. Для оценки качества подбора использовался пакет программ Xrayinvr для 2D-кинематического лучевого моделирования [Zelt and Smith, 1992]. Анализировались различия между расчётными и наблюдаемыми временами вступления волн на интервале, где выполнена корреляция годографов. Как уже отмечалось в разд. 2.2, количественной мерой соответствия наблюдаемых и расчётных годографов является среднеквадратическое отклонение (RMS) и нормализованное значение критерия  $\chi^2$ , 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 неоднозначности корреляции (априорно задаваемое интерпретатором стандартное отклонение  $T_{0i}$ ) обычно от 0.05 до 0.20 с для разных типов волн;  $n$  – количество отсчётов времен вступлений для данной волны.

В нашем случае, исходя из качества исходных сейсмограмм и частотного состава волн, неоднозначность корреляции ( $U_i$ ) для прямой водной волны и преломленных волн в осадках принята 0.05 с, продольных волн в коре и верхней мантии, обменных волн в верхней части коры – 0.10 с, поперечных волн – 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  $\chi^2$  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 табл. 3.4 представлены значения среднеквадратического отклонения и критерия  $\chi^2$  для всех видов волн, которые использовались при лучевом моделировании для построения скоростного разреза по профилю ГСЗ Арктика-2012.

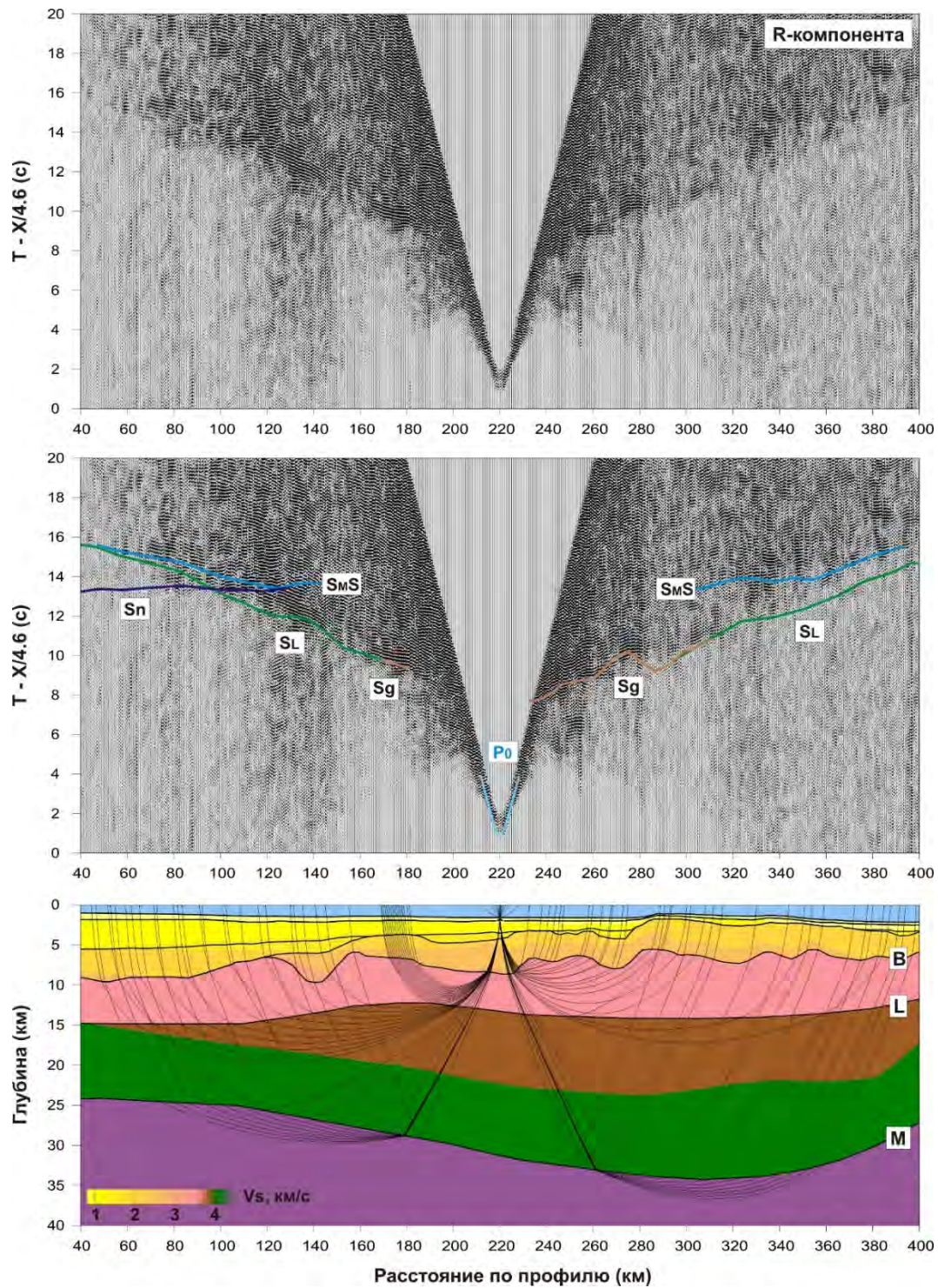


Рис. 3.23. Пример лучевого моделирования преломленных и отраженных S-волн в земной коре и верхней мантии (ПК 220)

S<sub>g</sub> – преломленные волны в верхней части кристаллической коры; S<sub>L</sub> – преломленные волны в нижней части кристаллической коры; S<sub>M</sub>S – отраженные волны от границы M; S<sub>n</sub> – преломленные волны в верхней мантии; B – поверхность кристаллической коры; L – поверхность нижней части кристаллической коры; M – подошва земной коры

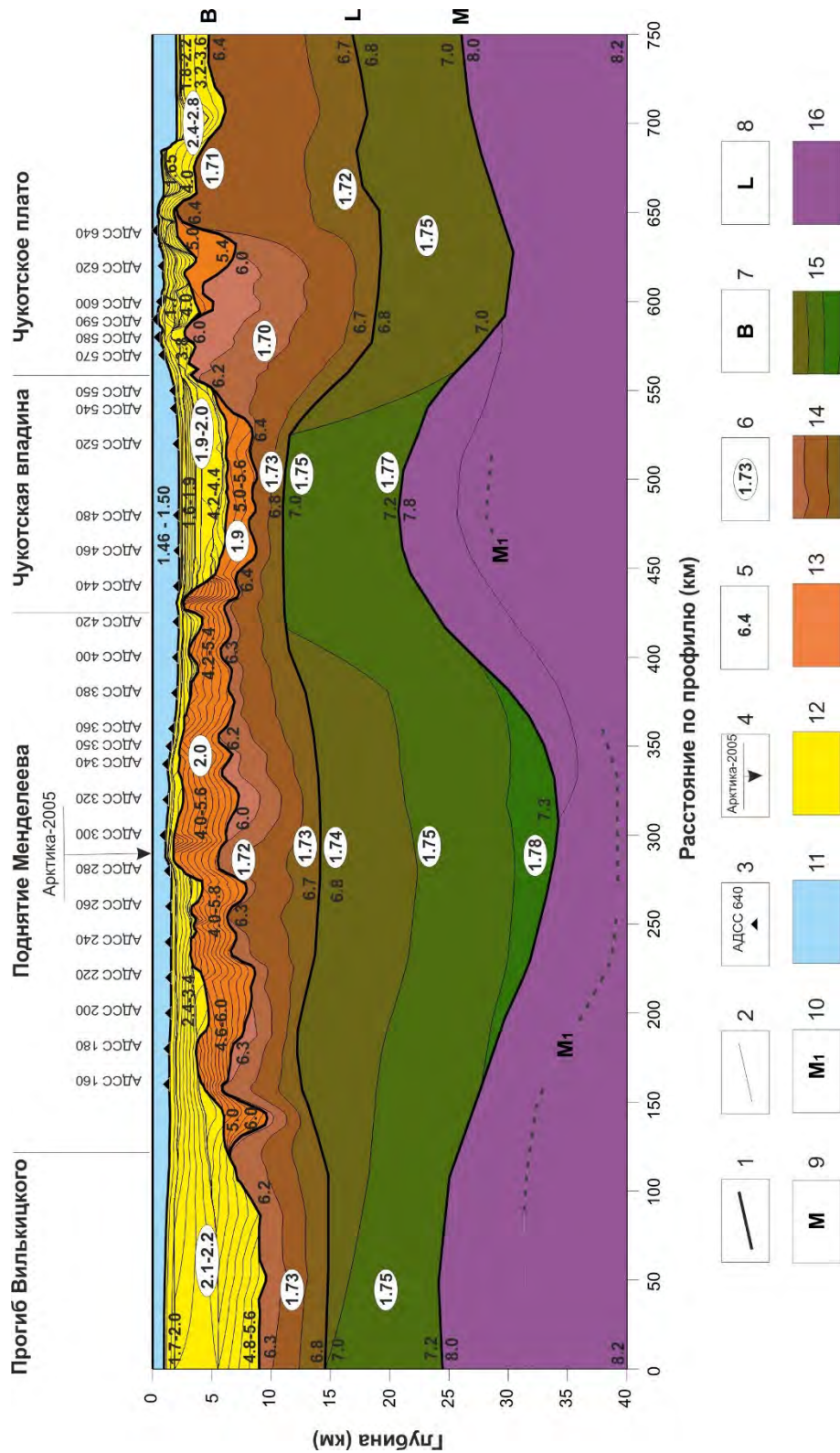


Рис. 3.24. Скоростная модель ( $V_p$ ,  $V_p/V_s$ ) земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Арктика-2012

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 скорости  $V_p$  в км/с; 6 – значения отношения скоростей  $V_p/V_s$ ; 7 – поверхность кристаллической коры; 8 – поверхность нижней коры; 9 – подошва земной коры (граница M); 10 – отражающая граница в верхней мантии; 11 – водный слой; 12 – осадочный слой; 13 – промежуточный (метаосадочный) слой; 14 – верхняя часть кристаллической коры; 15 – нижняя часть кристаллической коры; 16 – верхняя мантия

## Оценка качества подбора целевых волн по профилю ГСЗ Арктика 2012

Индекс волны	Погрешность определения времен вступлений (с)	Количество точек	Среднеквадратическое отклонение (RMS, с)	$\chi^2$
1	2	3	4	5
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 <sub>L</sub>	0.10	8864	0.111	1.222
P <sub>M</sub> P	0.10	10 672	0.075	0.556
Pn	0.10	1514	0.073	0.537
P <sub>M1</sub> P	0.10	1534	0.050	0.248
PgS	0.10	5827	0.063	0.426
P <sub>L</sub> S	0.10	1475	0.057	0.392
Sg	0.20	152	0.293	2.154
S <sub>L</sub>	0.20	316	0.212	1.126
S <sub>M</sub> S	0.20	307	0.208	1.090
Sn	0.20	47	0.124	0.395

Анализ данных, приведенных в таблице, показывает, что значения RMS вполне удовлетворительны для всех продольных и обменных волн, для поперечных же волн RMS, особенно для волны Sg, несколько превышают установленные значения погрешности в 0.20 с. Здесь сказались менее уверенное прослеживание 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. 3.25–3.27. Достаточно густая система протяженных годографов наблюденных продольных волн, освещающих все изучаемые интервалы разреза земной коры и верхней мантии, показывает хорошие возможности для отображения скоростной модели в поле продольных волн (рис. 3.25). Верхняя часть разреза на значительной части профиля нашла отражение в обменных PS-волнах (рис. 3.26). Поперечные волны выделены фрагментарно, годографы короткие (рис. 3.27), 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  $\Delta g$  по профилю были сняты с международной карты аномалий силы тяжести Циркумполярной Арктики [Gaina et al., 2011] (рис. 3.12). При этом в значения аномалий в свободном воздухе были введены поправки за глубину моря в соответствии с рельефом дна вдоль сейсмического профиля [Андреев, Клушин, 1965].



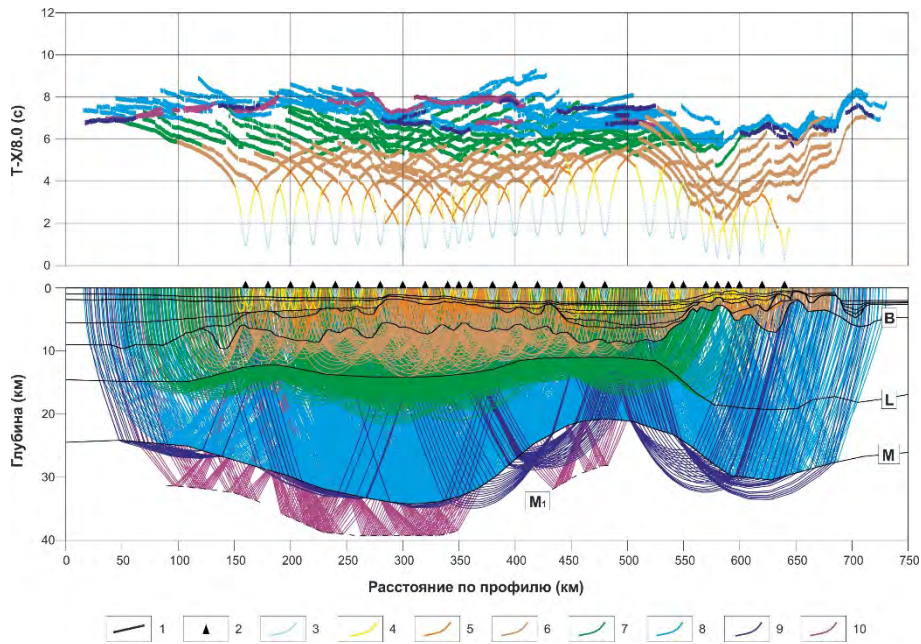


Рис. 3.25. Годографы наблюдаемых продольных волн (вверху) и траектории расчетных лучей (внизу) для скоростной модели земной коры и верхней мантии  
 1 – границы слоев; 2 – положение АДСС; 3 – прямая волна в водном слое; 4 – преломленные волны в осадочном слое ( $P_{sed}$ ); 5 – преломленные волны в промежуточном (метаосадочном) слое ( $P_{msed}$ ); 6 – преломленные волны в верхней части кристаллической коры ( $P_g$ ); 7 – преломленные волны в нижней части кристаллической коры ( $P_L$ ); 8 – отраженные волны от границы М ( $P_{MP}$ ); 9 – преломленные волны в верхней мантии ( $P_n$ ); 10 – отраженные волны от границы в верхней мантии ( $P_{M1P}$ )

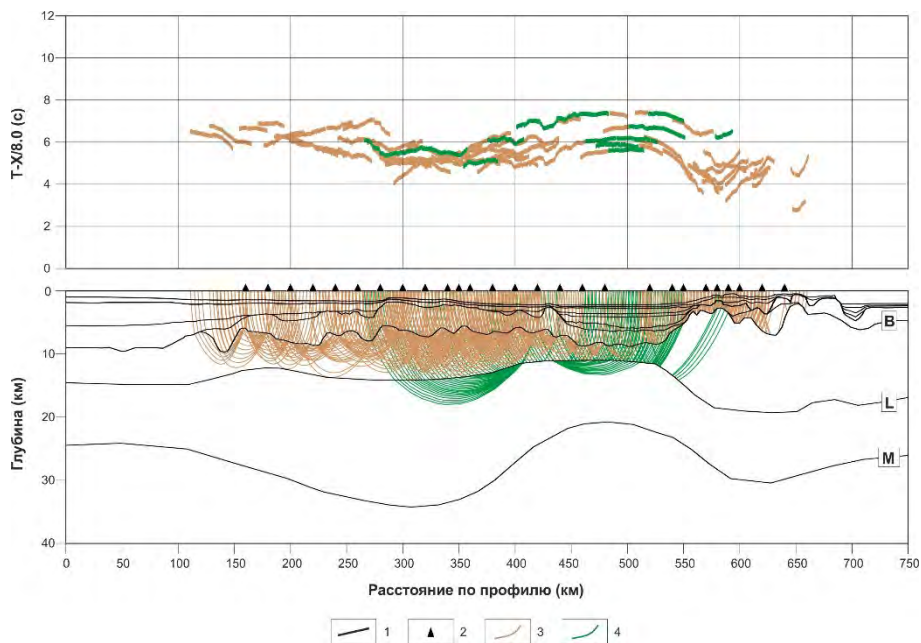


Рис. 3.26. Годографы наблюдаемых обменных волн (вверху) и траектории расчетных лучей (внизу) для скоростной модели земной коры и верхней мантии  
 1 – границы слоев; 2 – положение АДСС; 3 – обменные  $P_gS$ -волны;  
 4 – обменные  $P_L S$ -волны

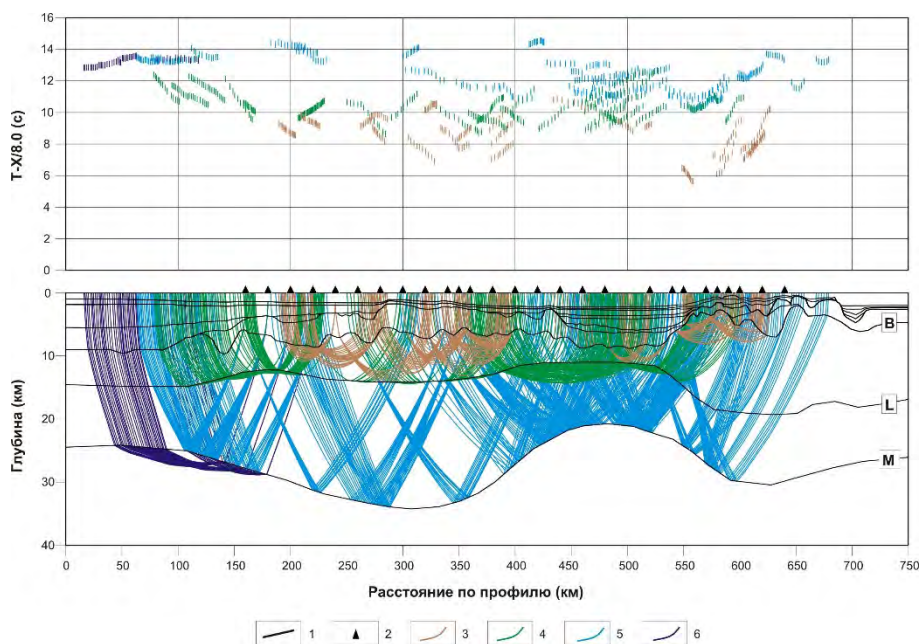


Рис. 3.27. Годографы наблюдаемых поперечных волн (вверху) и траектории расчетных лучей (внизу) для скоростной модели земной коры и верхней мантии

1 – границы слоев; 2 – положение АДСС; 3 – преломленные волны в верхней части кристаллической коры ( $S_g$ ); 4 – преломленные волны в нижней части кристаллической коры ( $S_L$ ); 5 – отраженные волны от подошвы земной коры (границы М) ( $S_Ms$ ); 6 – преломленные волны в верхней мантии ( $S_n$ )

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

$$P = 0.23V_p^{0.25} \text{ [Gardner et al., 1974] – для осадочного чехла и}$$

$$P = 0.18V_p + 0.4(V_p/V_s) + 1.02 \text{ [Кашубин, 1984] – для кристаллической коры.}$$

Средняя плотность верхней мантии была принята равной  $3.35 \text{ г/см}^3$  [Красовский, 1981].

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 [Мильштейн, Петров, 2008]. 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. 3.28.

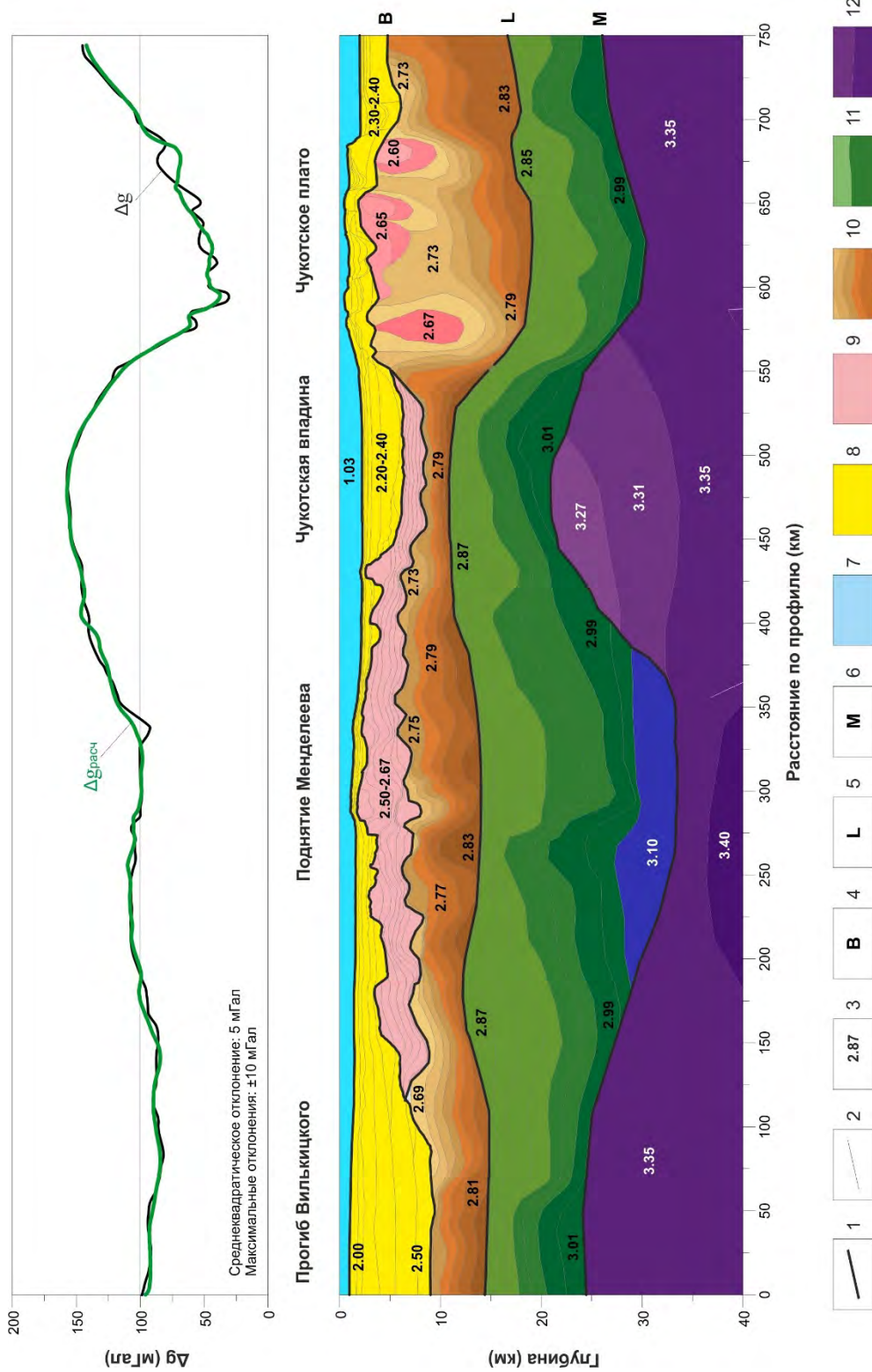


Рис. 3.28. Плотностная модель земной коры и верхней мантии по профилю ГС3 Арктика-2012

*1* – основные плотностные границы в земной коре; *2* – основные плотностные границы в осадочном чехле и изолинии плотности с шагом  $0.02 \text{ г/см}^3$  в консолидированной земной коре; *3* – значения плотности в  $\text{г/см}^3$ ; *4* – поверхность кристаллической коры; *5* – поверхность нижней коры; *6* – подошва земной коры (граница М); *7* – водный слой; *8* – осадочный слой; *9* – промежуточный (метаосадочный) слой; *10* – верхняя часть кристаллической коры; *11* – нижняя часть кристаллической коры; *12* – верхняя мантия

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 г/см<sup>3</sup>; в промежуточном комплексе варьируют в пределах 2.50–2.67 г/см<sup>3</sup>; в кристаллической коре меняются от 2.60 до 2.83 г/см<sup>3</sup> в верхней коре и от 2.85 до 3.00 г/см<sup>3</sup> – в нижней. В низах коры под поднятием Менделеева плотности достигают 3.10 г/см<sup>3</sup>. В верхней мантии плотности меняются от 3.27 г/см<sup>3</sup> под Чукотской впадиной до 3.40 г/см<sup>3</sup> на глубине 38–40 км под поднятием Менделеева.

**Особенности глубинного строения земной коры и верхней мантии.** Результирующие скоростная и плотностная модели земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Арктика-2012, представленные выше, иллюстрируют основные особенности глубинного строения поднятия Менделеева и сопредельных структур. На разрезах достаточно уверенно выделяются: 1) осадочный чехол; 2) промежуточный (метаосадочный) комплекс; 3) верхняя и нижняя кристаллическая кора; 4) верхняя мантия.

*Осадочный чехол* четко идентифицируется по пологому залеганию отражающих горизонтов на разрезе МОВ-ОГТ (рис. 3.13). 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<sup>3</sup>. Типичный осадочный чехол в Центральной Арктике, по результатам сейсмостратиграфической корреляции отражающих горизонтов с использованием данных бурения колонковой скважины АСЕХ-2004 (глубиной 427 м) на хр. Ломоносова в приполюсной его части [Backman et al., 2006] и донного опробования, представлен нелиитифицированными осадками позднемелового–кайнозойского возраста [Bruvoll et al., 2010].

*Промежуточный (метаосадочный) комплекс* выделяется не повсеместно. Основание для этого – смена регулярных субгоризонтальных отражений на штриховое поле наклонных отражателей на разрезе МОВ-ОГТ, а также промежуточные между осадками и кристаллической корой 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, несколько меньшей мощности (1.5–2.0 км) – в пределах Чукотского плато и в Чукотской впадине. Согласно данным геологического опробования [Новые ... , 2013; Mukasa et al., 2015; Gottlieb, 2010; Gusev, 2017], промежуточный комплекс на поднятии Менделеева представлен мелководными шельфовыми кварцевыми песчаниками, доломитами и известняками с фауной палеозоя. Литифицированные осадочные породы не деформированы и регионально не метаморфизованы, хотя и нередко прорываются дайками и силлами габбро-долеритов. Они представляют собой палеозойско-раннемезозойский платформенный чехол, местами перекрываемый ранне- и позднемеловыми вулканическими породами.

Так, например, в двух скважинах глубоководного бурения в северной и центральной частях поднятия Менделеева получен керн кайнотипных трахибазальтов и трахиандезитов мелового возраста [Новые ... , 2013; Mukasa et al., 2015]. Изотопно-геохимические особенности этих вулканических пород убедительно показывают их принадлежность к ареалу крупной магматической провинции Высокой Арктики (HALIP) [Gottlieb et al., 2010].

*Верхняя кристаллическая кора* определяется по значениям скоростей продольных волн (от 6.0–6.3 км/с в верхней части до 6.7 км/с в нижней части) и по относительно низким значениям отношения  $V_p/V_s$  (1.70–1.73) (рис. 3.24). Средние плотности пород, слагающих верхнюю кору, варьируют от 2.60 до 2.83 г/см<sup>3</sup>. 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 метаморфическими породами преимущественно кислого и среднего составов [Алейников и др., 1991; Christensen, 1996]. В пользу этого свидетельствует также наличие в драгированных на поднятии Менделеева пробах обломков гнейсогранитов, гранодиоритов и плагиогранитов [Новые ... , 2013].

*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/см<sup>3</sup>. Под поднятием Менделеева в низах кристаллической коры скорости продольных волн возрастают до 7.3 км/с, а плотности до 3.10 г/см<sup>3</sup>. 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 в верхней мантии оценивается в 3.35 г/см<sup>3</sup>. Однако в наиболее приподнятой части под Чукотской впадиной плотность верхней мантии снижается до 3.27 г/см<sup>3</sup>, а на глубине под поднятием Менделеева, возможно, достигает 3.40 г/см<sup>3</sup> (рис. 3.28).

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 плотность, соответствуют коре континентального типа. Особенно убедительно в пользу континентальной природы свидетельствуют наличие верхней кристаллической коры, предположительно кислого-среднего составов, 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) [Hyndman, 1979; Типы ... , 2013].

***Сравнение с результатами других исследований.*** Как было отмечено выше, система поднятий Альфа-Менделеева в последние годы была изучена несколькими профилями ГСЗ (рис. 3.12). На рис. 3.29 приводятся опубликованные скоростные модели  $V_p$  земной коры и верхней мантии, построенные в результате этих 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 коромантийный слой со скоростями  $V_p$  7.4–7.6 км/с [Lebedeva-Ivanova et al., 2006]. Наиболее сильно отличаются от остальных профилей значения скоростей в нижней коре непосредственно над границей с верхней мантией по профилю Арктика-2005 (6.9 км/с в отличие от 7.3 км/с на остальных профилях) [Российские ... , 2011]. 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.

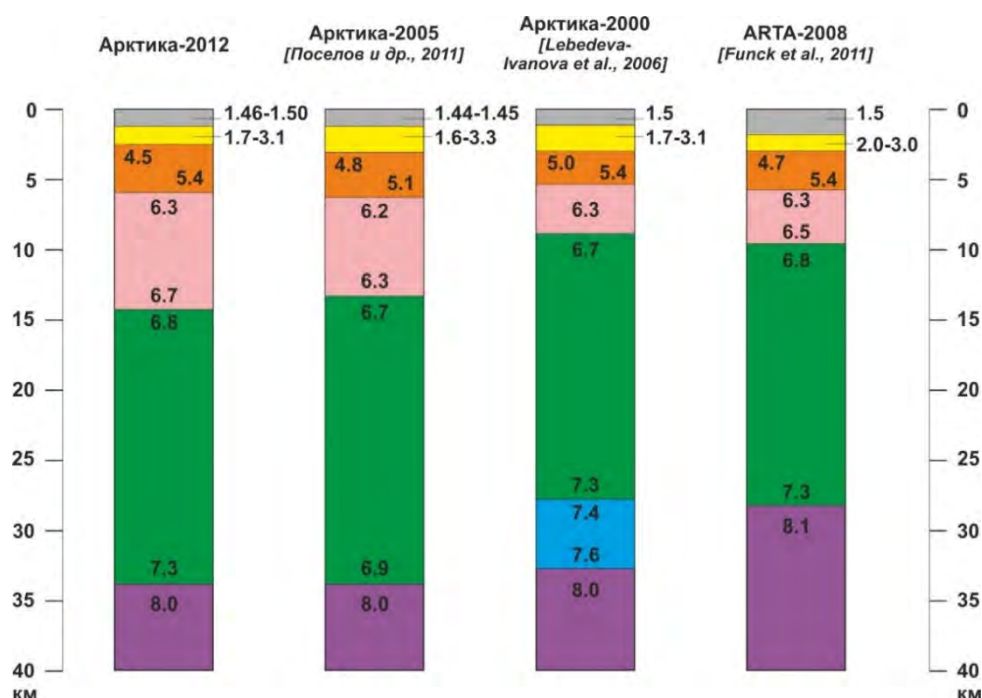


Рис. 3.29. Сравнение скоростной модели  $V_p$  земной коры и верхней мантии по профилю ГСЗ Арктика-2012 со скоростными моделями поднятия Менделеева по другим профилям (значения скорости даны в км/с, положение профилей показано на рис. 3.12)

На рис. 3.30 приводится сравнение скоростной модели  $V_p$  земной коры и верхней мантии поднятия Менделеева с моделями Исландско-Фарерского порога и плато Кергелен. Исландско-Фарерский порог и плато Кергелен выбраны для сравнения с поднятием Менделеева 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 [Bohnhoff and Makris, 2004; и др.], а плато Кергелен – коре континентального типа [Operto and Chavis, 1995; и др.].

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 континентальной коры. Однако обращает на себя внимание существенно большая (на 10–12 км) мощность земной коры поднятия Менделеева. Кроме того, как было отмечено выше, значения отношения  $V_p/V_s$ , определенные на поднятии Менделеева, указывают на предположительно кислый-средний состав верхней кристаллической коры в его пределах. Наконец, результаты изотопно-геохимических исследований донно-каменного материала, отобранного на эскарпах поднятия Менделеева [Gusev et al., 2017], убедительно свидетельствуют о его континентальной природе [Новые ... , 2013].

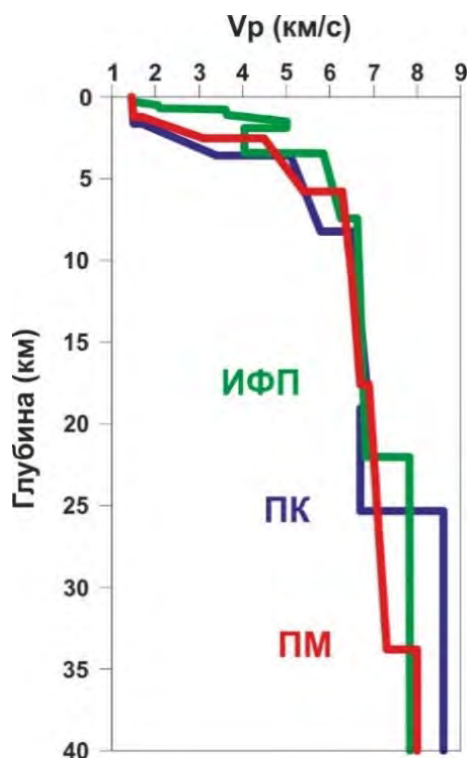


Рис. 3.30. Сравнение скоростных моделей  $V_p$  поднятия Менделеева, Исландско-Фарерского порога и плато Кергелен

Таким образом, несмотря на сходство скоростей  $V_p$  в пределах кристаллической коры поднятия Менделеева и Исландско-Фарерского порога, есть все основания считать, что поднятие Менделеева, в отличие от Исландско-Фарерского порога, сформировалось на континентальной коре.

**3.3. Использование результатов многоволновой сейсморазведки для определения типа земной коры.** За последние годы накоплен значительный объем данных по скоростным моделям земной коры континентов и океанов. В обобщающем обзоре W. D. Mooney [Mooney, 2007] приведена обширная библиография, посвященная как изучению земной коры, так и типизации сейсмических скоростных моделей в связи с тектоническим строением и историей развития различных геоструктур.

Типичная океаническая и континентальная кора прежде всего отличаются по мощности. Принято считать, что мощность типичной океанической коры составляет 6–8 км, и она состоит из слоя рыхлых осадков мощностью не более одного километра со скоростями продольных волн 2–4 км/с; второго океанического слоя мощностью 2–3 км













со скоростями  $V_p$  от 4 до 6 км/с, представленного вулканитами; третьего океанического слоя мощностью 4–5 км со скоростями  $V_p$  от 6.5 до 7.2 км/с. Однако немало примеров того, когда океаническая кора горячих точек и вулканических провинций имеет мощность более 20 км, и в ее нижней части выделяется слой со скоростями, промежуточными между корой и мантией (7.2–7.6 км/с) [Funck et al., 2007; McNutt et al., 2007; Fernández et al., 2010].

Типичная континентальная кора, как правило, имеет мощность более 30 км и состоит из осадочного слоя и консолидированной части, разделяемой на верхнюю, среднюю и нижнюю кору. Однако бывают примеры утонения континентальной земной коры до 12–15 км и отсутствия в ее консолидированной части отдельных слоев [Lebedeva-Ivanova et al., 2006; Netzeband et al., 2006].

В табл. 3.5 сведены современные представления о типовом строении океанической и континентальной земной коры и обобщенные скоростные характеристики основных коровых слоев [Mueller, 1977; Белоусов, Павленкова, 1989; Mooney, 2007; Типы земной коры ... , 2013, 2018]. В центральном столбце приведены типичные значения скоростей продольных волн для выделяемых в океанической и континентальной коре слоев. Слева и справа от центрального столбца даны наиболее распространенные названия, обозначения и типичные значения отношения  $V_p/V_s$  для слоев, выделяемых в океанической и континентальной земной коре.

Таблица 3.5

Обобщенные модели строения и скоростные параметры океанической и континентальной земной коры [Типы земной коры ... , 2013, 2018]

Океаническая кора			$V_p$ , км/с	Континентальная кора		
Основные слои		$V_p/V_s$		$V_p/V_s$	Основные слои	
Вода		-	1.45-1.50	-		Вода
Осадки		2.1-2.5	2.0-4.5	2.1-2.5		Осадки
2-й слой океанической коры		1.8-2.2	4.2-6.0	1.7-2.1		Складчато-метаморфический слой
-	-	-	5.8-6.4	1.69-1.73		Верхняя кора
-	-	-	6.3-6.7	1.73-1.75		Средняя кора
3-й слой океанической коры		1.81-1.87	6.6-7.2	1.75-1.77		Нижняя кора
Коромантийный слой		1.78-1.84	7.2-7.6	1.78-1.84		Коромантийный слой

Как можно видеть из этой таблицы, интервалы скоростей продольных волн для различных слоев перекрываются между собой и, используя только значения  $V_p$ , не представляется возможным отличить высокоскоростную часть 2-го океанического слоя от верхней части консолидированной континентальной коры, а 3-й океанический слой от средней и нижней коры континентов. Однако по значениям отношения  $V_p/V_s$  эти



слои уверенно отличаются [Hyndman, 1979; Егоркин, 1999; Кашубин, Дружинин, 1999; Ljones et al., 2004; Breivik et al., 2005; Raum et al., 2006; Mjelde et al., 2009]. Прежде всего, это касается различий между 2-м океаническим слоем и верхней частью консолидированной коры континентов. Типичные значения отношения  $V_p/V_s$  в консолидированной коре континентального типа редко превышают 1.78–1.84 в нижних, преимущественно мафических слоях, составляя 1.69–1.73 в верхней сиалической части. В то время как 2-й океанический слой характеризуется значениями отношения  $V_p/V_s$  от 1.8 до 2.2 и выше.

Таким образом, данные многоволновой сейсморазведки позволяют более обоснованно, по сравнению с традиционными сейсмическими исследованиями, определять природу земной коры и различать кристаллическую кору континентов и океанов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщенный и изложенный в монографии опыт многоволновых сейсмических исследований на акваториях, по мнению авторов, позволяет оценить современное состояние работ в этой области и предложить дополнительные элементы геофизической параметризации геологической среды, в том числе, с выходом на её вещественный состав.

Выполненное математическое моделирование основных классов продольных, поперечных и обменных сейсмических волн, регистрируемых при многокомпонентных наблюдениях на акваториях, позволило разработать рекомендации по идентификации таких волн на полевых сейсмограммах и выработать подходы к преобразованию сейсмических записей, подавлению волн-помех и подчеркиванию целевых волн.

Разработанная методика обработки данных многокомпонентных сейсмических исследований продемонстрировала эффективность выделения поперечных и обменных волн на материалах, полученных на российских геолого-геофизических профилях на акваториях. Выполненная по разработанной методике обработка и интерпретация сейсмических данных в Охотском море и в глубоководной части Северного Ледовитого океана позволила получить новые геологические результаты: уточнить скоростные параметры земной коры и верхней мантии этих регионов; спрогнозировать вещественный состав образований, слагающих кристаллическую часть земной коры; обосновать природу земной коры и предложить геодинамические модели ее формирования.

Таким образом, многоволновые сейсмические исследования на акваториях позволяют существенно расширить традиционную сферу применения морской сейсморазведки и открывают дополнительные возможности по повышению ее информативности.

## Список литературы

- Аветисов Г.П., Голубков В.С.* Глубинное строение центральной части Норильского района по данным ГСЗ – МОВЗ // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996. Вып. 1. Ч. 2. – С. 186–197.
- Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология. Теория и методы. В 2-х томах. – М.: Мир, 1983. Т. 1 – 520 с.; Т. 2 – 360 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, 15.04.1991.
- 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., Халевин Н.И.* Применение продольных и поперечных волн для изучения свойств и состояния горных пород // Петрофизические исследования на Урале / отв. ред. И.И. Глухих. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. – С. 53–55.
- 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. – 1959. – Вып. 3. – С. 107–160.
- Андреев Б.А., Клушин И.Г.* Геологическое истолкование гравитационных аномалий. – М.: Недра, 1965. – 495 с.
- Атлас региональных сейсмических профилей Европейского Севера России / Э.В. Исанина, Н.В. Шаров и др. – СПб.: Росгеофизика, 1995. – 30 с.
- Белоусов В.В., Павленкова Н.И.* Типы земной коры Европы и Северной Атлантики // Геотектоника. – 1989. – № 3. – С. 3–14.
- Гальперин Е.И.* Поляризационный метод сейсмических исследований. – М.: Недра, 1977. – 277 с.
- Гальперин Е.И., Горячев А.В., Зверев С.М.* Исследование земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Работы Тихоокеанской комплексной геолого-геофизической экспедиции АН СССР в 1957 г. – М.: Изд-во АН СССР, 1958.
- Геодинамическая интерпретация структурно-вещественной модели земной коры и верхней мантии Южно-Охотской котловины (в сечении опорного геолого-геофизического профиля 2-ДВ-М Севморгео) / М.Л. Верба, Е.Д. Мильштейн, Т.С. Сакулина, С.Н. Кашубин // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания. – Т. 1. – М.: ГЕОС, 2010. – С. 98–102.
- Геологическая модель Охотоморского региона по данным опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М / Т.С. Сакулина, А.П. Каленич, А.И. Атаков, И.М. Тихонова, Н.А. Крупнова, Т.М. Пыжьянова // Разведка и охрана недр. – 2011. – № 10. – С. 11–17.
- Геотраверс «ГРАНИТ»: Восточно-Европейская платформа – Урал – Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических

- исследований) / под ред. С.Н. Кашубина. – Екатеринбург: Главное управление природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Свердловской области, ФГУГП «Баженовская геофизическая экспедиция», 2002. – 312 с.
- Глубинное строение земной коры и верхней мантии поднятия Менделеева по профилю ГСЗ Арктика-2012 / С.Н. Кашубин, О.В. Петров, И.М. Артемьева, А.Ф. Морозов, Д.В. Вяткина, Ю.С. Гольшева, Т.В. Кашубина, Е.Д. Мильштейн, А.В. Рыбалка, Ю.М. Эринчек, Т.С. Сакулина, Н.А. Крупнова // Регион. геология и металлогения. – 2016а. – № 65. – С. 16–35.
- Глубинное строение земной коры и верхней мантии Северо-Чукотского прогиба по профилю ГСЗ Dream-line / Т.С. Сакулина, С.Н. Кашубин, О.В. Петров, А.Ф. Морозов, Н.А. Крупнова, Н.Т. Дергунов, А.В. Разматова, С.Н. Табырца, Т.В. Кашубина, Т.М. Яварова // Регион. геология и металлогения. – 2016б. – № 68. – С. 52–65.
- Глубинное строение континентальной окраины района поднятия Менделеева (Восточная Арктика) по результатам геолого-геофизических исследований на опорном профиле АРКТИКА 2005 / В.А. Поселов, В.Д. Каминский, Г.П. Аветисов, В.В. Буценко, И.А. Андреева, А.Д. Павленкин // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования: Материалы Междунар. науч.-практ. семинара. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. – С. 163–167.
- Глубинные сейсмические исследования в Баренцево-Карском регионе / Ю.И. Матвеев, М.Л. Верба, А.В. Липилин, Ю.В. Рослов // Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования: Материалы Междунар. науч.-практ. семинара. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. – С. 90–93.
- ГСЗ в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану в период МГГ / П.С. Вейцман, Е.И. Гальперин, С.М. Зверев, И.П. Косминская, Р.М. Кракшина, Г.Г. Михота, Ю.В. Тулина // Изв. АН СССР. Серия геофиз. – 1961. – № 2. – С. 168–184.
- Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах / С.В. Крылов, Б.П. Мишенькин, З.Р. Мишенькина, Г.В. Петрик, В.Н. Сергеев, И.Ф. Шелудько, В.М. Соловьев. – Новосибирск: Наука, 1993. – 199 с.
- Егоркин А.В.* Глубинные сейсмические исследования с трехкомпонентной регистрацией смещения почвы // Физика Земли. – 1999. – № 7–8. – С. 44–64.
- Егоркин А.В.* Многоволновые глубинные сейсмические исследования // Геофизика. – 1996. – № 4. – С. 25–30.
- Использование результатов многоволновой сейсморазведки при изучении земной коры Урала / В.С. Дружинин, С.Н. Кашубин, В.И. Вальчак, Т.В. Кашубина, А.В. Рыбалка // Геология и геофизика. – 1985. – № 1–6. – С. 91–98.
- Исследование земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану в 1958 г. / В.Г. Васильев, П.С. Вейцман, Е.И. Гальперин, В.Н. Гладун, Л.В. Горячев, С.М. Зверев, И.П. Косминская, Р.М. Кракшина, В.Л. Пантелеев, О.Н. Соловьев, Е.А. Старшинова, С.А. Федотов // Сейсмические исследования. – 1960. – № 4. – С. 7–46.

- Карта мощности земной коры Циркумполярной Арктики / С.Н. Кашубин, О.В. Петров, Е.А. Андросов, А.Ф. Морозов, В.Д. Каминский, В.А. Поселов // Регион. геология и металлогения. – 2011. – № 46. – С. 5–13.
- 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 / отв. ред. Г.И. Гринкевич. – Свердловск: Свердловский горный институт, 1984. – С. 82–90.
- Кашубин С.Н.* Многоволновая сейсмометрия при изучении структуры, состава и динамического состояния земной коры Урала: дис. ... доктора геол.-минерал. наук / Кашубин Сергей Николаевич. – Свердловск: ИГ УрО РАН, 1994. – 43 с.
- 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., Дружинин В.С.* Развитие метода ГСЗ на Урале // Физика Земли. – 1999. – № 7–8. – С. 30–43.
- Комплексная геолого-геофизическая экспедиция «Арктика-2012» по обоснованию континентальной природы поднятия Менделеева в Северном Ледовитом океане / А.Ф. Морозов, М.Ю. Шкатов, О.Ю. Корнеев, С.Н. Кашубин // Разведка и охрана недр. – 2014. – № 3. – С. 22–27.
- 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.
- Красовский С.С.* Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. – Киев: Наукова думка, 1981. – 112 с.
- Крылов С.В., Тен Е.Н.* Оценка прочности кристаллических пород по данным глубинного сейсмического зондирования на Р- и S-волнах // Геология и геофизика. – 1994. – № 5. – С. 20–30.
- Леонов М.Г.* Тектоника консолидированной коры. – М.: Наука, 2008. – 457 с.
- Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры / В.Ф. Смолькин, Ф.П. Митрофанов, А.А. Аведисян, Ю.А. Балашов, В.В. Балаганский, А.Е. Борисов, В.З. Негруца. – Апатиты: ГИН Кольского НЦ РАН, 1995. – 256 с.
- Мильштейн Е.Д., Петров Б.В.* 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.
- Многоволновые сейсмические исследования / отв. ред. Н.Н. Пузырев. – Новосибирск: Наука, 1987. – 214 с.
- Морская сейсморазведка / под ред. А.Н. Телегина. – М.: ООО «Геоинформмарк», 2004. – 237 с.
- Новые геологические данные, обосновывающие континентальную природу области Центрально-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.
- Основные структуры земной коры Охотского моря и прилегающей части Тихого океана по данным ГСЗ / И.П. Косминская, С.М. Зверев, П.С. Вейцман, Ю.В. Тулина // Доклады V Всесоюзной науч.-техн. геофиз. конференции. – Люберцы, 1963. – С. 15.
- Особенности волновых полей продольных и поперечных волн при глубинных сейсмических исследованиях на акваториях / С.Н. Кашубин, Т.С. Сакулина, Н.И. Павленкова, Ю.П. Лукашин // Технологии сейсморазведки. – 2011. – № 4. – С. 88–102.
- Павленкова Н.И., Кашубин С.Н., Павленкова Г.А.* Земная кора глубоких платформенных впадин Северной Евразии и природа их формирования // Физика Земли. – 2016. – № 5. – С. 150–164.
- Петрографический кодекс. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.
- Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика» / под ред. Л.И. Красного, О.В. Петрова, Б.А. Блюмана. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – 652 с.
- Поперечные и обменные волны в морских исследованиях ГСЗ (результаты математического моделирования) / Т.М. Яварова, С.Н. Кашубин, А.В. Рыбалка, Т.С. Сакулина // Всероссийская конференция «Геофизические методы исследования земной коры», посвященная 100-летию со дня рождения академика Н. Н. Пузырева. – Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН, 2014. – С. 291–296.
- Поперечные и обменные волны в сейсморазведке / отв. ред. Н.Н. Пузырев. – М.: Недра, 1967. – 287 с.
- Пузырев Н.Н.* Методы и объекты сейсмических исследований. Введение в общую сейсмологию. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1997. – 301 с.
- Пузырев Н.Н.* Методы сейсмических исследований. – Новосибирск: Наука, 1992. – 236 с.
- Результаты исследований структуры литосферы на профилях в Сибири / А.В. Егоркин, С.К. Зюганов, Н.А. Павленкова, Н.М. Чернышев // Геология и геофизика. – 1988. – № 5. – С. 120–128.
- Российские арктические геотраверсы / науч. ред. В.А. Поселов, Г.П. Аветисов, В.Д. Каминский – СПб.: ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», 2011. – 172 с.
- Рыкунов Л.Н., Седов В.В.* Донный сейсмограф // Известия АН СССР. Физика Земли. – 1967. – № 8. – С. 83–87.
- Сакулина Т.С., Кашубин С.Н., Павленкова Г.А.* Глубинные сейсмические зондирования по профилю 1-АР в Баренцевом море: методика и результаты // Физика Земли. – 2016. – № 4. – С. 107–124.

- 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. – 2015. – Т. 56. – № 11. – С. 2053–2066.
- 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.
- 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.
- Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн / Н.Н. Пузырев, А.В. Тригубов, Л.Ю. Бродов, Г.В. Ведерников, К.А. Лебедев, И.Р. Оболенцева, Г.Н. Лебедева – М.: Недра, 1985. – 277 с.
- Сейсморазведка. Справочник геофизика / под ред. И.И. Гурвича, В.П. Номоконова. – М.: Недра, 1981. – 464 с.
- Селезнев В.С. Развитие метода глубинного сейсмического зондирования на Р- и S-волнах при изучении литосферы в Восточной Сибири: дис. ... доктора геол.-минерал. наук / В.С. Селезнев. – Новосибирск: ИНГиГ СО РАН, 1994. – 74 с.
- Современные методы проведения и интерпретации глубинных сейсмических зондирований в окраинных морях России / С.Н. Кашубин, Т.С. Сакулина, Ю.П. Лукашин, Н.И. Павленкова // Актуальность идей Г.А. Гамбурцева в геофизике XXI века. – М.: ИФЗ РАН, 2013. – С. 175–194.
- Структурно-вещественная модель земной коры и верхней мантии Южно-Охотской котловины (в сечении опорного геолого-геофизического профиля 2-ДВ-М Севморгео) / С.Н. Кашубин, М.Л. Верба, Ю.И. Матвеев, Е.Д. Мильштейн // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Материалы XLIII Тектонического совещания. – Т. 1. – М.: ГЕОС, 2010. – С. 301–305.
- Типы земной коры Центральной и Северо-Восточной Азии, дальневосточной и арктической областей перехода континент–океан / С.Н. Кашубин, О.В. Петров, Е.Д. Мильштейн, Е.А. Андросов, И.Ю. Винокуров, С.П. Шокальский // Регион. геология и металлогения. – 2018. – № 73. – С. 6–18.
- 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.
- Backman, J., Moran, K., McInroy, D.B. et al. 2006: Sites M0001-M0004. *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*. 302. 169.
- Bee, M., Bibee, L.D. 1989: A Seismic Refraction Study of Cretaceous Oceanic Lithosphere in the Northwest Pacific Basin. *Marine geophysical researches*. 11(4). 239–261.
- 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.
- Breivik, A.J., Mjelde, R., Grogan, P., Shimamura, H., Murai, Y., Nishimura, Y. 2003: Crustal structure and transform margin development south of Svalbard based on ocean bottom seismometer data. *Tectonophysics*. 369(1–2). 37–70.

- Breivik, A.J., Mjelde, R., Grogan, P., Shimamura, H., Murai, Y., Nishimura, Y. 2005: Caledonide development offshore–onshore Svalbard based on ocean bottom seismometer, conventional seismic, and potential field data. *Tectonophysics*. 401(1–2). 79–117.
- Breivik, A.J., Mjelde, R., Grogan, P., Shimamura, H., Murai, Y., Nishimura, Y., Kuwano, A. 2002: A possible Caledonide arm through the Barents Sea imaged by OBS data. *Tectonophysics*. 355(1–4). 67–97.
- Brocher, T.M. 2005: Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth’s Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 95(6). 2081–2092.
- Bruvoll, V., Kristoffersen, Y., Coakley, B.J., Hopper, J. 2010: Hemipelagic deposits on the Mendeleev and northwestern Alpha submarine ridges in the Arctic Ocean: acoustic stratigraphy, depositional environment and inter-ridge correlation calibrated by the ACEX results. *Marine Geophysical Researches*. 31(3). 149–171. doi: 10.1007/s11001-010-9094-9.
- Cerveny, V., Molotkov, I.A., Psencik, I. 1977: *Ray method in seismology*. Univerzita Karlova, Praha. 214.
- Chian, D., Loudon, K. 1992: The structure of Archean-Ketilidian crust along the continental shelf of southwestern Greenland from a seismic refraction profile. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 29(2). 301–313.
- Chian, D., Loudon, K.E. 1994: The continent-ocean crustal transition across the southwest Greenland margin. *Journal of Geophysical Research*. 99(B5). 9117–9135.
- Christensen, N.I. 1996: Poisson’s ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research*. 101(B2). 3139–3156.
- Chung, T.W., Hirata, N., Sato R. 1990: Two-dimensional P- and S-wave velocity structure of the Yamato Basin, the Southeastern Japan Sea, from refraction data collected by an ocean bottom seismographic array. *Journal of Physics of the Earth*. 38. 99–147.
- Coffin, M.F., Eldholm, O. 1994: Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*. 32. 1–36.
- Crampin, S. 1987: Geological and industrial implications of extensive-dilatancy anisotropy. *Nature*. 328. 491–496.
- Davies, A., Kemp, A., Pike, J. 2009: Late Cretaceous seasonal ocean variability from the Arctic. *Nature*. 460. 254–258.
- Digranes, P., Kristoffersen, Y. 1995: Use of Mode-converted Waves in Marine Seismic Data to Investigate the Lithology of the Sub-bottom Sediments in Isfjorden, Svalbard. *PAGEOPH*. 145. 313–325.
- Digranes, P., Mjelde, R., Kodaira, S., Shimamura, H., Kanazawa, T., Shiobara, H., Berg, E.W. 1996: Modelling Shear Waves in OBS Data from the Voring Basin (Northern Norway) by 2-D Ray-tracing. *PAGEOPH*. 147. 611–629.
- Digranes, P., Mjelde, R., Kodaira, S., Shimamura, H., Kanazawa, T., Shiobara, H., Berg, E.W. 1998: A regional shear-wave velocity model in the central Voring Basin, N. Norway, using three-component Ocean Bottom Seismographs. *Tectonophysics*. 293(3–4). 157–174.
- 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). 481–502.
- Duennebier, F.K., Lienert, B., Cessaro, R., Anderson, P., Mallick, S. 1987: Controlled-source seismic experiment at hole 581C. *Init. Repts. DSDP*. 88: 105–125.
- Eccles, J.D., White, R.S., Christie, P.A. 2009: Identification and inversion of converted shear waves: case studies from the European North Atlantic continental margins. *Geophysical Journal International*. 179(1). 381–400. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04290.x.
- Fernandez, M., Afonso, J.C., Ranalli, G. 2010: The deep lithospheric structure of the Namibian volcanic margin. *Tectonophysics*. 481(1–4). 68–81.
- Fliedner, M.M., Klemperer, S.L. 1999: Structure of an island-arc: Wide-angle seismic studies in the eastern Aleutian Islands, Alaska. *Journal of Geophysical Research*. 104(B5). 10667–10694.
- Forsyth, D.A., Morel-A-L’Huissier, P., Asudeh, I., Green, A.G. 1986: Alpha Ridge and iceland-products of the same plume? *Journal of Geodynamics*. 6(1–4). 197–214.
- Funck, T., Dehler, S.A., Jackson, H.R., Salisbury, M.H., Reid, I.D. 2006a: A Refraction Seismic Image of the Sediments in Kennedy Channel, Northern Nares Strait. *Polarforschung*. 74. 41–50.
- Funck, T., Hopper, J.R., Larsen, H.C., Loudon, K.E., Tucholke, B.E., Holbrook, W.S. 2003: Crustal structure of the ocean-continent transition at Flemish Cap: Seismic refraction results. *Journal of Geophysical Research*. 108(B11). doi: 10.1029/2003JB002434.
- Funck, T., Jackson, H.R., Dehler, S.A., Reid, I.D. 2006b: A Refraction Seismic Transect from Greenland to Ellesmere Island, Canada: the Crustal Structure in Southern Nares Strait. *Polarforschung*. 74. 97–112.
- Funck, T., Jackson, H.R., Loudon, K.E., Klingelhofer, F., 2007: Seismic study of the transform-rifted margin in Davis Strait between Baffin Island (Canada) and Greenland: What happens when a plume meets a transform. *Journal of Geophysical Research*. 112(B4). doi: 10.1029/2006JB004308
- 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*. 116(B12). doi: 10.1029/2011JB008411.
- Funck, T., Loudon, K.E. 1999: Wide-angle seismic transect across the Torngat Orogen, northern Labrador: Evidence for a Proterozoic crustal root. *Journal of Geophysical Research*. 104(B4). 7463–7480.
- Funck, T., Loudon, K.E., Reid, I.D. 2000: Wide-angle seismic imaging of a Mesoproterozoic anorthosite complex: The Nain Plutonic Suite in Labrador, Canada. *Journal of Geophysical Research*. 105(B11). 25693–25707.
- Gaina, C., Werner, S.C., Saltus, R., Maus, S. and 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.
- Galperin, E.I. 1961: Investigation of the crustal structure in the Zone of Transition from the Asiatic Continent to the Pacific Ocean. *Int. Geophys. Year*. 11. 406–411.



- Galperin, E.I., Kosminskaya, I.P. 1959: On seismic investigations of the deep crustal structure according to the International Geophysical Year plan. *Annali Di Geofisica*. 12. 283–295. doi: 10.4401/ag-5725.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., Gregory, A.R. 1974: Formation velocity and density – the diagnostic basics for stratigraphic traps. *Geophysics*. 39(6). 770–780.
- Gerlings, J., Funck, T., Jackson, H.R., Loudon, K.E., Klingelhofer, F. 2009: Seismic evidence for plume-derived volcanism during formation of the continental margin in southern Davis Strait and northern Labrador Sea. *Geophysical Journal International*. 176(3). 980–994. doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.04021.x.
- Gohl, K., Pedersen, L.B. 1995: Collisional tectonics of the Baltic Shield in the northern Gulf of Bothnia from seismic data of the BABEL project. *Geophysical Journal International*. 120(1). 209–226.
- Gohl, K., Smithson, S.B. 1993: Structure of Archean Crust and Passive Margin of Southwest Greenland from Seismic Wide-Angle Data. *Journal of Geophysical Research*. 98(B4). 6623–6638.
- 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*.
- Grad, M., Mjelde, R., Czuba, W., Guterch, A. 2012: Elastic properties of seafloor sediments from the modelling of amplitudes of multiple water waves recorded on the seafloor off Bear Island, North Atlantic. *Geophysical Prospecting*. 60(5). 855–869.
- Grobys, J.W.G. 2009: Crustal evolution of the submarine plateaux of New Zealand and their tectonic reconstruction based on crustal balancing. *Berichte zur Polar-und Meeresforschung (Reports on Polar and Marine Research)*. 132.
- Grobys, J.W.G., Gohl, K., Davy, B., Uenzelmann-Neben, G., Deen, T., Barker, D. 2007: Is the Bounty Trough off eastern New Zealand an aborted rift? *Journal of Geophysical Research*. 112(B3). doi: 10.1029/2005JB004229.
- Gusev, E., Rekant, P., Kaminsky, V., Krylov, A., Morozov, A., Shokalsky, S., Kashubin, S. 2017: Morphology of seamounts at the Mendeleev Rise, Arctic Ocean. *Polar Research*. 36(1). doi: 10.1080/17518369.2017.1298901.
- Hermann, T., Jokat, W. 2013: Crustal structures of the Boreas Basin and the Knipovich Ridge, North Atlantic. *Geophysical Journal International*. 193(3). 1399–1414. doi: 10.1093/gji/ggt048.
- Hino, R., Nishizawa, A., Suyehiro, K., Kinoshita, H. 1991: Deep seismic crustal structure beneath the Bonin Trough. *Tectonophysics*. 200(1–3). 249–266.
- Hyndman, R.D. 1979: Poisson's ratio in the oceanic crust – a review. *Tectonophysics*. 59(1–4). 321–333.
- Ivanova, N.M., Sakulina, T.S., Belyaev, I.V., Matveev, Yu.I., Roslov, Yu.V. 2011: Depth model of the Barents and Kara seas according to geophysical surveys results. *Arctic Petroleum Geology. Geological Society, London, Memoirs*. 35. 209–221.
- Jackson, H.R., Dahl-Jensen, T., and 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(1). 11–35.

- Jokat, W. 2003: Seismic investigations along the western sector of Alpha Ridge, Central Arctic Ocean. *Geophysical Journal International*. 152(1). 185–201.
- Kashubin, S.N., Petrov, O.V., Artemieva, I.M., Morozov, A.F., Vyatkina, D.V., Golysheva, Yu.S., Kashubina, T.V., Milshtein, E.D., Rybalka, A.V., Erinchek, Yu.M., Sakulina, T.S., Krupnova, N.A., Shulgin, A.A. 2018: Crustal structure of the Mendeleev Rise and the Chukchi Plateau (Arctic Ocean) along the Russian wide-angle and multichannel seismic reflection experiment “Arctic-2012”. *Journal of Geodynamics*. 119. 107–122. doi: 10.1016/j.jog.2018.03.006.
- Kashubin, S.N., Petrov, O.V., Rybalka, A.V., Milshtein, E.D., Shokalsky, S.P., Verba, M.L., Petrov, E.O. 2017: Earth’s crust model of the South-Okhotsk Basin by wide-angle OBS data. *Tectonophysics*. 710. 37–55.
- Kelly, K.R., Ward, R.W., Treitel, S., Alford, R.M. 1976: Synthetic seismograms: a finite-difference approach. *Geophysics*. 41(1). 2–27.
- Klingelhofer, F., Geli, L., Matias, L., Steinsland, N., Mohr, J. 2000: Crustal structure of a super-slow spreading centre: a seismic refraction study of Mohns Ridge, 72 N. *Geophysical Journal International*. 141(2). 509–526.
- Lebedeva-Ivanova, N.N., Gee, D.G., Sergeev, M.B. 2011: Crustal structure of the East Siberian continental margin, Podvodnikov and Makarov basins, based on refraction seismic data (TransArctic 1989–1991). *Arctic Petroleum Geology. Geological Society, London, Memoirs*. 35. 395–411.
- 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(2). 527–544.
- Ljones, F., Kuwano, A., Mjelde, R., Breivik, A., Shimamura, H., Murai, Y., Nishimura, Y. 2004: Crustal transect from the North Atlantic Knipovich Ridge to the Svalbard Margin west of Hornsund. *Tectonophysics*. 378(1–2). 17–41.
- McClymont, A.F., Clowes, R.M. 2005: Anomalous lithospheric structure of Northern Juan de Fuca plate – a consequence of oceanic rift propagation? *Tectonophysics*. 406(3–4). 213–231.
- McNutt, M., Caress, D.W. 2007: Crust and Lithospheric Structure – Hot Spots and Hot-Spot Swells. In Romanowicz, B., Dziewonski, A. (eds.): *Seismology and Structure of the Earth: Treatise on Geophysics*. Elsevier. 1. 445–478.
- Miller, E.L., Toro, J., Gehrels, G., Amato, J.M., Prokopiev, 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(3). doi: 10.1029/2005TC001830.
- Mjelde, R. 1992: Shear waves from three-component ocean bottom seismographs off Lofoten, Norway, indicative of anisotropy in the lower crust. *Geophysical Journal International*. 110(2). 283–296.
- Mjelde, R., Auvag, R., Kodaira, S., Shimamura, H., Gunnarsson, K., Nakanishi, A., Shiobara H. 2002: Vp/Vs-ratios from the central Kolbeinsey Ridge to the Jan Mayen Basin, North Atlantic; implications for lithology, porosity and present-day stress field. *Marine Geophysical Researches*. 23(2). 125–145.

- Mjelde, R., Eckhoff, I., Solbakken, S., Kodaira, S., Shimamura, H., Gunnarsson, K., Nakanishi, A., Shiobara, H. 2007: Gravity and S-wave modelling across the Jan Mayen Ridge, North Atlantic; implications for crustal lithology. *Marine Geophysical Researches*. 28(1). 27–41.
- Mjelde, R., Fjellanger, J.P., Raum, T., Kodaira, S., Breivik, A., Shimamura, H., Digranes, P. 2002: Where do PS conversions occur? Analysis of OBS-data from the NE Atlantic Margin. *First Break*. 20(3). 153–160.
- Mjelde, R., Kasahara, J., Shimamura, H., Kamimura, A., Kanazawa, T., Kodaira, S., Raum, T., Shiobara, H. 2002: Lower crustal seismic velocity-anomalies; magmatic underplating or serpentinized peridotite? Evidence from the Voring Margin, NE Atlantic. *Marine Geophysical Researches*. 23(2). 169–183.
- Mjelde, R., Raum, T., Digranes, P., Shimamura, H., Shiobara, H., Kodaira, S. 2003: Vp/Vs ratio along the Voring Margin, NE Atlantic, derived from OBS data: implications on lithology and stress field. *Tectonophysics*. 369(3–4). 175–197.
- Mjelde, R., Raum, T., Kandilarov, A., Murai, Y., Takanami, T. 2009: Crustal structure and evolution of the outer More Margin, NE Atlantic. *Tectonophysics*. 468(1–4). 224–243.
- Mjelde, R., Raum, T., Myhren, B., Shimamura, H., Murai, Y., Takanami, T., Karpuz, R., Naess, U. 2005: Continent-ocean transition on the Voring Plateau, NE Atlantic, derived from densely sampled ocean bottom seismometer data. *Journal of Geophysical Research*. 110(B5). doi: 10.1029/2004JB003026.
- Mjelde, R., Sellevoll, M.A., Shimamura, H., Iwasaki, T., Kanazawa, T. 1992: A crustal study off Lofoten, N. Norway, by use of 3-component ocean bottom seismographs. *Tectonophysics*. 212(3–4). 269–288.
- Mjelde, R., Sellevoll, M.A., Shimamura, H., Iwasaki, T., Kanazawa, T. 1995: S-wave anisotropy off Lofoten, Norway, indicative of fluids in the lower continental crust? *Geophysical Journal International*. 120(1). 87–96.
- Mooney, W.D. 2007: Crust and Lithospheric Structure – Global Crustal Structure. In Dziewonski, B., Romanowicz, A. (eds.): *Seismology and Structure of the Earth: Treatise on Geophysics*. Elsevier. 1. 361–417.
- Morozov, I.B., Smithson, S.B., Chen, J., Hollister, L.S. 2001: Generation of new continental crust and terrane accretion in southeastern Alaska and western British Columbia: constraints from P- and S-wave wide-angle seismic data (ACCRETE). *Tectonophysics*. 341(1–4). 49–67.
- Mueller, S. 1977: A new model of the continental crust. In Heacock, J.G., Keller, G.V., Jack E. Oliver, J.E., Gene Simmons, G. (eds.): *Geophysical Monograph Series. The Earth's Crust*. Washington DC American Geophysical Union. 20. 289–317.
- Mukasa, S.B, Mayer, L.A., Aviado, K., Bryce, J., Andronikov, A., Brumley, K., Blichert-Toft, J., Petrov, O.V., Shokalsky, S.P. 2015: Alpha / Mendeleev Ridge and Chukchi Borderland <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Geochronology and Geochemistry: Character of the First Submarine Intraplate Lavas Recovered from the Arctic Ocean. *EGU General Assembly Conference Abstracts. Geophysical Research Abstracts*. 17.
- Netzeband, G.L., Gohl, K., Hübscher, C.P., Ben-Avraham, Z., Dehghani, G.A., Gajewski, D., Liersch, P. 2006: The Levantine Basin – crustal structure and origin. *Tectonophysics*. 418(3–4). 167–188.

- Operto, S., Charvis, P. 1995: Kerguelen Plateau: A volcanic passive margin fragment? *Geology*. 23(2). 137–140.
- O'Reilly, B.M., Hauser, F., Jacob, A.W.B., Shannon, P.M. 1996: The lithosphere below the Rockall Trough: wide-angle seismic evidence for extensive serpentinisation. *Tectonophysics*. 255(1–2). 1–23.
- Ostrovsky, A.A., Flueh, E.R., Luosto, U. 1994: Deep seismic structure of the Earth's crust along the Baltic Sea profile. *Tectonophysics*. 233(3–4). 279–292.
- Pavlenkova, N.I., Kashubin, S.N., Pavlenkova, G.A. 2016: The Earth's Crust of the Deep Platform Basins in the Northern Eurasia and their Origin. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 52(5). 770–784.
- 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.
- Pin, Y., Di, Z., Zhaoshu, L. 2001: A crustal structure profile across the northern continental margin of the South China Sea. *Tectonophysics*. 338(1). 1–21.
- Raum, T., Mjelde, R., Shimamura, H., Murai, Y., Brastein, E., Karpuz, R.M., Kravik, K., Kolsto, H.J. 2006: Crustal structure and evolution of the southern Voring Basin and Voring Transform Margin, NE Atlantic. *Tectonophysics*. 415(1–4). 167–202.
- Reid, I., Jackson, H.R. 1997: Crustal structure of northern Baffin Bay: Seismic refraction results and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*. 102(B1). 523–542.
- Roslov, Yu.V., Sakoulina, T.S., Pavlenkova, N.I. 2009: Deep Seismic Investigations in the Barents and Kara Seas. *Tectonophysics*. 472(1–4). 301–308.
- Sakoulina, T.S., Kashubin, S.N., Pavlenkova, G.A. 2016: Deep Seismic Soundings on the 1-AR Profile in the Barents Sea: Methods and Results. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 52(4). 572–589.
- Sakoulina, T.S., Pavlenkova, G.A., Kashubin, S.N. 2015: Structure of the Earth's crust in the northern part of the Barents–Kara region along the 4-AR DSS profile. *Russian Geology and Geophysics*. 56(11). 1622–1633.
- Sakoulina, T.S., Telegin, A.N., Tikhonova, I.M. 1999: Deep seismic studies on the geophysical Zapolyarnyi-Heisa profile. *Izvestiya, Physics of Solid Earth*. 35(9). 760–769.
- Sakoulina, T.S., Telegin, A.N., Tikhonova, I.M., Verba, M.L., Matveev, Y.I., Vinnick, A.A., Kopylova, A.V., Dvornikov, L.G. 2000: The results of deep seismic investigations on geotraverse in the Barents Sea from Kola peninsula to Franz-Joseph Land. *Tectonophysics*. 329(1–4). 319–331.
- Schmidt-Aursch, M. 2002: The crustal structure of the East Greenland Fjord Region between the Precambrian shield and the recent mid-oceanic ridges: Results from seismic and gravity modelling. *Dissertation. Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research. Bremerhaven*. 1–145.
- Schmidt-Aursch, M., Jokat, W. 2005: The crustal structure of central East Greenland–I: From the Caledonian orogen to the Tertiary igneous province. *Geophysical Journal International*. 160(2). 736–752. doi: 0.1111/j.1365-246X.2005.02514.x.

- Spudich, P., Orcutt, J. 1980: Petrology and porosity of an oceanic crustal site: results from wave form modeling of seismic refraction data. *Journal of Geophysical Research*. 85(B3). 1409–1433.
- Trey, H., Cooper, A.K., Pellis, G., della Vedova, B., Cochrane, G., Brancolini, G., Makris, J. 1999: Transect across the West Antarctic rift system in the Ross Sea, Antarctica. *Tectonophysics*. 301(1–2). 61–74.
- Wang, X., Qian, R., Xia, C. 2014: PS-wave processing and S-wave velocity inversion of OBS data from Northern South China Sea. *Journal of Applied Geophysics*. 100. 58–65. doi: 10.1016/j.jappgeo.2013.11.002.
- Wei, X., Ruan, A., Zhao, M., Qiu, X., Wu, Z., Niu, X. 2015: Shear wave velocity structure of Reed Bank, southern continental margin of the South China Sea. *Tectonophysics*. 644–645. 151–160. doi: 10.1016/j.tecto.2015.01.006
- Weigel, W., Flueh, E.R., Miller, H., Butzke, A., Dehghani, G.A., Gebhardt, V., Harder, I., Hepper, J., Jokat, W., Klaschen, D., Kreymann, S., Schussler, S., Zhao, Z. 1995: Investigations of the East Greenland Continental Margin between 70 and 72 N by deep seismic sounding and gravity studies. *Marine Geophysical Researches*. 17(2). 167–199.
- Westbrook, G.K., Chand, S., Rossi, G., Long, C., Bunz, S., Camerlenghi, A., Carcione, J.M., Dean, S., Foucher, J.-P., Flueh, E., Gei, D., Haacke, R.R., Madrussani, G., Mienert, J., Minshull, T.A., Nouze, H., Peacock, S., Reston, T.J., Vanneste, M., Zillmer, M. 2008: Estimation of gas-hydrate concentration from multi-component seismic data at sites on the continental margins of NW Svalbard and the Storegga region of Norway. *Marine and Petroleum Geology*. 25(8). 744–758.
- White, R., and McKenzie, D. 1989: Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*. 94(B6). 7685–7729. doi: 10.1029/JB094iB06p07685
- White, R.S., Stephen, R.A. 1980: Compressional to shear wave conversion in oceanic crust. *Geophysical Journal International*. 63(2). 547–565.
- Zelt, C.A. 1999: Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltime data. *Geophysical Journal International*. 139(1). 183–204. doi: 10.1046/j.1365-246X.1999.00934.x
- Zelt, C.A., Ellis, R.M. 1988: Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid traveltime and amplitude forward modeling. *Canadian journal of exploration geophysics*. 24(1). 16–31.
- Zelt, C.A., Smith, R.B. 1992: Seismic traveltime inversion for 2D-crustal velocity structure. *Geophysical journal international*. 108(1). 16–34.

**Повышение информативности и достоверности скоростных моделей за счет использования различных типов волн при построении модели глубинного строения земной коры Южно-Охотского бассейна<sup>1</sup>**

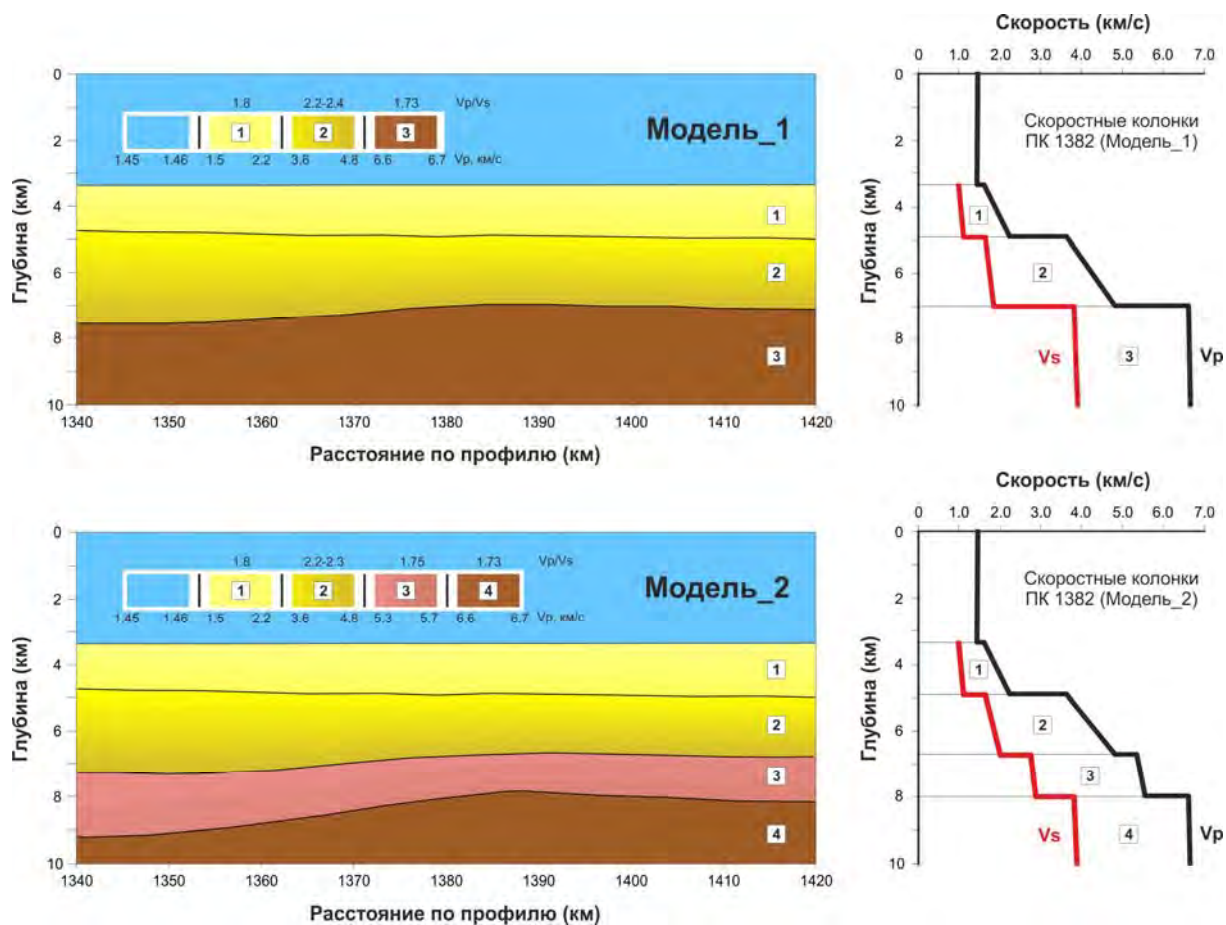


Рис. 1. Альтернативные скоростные модели верхней части земной коры по фрагменту профиля 2-ДВ-М (Охотское море)

**Индексы слоев в скоростной модели:**

- 1–2 – низкоскоростные комплексы осадочного чехла;
- 3–4 – верхняя часть консолидированной земной коры

<sup>1</sup> Положение профиля 2-ДВ-М в Охотском море показано на рис. 3.1.

**Основные волны, использованные при лучевом моделировании:**

1. Волны, связанные с водным слоем:

- $P_0$  – прямая волна;
- $p_0P_i$  – кратная волна;
- $pp_0P_i$  – двукратная волна

2. Преломленные продольные волны:

- $P_1, P_2, P_3, P_4$  – рефрагированные волны, распространяющиеся в соответствующем слое;
- $P_{12}, P_{23}, P_{34}$  – головные волны, распространяющиеся вдоль границ соответствующих слоев

3. Преломленные поперечные волны:

- $p_0S_1, p_0S_2, p_0S_3, p_0S_4$  – рефрагированные волны, распространяющиеся в соответствующем слое;
- $p_0S_{12}, p_0S_{23}, p_0S_{34}$  – головные волны, распространяющиеся вдоль границ соответствующих слоев

4. Кратные и обменные волны:

- $p_1P_i, p_{12}P_i, p_{13}P_i$  – продольные кратные волны;
- $p_0SP_iS$  – обменные волны;
- $p_0S_{13}S_i$  – поперечные кратные волны

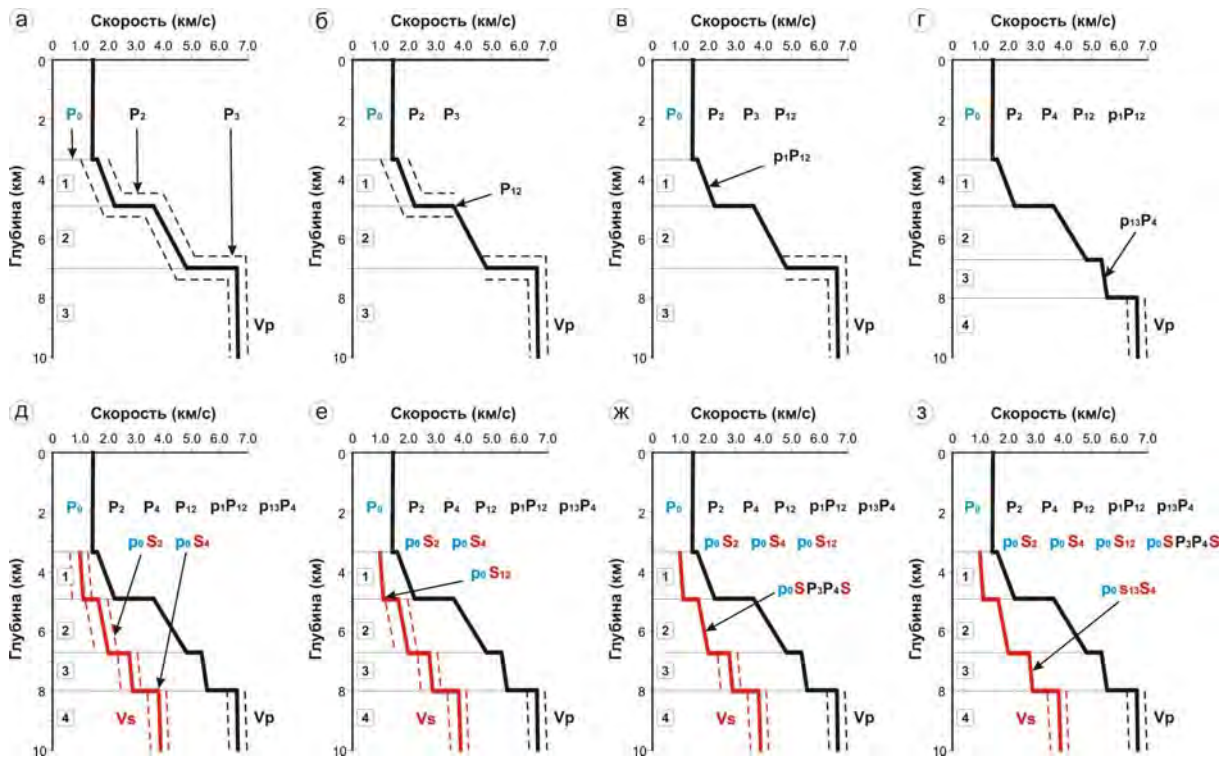


Рис. 2. Уточнение элементов скоростной модели за счет использования различных типов ВОЛН

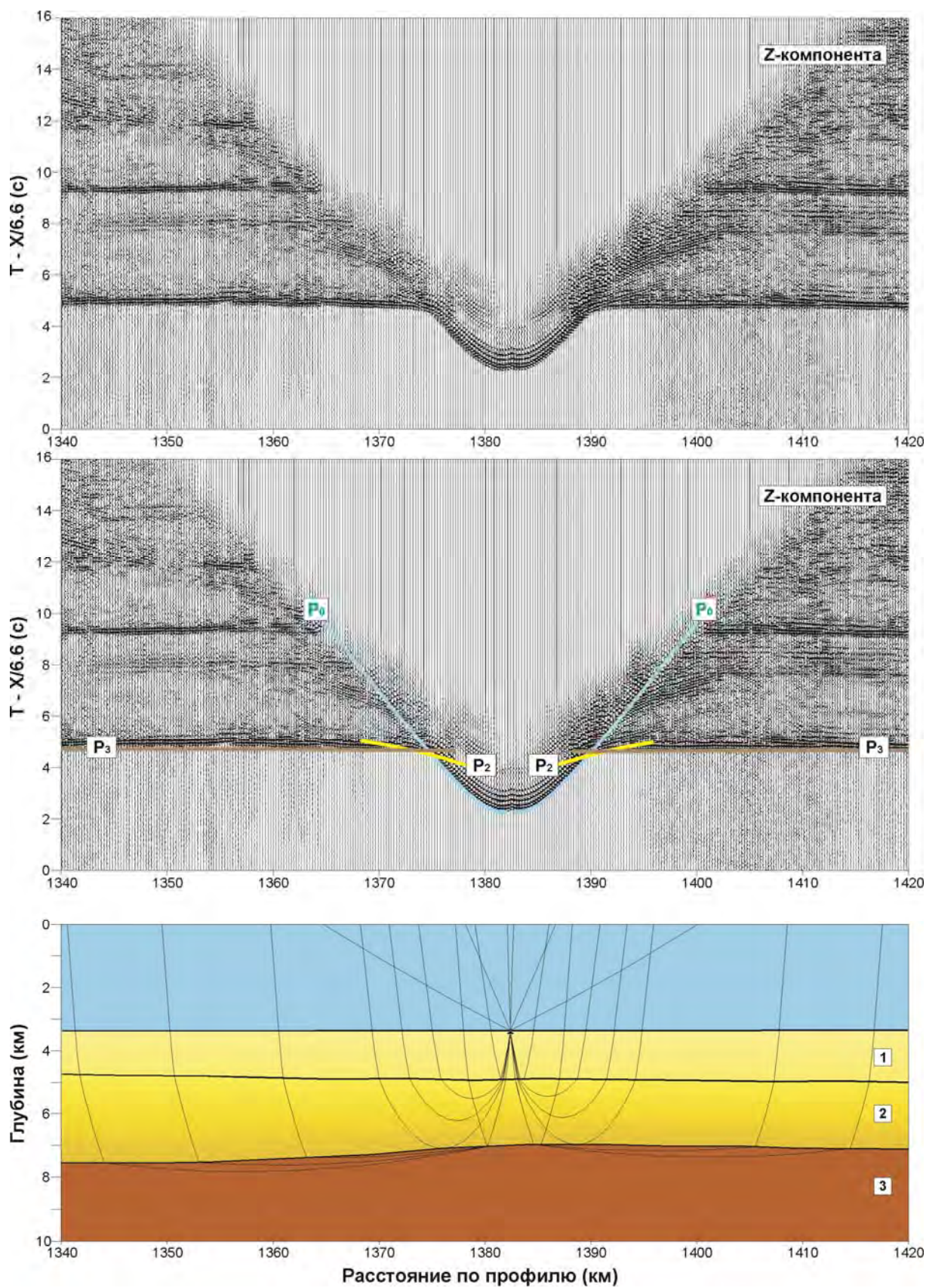


Рис. 3. Лучевое моделирование рефрагированных P-волн (ПК 1382, модель\_1)



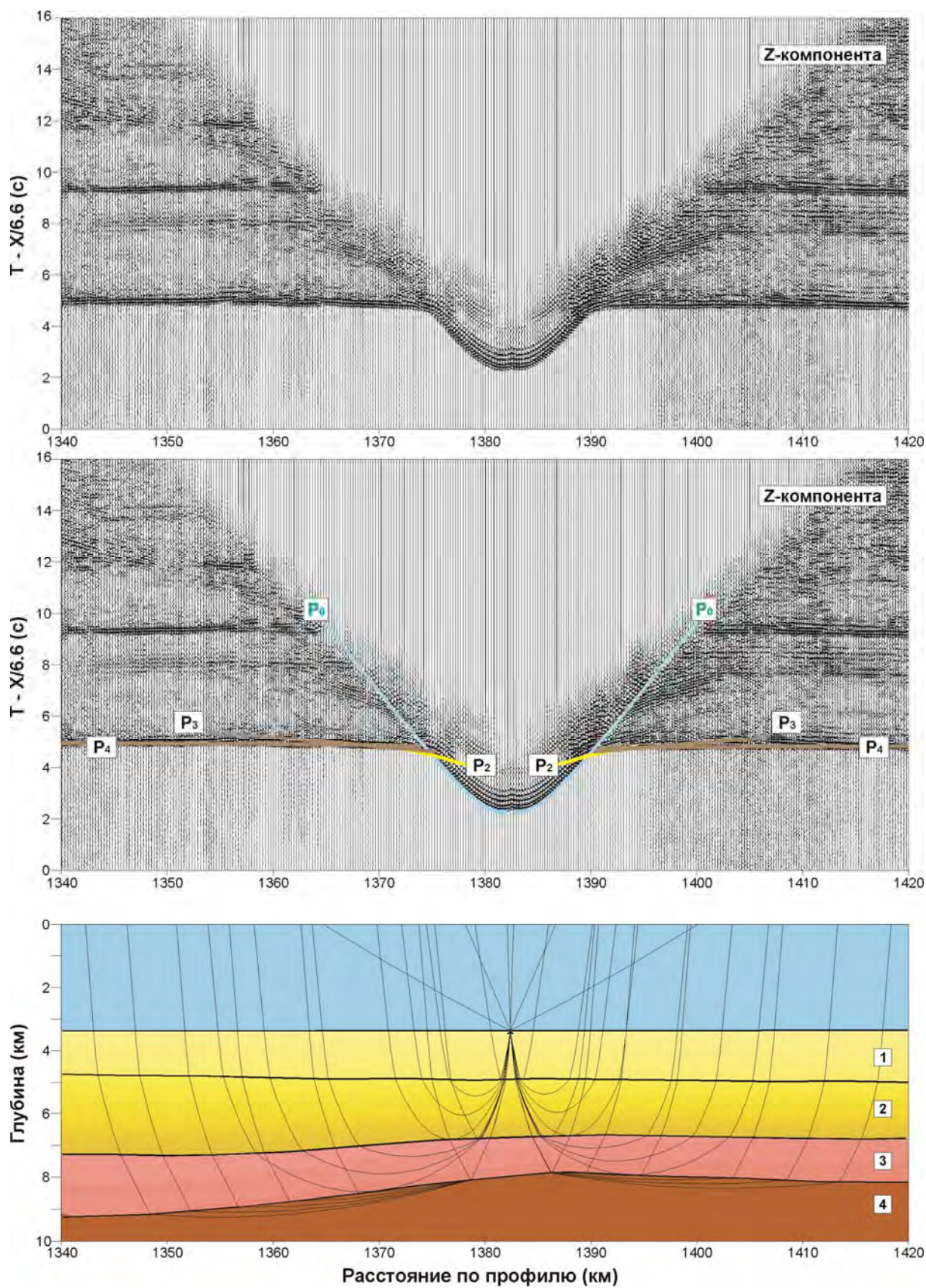


Рис. 4. Лучевое моделирование рефрагированных Р-волн (ПК 1382, модель\_2)

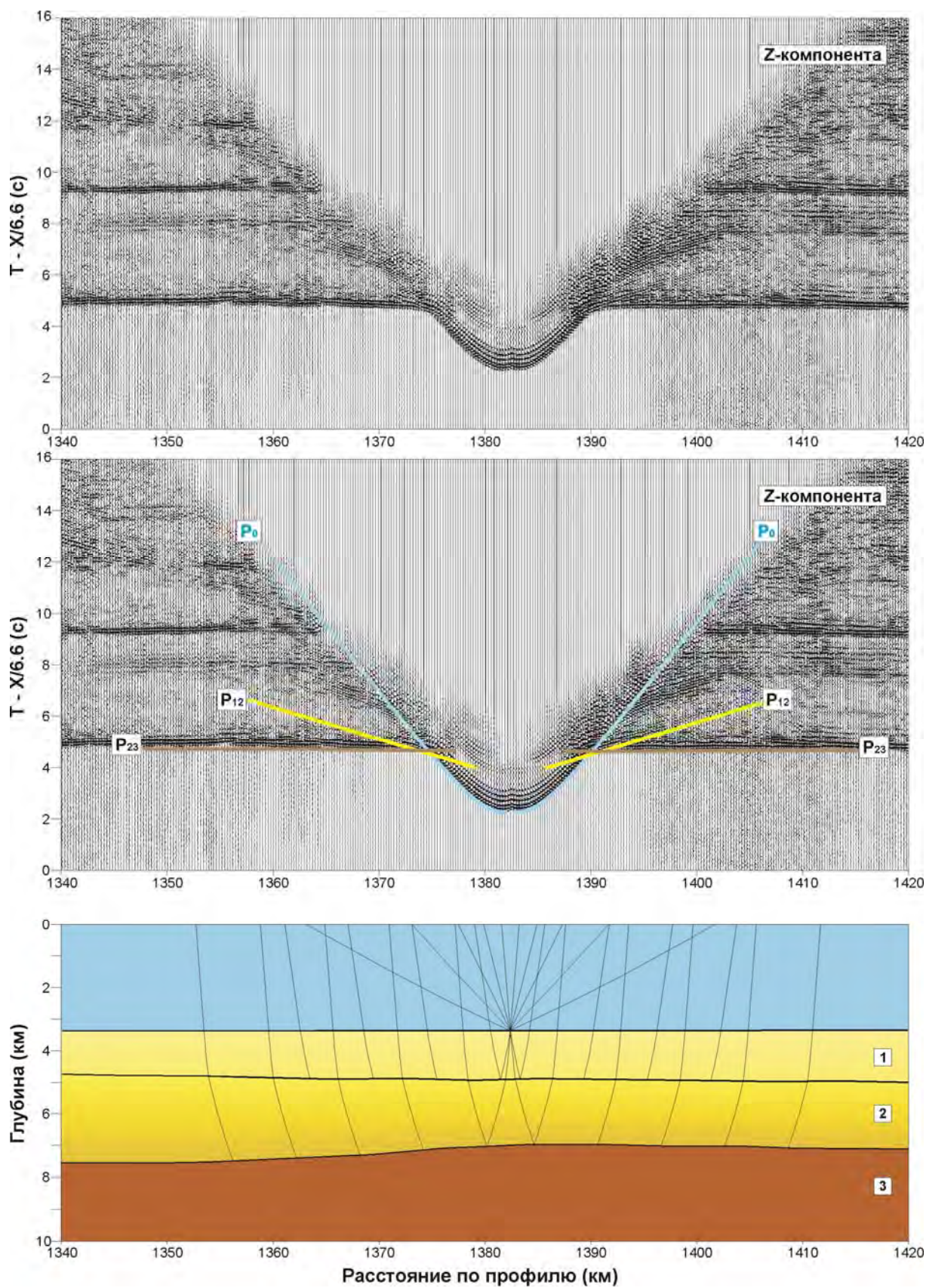


Рис. 5. Лучевое моделирование головных Р-волн (ПК 1382, модель\_1)

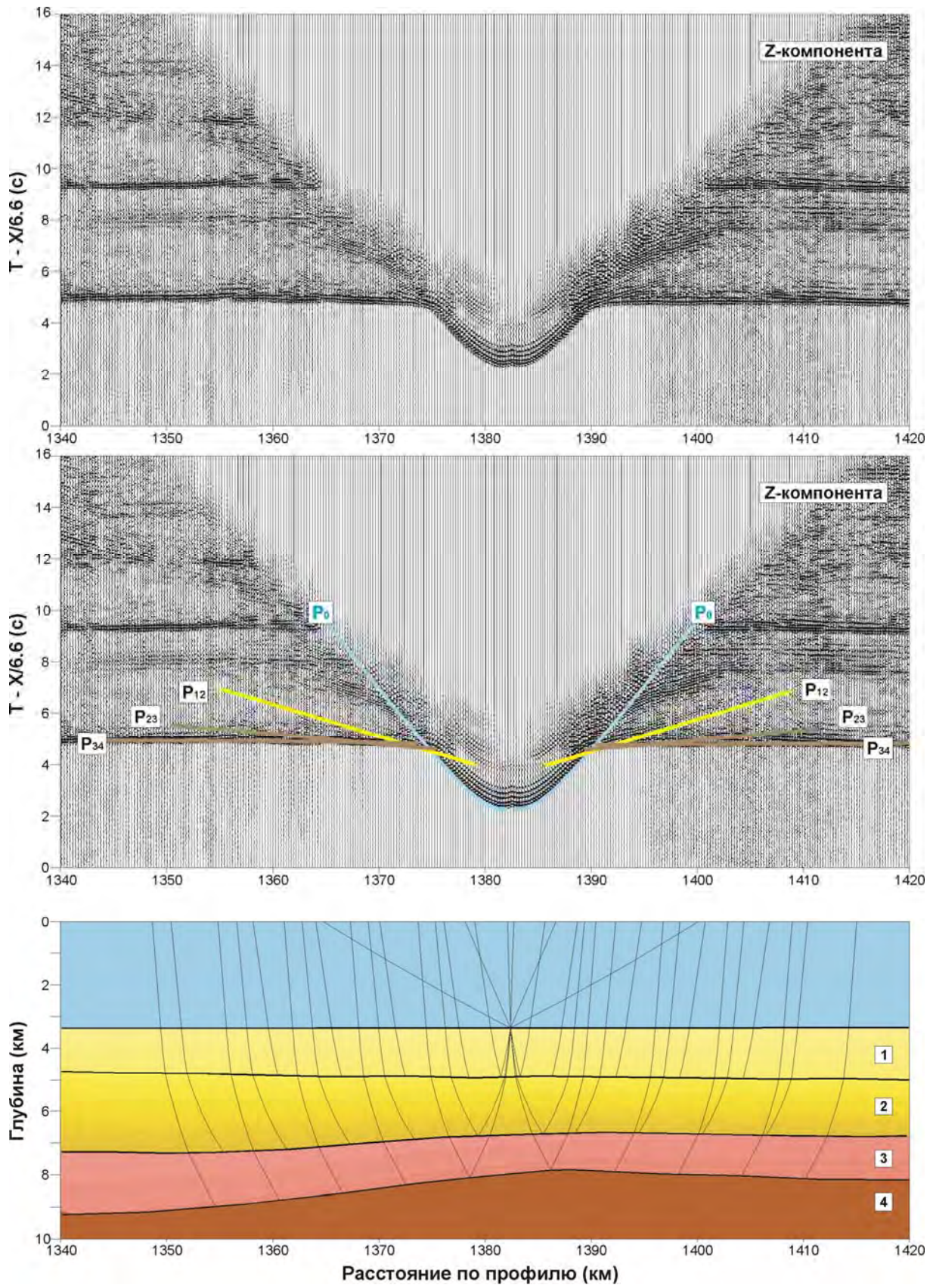


Рис. 6. Лучевое моделирование головных Р-волн (ПК 1382, модель\_2)

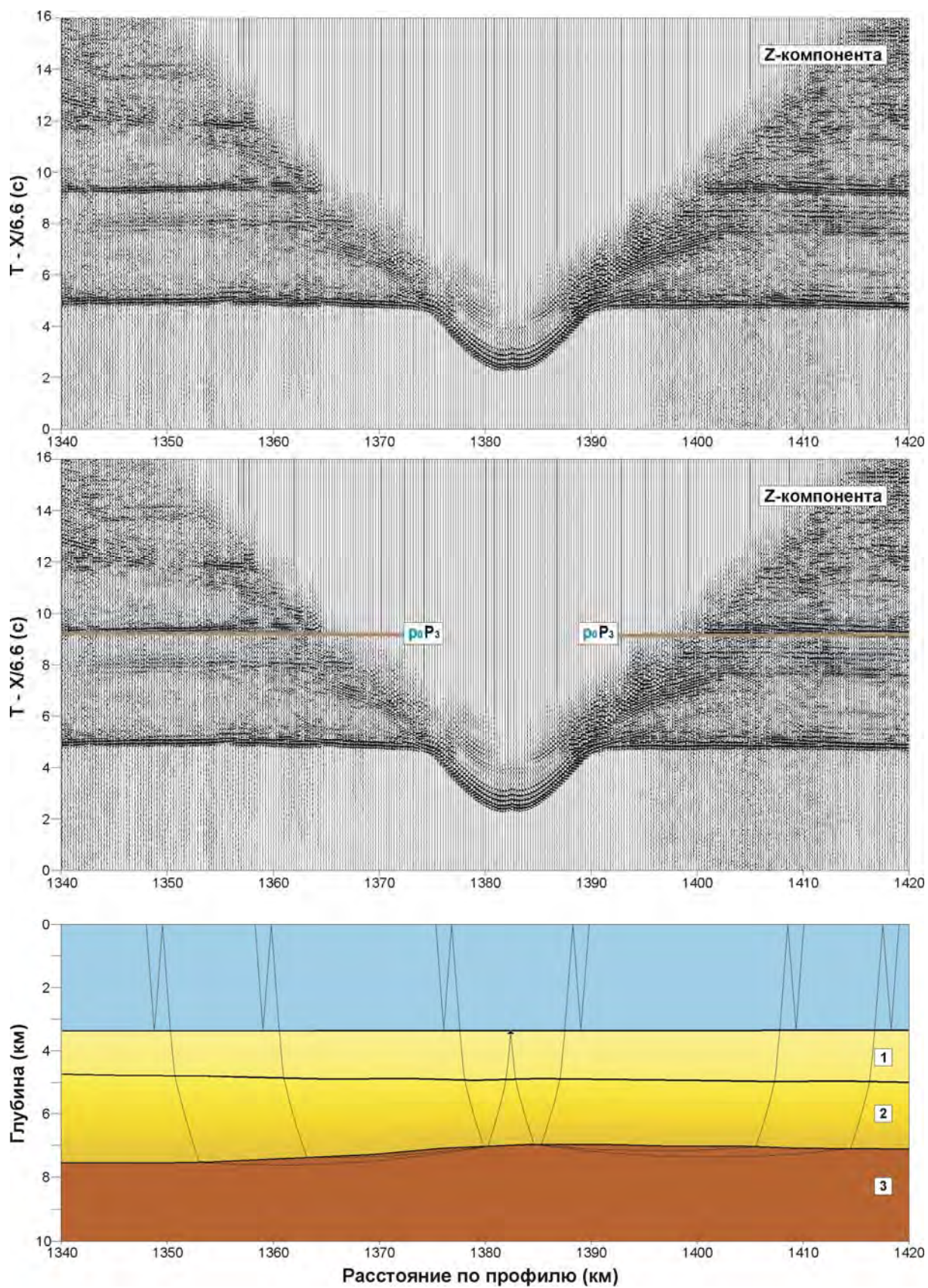


Рис. 7. Лучевое моделирование кратных волн, связанных с водным слоем,  $p_0P_3$ -волна (ПК 1382, модель\_1)

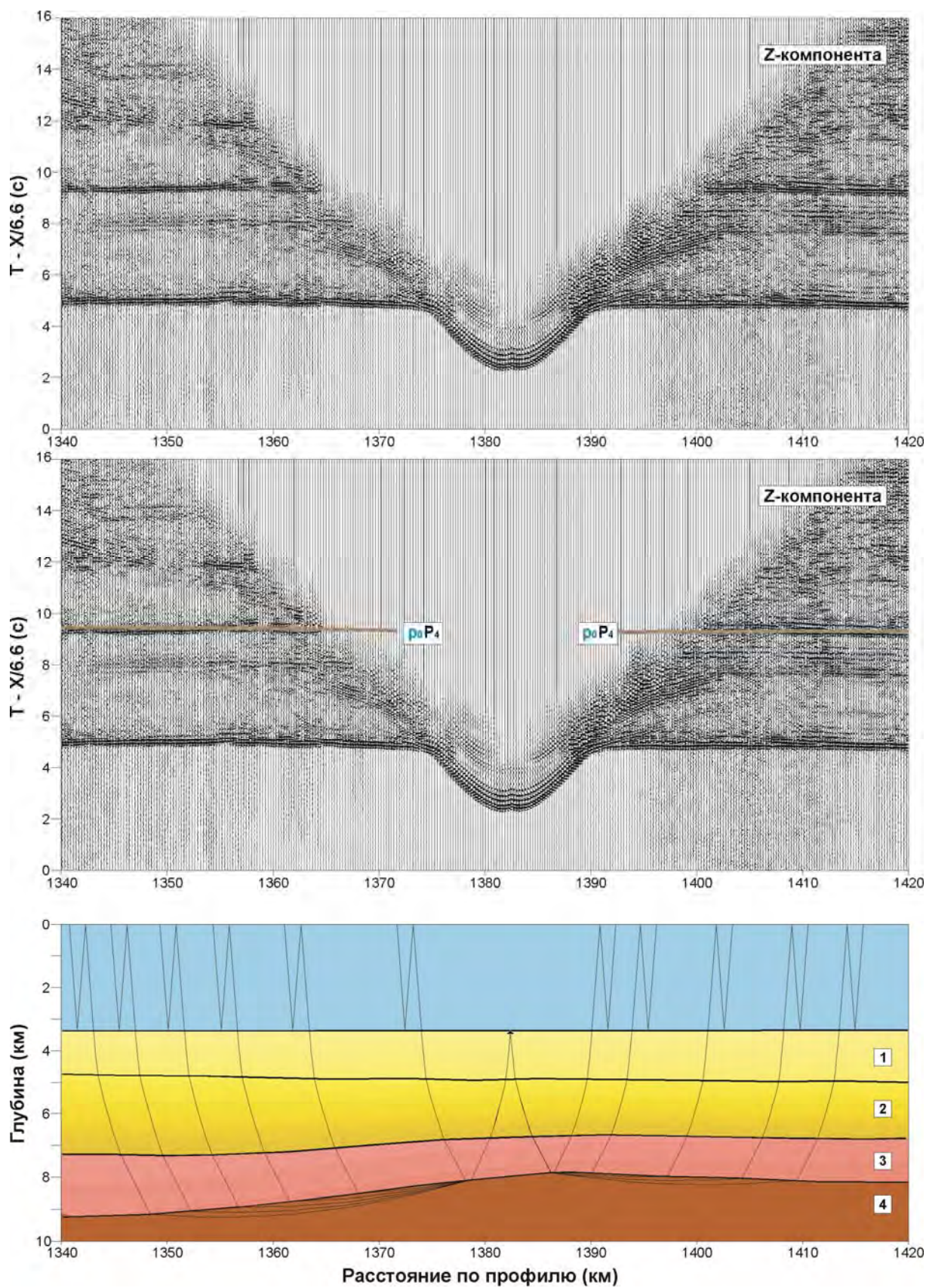


Рис. 8. Лучевое моделирование кратных волн, связанных с водным слоем,  $p_0P_4$ -волна (ПК 1382, модель\_2)

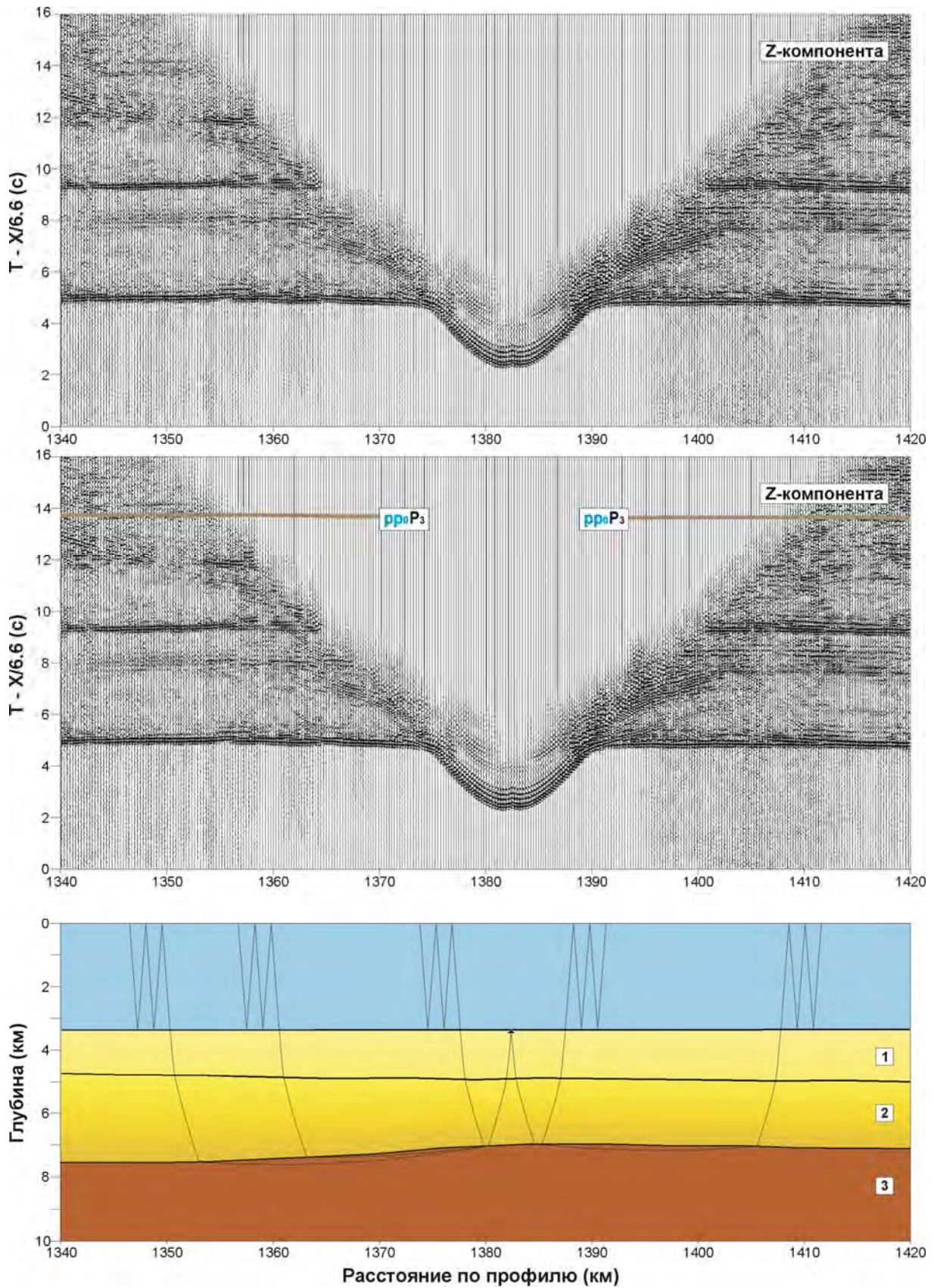


Рис. 9. Лучевое моделирование кратных волн, связанных с водным слоем, pp<sub>0</sub>P<sub>3</sub>-волна (ПК 1382, модель\_1)

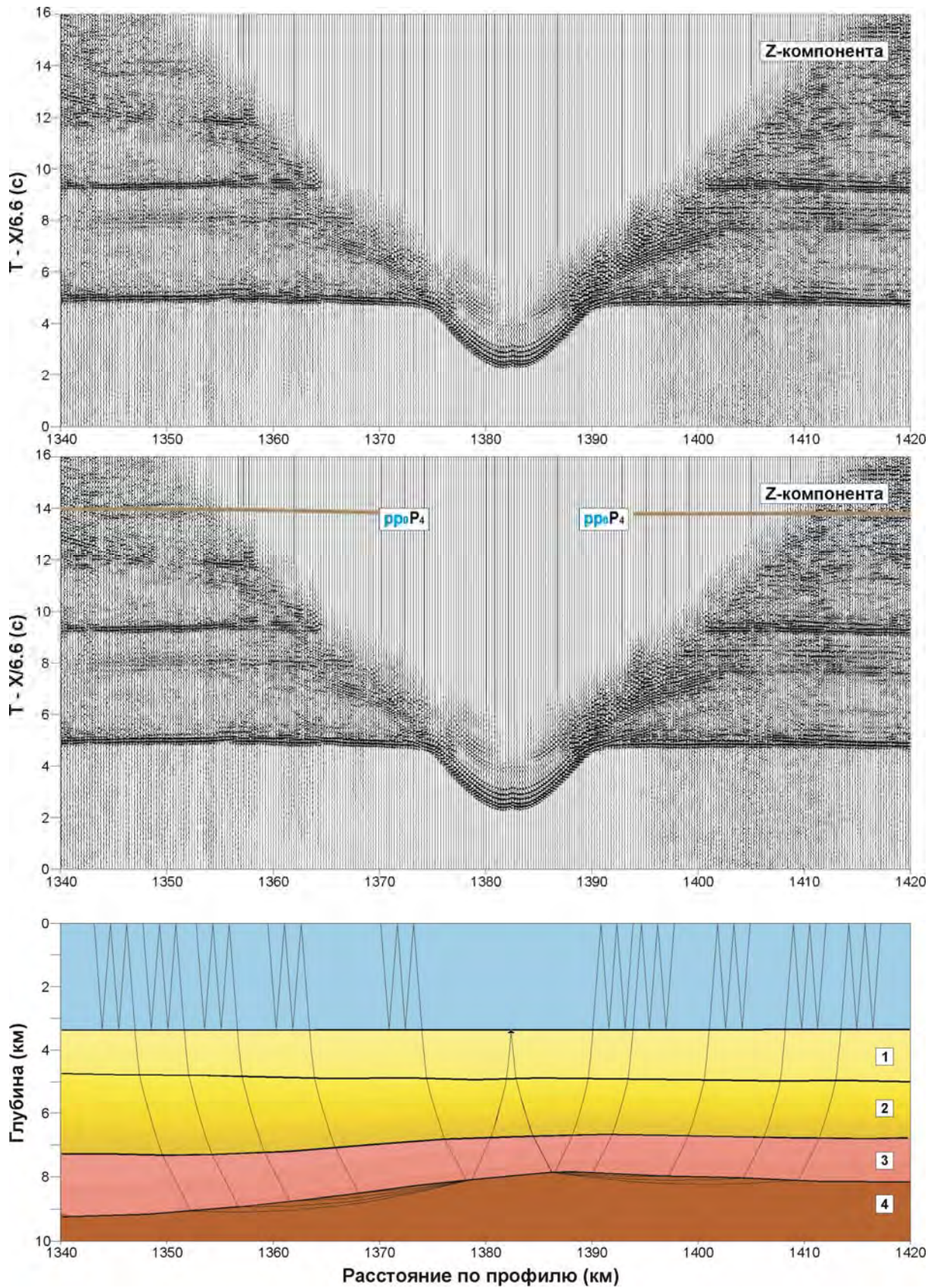


Рис. 10. Лучевое моделирование кратных волн, связанных с водным слоем, pp<sub>0</sub>P<sub>4</sub>-волна (ПК 1382, модель\_2)

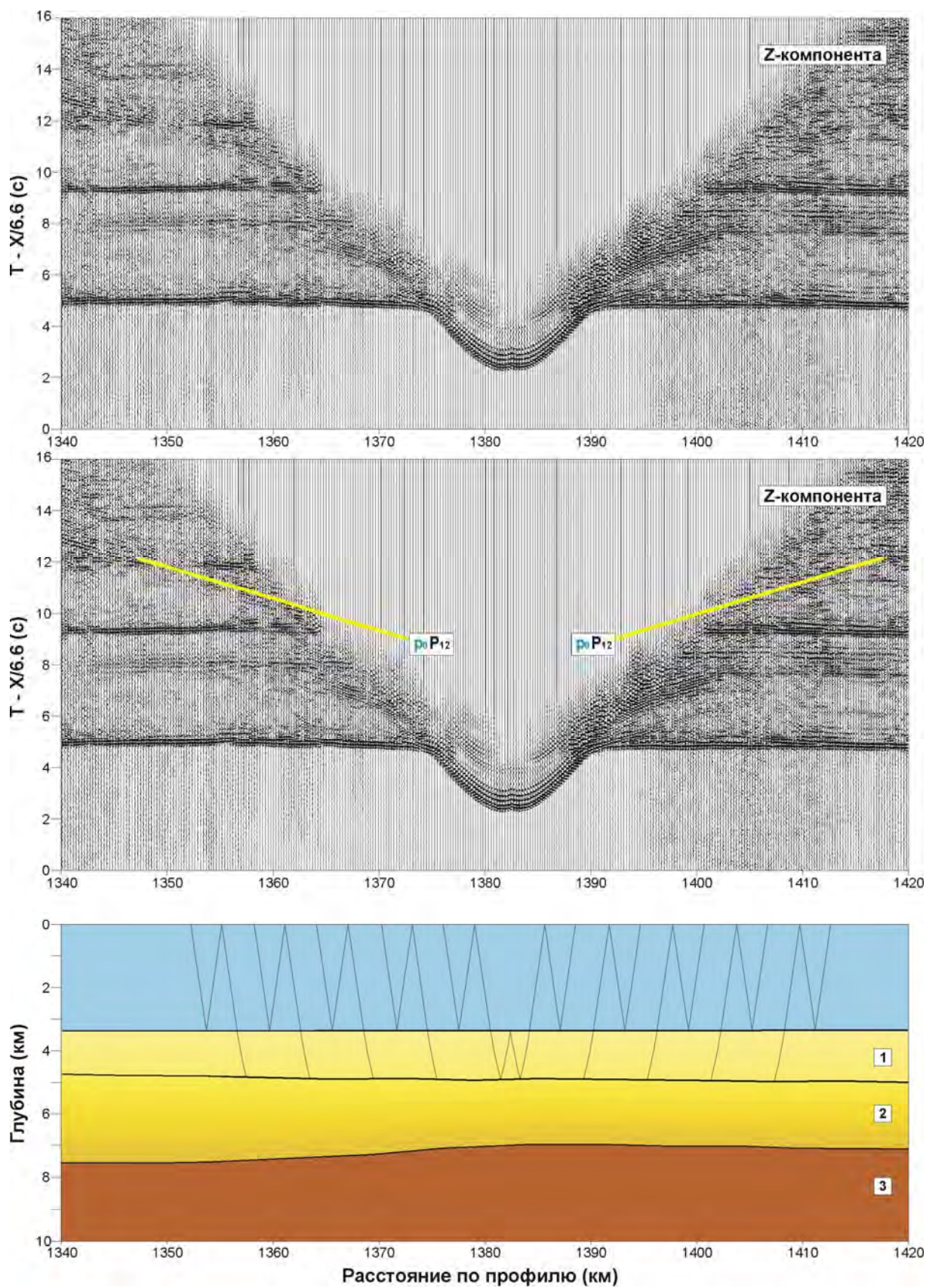


Рис. 11. Лучевое моделирование кратных волн, связанных с водным слоем,  $p_0 P_{12}$ -волна (ПК 1382, модель\_1)



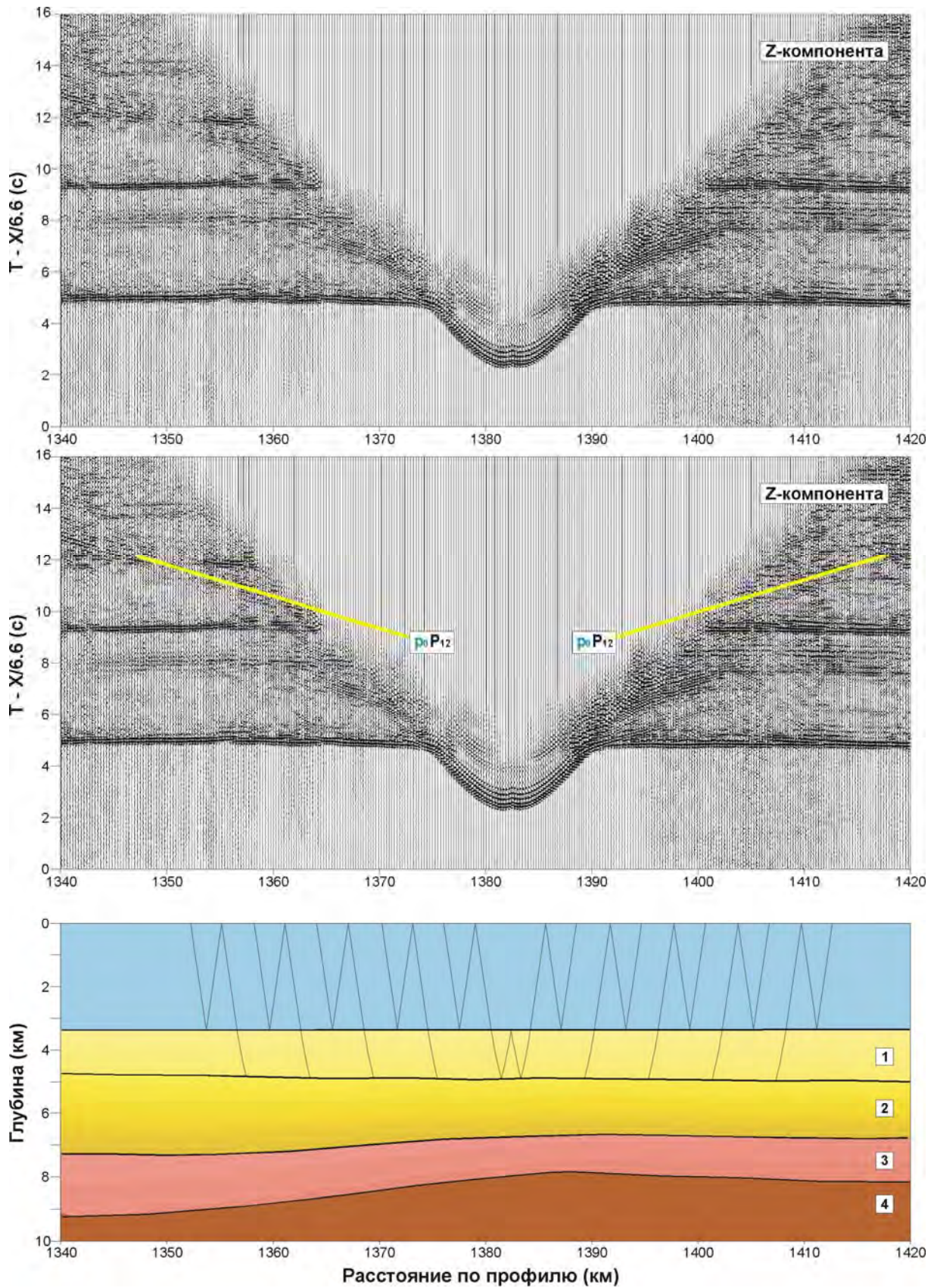


Рис. 12. Лучевое моделирование кратных волн, связанных с водным слоем,  $p_0 P_{12}$ -волна (ПК 1382, модель\_2)

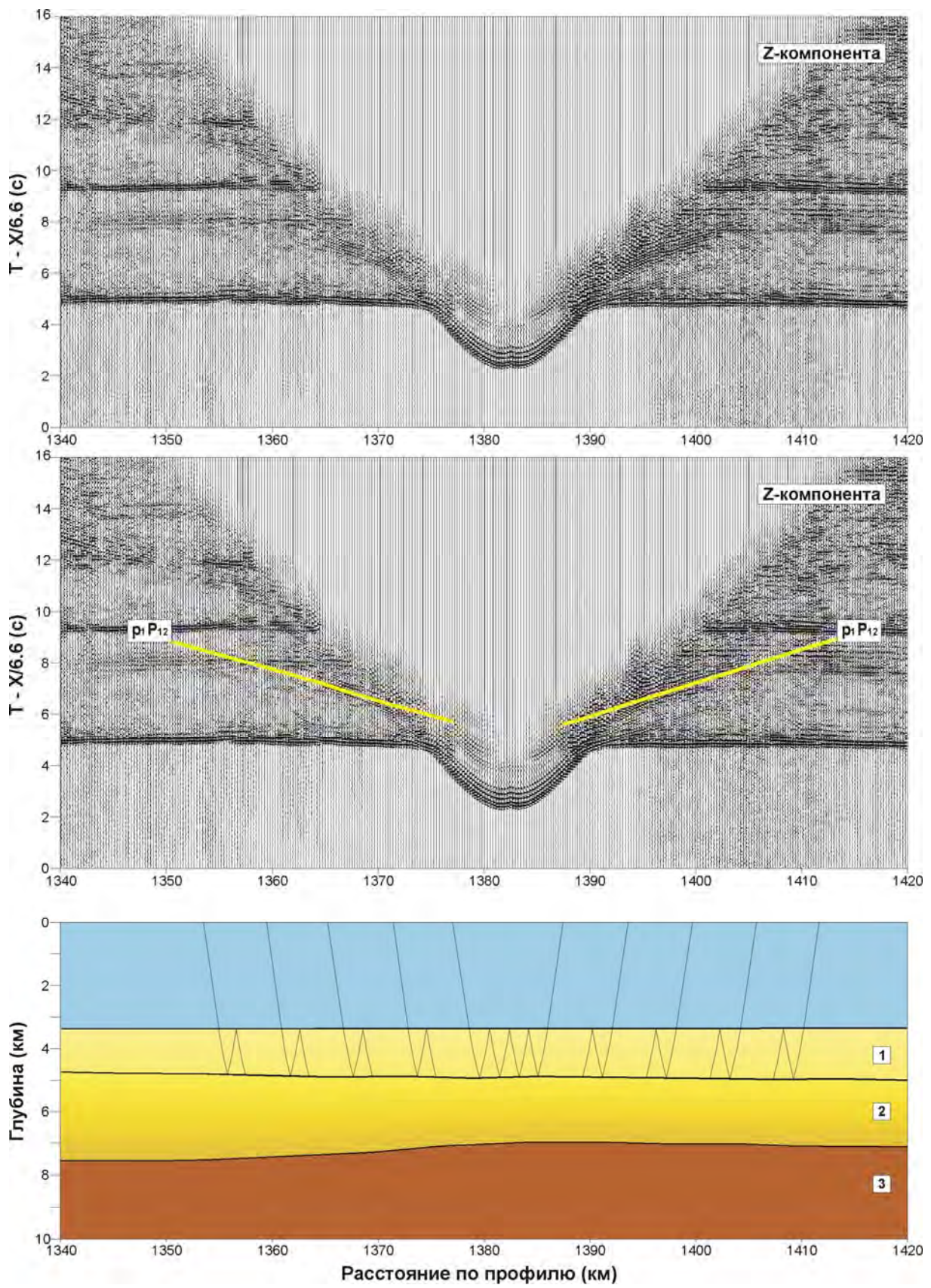


Рис. 13. Лучевое моделирование кратных волн,  $p_1 P_{12}$ -волна (ПК 1382, модель\_1)

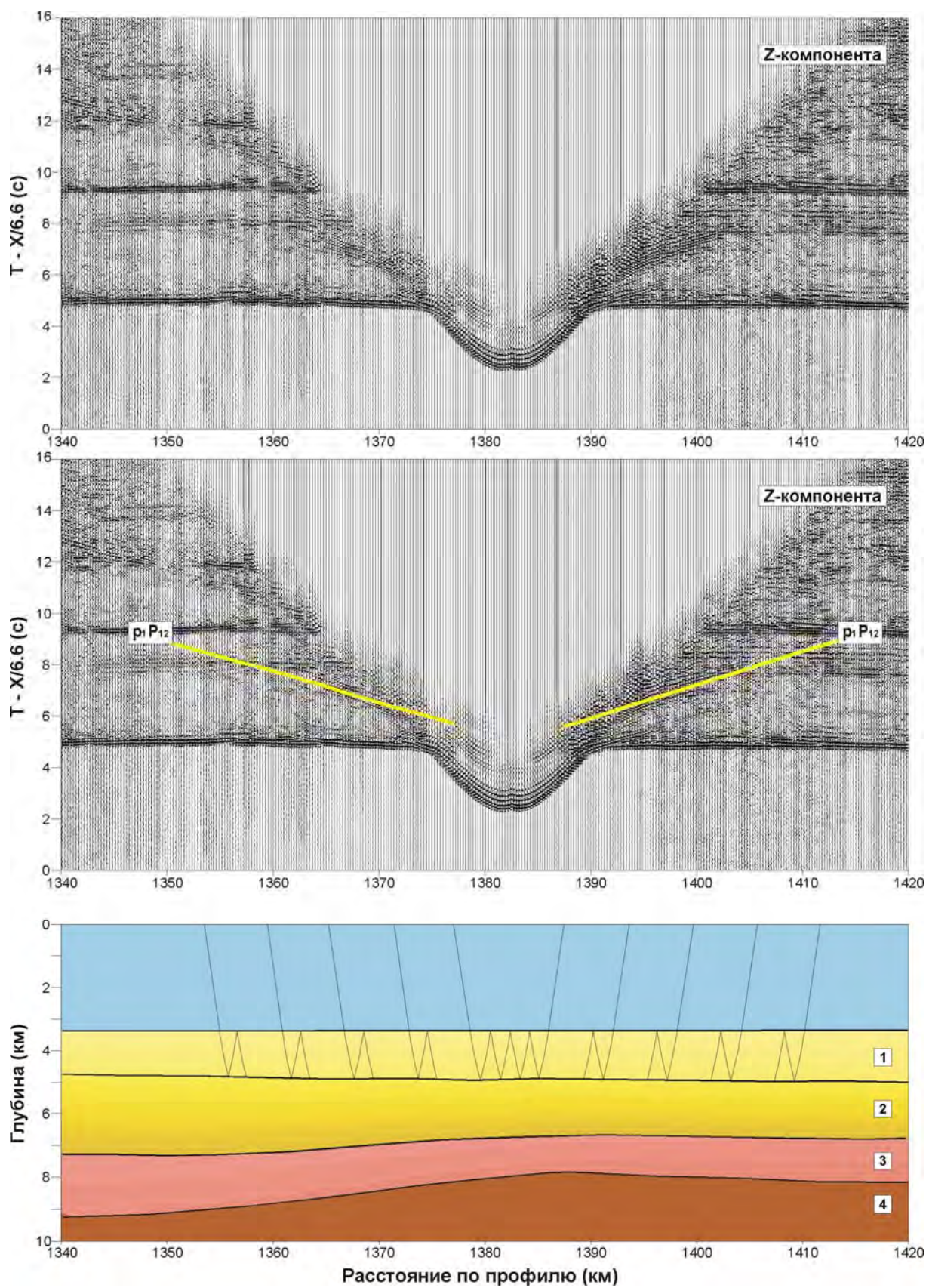


Рис. 14. Лучевое моделирование кратных волн,  $p_1P_{12}$ -волна (ПК 1382, модель\_2)

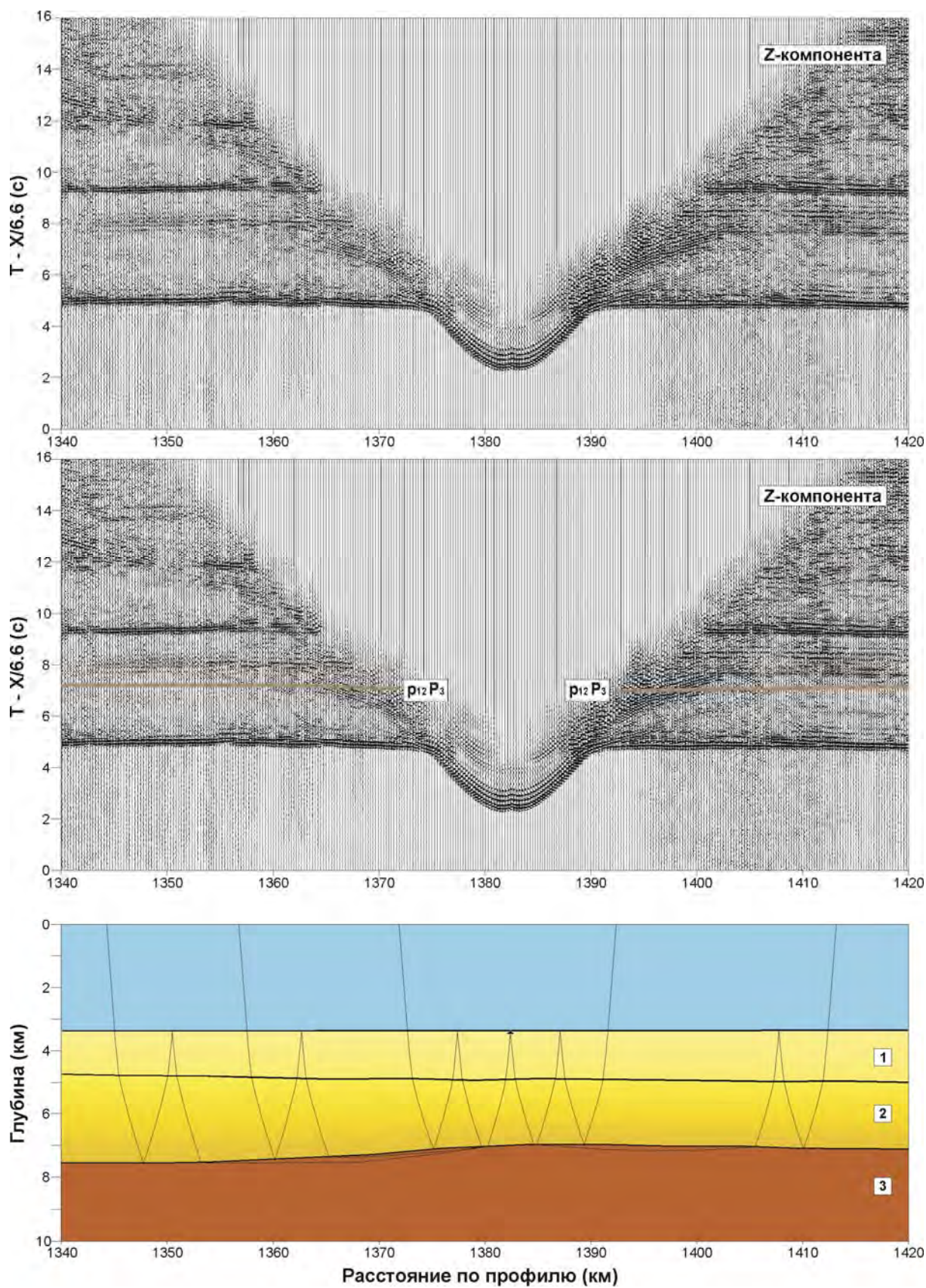


Рис. 15. Лучевое моделирование кратных волн,  $p_{12}P_3$ -волна (ПК 1382, модель\_1)

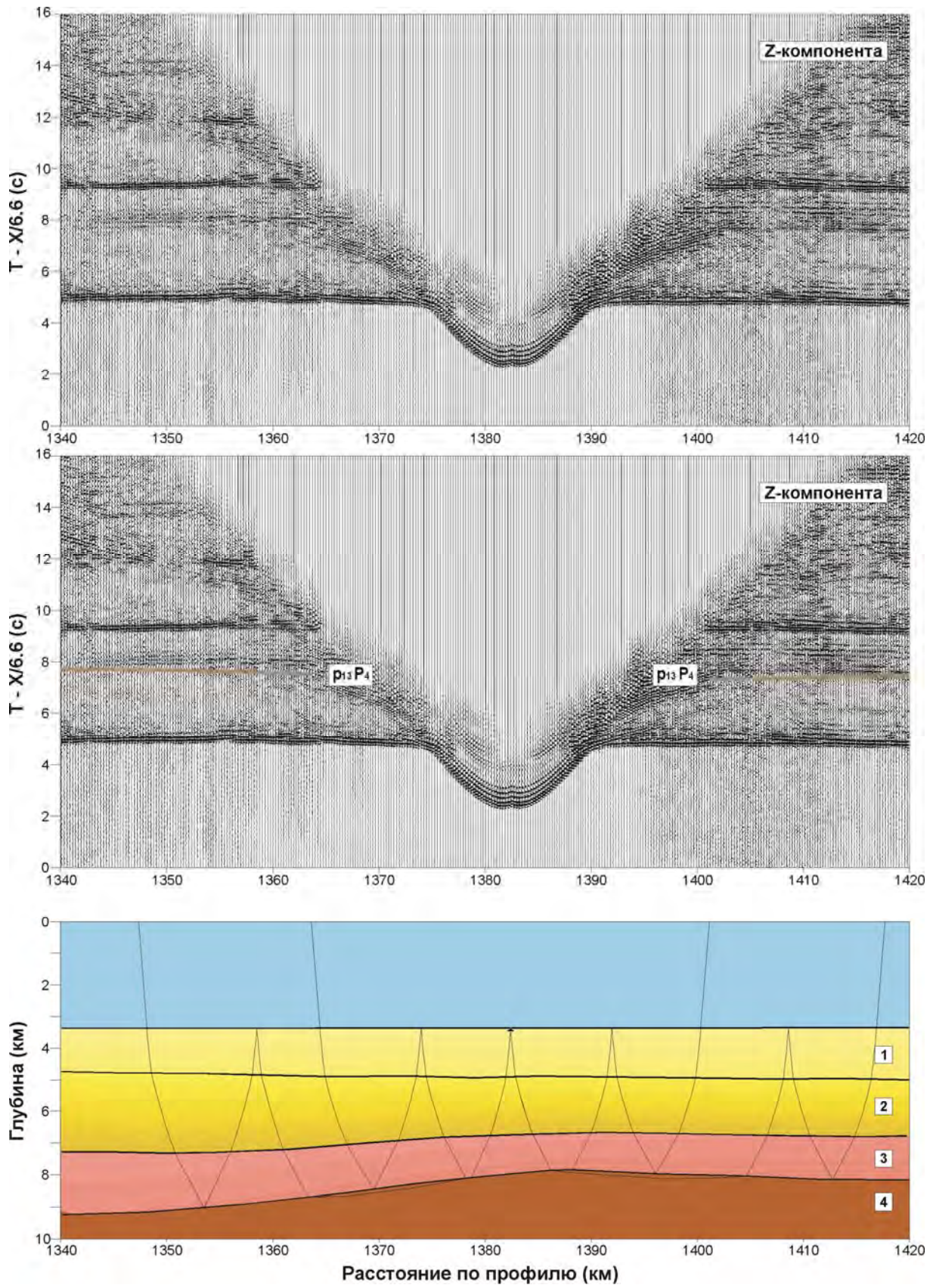


Рис. 16. Лучевое моделирование кратных волн,  $p_{13}P_4$ -волна (ПК 1382, модель\_2)

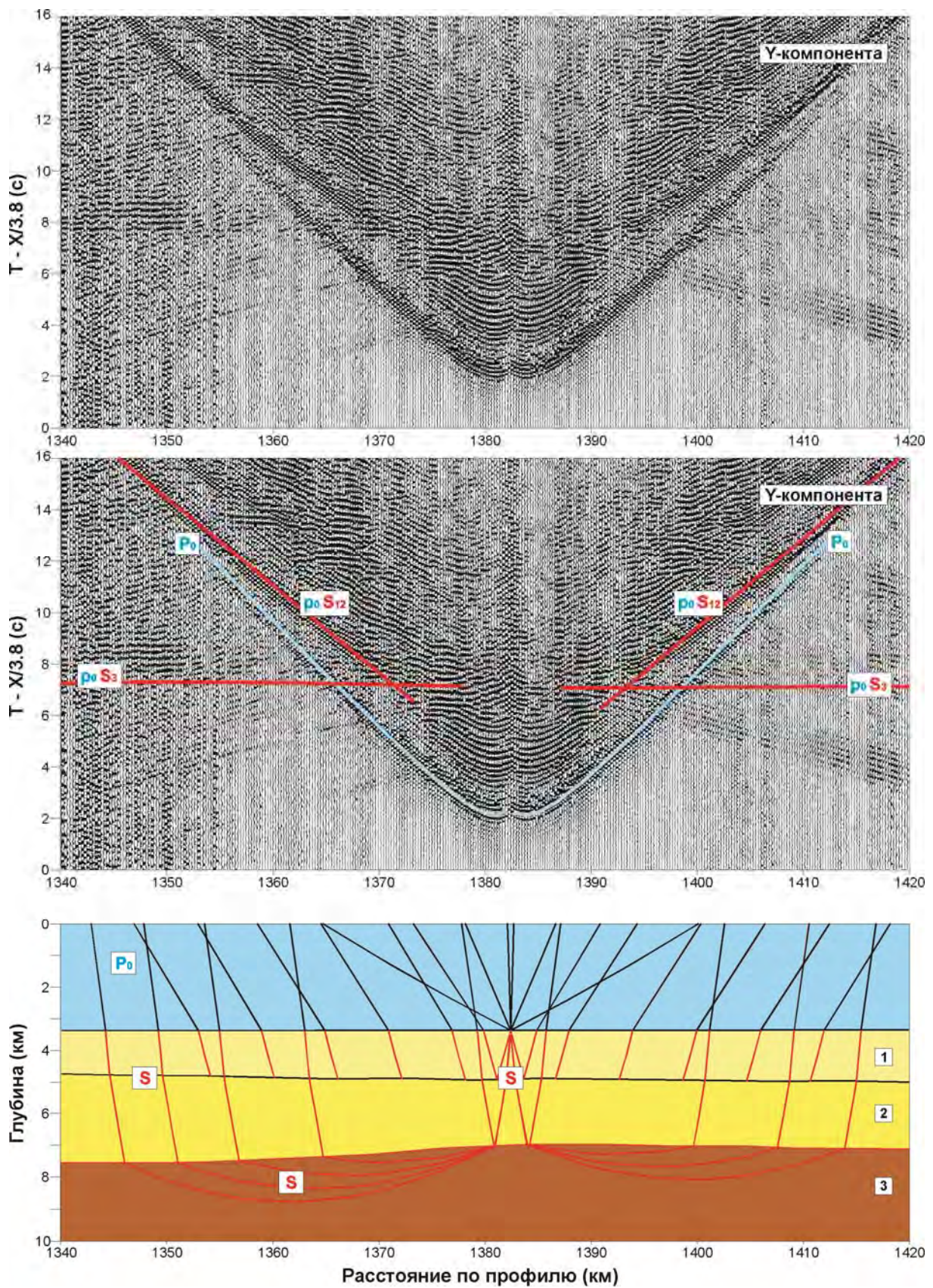


Рис. 17. Лучевое моделирование рефрагированных и головных S-волн (ПК 1382, модель\_1)

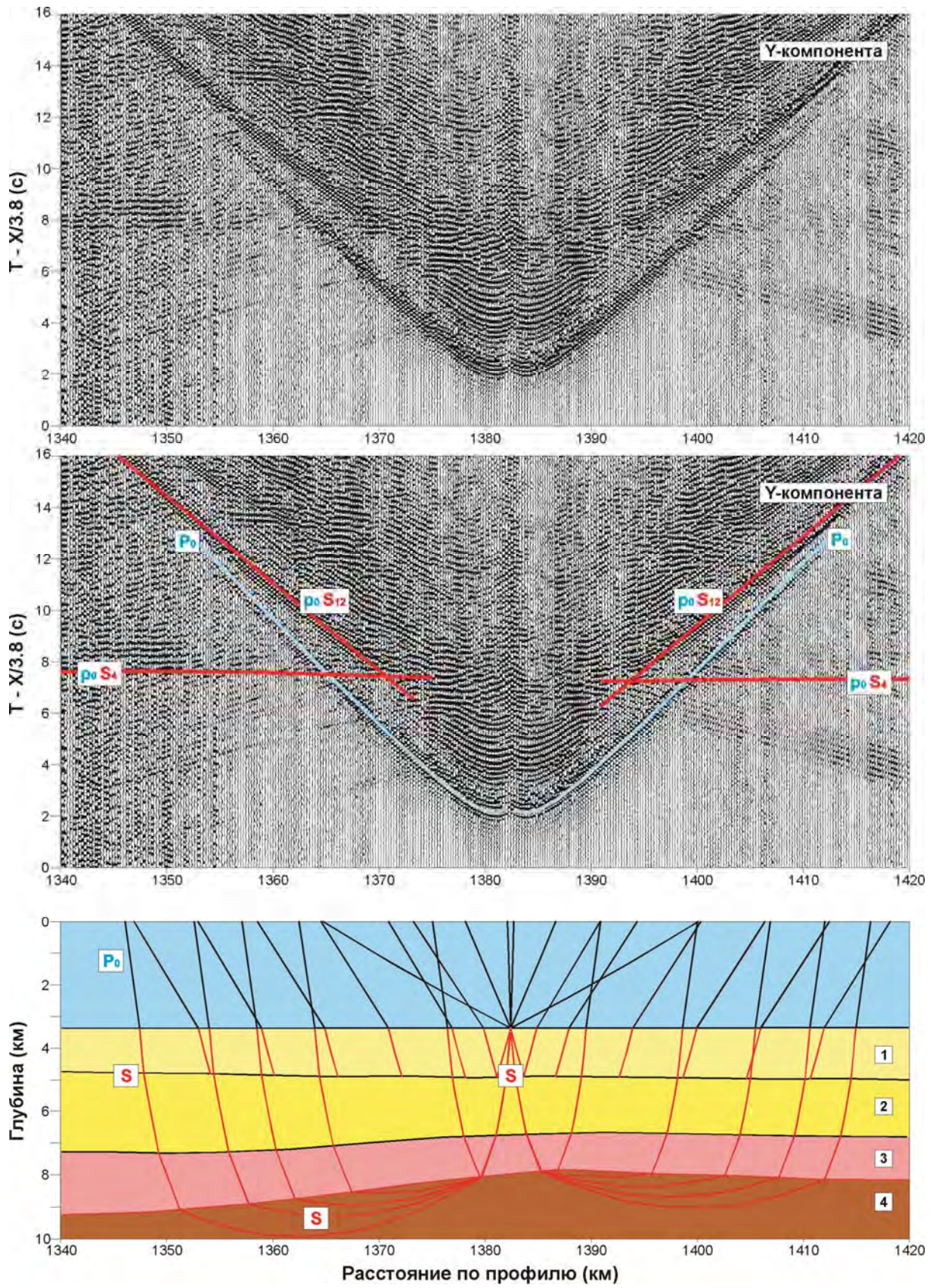


Рис. 18. Лучевое моделирование рефрагированных и головных S-волн (ПК 1382, модель\_2)

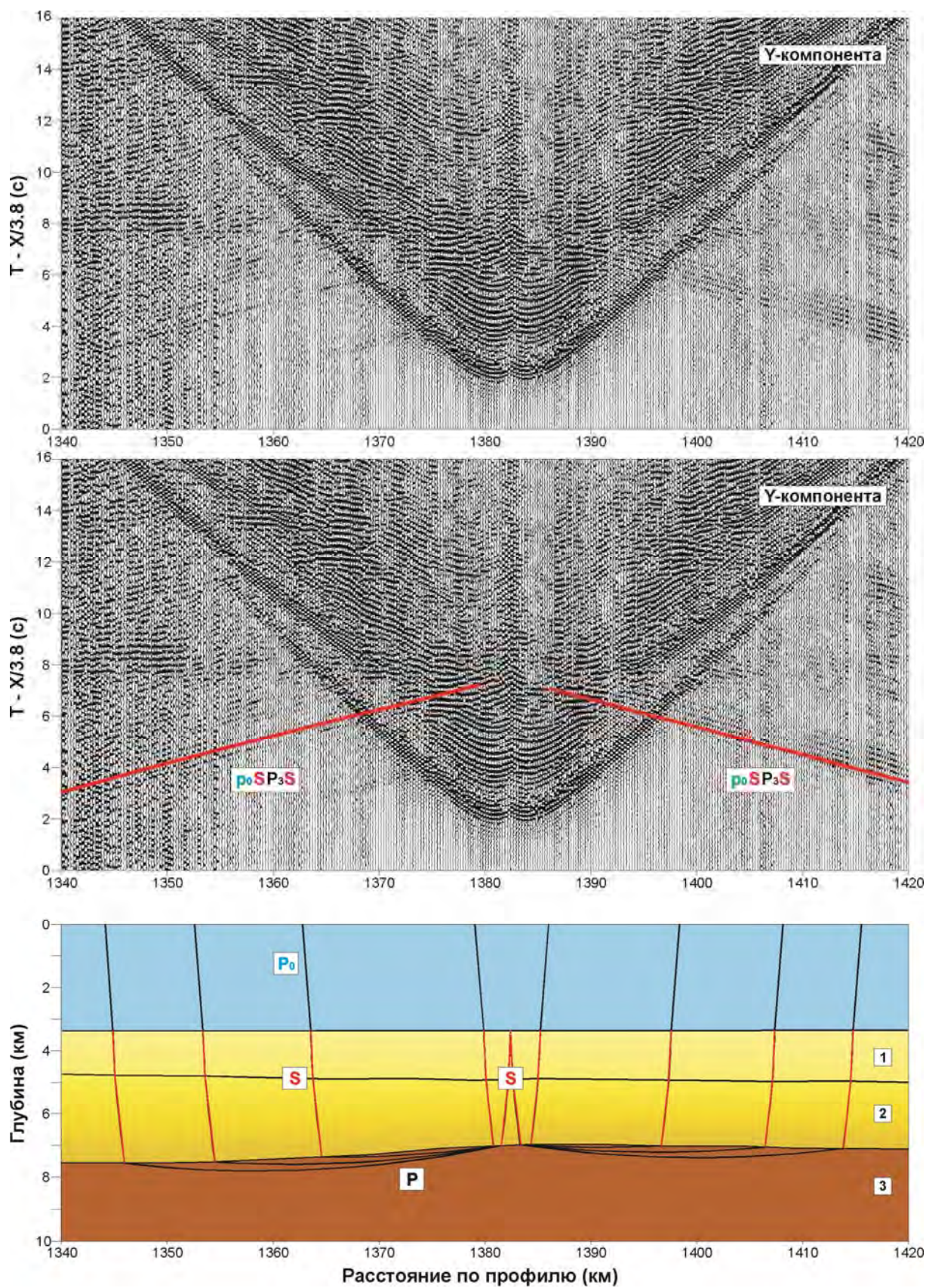


Рис. 19. Лучевое моделирование обменных волн (ПК 1382, модель\_1)



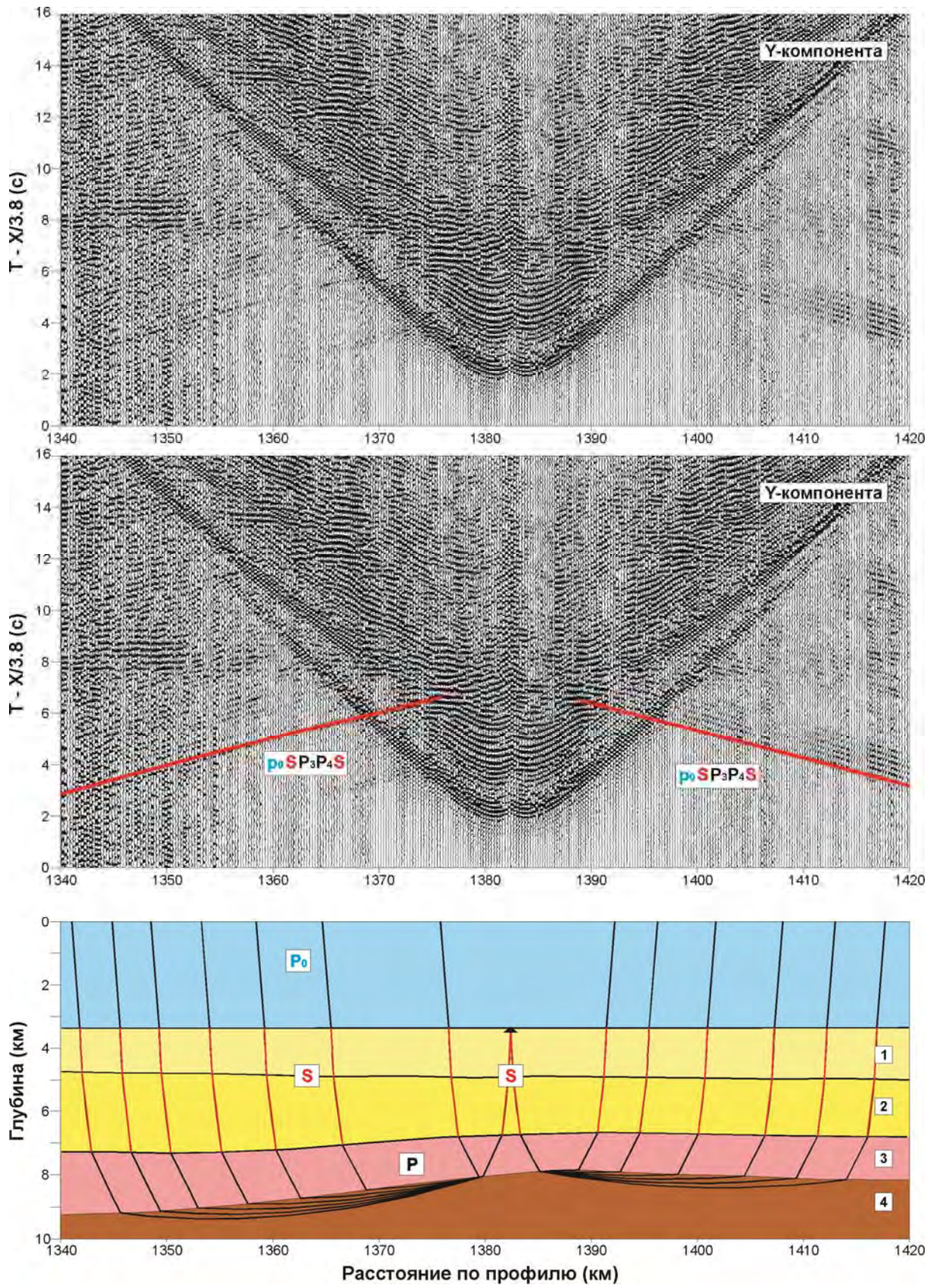


Рис. 20. Лучевое моделирование обменных волн (ПК 1382, модель\_2)

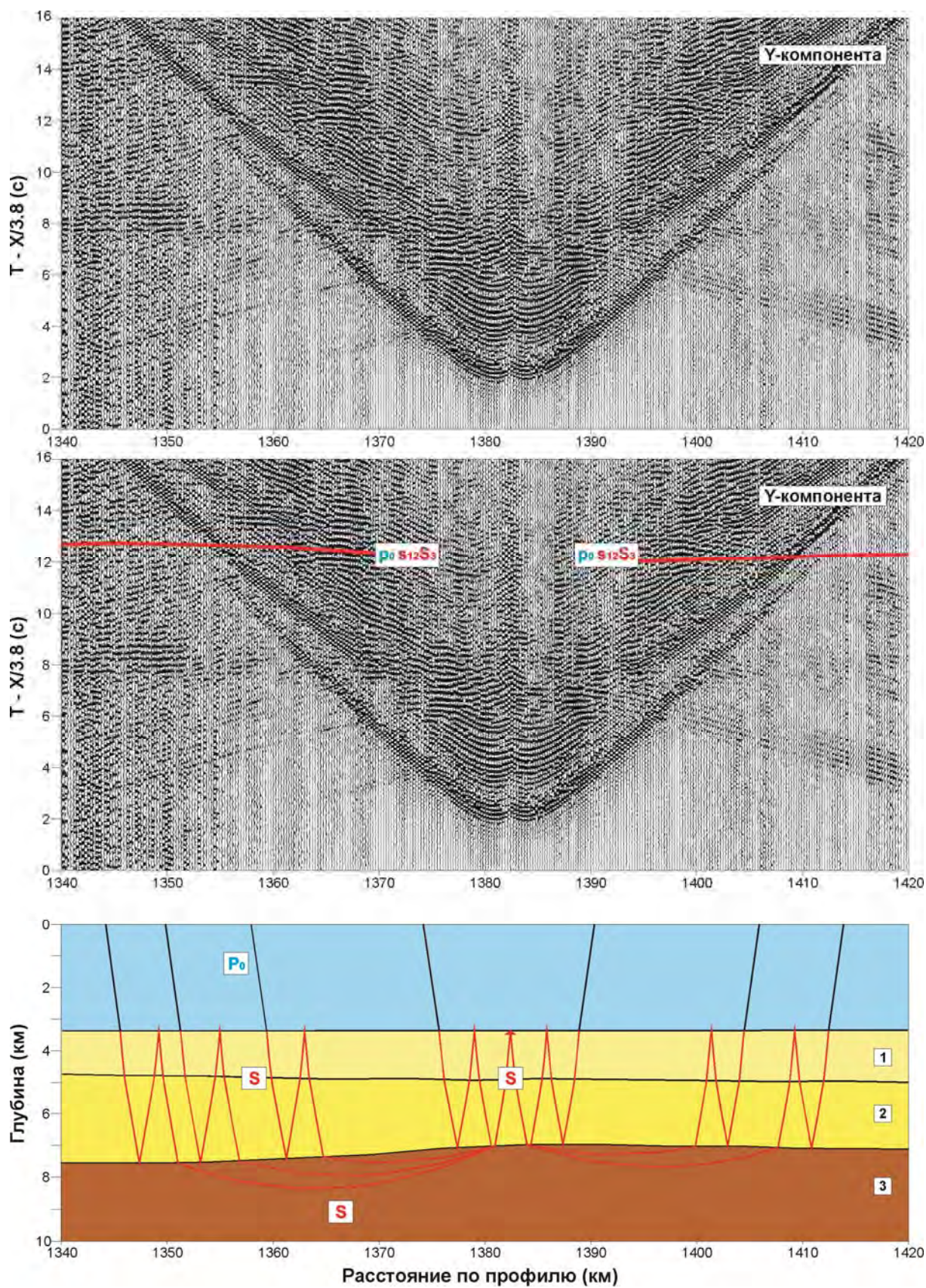


Рис. 21. Лучевое моделирование кратных S-волн (ПК 1382, модель\_1)

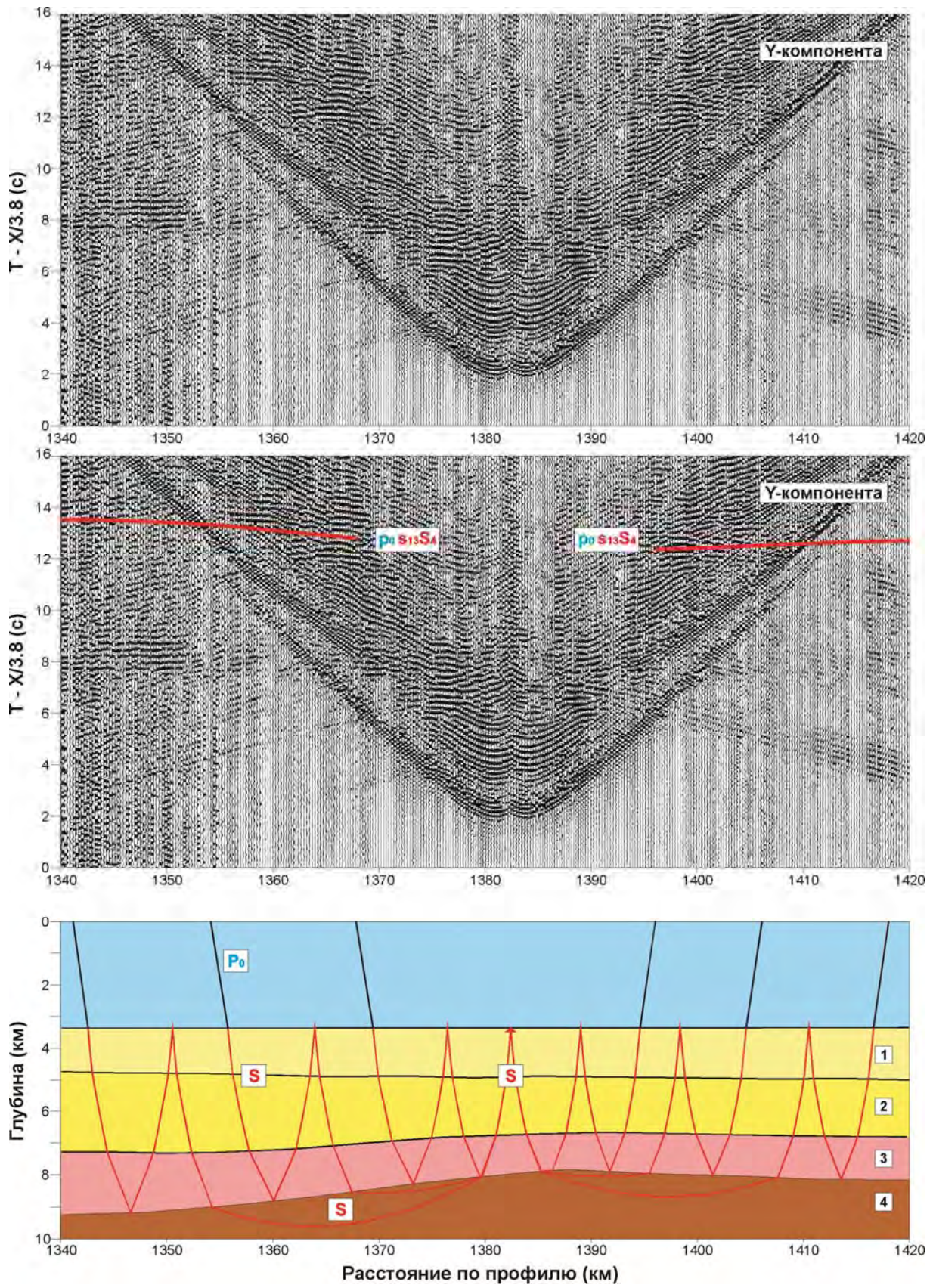


Рис. 22. Лучевое моделирование кратных S-волн (ПК 1382, модель\_2)

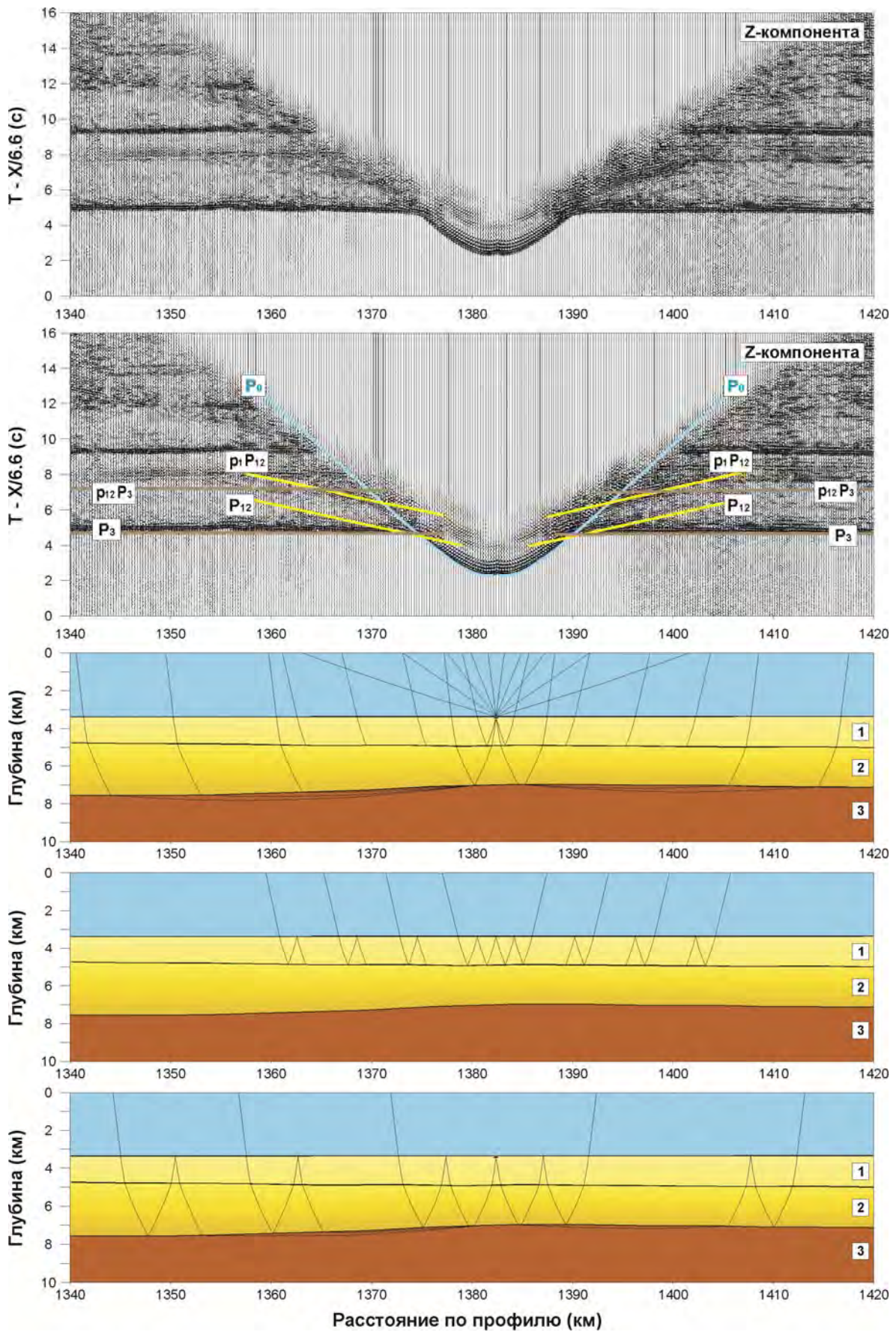


Рис. 23. Сопоставление расчетных годографов Р-волн с вертикальной составляющей наблюдаемого волнового поля (ПК 1382, модель\_1)

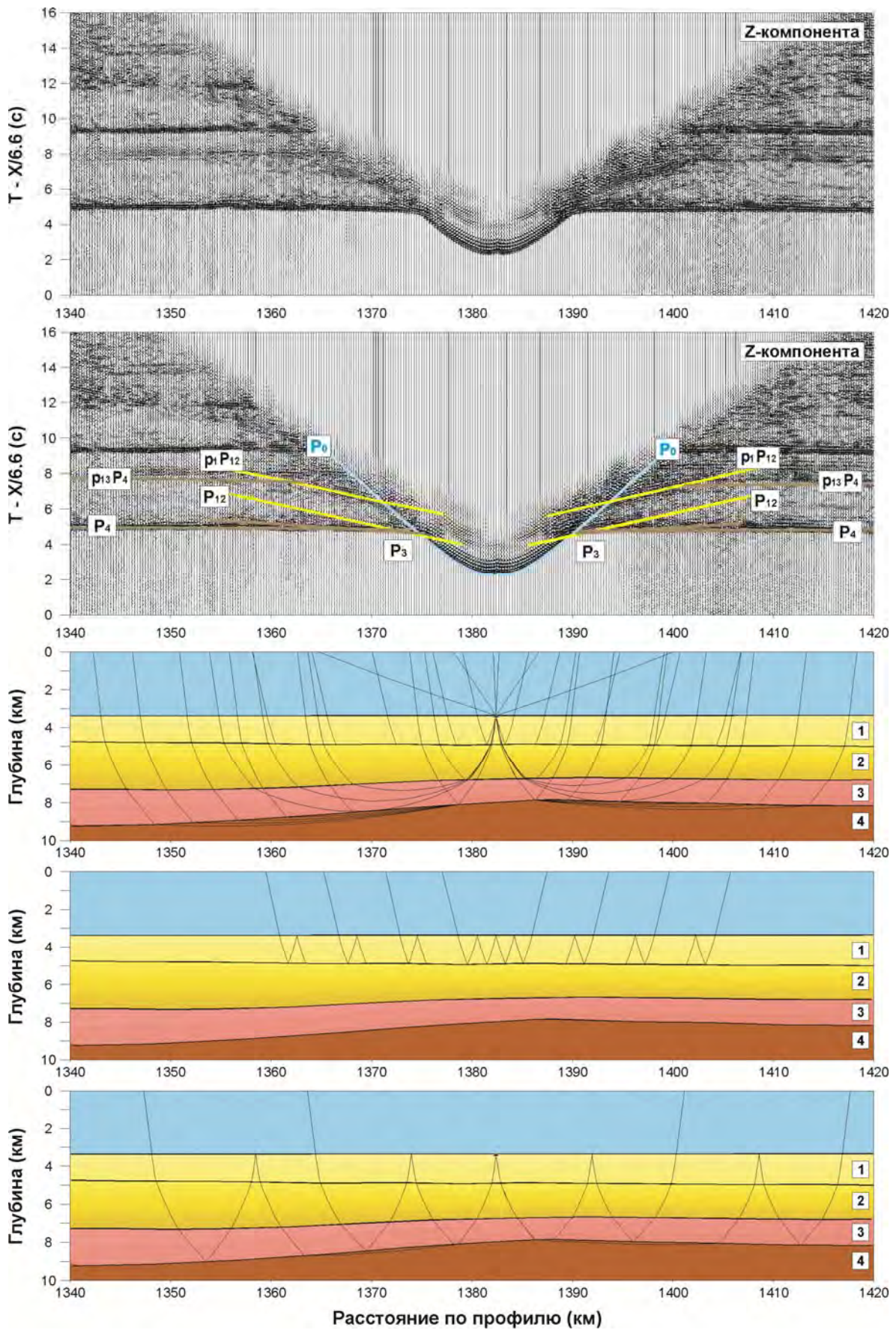


Рис. 24. Сопоставление расчетных годографов Р-волн с вертикальной составляющей наблюдаемого волнового поля (ПК 1382, модель\_2)

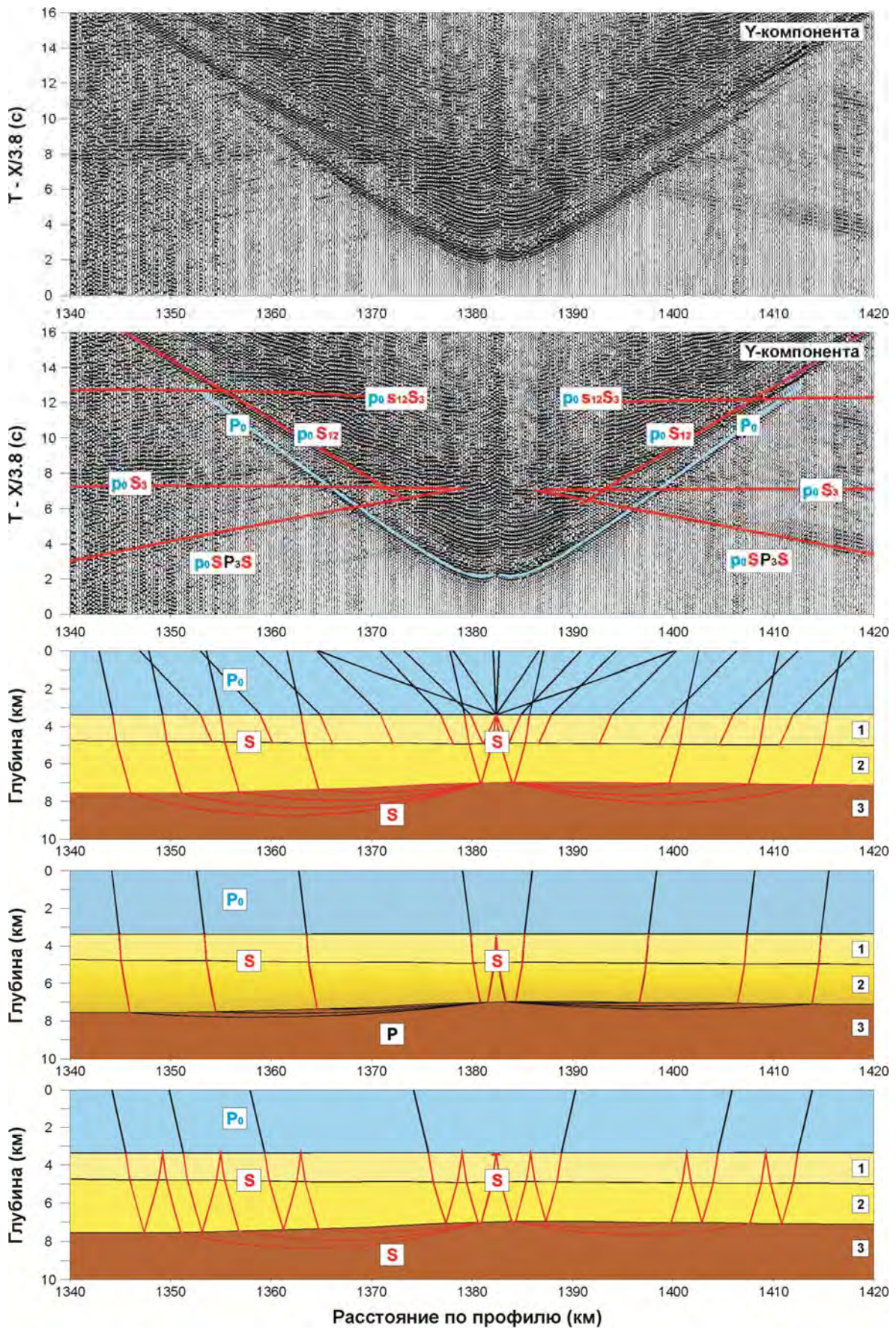


Рис. 25. Сопоставление расчетных годографов S-волн с горизонтальной составляющей наблюдаемого волнового поля (ПК 1382, модель\_1)

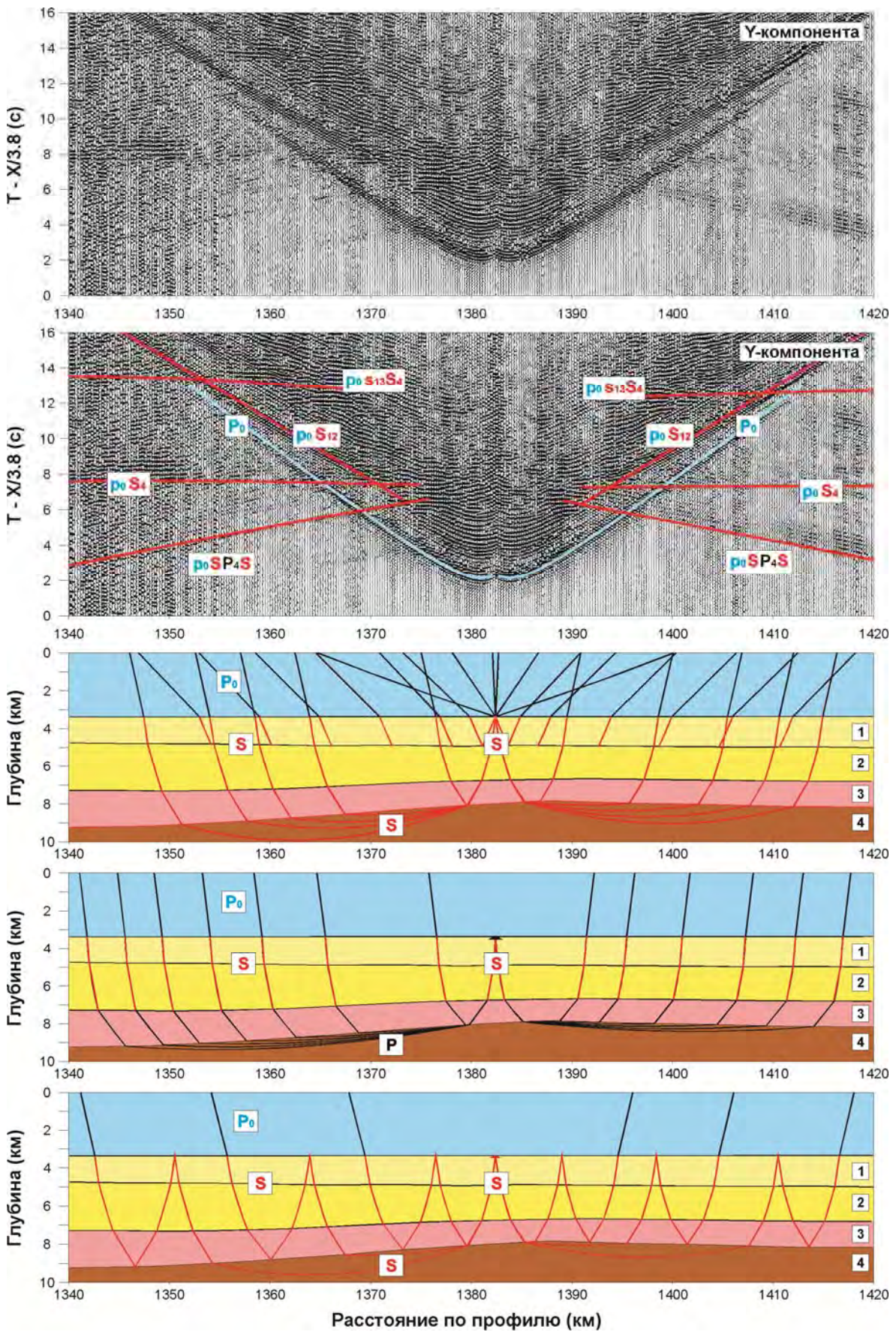


Рис. 26. Сопоставление расчетных годографов S-волн с горизонтальной составляющей наблюдаемого волнового поля (ПК 1382, модель\_2)

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Список основных сокращений . . . . .	5
ВВЕДЕНИЕ (С.Н. Кашубин, О.В. Петров) . . . . .	6
1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ И ОПЫТ РЕГИСТРАЦИИ ПОПЕРЕЧНЫХ И ОБМЕННЫХ ВОЛН В МОРСКОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКЕ (С.Н. Кашубин, А.В. Рыбалка, Т.М. Яварова, Н.А. Крупнова) . . . . .	7
1.1. Теоретические предпосылки возникновения и распространения поперечных и обменных волн при морских сейсмических исследованиях. Результаты математического моделирования волновых полей для типовых моделей земной коры и верхов мантии акваторий . . . . .	7
1.2. Опыт регистрации поперечных и обменных волн в морской сейсморазведке. Особенности волновых полей, регистрируемых при 3-компонентных наблюдениях ГСЗ на акваториях . . . . .	24
1.3. Основные типы и классы сейсмических волн, используемые для геологической интерпретации при морских сейсмических исследованиях .	36
2. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАТЕРИАЛОВ МОРСКИХ МНОВОВОЛНОВЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (А.В. Рыбалка, С.Н. Кашубин, Т.В. Кашубина, Д.В. Вяткина, Т.М. Яварова) . . .	40
2.1. Специализированная обработка 3-компонентных наблюдений с целью выделения поперечных и обменных волн . . . . .	40
2.1.1. Уточнение координат фактического положения донных станций . .	42
2.1.2. Преобразование записей произвольно ориентированных компонент в записи фиксированных компонент заданной ориентации . . . . .	46
2.1.3. Преобразование записей фиксированных компонент в записи следящих компонент . . . . .	48
2.1.4. Подчеркивание поперечных и обменных волн за счет ослабления продольных волн . . . . .	51
2.1.5. Обобщенный граф обработки и интерпретации 3-компонентных наблюдений . . . . .	57
2.2. Лучевое моделирование волновых полей продольных, поперечных и обменных волн для повышения информативности и достоверности скоростных моделей за счет использования различных типов волн . . . . .	59
2.3. Построение комплексных сейсмических разрезов по Р- и S-волнам и возможности их структурно-вещественной интерпретации . . . . .	62
3. ПРИМЕРЫ МНОВОВОЛНОВЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ПРОФИЛЯХ ГСЗ НА АКВАТОРИЯХ (С.Н. Кашубин, О.В. Петров, А.В. Рыбалка, Е.А. Андросов, М.Л. Верба, И.Ю. Винокуров, Д.В. Вяткина, Ю.С. Гольшиева, Т.В. Кашубина, Н.А. Крупнова, Ю.П. Лукашин, Е.Д. Мильштейн, Н.И. Павленкова, Т.С. Сакулина, С.П. Шокальский, Ю.М. Эринчек, Т.М. Яварова) . . . . .	65



3.1. Профиль 2-ДВ-М в Охотском море и модель глубинного строения земной коры Южно-Охотского бассейна . . . . .	65
3.2. Профиль ГСЗ Арктика-2012 в Северном Ледовитом океане и модель глубинного строения земной коры поднятия Менделеева . . . . .	86
3.3. Использование результатов многоволновой сейсморазведки для определения типа земной коры . . . . .	111
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (С.Н. Кашубин, О.В. Петров) . . . . .	113
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ . . . . .	114
Приложение. Повышение информативности и достоверности скоростных моделей за счет использования различных типов волн при построении модели глубинного строения земной коры Южно-Охотского бассейна . . . . .	126

## TABLE OF CONTENTS

List of abbreviations .....	5
INTRODUCTION ( <i>S.N. Kashubin, O.V. Petrov</i> ).....	6
1. THEORY AND ACQUISITION OF SHEAR AND CONVERTED WAVES IN MARINE SEISMIC SURVEYS ( <i>S.N. Kashubin, A.V. Rybalka, T.M. Yavarova, N.A. Krupnova</i> ).....	7
1.1. Theory of genesis and propagation of shear and converted waves in marine seismic surveys. The results of numerical modeling of the wave fields for typical offshore models of the Earth's crust and uppermost mantle .....	7
1.2. Acquisition of the shear and converted waves data in marine seismic surveys. Characteristics of the offshore 3-component DSS wave fields .....	24
1.3. The main types and classes of seismic waves used for geological interpretation in marine seismic surveys .....	36
2. PROCESSING AND INTERPRETATION OF MARINE MULTIWAVE SEISMIC DATA ( <i>A.V. Rybalka, S.N. Kashubin, T.V. Kashubina, D.V. Vyatkina, T.M. Yavarova</i> ) .....	40
2.1. Specialized processing of 3-component records for identification of the shear and converted waves .....	40
2.1.1. Adjustment of coordinates of the actual locations of the ocean bottom seismometers .....	42
2.1.2. Converting the records of arbitrarily oriented components into the records of fixed orientation components .....	46
2.1.3. Converting the fixed component records into the tracking component records .....	48
2.1.4. Enhancing the shear and converted waves by suppressing the P-waves .	51
2.1.5. Generalized data processing and interpretation graph of 3-component observations .....	57
2.2. Ray-tracing modeling of the P-, S-, and converted waves to increase the information content and reliability of velocity models through the use of various types of waves .....	59
2.3. Construction of integrated seismic sections based on P-and S-waves and the possibility of structural and compositional interpretation of the results of the multiwave seismic surveys .....	62
3. THE EXAMPLES OF THE MULTIWAVE SEISMIC SURVEYS FROM THE OFFSHORE DSS PROFILES ( <i>S.N. Kashubin, O.V. Petrov, A.V. Rybalka, E.A. Androsov, M.L. Verba, I.Yu. Vinokurov, D.V. Vyatkina, Yu.S. Golysheva, T.V. Kashubina, N.A. Krupnova, Yu.P. Lukashin, E.D. Milshstein, N.I. Pavlenkova, T.S. Sakulina, S.P. Shokalsky, Yu.M. Erinchek, T.M. Yavarova</i> ).....	65

3.1. The 2-DV-M Line in the Sea of Okhotsk and the model of the deep crust structure in the South Okhotsk basin . . . . .	65
3.2. The Arctic-2012 DSS Line in the Arctic Ocean and the model of the deep crust structure of the Mendeleev Rise . . . . .	86
3.3. Determination of the crust type using the results of the multiwave seismic survey . . . . .	111
CONCLUSIONS ( <i>S.N. Kashubin, O.V. Petrov</i> ) . . . . .	113
BIBLIOGRAPHY . . . . .	114
Appendix. Increasing the information content and credibility of velocity models through the use of various types of seismic waves in constructing the model of the deep crust of the South Okhotsk basin . . . . .	126

Научное издание

**Поперечные и обменные волны  
при глубинных сейсмических исследованиях на акваториях**

Подписано в печать 00.02.19. Формат 60 × 90/8  
Печ. л. 19,5. Уч. изд. л. 13,35. Тираж 150 экз. Заказ № 80000557

Всероссийский научно-исследовательский геологический  
институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)  
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74  
Тел. 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24). E-mail: izdatel@vsegei.ru

Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ  
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72. Тел. 328-91-90, факс 321-81-53

ISBN 978-5-93761-278-6



9 785937 612786 >