

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ «САНКТ-
ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»
(СПБГУ)

Институт наук о Земле

Кафедра геофизики

Чепыжова Анастасия Павловна

Выпускная квалификационная работа
МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ
В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОРЯ СОДРУЖЕСТВА (АНТАРКТИДА)
ПО ДАННЫМ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ МОВ ОГТ

Уровень образования: магистратура

Направление 05.04.01 «Геология»

Основная образовательная программа ВМ.5796 «Геофизика»

Научный руководитель:
доцент кафедры геофизики
Института наук о Земле,
кандидат физ.-мат. наук
Сакулина Тамара Сергеевна

Рецензент:
главный инженер
антарктической партии АО "ПМГРЭ"
(Полярная Морская Геологоразведочная
Экспедиция),
Гандюхин Виктор Всеволодович

Санкт-Петербург

2022

Аннотация

Целью морских геофизических исследований в Антарктике является выявление фундаментальных закономерностей строения и тектонической эволюции земной коры окраинных рифтовых систем и океанических котловин.

Район исследований, рассматриваемый в данной выпускной работе, располагается в Восточной Антарктиде в западной части моря Содружества, где по результатам последних исследований (1995-2002 гг.) положение границы континент-океан определялось по резкой смене характера сейсмической записи на разрезах и по наличию высокоамплитудной линейной магнитной аномалии, а также считалось, что раскрытие океанического бассейна между Антарктидой, Австралией и Индией происходило синхронно. По результатам работ 62 РАЭ (2017 г.) в восточной части моря Содружества было установлено, что океаническое раскрытие носило диахронный характер, а положение границы континент-океан было определено на 10-70 км южнее региональной магнитной аномалии. Таким образом, исследования последних лет показали, что предложенные ранее модели требуют уточнения и дальнейших исследований.

Выпускная работа была выполнена по сейсмическим материалам, полученным в 2021 г. в ходе 66 РАЭ и предоставленным АО «ПМГРЭ».

Цель выпускной работы: создание модели строения земной коры западной части моря Содружества на основе сейсмических данных МОВ ОГТ.

По профилю 6607 была выполнена обработка, позволившая проследить повсеместно горизонты в осадочном чехле, поверхность фундамента и на фрагментах профиля подошву консолидированной коры (границу Мохо). По результатам интерпретации сейсмических разрезов, полученных в 66 РАЭ, были построены схема районирования акустического фундамента и структурно-тектоническая схема, позволившие уточнить геологическое строение изучаемой части акватории моря Содружества.

Объем магистерской работы - 69 стр., в ее состав включены 38 иллюстраций и 1 таблица. Работа состоит из введения, четырех глав, заключения и списка литературы, включающего 16 источников.

Ключевые слова: Антарктида, море Содружества, сейсморазведка МОВ ОГТ, временные разрезы, земная кора, фундамент, граница Мохо.

Abstract

The main goal of marine geophysical research in Antarctica is to determine fundamental regularity of structure and tectonic evolution of Earth's crust marginal rift systems and oceanic basins.

The research area considered in this graduate work is located in East Antarctica in the western part of the Commonwealth Sea, where, according to the results of recent studies (1995-2002), the position of the continent-ocean boundary was determined by a sharp change in the pattern of the recordings of the seismic sections and by the presence of a high-amplitude linear magnetic anomalies, and it was also believed that the opening of the oceanic basin between Antarctica, Australia and India occurred synchronously. According to the 62nd Russian Antarctic Expedition (2017) survey results in the eastern part of the Commonwealth Sea, it was found that the oceanic opening was diachronous by its nature, and the position of the continent-ocean boundary was determined 10-70 km south of the regional magnetic anomaly. Thus, recent studies have shown that the previously proposed models require refinement and further research.

This graduate work was carried out on the basis of seismic data obtained in 2021 during the 66th Russian Antarctic Expedition (RAE) and provided by Polar Marine Geosurvey Expedition, JSC (PMGE).

The purpose of this graduation work is the creation of a model of the structure of the Earth's crust in the western part of the Commonwealth Sea on the basis of common depth point (CDP) seismic reflection data.

The profile 6607 was visually processed and that resulted in possibility to trace ubiquitously the appearance of a horizons in the sedimentary cover, the basement surface, and the bottom of the consolidated crust (Mohorovicic discontinuity) on some fragments of the profile.

Based on the results of the interpretation of seismic sections obtained during the 66th RAE, a zoning scheme of the acoustic basement and a structural-tectonic scheme were created, which made it possible to clarify the geological structure of the studied part of the Commonwealth Sea water area.

The volume of this graduate work is 69 pages, it includes 38 illustrations and 1 table. The work consists of four chapters, the conclusion and bibliography, including 16 literary sources.

Key words: Antarctica, Commonwealth Sea, CDP, seismic reflection data, seismic survey, time sections, Earth's crust, basement, Mohorovicic discontinuity.

| | |
|---|----|
| Оглавление | |
| ВВЕДЕНИЕ | 5 |
| 1 КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ..... | 7 |
| 1.1 Физико-географический очерк | 7 |
| 1.2 Геолого-геофизическая изученность | 9 |
| 1.3 Геолого-геофизическая характеристика | 12 |
| 1.3.1 Строение земной коры..... | 12 |
| 1.3.2 Сейсмостратиграфия осадочного чехла..... | 15 |
| 1.3.3 Критерии определения тектонической природы земной коры осадочного бассейна моря Содружества | 20 |
| 2 МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ПОЛЕВЫХ РАБОТ | 25 |
| 3 ОБРАБОТКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ..... | 29 |
| 3.1 Анализ волнового поля | 29 |
| 3.2 Основной граф обработки..... | 31 |
| 3.3 Ослабление кратных волн..... | 47 |
| 3.3.1 Предсказывающая деконволюция | 47 |
| 3.3.2 F-K фильтрация | 49 |
| 4 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ | 54 |
| 4.1 Схема районирования акустического фундамента..... | 54 |
| 4.2 Структурно-тектоническая схема | 61 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ..... | 67 |
| СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ..... | 68 |

ВВЕДЕНИЕ

В Антарктиде и ее окраинных морях в соответствии со Стратегией развития деятельности Российской Федерации в Антарктике ежегодно проводятся геолого-геофизические работы, направленные на геолого-геофизическое изучение и оценку минерально-сырьевого потенциала недр. Целью морских геофизических исследований в Антарктике является выявление фундаментальных закономерностей строения и тектонической эволюции земной коры окраинных рифтовых систем и океанических котловин.

Район исследований, рассматриваемый в данной выпускной работе, располагается в Восточной Антарктиде в западной части моря Содружества.

В предыдущие годы в западной части моря Содружества было выполнено 13 300 км профильных наблюдений МОГТ в составе 40 (1995 г.), 46 (2001 г.), 47 (2002 г.) Российских Антарктических Экспедиций (РАЭ), а также экспедициями Австралии и Японии. В западной части моря Содружества система профилей недостаточно плотная, по сравнению с восточной частью, где последние работы были проведены в составе 62 РАЭ (2017 г.).

Актуальность работы. По результатам предыдущих исследований 1995-2002 г. положение границы континент-океан определялось по резкой смене характера сейсмической записи на разрезах и по наличию высокоамплитудной линейной магнитной аномалии, а также считалось, что раскрытие океанического бассейна между Антарктидой, Австралией и Индией происходило синхронно. Но по результатам 62 РАЭ в восточной части моря Содружества было установлено, что океаническое раскрытие носило диахронный характер, а положение границы континент-океан было определено на 10-70 км южнее региональной магнитной аномалии. Таким образом, исследования последних лет показали, что предложенные ранее модели требуют уточнения и дальнейших исследований.

В 2021 г. Полярной Морской Геологоразведочной Экспедицией были проведены работы в составе 66 РАЭ, которые обеспечили прирост геофизической изученности в западной части моря Содружества. В ходе 66 РАЭ было выполнено 10 профилей МОВ ОГТ общей протяженностью 3000 пог. км: 7 профилей в меридиональном направлении и 3 профиля в широтном.

Выпускная работа выполнена по материалам, предоставленным АО «ПМГРЭ».

Целью выпускной работы является создание модели строения земной коры западной части моря Содружества на основе сейсмических данных МОВ ОГТ.

Геологические задачи исследования:

1. Уточнение строения земной коры, включая поверхность фундамента, и по возможности границу Мохо;
2. Уточнение схемы районирования акустического фундамента;
3. Уточнение структурно-тектонической схемы западной части моря Содружества;

Основные этапы работы:

1. Сбор и анализ материалов по акватории моря Содружества (включая геологическое строение, методику полевых работ, обработку и результаты интерпретации предшествующих сейсмических исследований) с использованием фондовых и опубликованных источников;
2. Освоение системы обработки сейсмических данных ProMAX;
3. Обработка сейсмических данных МОВ ОГТ 66 РАЭ в системе ProMAX по одному из профилей (профиль 6607);
4. Интерпретация сейсмических разрезов для создания модели строения земной коры западной части моря Содружества.

Объем магистерской работы - 69 стр., в ее состав включены 38 иллюстраций и 1 таблица. Работа состоит из введения, четырех глав, заключения и списка литературы, включающего 16 источников.

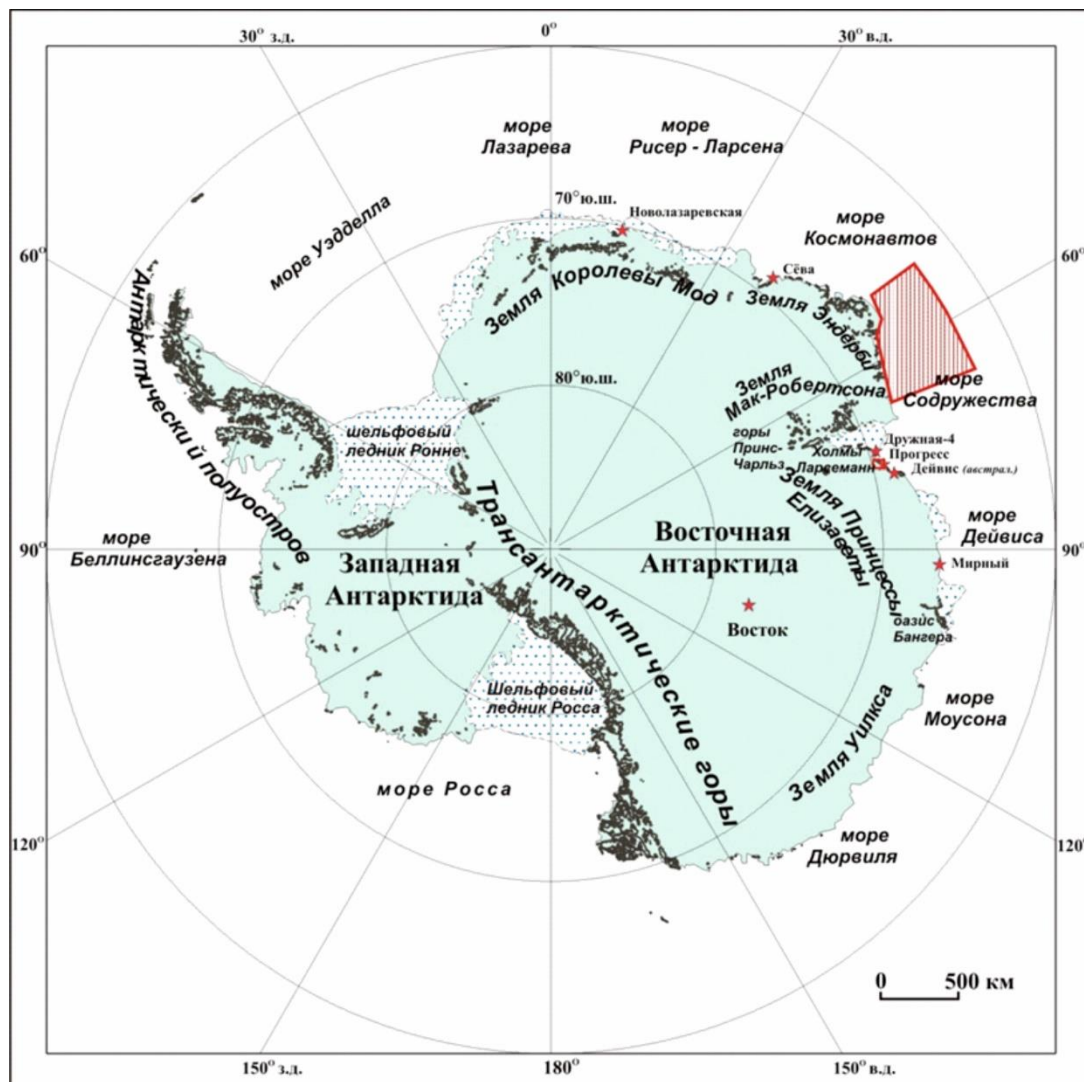
Выражаю глубокую признательность своему научному руководителю Сакулиной Тамаре Сергеевне за чуткое наставничество, ценные советы и поддержку на всех этапах выполнения работы.

Выражаю благодарность АО «ПМГРЭ» за предоставленные для работы материалы, Гусевой Ю.Б. (АО «ПМГРЭ») и Лейченкову Г.Л. (ФГБУ "ВНИИОкеангеология") за помощь, консультации и поддержку при интерпретации полученных результатов, а также Зытнеру А.И. (АО «ПМГРЭ») и Таратынову П.Г. (АО «ПМГРЭ») за помощь в освоении обрабатывающей системы ProMAX.

1 КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1 Физико-географический очерк

Морские комплексные геофизические исследования в 66 РАЭ проводились в южном секторе Индийского океана в западной части моря Содружества (рис. 1).



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:







-  Шельфовые ледники
-  Материковый ледник
-  Надледные выходы горных пород
-  Район континентальных геологических работ
-  Район морских геофизических работ
-  Действующие станции

Рисунок 1 Обзорная схема геолого-геофизических исследований в 66 РАЭ

Море Содружества – окраинное море Восточной Антарктиды. С севера оно открыто и переходит в океан (котловина Эндерби). С юго-запада море Содружества ограничивается Землей Эндерби и Землей Мак-Робертсона, с юго-востока – Землей Принцессы Елизаветы, на северо-востоке – глубоководным плато Кергелен. В южной части моря Содружества расположен залив Прюдс, частично закрытый шельфовым ледником Эймери.

Бровка континентального шельфа в море Содружества в целом имеет линейную форму и широтное простираие, но местами заметно изгибается, отклоняясь на десятки километров, что, как правило, происходит в устьях шельфовых депрессий и каналов. В восточной части моря Содружества бровка континентального шельфа отходит от береговой линии на расстояние до 100 миль. Далее к западу, бровка шельфа незначительно смещается в южном направлении. К западу от залива Прюдс полоса шельфа сужается до 50 км, рельеф дна в его пределах сильно расчленен, отмечаются поднятия дна глубиной до первых десятков метров и скальные выходы выше уровня моря. Континентальный склон Моря Содружества характеризуется ступенчатостью погружения, он расчленен широкими каньонами, которые прослеживаются вплоть до подножья континентального склона. Крутизна континентального склона заметно варьируется как по падению дна, так и в латеральном направлении. Глубины моря в абиссальной зоне достигают 3700 м (Гандюхин, 2018, Лейченков и др., 2015).

На побережье расположено несколько научных станций. В западной части моря Содружества на побережье Земли Мак-Робертсона расположена австралийская станция Моусон. На берегу бухты Саннефьорд в заливе Прюдс находится российская сезонная геологическая база Дружная-4.

Ледовая обстановка в море Содружества в весенне-летне-осенней период зависит от ряда гидрометеорологических факторов. За осенне-зимний период припайным льдом закрывается практически весь шельф моря Содружества и залив Прюдс. Разрушение припайного льда и его последующий вынос начинается в декабре и зависимости от метеорологических условий (при активной циклонической деятельности) может продолжаться от 2-3 недель и до полутора месяцев (при слабой циклонической деятельности). Наиболее благоприятными месяцами для морских работ являются февраль и первая половина марта. За пределами шельфа моря Содружества морские исследования можно проводить и в декабре-январе, но существует вероятность встречи отдельных ледяных полей битого, разрушающегося льда.

Основным фактором, определяющим метеорологическую обстановку в море Содружества, являются циклоны, зарождающиеся в море Уэдделла и перемещающиеся в восточном направлении вдоль побережья Восточной Антарктиды. В первой половине

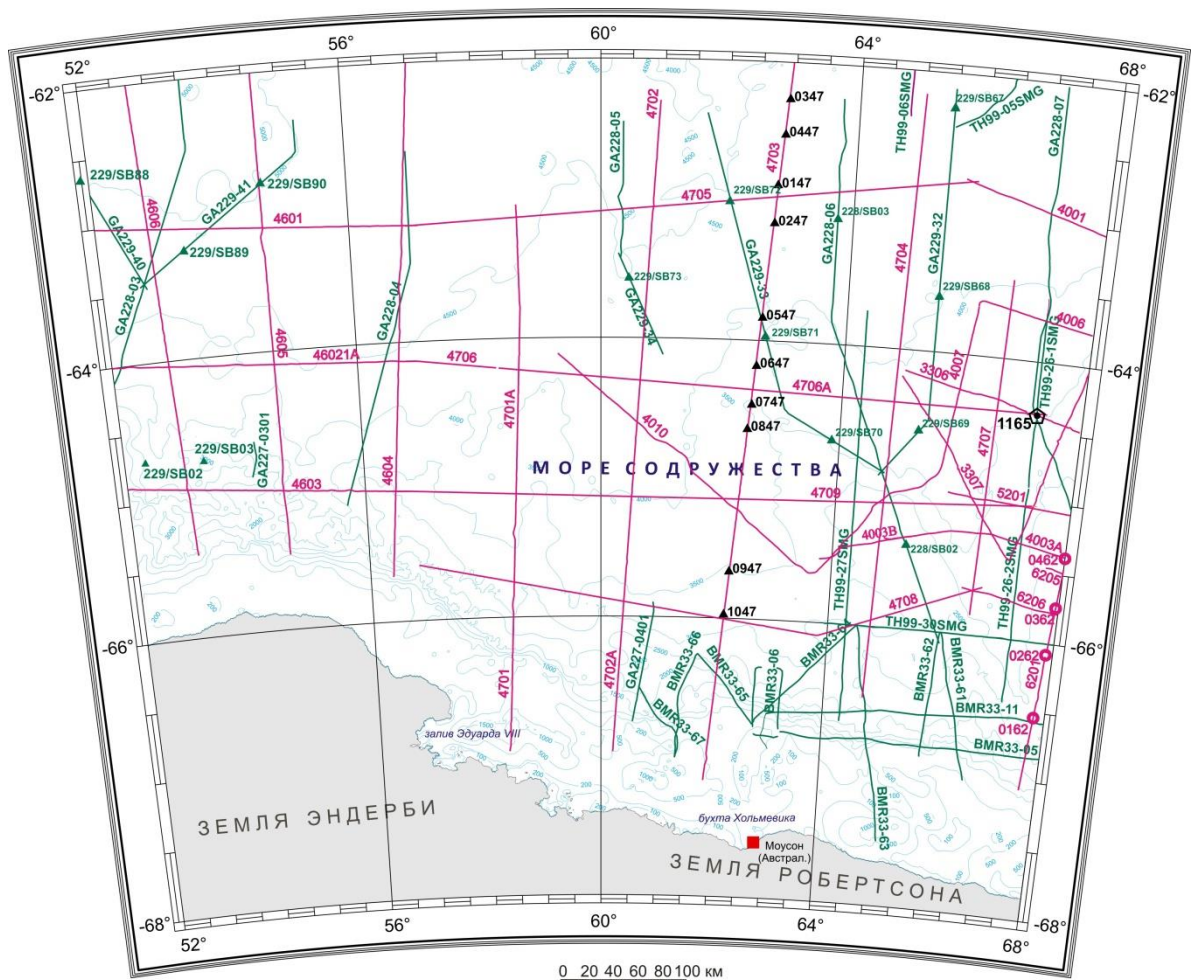
летнего сезона большинство циклонов проходят севернее 62° ю.ш. и не вызывают значительных по силе штормов. В конце летнего сезона резко возрастает количество циклонов, проходящих через море Содружества. Траектория их движения смещается к югу, что приводит к значительному увеличению количества штормовых дней. При прохождении наиболее глубоких циклонов (давление в эпицентре падает до 706 мм рт. ст.) скорость ветра достигает 30 м/с, волнение моря 8-9 баллов. Температуры воздуха в летние месяцы варьируют в пределах от -5° С до +5° С. С конца февраля температура воздуха держится ниже 0° С. Температура воды в северной части моря Содружества устойчива и составляет -1° С, в южной части -2-3° С. Количество дней с волнением моря менее 5 баллов может меняться от 13 до 18 в месяц в декабре и январе, а в феврале- марте составлять 10-15 дней в месяц.

Ближайшие порты бункеровки: Кейптаун (ЮАР) и Перт (Австралия), мест для укрытия от штормов в море Содружества нет.

1.2 Геолого-геофизическая изученность

Первые морские исследования в море Содружества и на континентальной окраине Земли Мак-Робертсона выполнило Бюро минеральных ресурсов Австралии (BMR) в 1982 году. В исследования входили 6-канальное сейсмопрофилирование МОГТ и попутные магнитные наблюдения (рис. 2). В ходе работ было собрано около 5000 км сейсмических и около 8000 км магнитных и батиметрических данных. Несмотря на то, что по полученным разрезам удалось охарактеризовать только верхнюю часть осадочного чехла, по ним была разработана первая стратиграфическая модель моря Содружества, которая была уточнена в результате сейсмических исследований, выполненных в 1988 г. по программе глубоководного бурения (ODP) в рейсе 119.

С 1985 по 1995 г. морские геофизические исследования в море Содружества проводились Полярной Морской Геологоразведочной Экспедицией (ПМГРЭ). За шесть полевых сезонов: 31 (1985 г.), 32 (1986 г.), 33 (1987 г.), 36 (1990 г.) САЭ и 39 (1993 г.), 40 (1994 г.) РАЭ здесь было выполнено 14 200 км МОГТ (из них около 6 000 км на шельфе и около 8200 км в глубоководной части бассейна), около 18 000 км гравитационных и магнитных наблюдений, 9500 км высокоразрешающей сейсморазведки и 40 зондирований МПВ. До 1991 г. для наблюдений МОГТ использовалась 24-канальная расстановка длиной 2300 м и пневмоисточник объемом 10 л, а с 1994 г. работы проводились на НИС «Академик Александр Карпинский», оснащенном 48-канальной приемной расстановкой длиной 2350 м и системой пневмоисточников общим объемом до 40 л (Лейченков и др., 2015).



Условные обозначения

- (pink line) - Геофизические профили выполненные Российскими экспедициями
- ▲0347 - Пункт зондирования МПВ с радиобуями и их номер Российской экспедиции
- 1162 - Пункт зондирования МПВ с АДСС и их номер Российской экспедиции
- (green line) - Геофизические профили выполненные экспедициями Австралии, Японии
- ▲229/SB89 - Пункт зондирования Австралии и их номера
- ⊠1165 - Скважина и ее номер
- (red square) - Антарктическая станция

Рисунок 2 Схема изученности района морских работ (Ильин, 2020)

В западной части моря Содружества основной объем геофизических исследований был выполнен ПМГРЭ в составе 46 (2001 г.) и 47 (2002 г.) РАЭ. Сейсмические исследования проводились с использованием 72-канальной пьезосейсмографной косы (ПСК) Geco-Prakla и цифрового аппаратного комплекса ГАК-120 – IBM PC. Возбуждение упругих колебаний производилось двумя пневмоизлучателями БПИ-20 с суммарным объемом камер 40 л. Помимо профильных наблюдений, в 47 РАЭ было выполнено 10 сейсмозондирований МПВ с радиобуями (Ильин, 2020). По результатам работ положение границы континент-океан было установлено по резкой смене характера сейсмической записи и высокоамплитудной линейной магнитной аномалии, а полученная модель строения предполагала синхронное раскрытие океанического бассейна.

В 2000-2001 гг. Геологическая служба Австралии (Geoscience Australia) провела геофизические исследования на НИС «Гео Арктик» в секторе антарктической окраины от 38° до 160° в.д. Работы выполнялись в рамках национального проекта с целью определения внешней границы континентального шельфа. Сейсмическое профилирование производилось с использованием 288-канальной приемной расстановки длиной 3600 м, при общем объеме источников 60 л. В западной части моря Содружества расположено около 2500 км профильных наблюдений австралийской экспедиции и 12 сейсмозондирований МПВ. В результате проведенных исследований оказалось возможным в некоторых местах изучить строение земной коры на всю ее мощность до поверхности границы Мохоровичича.

На основании комплексной интерпретации геофизических данных были предложены очень схематичные модели тектонического строения земной коры, на которых показано положение границы континент-океан, а также районы океанической коры с различной морфологией фундамента и внутреннего строения. В море Содружества смена типов коры связывается с резким различием структуры сейсмической записи. В океанической коре на сейсмических разрезах различаются три толщи: верхняя (мощностью первые сотни метров) с короткими пологонаклонными внутренними рефлекторами, средняя — полупрозрачная (мощностью около 3 км) и нижняя (мощностью около 5 км) с насыщенной беспорядочными отражениями и дифракциями структурой сейсмической записи. Выделенные толщи были интерпретированы как слои 2А, 2В и 3 океанической коры соответственно (Stagg и др., 2005). Сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла австралийскими специалистами не проводился.

В 2000 г. в восточной части моря Содружества геофизические наблюдения были выполнены экспедицией Японской нефтяной корпорации (JNOC) с использованием 240-канальной приемной расстановкой длиной 3000 м и группой источников объемом 65 л.

На восточную часть площади работ также приходится ограниченные объемы исследований ПМГРЭ, которые были выполнены в ходе 40 РАЭ (1994 г.) - 4000 км, 52 РАЭ (2006 г.) - 5100 км и 62 РАЭ (2017 г.) - 3200 км. Из них наиболее значимыми являются исследования последней экспедиции, где сейсмические наблюдения проводились с использованием комплекса DigiSTREAMER 2D; база приема составила 7 000 м, количество регистрируемых сейсмических каналов – 560. Возбуждение упругих колебаний осуществлялось двумя линиями пневмоисточников (ПИ) Sleeve Gun-ПВ. Выполненные исследования впервые позволили получить глубинную характеристику структуры фундамента и осадочного чехла шельфа и развить ранее существовавшую для этого района сейсмостратиграфическую модель (Лейченков и др., 2015). По результатам 62 РАЭ в восточной части моря Содружества было установлено, что океаническое раскрытие носило

диахронный характер, а положение границы континент-океан было определено на 10-70 км южнее региональной магнитной аномалии (Ильин, 2020).

В 2007 г. в восточной части моря Содружества и на южной оконечности плато Кергелен были выполнены совместные российско-германские исследования по проекту третьего Международного полярного года (МПГ). В осуществлении проекта с российской стороны принимали участие специалисты ПМГРЭ и ВНИИОкеангеология, а со стороны немецких партнеров — ученые из AWI и BGR. Работы проводились с использованием двух научно-исследовательских судов «Академик Александр Карпинский» и Polarstern.

В состав исследований входили: профилирование МОГТ (5200 км); глубинные сейсмические зондирования вдоль профиля МОГТ с использованием донных трехкомпонентных сейсмических станций (22 постановки на расстоянии 25 км друг от друга); широкоугольное сейсмическое профилирование на базе двух судов (расстояние между излучателем и приемной расстановкой составляло 20—30 км). Сейсмические работы сопровождались набортными измерениями аномалий поля силы тяжести и напряженности магнитного поля, а также аэромагнитными исследованиями с вертолета, размещавшегося на НИС Polarstern.

На прилегающей к акватории моря Содружества суше в восьмидесятых годах в течение ряда лет силами ПМГРЭ проводились аэрогеофизические исследования различных масштабов (преимущественно 1: 2 000 000), захватившие шельф и часть континентального склона моря Содружества (Ильин, 2020).

Существенный прогресс в изучении осадочного чехла в море Содружества (особенно той его части, которая сформировалась в период антарктического оледенения) был достигнут благодаря бурению на шельфе, континентальном склоне и в подножии континентального склона, выполненному в 1988 и 2000 гг. по программе глубоководного бурения (ODP) в рейсах 119 и 188 (Лейченков и др., 2015).

1.3 Геолого-геофизическая характеристика

1.3.1 Строение земной коры

Бассейн моря Содружества (вместе с бассейном моря Космонавтов и моря Дейвиса) сформировался в результате разделения Индийской и Австрало-Антарктической плит в позднеюрское – раннемеловое время (рис. 3). Несмотря на значительный объем исследований отечественных и зарубежных экспедиций, многие аспекты геологического строения и геодинамической эволюции земной коры этого сектора Индийского океана до сих пор оставались неясными (Powell, Roots, Veivers, 1988, ПМГРЭ, 2021).

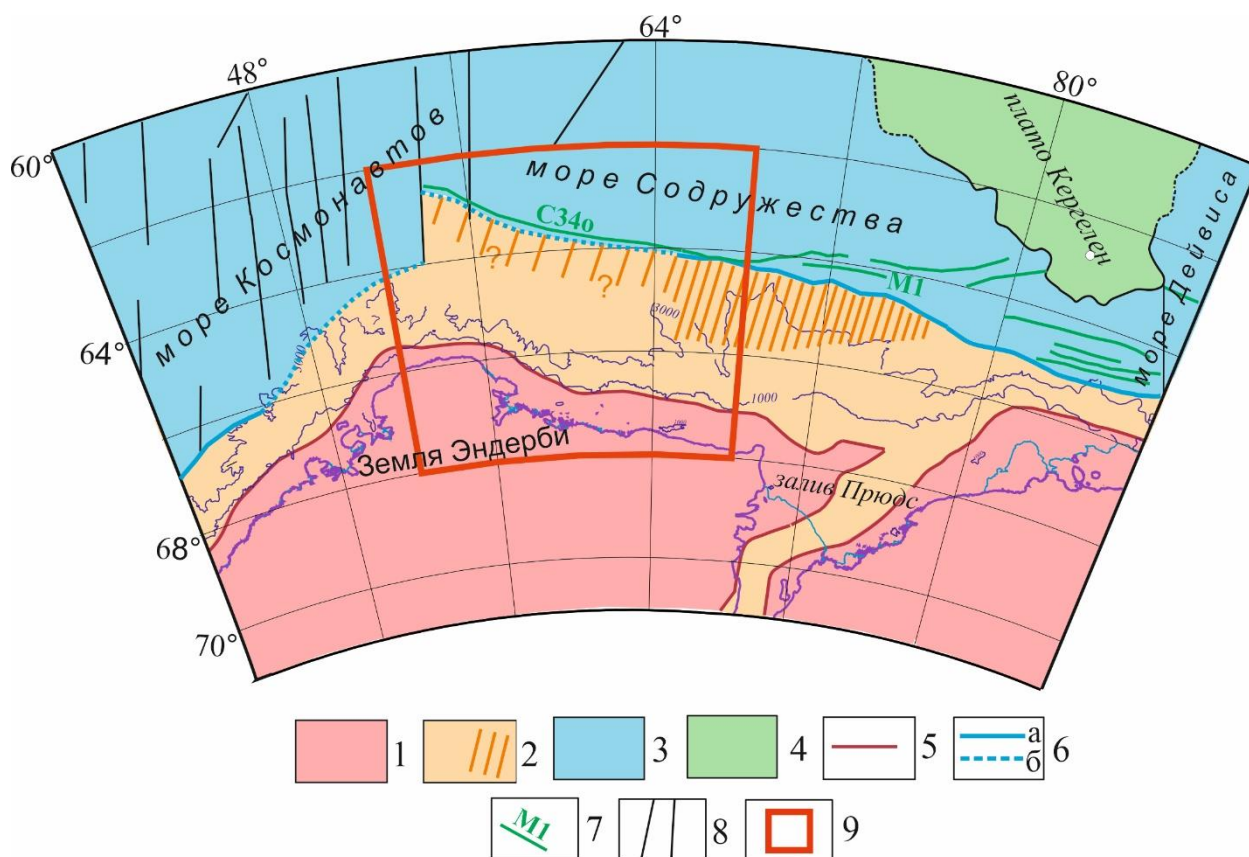


Рисунок 3 Структурно-тектоническая схема, построенная по данным предыдущих исследований с положением района работ (Лейченков и др., 2015)

Условные обозначения:

1 - докембрийско-раннепалеозойский кристаллический щит; 2 – юрско-раннемеловые окраинные рифтовые грабены (штриховкой показана область внедрения мантии и (или) магматических пород в верхнюю часть коры); 3 – океаническая плита; 4 – раннемеловая вулканическая провинция плато Кергелен (микроконтинент); 5 – граница кристаллического щита; 6 – граница континент-океан (а - установленная, б - предполагаемая); 7 – линейные магнитные аномалии с номерами хронов полярности геомагнитного поля; 8 – палеотрансформные разломы; 9 – район работ в составе 66 РАЭ.

По принятой классификации (Boillot, Froitzheim, 2001), пассивная (рифтовая) окраина Антарктиды в индоокеанской акватории преимущественно является невулканической, то есть такой окраиной, рифтовый этап развития которой не сопровождался интенсивной магматической активностью с накоплением мощных базальтовых толщ на поверхности и внедрением мафических интрузий в нижнюю часть коры.

Кристаллический щит. На побережье моря Содружества (а также морей Космонавтов и Дейвиса) фрагментарно обнажается фундамент, слагающий кристаллический щит Восточной Антарктиды. По данным, полученным по редким

сейсмическим наблюдениям, граница кристаллического щита проводится на расстоянии 5-10 км в сторону суши от бровки шельфа.

Рифтовые грабены. Периконтинентальный рифт образовался в результате растяжения литосферы между полуостровом Индостан и Антарктидой и имеет достаточно сложную конфигурацию с изменением простирания, подчиняясь изгибу береговой линии Земли Эндерби и выступу континентального блока хребта Гуннерус (рис. 3). В районе залива Прюдс окраинный рифт сочленяется с внутриконтинентальным рифтом, образуя с ним генетически взаимосвязанную систему.

От шельфа залива Прюдс внутриконтинентальный рифт протягивается вглубь материка под шельфовым ледником Эймери и выводным ледником Ламберта более чем на 1000 км. Геологические данные позволяют предполагать, что он начал формироваться в позднем палеозое - раннем мезозое (поздняя пермь - ранний триас) и после некоторого перерыва возобновил свою активность в позднем мезозое (Лейченко и др., 2015).

В море Содружества периконтинентальный рифт расположен на внешнем шельфе, континентальном склоне и в подножии континентального склона. Борт рифта представлен наклонной поверхностью кристаллического фундамента, погружающейся по системе крутых сбросов от 1-2 до 6-8 км. Днище рифта залегает на глубине 8-11 км.

Периконтинентальный рифт, формировавшийся в позднем мезозое, частично перекрыл и модифицировал уже существовавшую внутриконтинентальную рифтовую зону позднепалеозойского заложения.

Локальный, местами сильно расчлененный рельеф фундамента подножия континентального склона морей Космонавтов и Содружества является типичным для рифтогенной окраины и в основном обусловлен растяжением континентальной коры. (Лейченко и др., 2015).

Внешняя часть периконтинентального рифта имеет сложное строение, обусловленное модификацией его внутреннего состава. Такая структура характерна для невулканических окраин, достигающих экстремального растяжения, при котором происходит подъем верхней мантии с возможным частичным ее плавлением и внедрением продуктов дифференциации в верхнюю часть коры. Возможно, что фундамент с сильно расчлененным рельефом, распространенный в 20—30 км к югу от границы континент-океан, по крайней мере частично представлен серпентинизированными перидотитовыми хребтами (Лейченко и др., 2015).

Окраинный рифтовый грабен бассейна моря Содружества имеет различную ширину, которая составляет 300-350 км.

Океаническая плита. Земная кора океанической плиты в целом характеризуется относительно низкими (5,0-5,5 км/с) скоростями преломленных волн в поверхности фундамента и более интенсивными магнитными аномалиями по сравнению с земной корой окраинного рифта. Отчетливая линейность, обусловленная спредингом, наблюдается только в отдельных местах (причины этого обсуждаются ниже). Мощность консолидированной (магматической) части земной коры, установленная по данным МПВ и МОГТ, составляет 7-8 км. По мере приближения к плато Кергелен происходит увеличение мощности, и в непосредственном его окружении (в полосе шириной 80-150 км) она достигает 10—12 км. Здесь поверхность фундамента (второго океанического слоя) залегает на более высоком гипсометрическом уровне по сравнению с окружающими океаническими котловинами и характеризуется внутренней расслоенностью с протяженными (наклонными и субгоризонтальными) внутренними рефлекторами, которые свидетельствуют об излиянии базальтовых лав в субаэральных условиях (Лейченков и др., 2015).

В абиссальной котловине восточной части моря Содружества отмечается повышенная (0,8-1,3 км, местами до 2,0-2,5 км) мощность базальтового комплекса (слоя 2А), которую удается оценить по глубине прослеживания наклонных рефлекторов, отвечающих границам внутри лавовых потоков. Наблюдаемая здесь необычно ровная поверхность фундамента (нехарактерная для океанической коры, образовавшейся в условиях медленного спрединга) связывается с излиянием большего, чем обычно, количества базальтовых лав, сглаживающих рельеф рифтовой долины срединно-океанического хребта.

Северо-восточная часть бассейна морей Космонавтов и Содружества граничит с Австрало-Антарктической котловиной, которая отличается расчлененным рельефом, создаваемым крупными вытянутыми поднятиями СЗ-ЮВ простирания. Образование этой котловины связано с расколом литосферы между Антарктидой и Австралией в позднемеловое время.

1.3.2 Сейсмостратиграфия осадочного чехла

Формирование осадочного чехла окраинных бассейнов Восточной Антарктиды связано с рифтогенезом (растяжением литосферы), раскрытием Индийского океана и последующим медленным погружением поверхности кристаллического фундамента континентальной окраины и абиссальных котловин в результате остывания литосферы и действия нагрузки поступающего с материка терригенного и оседающего из водной толщи биогенного материала. С учетом главных тектонических процессов в составе осадочного чехла выделяются два структурных этажа мезозойско — кайнозойского возраста,

отвечающих соответственно рифтовой (предшествующей расколу литосферных плит) и пострифтовой (океанической) фазе его развития. В верхней части пострифтового этажа развиты отложения ледникового и ледниково-морского генезиса, образование которых обусловлено развитием в Антарктике материкового оледенения и неоднократными наступлениями ледника к краю шельфа в периоды гляциальных максимумов, сопровождавшимися активным выносом терригенного материала в область континентального склона.

В сейсмостратиграфической модели, разработанной в работе (Лейченко, Гусева, 2012) для глубоководной индоокеанской акватории Антарктики на основе тщательного анализа и корреляции отечественных и зарубежных сейсмических данных, региональные отражающие границы нумеруются вверх по разрезу цифрами от «1» до «6» и для морей Космонавтов и Содружества имеют буквенные обозначения CS. Цифрой «1» обозначения кровля рифтового этажа, которая в принятой сейсмостратиграфической модели является самой нижней границей.

Рифтовый структурный этаж

Рифтовый структурный этаж лучше всего опознается в бортах окраинных рифтовых грабенов, где он заполняет глубокие локальные депрессии растяжения и, как правило, ограничен в кровле эрозийным, угловым несогласием. В днище окраинных рифтовых грабенов со сглаженным рельефом фундамента рифтовый этаж может приобретать покровный облик. В бассейне морей Космонавтов и Содружества начало накопления осадков в рифтовых грабенах, подстилающих бассейны, датируется концом среднего - началом позднего отдела юрского периода (165–160 млн. лет) (Лейченко, Гусева, 2012).

Сейсмическая граница «1» (CS1), отождествляемая с поверхностью несогласия в кровле рифтового структурного этажа и образованная в результате разновозрастного раскола Гондваны, чаще всего представлена непрерывным рефлексом переменной амплитуды, полого погружающимся в сторону океана, который налегает на фундамент около границы континент - океан или на некотором (до 50 км) расстоянии от нее в сторону суши. Основным критерием для ее идентификации является различие характера сейсмической записи в подстилающей и перекрывающей толщах, обусловленное изменением обстановки осадконакопления с преимущественно континентальной на морскую.

Возраст несогласия CS1 приблизительно соответствует началу спрединга морского дна в морях Космонавтов и Содружества и составляет ~134 млн. лет соответственно.

Максимальные значения мощности рифтового этажа (2–2,5 км) наблюдаются под верхним подножием континентальных склонов ближе к внутренней границе периконтинентальных рифтовых грабенов (Лейченков, Гусева, 2012).

В *пострифтовом структурном этаже* идентифицируется несколько региональных сейсмических границ. Граница с цифрой «4» маркирует резкие изменения в структуре пострифтового этажа. Ее образование связывается с началом крупномасштабного оледенения антарктического материка на границе эоцена и олигоцена (около 34 млн. лет назад) и, таким образом, разделяет пострифтовый структурный этаж на доледниковую и синледниковую части.

Сейсмическая граница «2» выделена и непрерывно коррелируется на сейсмических разрезах в секторе континентальной окраины и имеет индекс CS2. Граница как правило представлена контрастными непрерывными рефлекторами. Взаимоотношение этой поверхности с датированным фундаментом океанической коры остается неясным. Изменение обстановки седиментации в южной части Индийского океана и образование региональной границы «2» могло произойти в начале верхнемеловой эпохи (90–85 млн. лет).

Комплексы между границей CS2 и кровлей рифтового этажа в среднем имеют мощность 1,0–1,5 км.

В подножии континентального склона материковой окраины Земли Эндерби выше границы CS2 развиты линзовидные осадочные структуры шириной до 220 км, специфическая форма которых позволяет классифицировать их в качестве конусов выноса, модифицированных донными течениями, которые развивались вплоть до границы CS4, изменяя свое пространственное положение. Максимальная мощность наносов составляет 2,0–2,3 км (Лейченков и др., 2015).

Сейсмическая граница «3» (CS3) рассматривается в качестве одновозрастной (трансрегиональной) поверхности во всех осадочных бассейнах индоокеанской акватории Антарктики. Как правило, она представляет собой непрерывный рефлектор с переменными динамическими свойствами.

Мощность совокупной толщи между кровлей рифтовых этажей и границей 3 меняется в широких пределах, достигая максимума (до 5 км) в депоцентрах.

Комплекс между границами 3 и 4 преимущественно имеет однородное строение, характерное для гемипелагической обстановки седиментации, и сравнительно небольшую мощность 250–600 м. Заметное увеличение мощности до 1,5 км происходит на континентальной окраине Земли Эндерби в связи с продолжающимся развитием конуса выноса, контролируемого действием донных течений.

Граница 3 имеет среднеэоценовый возраст образования, который был установлен в бассейне морей Моусона-Дюрвиля по данным бурения и по ее взаимоотношению с датированным океаническим фундаментом.

Сейсмическая граница «4» (CS4) маркирует наиболее отчетливые изменения структуры осадочного чехла бассейнов индоокеанского сектора Антарктики, которые определяются появлением в разрезе погребенных глубоководных каньонов и прирусловых валов, отложений турбидитных и обломочных потоков, а также некоторых других специфических фаций. Эти изменения связываются с крупномасштабным оледенением Антарктиды около 34 млн. лет назад, когда ледовый щит повсеместно достиг края антарктических шельфов, инициируя активные процессы гравитационного перемещения терригенного материала.

Мощность пострифтовых доледниковых отложений (толщи между границами «1» и «4») в глубоководной области в среднем составляет 2–4 км, достигая максимума (5–6 км) в депоцентрах, расположенных под верхней частью современного континентального склона (Лейченков, Гусева, 2012).

Синледниковая толща

Доминирующими фациями синледниковой толщи являются погребенные глубоководные каньоны и прирусловые валы. Заполнение каньонов характеризуется непрерывными и прерывистыми, реже хаотическими отражениями. Прирусловые валы, как правило, хорошо стратифицированы и представлены на сейсмических разрезах непрерывными, прямыми или слегка вогнутыми параллельными отражениями. Кроме каньонов и намывных валов в синледниковой толще глубоководных акваторий достаточно широко развиты холмо- и линзообразные структуры шириной 10-20 (до 50) км и мощностью до 400 м с хаотичными или очень слабыми внутренними отражениями, которые интерпретируются как оползни, отложения зернистых потоков (дебриты) и турбидитных потоков различной плотности (турбидиты).

В верхней части синледниковой толщи выявлены отложения, формировавшиеся под влиянием донных течений. Они представляют собой различные формы наносов и в большинстве случаев являются результатом взаимодействия турбидитных потоков и контурных течений. Широко развиты также структуры волнистых отражений («киловые волны» в иностранной литературе), которые формируют поля овальной формы, вытянутые вниз по склону вдоль прирусловых валов. Внутри синледниковой толщи осадочного чехла в различных частях бассейнов индоокеанского сектора выделены сейсмические горизонты «5» и «6», но их прослеживание ограничивается небольшими участками с относительно детальными исследованиями (Лейченков, Гусева, 2012).

Сейсмическая граница «5» чаще всего представляет собой хорошо различимый в сейсмической записи непрерывный рефлектор. В западной части моря Содружества граница CS5 служит основанием пологих холмообразных структур изометричной формы, ограниченных подводными каньонами и образованных в результате взаимодействия донных течений и турбидитных потоков.

Возраст границы CS5 по данным бурения в море Содружества составляет около 23–24 млн. лет. Этот период соответствует краткосрочному оледенению в Антарктике (известному как оледенение Mi-1) с существенным разрастанием ледникового щита, что могло привести к усилению стока холодных вод с шельфов и донных течений в подножие склонов.

Следующая вверх по разрезу *сейсмическая граница CS6* выявлена в центральной части моря Содружества, где она маркирует развитие очередной генерации широких палеоканалов и прирусловых валов. Характерной особенностью вышележащей толщи является широкое развитие отложений обломочных потоков (дебритов), генезис которых подтверждается данными бурения в скв. IODP № 1356. В сейсмическом разрезе дебриты опознаются по линзовидной внешней морфологии и полупрозрачной, местами дифрагирующей внутренней структуре. Эти отложения распространены в верхнем и среднем подножии континентального склона (до глубин 3700 м), чаще всего имеют вытянутую в направлении океана форму и варьируются в размерах от 5–10 до 100 км. Мощность дебритов в море Содружества достигает 100–200 м (Лейченков и др., 2015).

Над отложениями обломочных потоков отмечаются узкие зоны нарушения корреляции в перекрывающей толще, которые могут представлять собой зоны дегидратации захороненных дебритов, активно насыщаемых водой при перемещении по морскому дну.

Возраст границы CS6 установлен по данным бурения скважины 1165 и составляет около 14 млн лет, соответствуя глобальному похолоданию конца среднего миоцена, которое привело к стабилизации антарктического оледенения и снижению темпа седиментации на континентальной окраине Антарктиды. Накопление отложений обломочных потоков в этот период, вероятно, связано с более устойчивой поставкой терригенного материала ледником на континентальный склон, откуда происходило его перемещение в глубоководную область гравитационными процессами.

Мощность комплекса CS5—CS6 в изученной части подножия склона изменяется от 300 до 1100 м, а скорость его накопления составляла 30–110 м/млн лет.

Общая мощность синледниковых отложений, накопившихся в подножие континентального склона индоокеанской акватории Антарктики после ~ 34 млн. лет, в

среднем составляет 0,8–1,2 км. В море Содружества мощности составляют 1,5-2,5 км (Лейченков, Гусева, 2012).

1.3.3 Критерии определения тектонической природы земной коры осадочного бассейна моря Содружества

Наиболее сложной проблемой исследований является идентификация границы между корой континентального и океанического типов. Основная трудность заключается в том, что вблизи этой границы рифтогенная континентальная кора и океаническая кора сопоставимы по многим параметрам: мощности, средней плотности, интегральной намагниченности (и, следовательно, по проявлению в потенциальных полях), морфологии поверхности фундамента.

Сейсмические исследования являются наиболее эффективным методом изучения природы земной коры осадочных бассейнов, хотя сложные природные условия в Антарктике, короткий полевой сезон и научный характер работ во многом лимитируют их возможности.

Поверхность акустического фундамента в бассейне моря Содружества представляет собой кристаллическое основание осадочного чехла (т. е. является поверхностью геологического фундамента).

На рисунке 4 показана схема глубины залегания поверхности акустического фундамента, отражающая региональную структуру осадочных бассейнов.

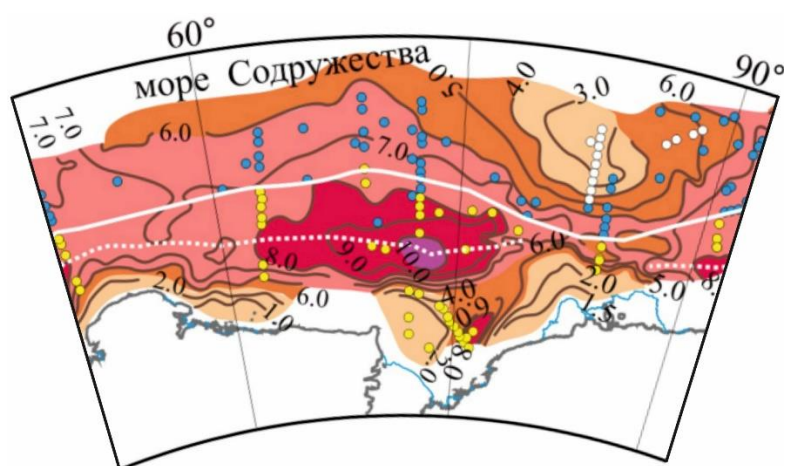


Рисунок 4 Глубина залегания поверхности акустического фундамента в пределах моря Содружества. Цветными кружками показаны значения граничных скоростей в поверхности фундамента: желтыми - 5,8-6,1 км/с; белыми - 4,4-5,0 км/с; синими - 5,2-5,6 км/с. Белая пунктирная линия - ось депоцентров осадочных бассейнов; белая сплошная линия - граница континент–океан по данным МПВ (Лейченков и др., 2015)

Важной физической характеристикой акустического фундамента, которая позволяет определить его природу, является скорость упругих волн, определяемая по данным МПВ. Результаты обработки этих данных (которые, как правило, получены на профилях МОГТ, ориентированных вкрест простирания континентальной окраины) показывают, что по значениям скорости преломленных волн отчетливо выделяются две разновидности фундамента. Первая разновидность фундамента распространена от шельфа до нижнего подножия континентального склона, характеризуется интервалом скоростей 5,8-6,2 км/с (с максимумом статистического распределения 6,0-6,2 км/с) и лучше всего соответствует кристаллическим породам гранитоидного состава, типичным для верхней части консолидированной коры континентального генезиса. Вторая разновидность фундамента проявляется в абиссальных котловинах и на поднятиях фундамента плато Кергелен, имеет значения от 4,4 до 5,6 км/с (с максимумами распределения 4,6-4,8 км/с и 5,3-5,4 км/с) и отвечает вулканогенным породам континентальных окраин и второго океанического слоя (Лейченков и др., 2015).

Более высокие (5,2-5,6 км/с) скорости второй разновидности фундамента могут соответствовать консолидированным базальтам (слой 2А), в которых на протяжении длительной эволюции произошли метаморфические изменения и уменьшение пористости, или породам переходного слоя (2В) от базальтов к долеритам (когда слой 2А не регистрируется в первых вступлениях преломленных волн).

На региональном уровне спорадические данные по скоростям преломленных волн позволяют достаточно надежно оконтурить области развития фундамента различной природы и определить приблизительное положение границы континент-океан. Пониженные скорости (менее 5,8 км/с) в фундаменте окраинных рифтовых грабенов могут быть приурочены к зонам дробления кристаллических пород, которые возникают при интенсивных деформациях, фрагментам сохранившихся древних метаморфизованных чехлов, локально развитым лавовым покровам/силлам или серпентинизированным породам верхней мантии.

Скорости преломленных волн 6,0-6,2 км/с в океанической коре могут отвечать слою 2С (долериты, массивные диабазовые тела). Это означает, что соответствующие породы располагаются близко к поверхности магматической коры (как это происходит при тектонических срывах в океанической коре с медленным режимом спрединга) или слою 2А и 2В не зарегистрированы в первых вступлениях преломленных волн (Лейченков и др., 2015).

Граница континент-океан, предполагаемая по данным МПВ, практически везде расположена на расстоянии 100-200 км к северу от депоцентров осадочных бассейнов, что

соответствует общим представлениям о региональной структуре окраинных рифтовых грабенов. Исключение составляет район плато Кергелен, где на строение коры существенное влияние оказали внедрение мантийного плюма и внутриплитный магматизм.

В качестве дополнительного критерия для уточнения положения границы континент-океан может быть использован анализ локальной морфологии и сейсмического облика фундамента. На основании качественной интерпретации немигрированных суммарных разрезов МОГТ составлена схема районирования акустического фундамента с выделением 12 его типов и подтипов, различающихся по глубине залегания, рельефу, динамической выразительности в поле отраженных волн и внутреннему строению (рис. 5).

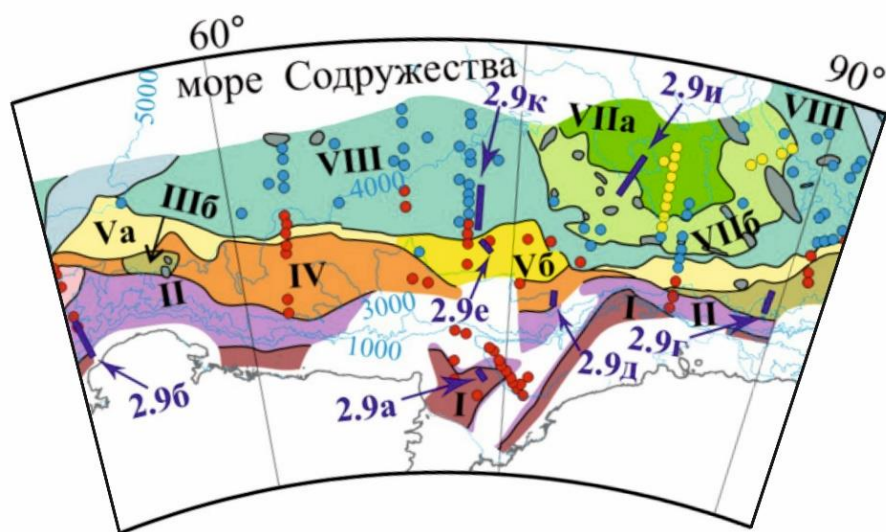


Рисунок 5 Схема районирования акустического фундамента (Лейченко и др., 2015)

Составленная схема демонстрирует отчетливую широтную (параллельную окраине) зональность и меридиональную сегментацию в распределении типов фундамента, которые, с одной стороны, отражают единообразие структурной эволюции дивергентных окраин (усиление процессов модификации рифтогенной коры в сторону океана), а с другой - особенности развития индивидуальных бассейнов, обусловленных последовательностью распада Гондваны с запада на восток (Лейченко и др., 2015).

Необходимо иметь в виду, что выявленные различия в структуре поверхности акустического фундамента не содержат явной информации о природе земной коры и положении границы континент-океан, так как морфологические особенности, характерные для континентального цоколя, подвергшегося растяжению, и спредингового (магматического) океанического ложа не всегда различимы на сейсмических разрезах. Чаще всего это связано с ограниченной разрешающей способностью МОГТ на больших глубинах, но иногда обусловлено локальными структурными аномалиями, вызванными

тектоникой и магматизмом. Тем не менее районирование фундамента может быть полезно для локализации границы континент-океан.

| Тип | Глубина залегания, км | Поверхность акустического фундамента (морфология, характер сейсмической записи) |
|---|--|---|
| I | 0,5–3,0 | Субгоризонтальная или полого погружающаяся в сторону депоцентров, ровная или слабо рельефная (с амплитудами отдельных поднятий более 0,5 км) |
| II | 0,5–10,0 | Круто погружающаяся в сторону депоцентров, разбита на блоки и нарушена многочисленными разломами |
| IIIa IIIб | 5,5–8,0 | Субгоризонтальная или полого погружающаяся в сторону депоцентров: <i>a</i> – умеренно рельефная, иногда разбита на блоки малоамплитудными сбросами; <i>б</i> – слабо рельефная, динамически невыразительная |
| IV | 7,0–10,0 | Субгоризонтальная, сильно рельефная (с амплитудами отдельных поднятий и впадин от 1,0–2,0 до 4,5 км) |
| Va Vб | 6,0–7,0 6,0–10,0 | Субгоризонтальная, слабо и умеренно рельефная: <i>a</i> – с большим количеством дифракций; <i>б</i> – локально дифрагирующая (подстилающая толща насыщена рефлекторами и дифракторами) |
| VIa VIб | 6,5–8,0 6,0–9,0 | Субгоризонтальная или полого воздымающаяся в сторону океана: <i>a</i> – слабо и умеренно рельефная (с амплитудами отдельных поднятий до 1,0–1,5 км); <i>б</i> – сильно рельефная (с амплитудами отдельных поднятий до 3,0 км) |
| VIIa VIIб | 1,5–4,0 2,0–7,0 | Слабо и умеренно рельефная, динамически выразительная, часто подстилаемая протяженными наклонными или субгоризонтальными рефлекторами |
| VIII | 5,0–7,5 | Субгоризонтальная или полого воздымающаяся в сторону океана и вулканических поднятий, преимущественно гладкая, местами слабо рельефная, динамически контрастная |
|  | Изолированные поднятия фундамента | |
|    <i>a</i> <i>б</i> <i>в</i> | Значения граничных скоростей в поверхности фундамента по данным МПВ: <i>a</i> – 5,8–6,1 км/с; <i>б</i> – 5,0–5,6 км/с; <i>в</i> – 4,4–5,2 км/с | |

Рисунок 5 (продолжение). Легенда к схеме районирования акустического фундамента (Лейченков и др., 2015)

Проблема определения границы между корой континентального и океанического типов более определенно решается в восточной части моря Содружества (между 60°-75° в.д.). Это связано с некоторыми особенностями строения земной коры в глубоководной области этой акватории, главной из которых является необычно ровная для континентальных окраин и абиссальных котловин поверхность кристаллического фундамента (тип VIII), в результате чего сейсмический сигнал не рассеивается на ней, как

это происходит на рельефных границах, а проникает на большие глубины, где содержится основная информация о строении, составе и геодинамической обстановке формирования земной коры. Кроме того, море Содружества являлось объектом исследований по проекту Международного полярного года, что позволило более детально изучить этот район (Лейченков и др., 2015).

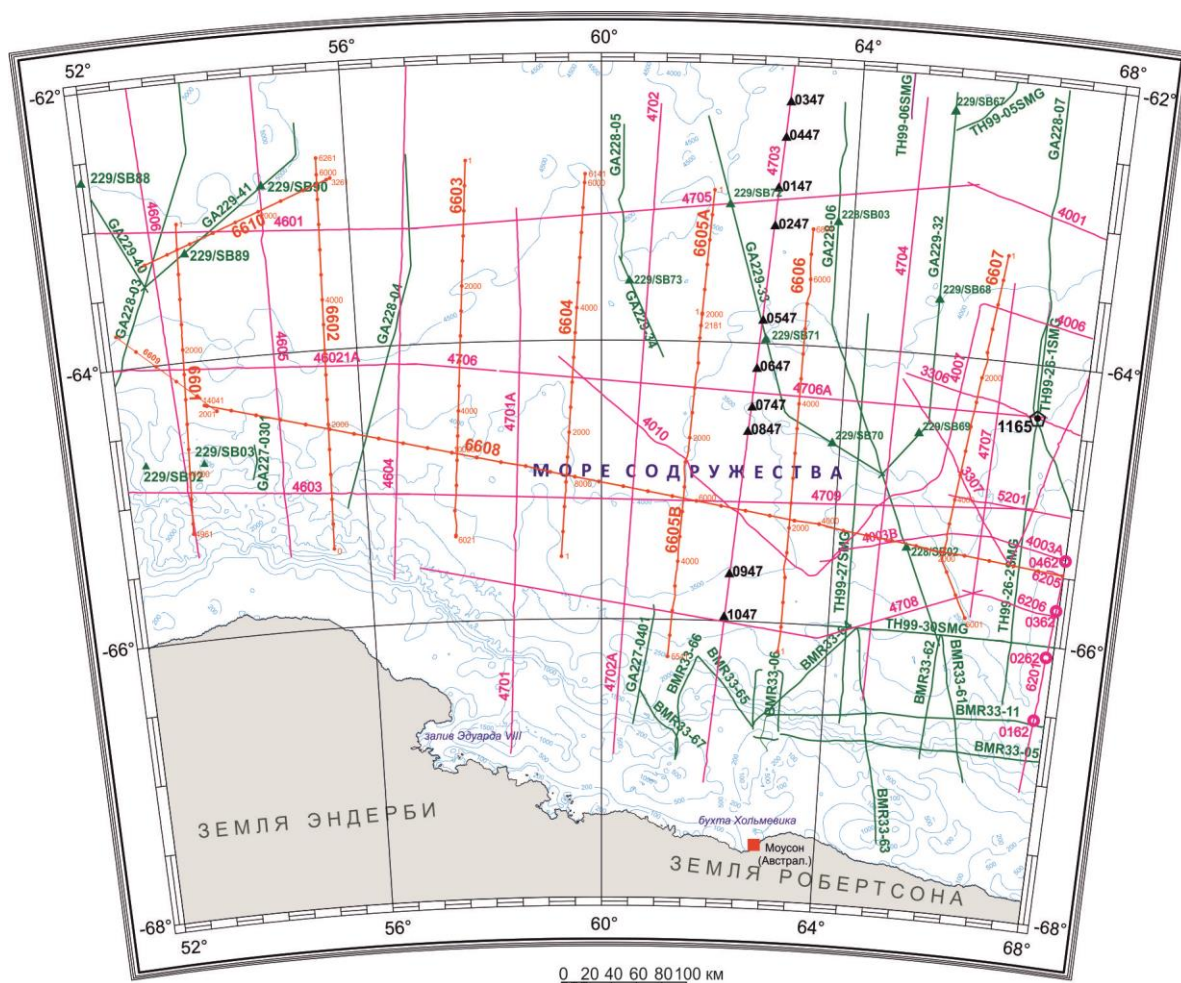
Океаническая природа земной коры уверенно распознается здесь по типовым значениям скорости преломленных волн 5,0-5,5 км/с и внутреннему строению фундамента (трехслойной структуре коры в сейсмической записи). На большей части океанической котловины прослежена поверхность мантии (граница Мохо), которая отчетливо различается в сейсмической записи и характеризуется типичной для нее скоростью преломленных волн 8,0-8,2 км/с.

Положение границы континент-океан предполагается по резкой смене внутреннего строения фундамента, который к югу от расслоенной толщи океанической коры приобретает сложную структуру, отличаясь хаотически расположенными (иногда яркими выпуклыми) рефлекторами и гиперболами дифрагированных волн. Граница Мохо становится здесь слабовыразительной и рельефной или перестает прослеживаться. В разрезе коровый контакт погружается на север под углом 30°-40° и иногда представлен ярким отражающим горизонтом. Поверхность фундамента над ним, как правило, образует уступ высотой 700-800 м (Лейченков и др., 2015).

Граница континент-океан, установленная по сейсмическим данным, маркируется высокоамплитудной (350-500 нТл) линейной магнитной аномалией, которая протягивается от плато Кергелен на запад до 50° в.д. и на восток до 96° в.д. Происхождение этой аномалии лучше всего объясняется контактом сильномагнитной магматической коры океана (в условиях нормальной полярности магнитного поля) с менее магнитной корой рифтогенной окраины.

2 МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ПОЛЕВЫХ РАБОТ

Профильные работы МОВ ОГТ выполнялись по региональной сети профилей. Положение комплексных геофизических профилей было определено, исходя из простирания региональных геологических структур континентальной окраины Индоокеанского сектора Антарктики. Профили расположены в крест простиранию континентального склона и его подножия с выходом в глубоководное океаническое плато (ПМГРЭ, 2021). В ходе 66 РАЭ было выполнено 10 профилей общей протяженностью 3000 пог. км: 7 в меридиональном направлении и 3 в широтном (рис. 6).



Условные обозначения

- - Геофизические профили выполненные Российскими экспедициями
- ▲0347 - Пункт зондирования МПВ с радиобуями и их номер Российской экспедиции
- 0162 - Пункт зондирования МПВ с АДСС и их номер Российской экспедиции
- - Геофизические профили выполненные экспедициями Австралии, Японии
- ▲229/SB89 - Пункт зондирования Австралии и их номера
- 🏠1165 - Скважина и ее номер
- - Антарктическая станция
- 6605A - Выполненные геофизические профили в составе 66 РАЭ

Рисунок 6 Схема расположения выполненных сейсмических профилей МОВ ОГТ 66 РАЭ (ПМГРЭ, 2021)

Возбуждение упругих колебаний на профилях МОГТ осуществлялось двумя линиями пневмоисточников (ПИ) Sleeve Gun-IIIВ. Схема расположения пневмоисточников представлена на рисунке 7. Суммарный рабочий объем камер пневмоисточников Sleeve Gun-IIIВ при работе на профилях МОГТ составлял, в среднем, 2 200 ($\pm 5\%$) куб. дюймов (около 36 л), кроме отдельных участков профилей, на которых, из-за ремонта пневмоисточников, работы выполнялись одной линией ПИ.

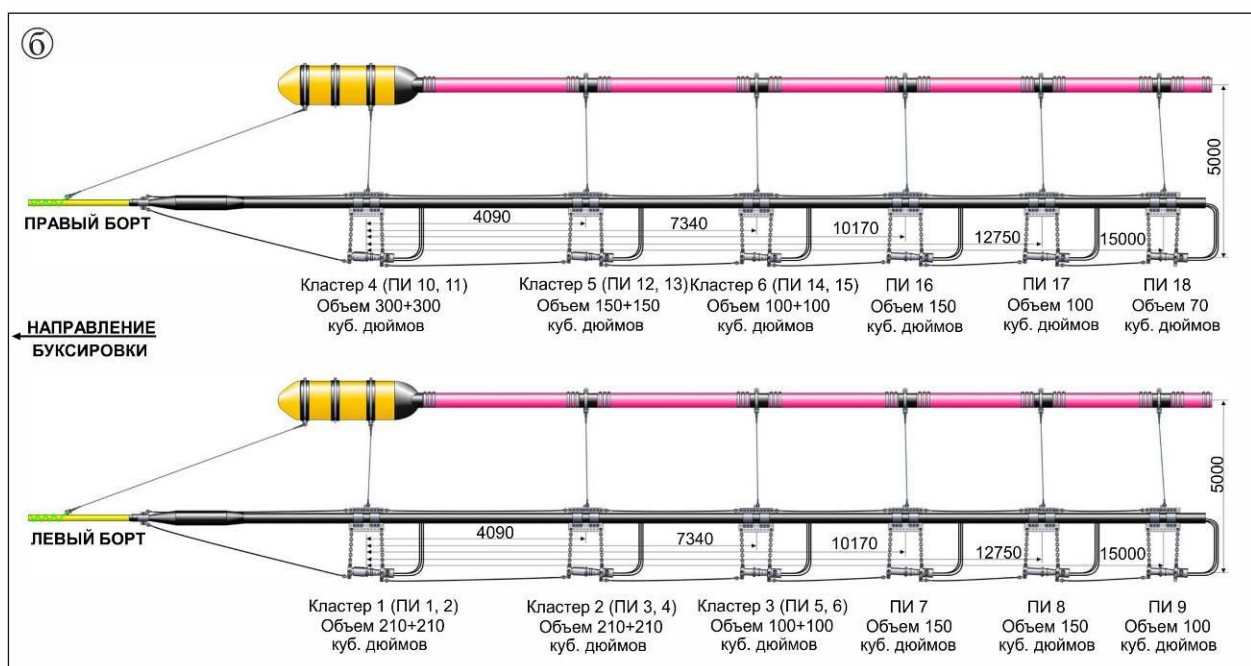
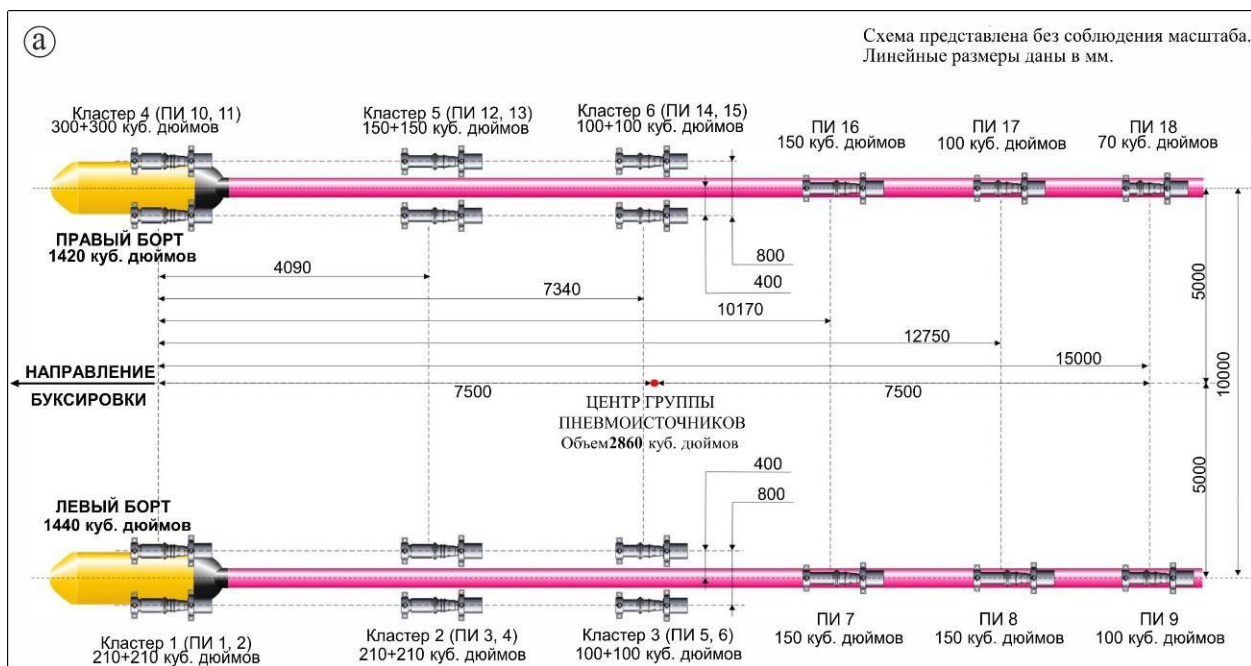


Рисунок 7 Схема расположения пневмоисточников Sleeve Gun-IIIВ. Вид сверху (а) и сбоку (б) (ПМГРЭ, 2021)

Работа пневмоисточников Sleeve Gun-IIВ контролировалась системой LongShot (программное обеспечение – LongShot ver. 6.00) производства компании «Real Time MicroSystems, Inc.» (США)). Рабочее давление в камерах пневмоисточников составляло $130-140 \text{ кг/см}^2$, заглубление группы пневмоисточников – 5 м.

Прием и регистрация сейсмической информации при выполнении работ МОВ ОГТ 66 РАЭ проводились сейсмическим комплексом DigiSTREAMER 2D (регистрирующий комплекс DigiSTREAMER 2D, сейсмическая коса DigiSTREAMER производства компании «ION» (США)). Основные параметры сейсмической косы представлены на рисунке 8.

Регистрация сейсмических данных производилась на встроенную систему хранения сейсмических данных (RAID система) регистрирующего комплекса DigiSTREAMER 2D, затем данные архивировались и записывались на переносной жесткий диск (винчестер) HDD со следующими параметрами: формат записи – SEG-D (rev. 2) 8058 32-bit IEEE; длина записи – 13 секунд; шаг дискретизации – 2 мс; фильтр высокой частоты – 2 Гц (6 дБ/октава); анти-алийсинговый фильтр – 214 Гц.

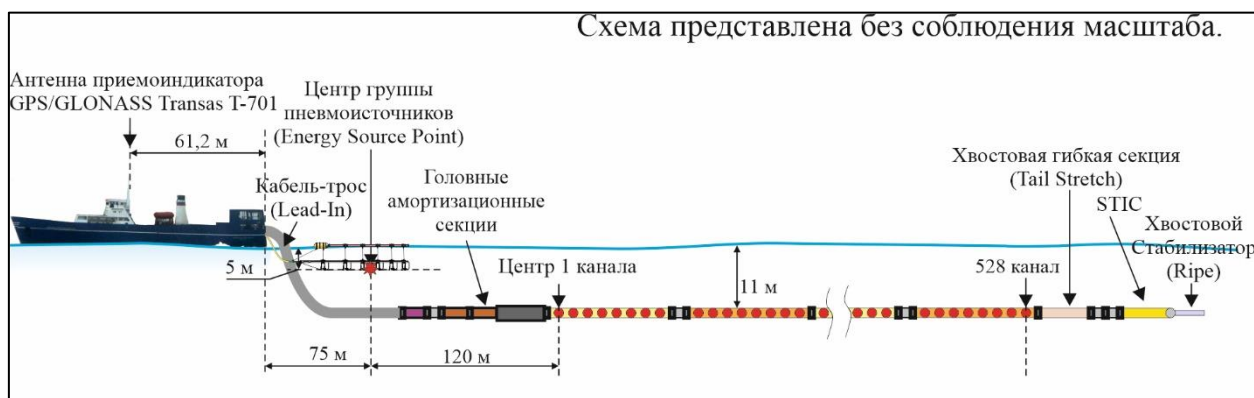


Рисунок 8 Основные параметры сейсмической косы (ПМГРЭ, 2021)

Глубина погружения и угол сноса сейсмической косы DigiSTREAMER в процессе работ контролировались системой SYSTEM 3 PCS и установленными на косе устройствами контроля глубины DigiBIRD модели 5010 и CompassBIRD модели 5011E с курсоуказателями DigiCOURSE (все оборудование производства «ION», США). На косе было установлено 25 устройств контроля глубины, максимальное расстояние между ними – 300 метров. Заданная глубина погружения косы при работе на профилях 11 м.

Система наблюдений – фланговая. База приема сейсмической косы DigiSTREAMER – 6 600 м, количество регистрируемых сейсмических каналов – 528. Расстояние между каналами (центрами групп гидрофонов) – 12,5 м. Интервал между «пунктами взрыва» (ПВ) при работе на профилях МОВ ОГТ составлял 50 м. Кратность равна 66.

Основные параметры сейсмических работ МОВ ОГТ

| Возбуждение колебаний | |
|--|---|
| Источник возбуждения | Пневмоисточник Sleeve Gun-ПВ |
| Количество линий ПИ | 2 |
| Рабочий объем группы ПИ | 2460 (+/- 15%) куб. дюймов (около 40 л) |
| Заглубление группы ПИ | 5 м |
| Прием и регистрация | |
| Сейсмическая коса | DigiSTREAMER |
| Регистрирующий комплекс | DigiSTREAMER 2D |
| База приема | 6800 м |
| Количество каналов | 528 |
| Длина записи | 13 с |
| Шаг дискретизации | 2 мс |
| Заглубление сейсмической косы | 10-12 м |
| Система наблюдений | |
| Конфигурация | фланговая |
| Шаг между ПВ | 50 м |
| Шаг между ПП | 12,5 м |
| Кратность | 66 |
| Расстояние от центра группы ПИ до 1 канала | 100 м |

3 ОБРАБОТКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Обработка сейсмических данных МОВ ОГТ выполнена с использованием комплекса ProMAX, реализованного на базе персонального компьютера в операционной системе LINUX.

Исходными данным для обработки были полевые сейсмограммы в формате SEG-D, навигационные данные и журнал оператора.

Автором выполнена обработка данных МОВ ОГТ по одному профилю 6607.

3.1 Анализ волнового поля

На всех сейсмограммах уверенно прослеживаются однократные отраженные волны, связанные с границами в осадочном чехле и с поверхностью фундамента. Отражения от границы Мохо на сейсмограммах проследить практически невозможно, из-за недостаточной мощности источника и наложения на них кратных отраженных волн.

Основными волнами-помехами, которые регистрируются в интервале прослеживания полезных однократных отражений, являются следующие волны (рис. 9).

1. На сейсмических записях регистрируется сильный шумовой фон, связанный с перемещением косы в водном слое, с частотами от долей до первых единиц герца. Уровень шума во много раз превосходит уровень полезных сигналов. Поэтому все исходные сейсмические записи (100%) имеют высокий уровень помех и практически нечитаемый вид. При обработке МОВ ОГТ прежде всего было необходимо «очистить» исходные сейсмограммы ОПВ от шумовой компоненты.

2. На некоторых сейсмограммах присутствуют помехи с прямолинейными осями синфазности, которые создавались устройствами позиционирования косы по глубине. В нормальных погодных условиях при небольшом волнении моря эта помеха незначительна. Но при ухудшении погодных условий и при значительной морской зыби стабилизаторы косы на ряде каналов создавали высокоамплитудные низкочастотные колебания.

3. Основными регулярными помехами, в волновом поле являются кратные отраженные волны. В условиях жесткого дна формируются многократные отражения от дна моря. Кроме того, на сейсмограммах и вертикальных спектрах скоростей также можно наблюдать волны, отраженные от глубинных границ и претерпевшие дополнительные отражения от дна моря (то есть частично-кратные волны).

Так как для решения геологических задач особый интерес представляла задача ослабления кратных волн, то помимо основного графа обработки (раздел 3.2) были опробованы процедуры, направленные на ослабление кратных волн (раздел 3.3).

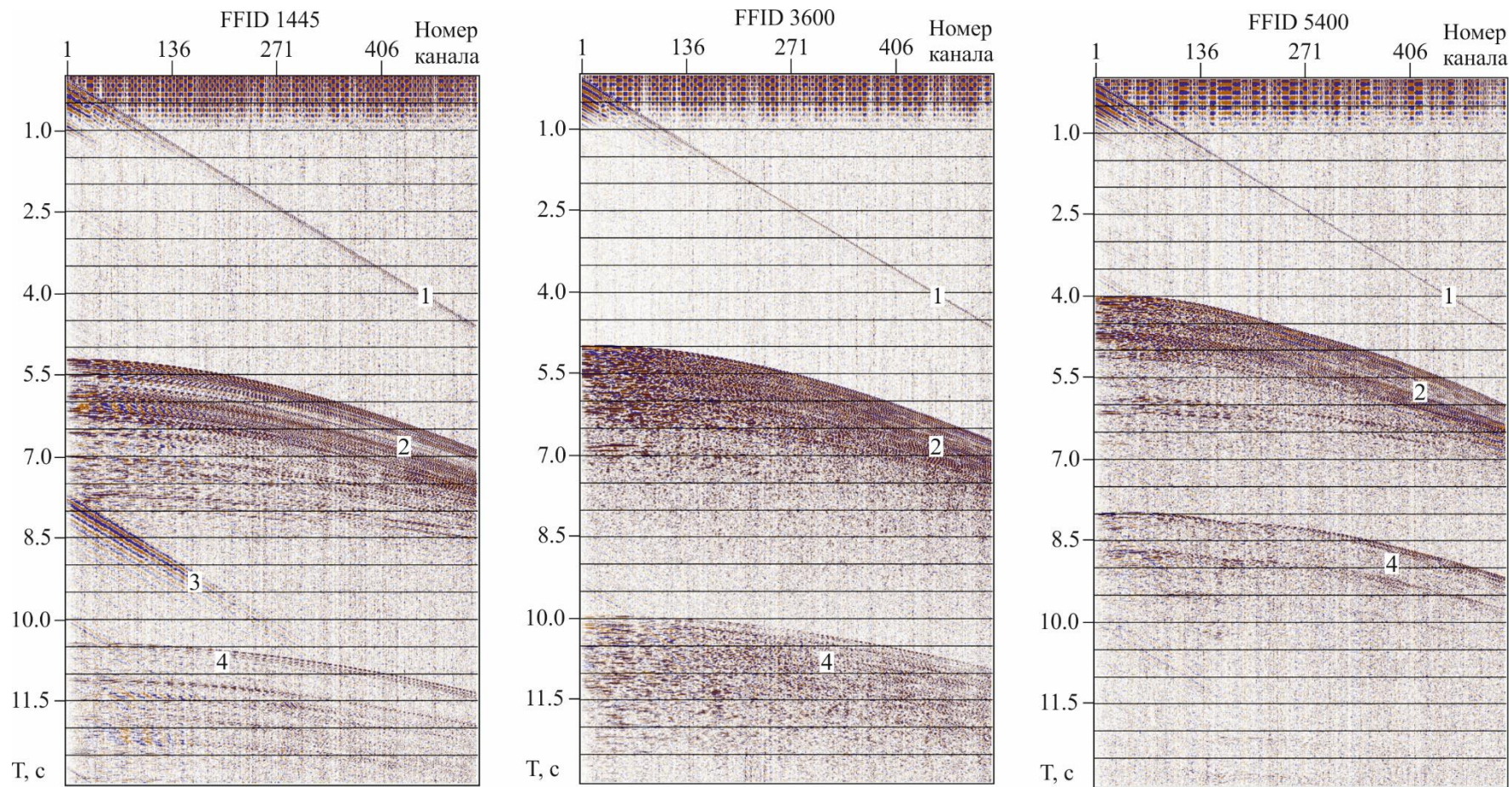


Рисунок 9 Примеры сейсмограмм ОТВ (после фильтрации) по профилю 6607. Цифрами отмечены: 1 – прямая волна, 2 – поле однократных отраженных волн, 3 – волна-помеха с прямолинейными осями синфазности, 4 – поле кратных отраженных волн

3.2 Основной граф обработки

Граф обработки (рис. 10) был составлен на основе графов, которые применялись для обработки сейсмических данных 64 и 65 РАЭ, учитывая идентичность методики наблюдений, параметров регистрирующего комплекса и группы источников колебаний 66 РАЭ с предыдущим антарктическим экспедициям.



Рисунок 10 Граф обработки сейсмических данных 66 РАЭ.

Ввод входных данных в формате SEG-D (модуль *SEG-D Input*) Данные в формате SEG-D преобразовываются во внутренний формат обрабатывающей системы.

Описание геометрии профиля (модуль *2D Marine Geometry spreadsheet*). Создается база данных, содержащая параметры геометрии наблюдений: шаг между пунктами приема, шаг между пунктами возбуждения, глубина заглобления источников и приемников,

количество каналов, шаг между каналами, минимальное удаление, шаг между точками ОСТ. Выполняется редактирование пропущенных выстрелов.

Присвоение геометрии (модуль *Inline Geometry Header Load*). Загружается геометрическая информация из базы данных в заголовки сейсмических трасс.

Обработка до суммирования.

Полосовая фильтрация (модуль *Bandpass Filter*) с параметрами 4-6÷80-120 Гц была направлена на подавление низкочастотных волн-помех (рис.11, А), наличие которых приводит к смещению максимума амплитудного спектра в область низких частот (рис. 11, В). Применение полосовой фильтрации приводит к повышению амплитудной разрешенности записи, что отражается на качестве сейсмограммы после фильтрации (рис. 11, Б) и ее спектре (рис. 11, Г).

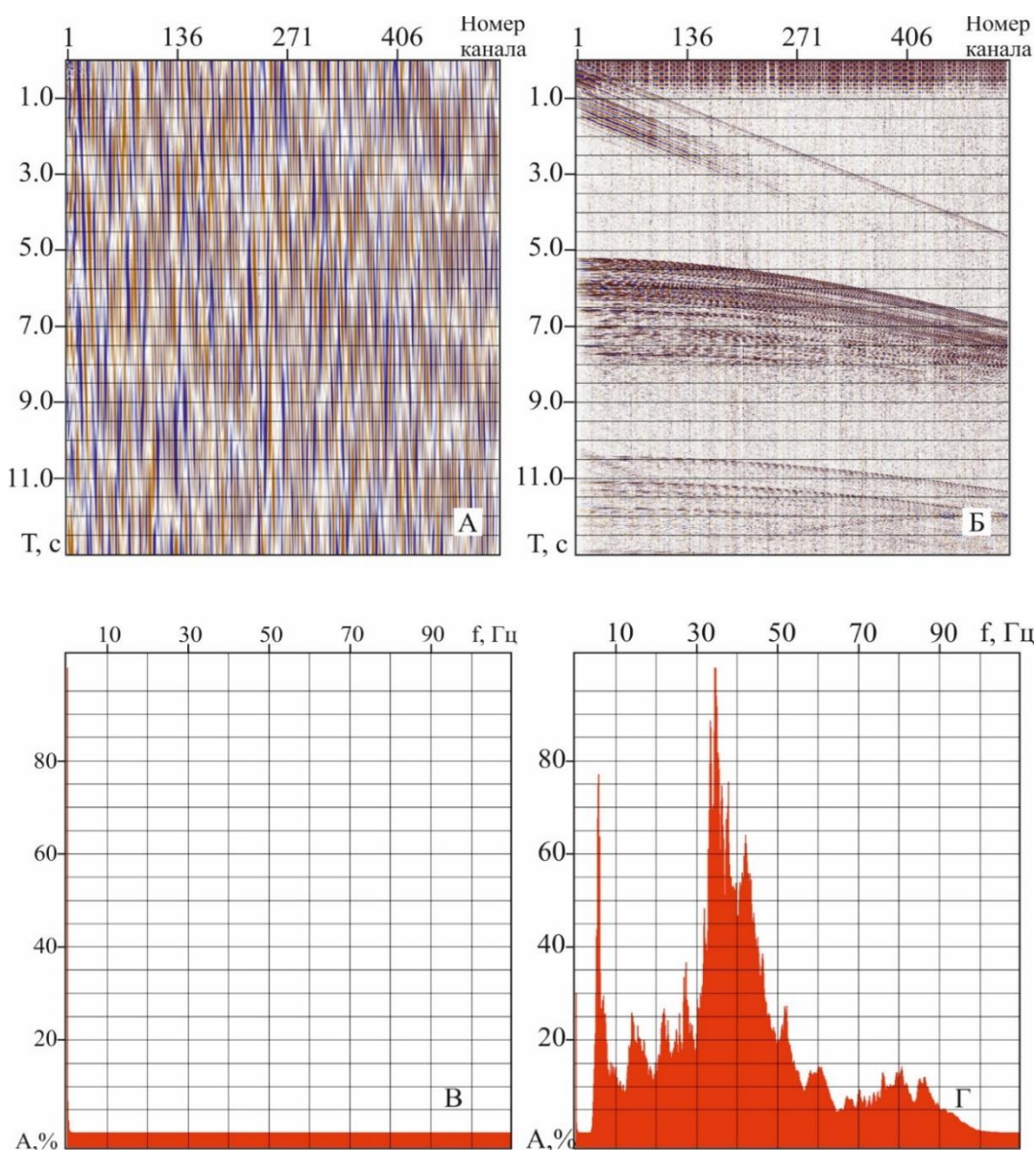


Рисунок 11 Сейсмограмма до (А) и после полосовой фильтрации (Б), и ее спектр до (В) и после фильтрации (Г)

Модуль *Bandpass Filter* применяется к каждой входной трассе. Алгоритм фильтрации действует в частотной области и реализуется путем умножения комплексного спектра трассы на частотную характеристику цифрового фильтра. Параметры полосовой фильтрации были выбраны исходя из результатов тестирования.

Редакция трасс (модуль *Trace Kill/Reverse*) выполняется для обнуления трасс, на которых наблюдается интенсивная волна-помеха с прямолинейными осями синфазности (см. раздел 3.1), (рис. 12).

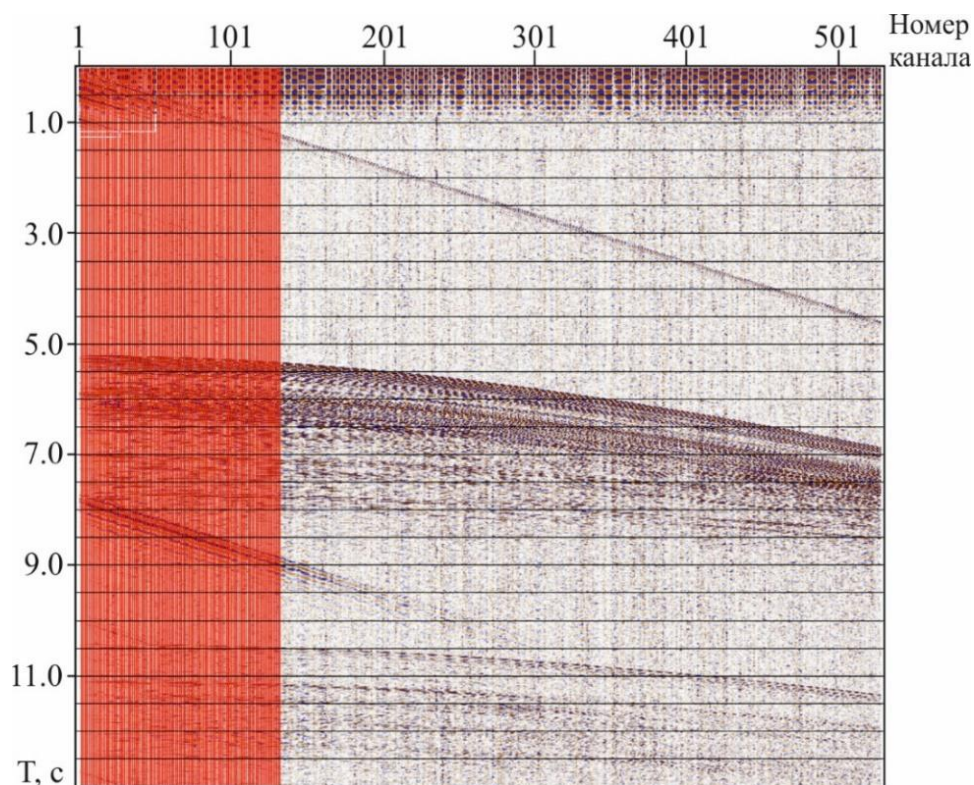


Рисунок 12 Сейсмограмма с накладывающимися на полезную запись помехами с прямолинейными осями синфазности. Красным цветом выделены трассы, которые будут обнулены.

Верхний мьютинг (модуль *Trace Muting*). Так как интерес для обработки представляют только отраженные волны, к сейсмограммам был применен верхний мьютинг, обнуляющий интервал записи до появления полезных волн.

Нормирование амплитуд (модуль *Trace Equalization*) проводилось с подбором оптимального диапазона в интерактивном режиме. В процедуре *Trace Equalization* вычисляется и применяется функция нормировки амплитуд между трассами. В этом процессе используется одно временное окно для каждой трассы. Скаляр в окне вычисляется на основе среднего значения и применяется ко всей трассе. Новое значение амплитуды определяется путем деления значения амплитуды входного сигнала на скаляр.

Скоростной анализ.

Скоростной анализ (модуль *Velocity Analysis*) осуществлялся на основе двух подходов (рис. 13): регулируемый направленный анализ (получение вертикальных спектров скоростей) и сканирование скоростей (Боганик, Гурвич, 2006).

Основная идея регулируемого направленного анализа заключается в следующем. По сейсмограммам в скользящем криволинейном окне оценивается степень синфазности колебаний вдоль множества соседних годографов, рассчитанных с различными значениями скоростей V_{OCT} и времен t_0 , для чего применяют один из известных критериев синфазности, в нашем случае это коэффициент подобия. В результате получается двумерная функция коэффициента подобия, зависящая от скорости V_{OCT} и времени t_0 , которая называется вертикальным спектром скоростей. Скоростной закон $V_{OCT}(t_0)$ задается в процессе анализа и пикировки максимумов коэффициента подобия на вертикальном спектре, соответствующих однократным волнам.

При сканировании скоростей получается фрагмент временного разреза при разных значениях скоростей V_{OCT} . Для этого в окрестностях анализируемой точки по нескольким сейсмограммам ОСТ вводятся кинематические поправки и производится их суммирование с получением суммотрасс. Оценка скоростного закона осуществляется на визуальном уровне на основе анализа качества прослеживаемости целевых сейсмических горизонтов на фрагментах временных разрезов. Фрагменты временных разрезов используются, как правило, в дополнение к вертикальным спектрам скоростей.

Для повышения статистического эффекта использовалась не одна сейсмограмма, относящаяся к точке ОСТ, а совокупность сейсмограмм, которые относятся к окрестностям выбранной точки на профиле – суперсейсмограмма. Создание суперсейсмограмм несомненно улучшает соотношение сигнал-шум, но при этом следует иметь в виду, что увеличение количества сейсмограмм ОСТ, входящих в суперсейсмограмму, может снижать горизонтальную разрешенность, особенно при наклонных границах.

Перед скоростным анализом были получены объединенные суперсейсмограммы (модуль *2D Supergather Formation*), которые включали в себя 5 смежных сейсмограмм ОСТ. К полученным суперсейсмограммам была применена автоматическая регулировка усиления в скользящем окне шириной 500 мс, после чего был произведен расчет коэффициентов подобия (модуль *Velocity Analysis Precompute*). Результаты вычислений сохраняются в системе ProMax отдельным файлом, что существенно сокращает время обработки в случае, если требуется коррекция кинематических поправок по полю спектра скоростей.

Скоростной анализ проводился с шагом 5 км по профилю. Для выполнения скоростного анализа были заданы следующие параметра: в методе регулируемого анализа диапазон скоростей суммирования $V_{ост}$ составлял 1450-5050 м/с, шаг перебора скоростей – 50 м/с; при сканировании скоростей количество временных разрезов было равно 30, шаг перебора скоростей – 120 м/с. Подбор скоростей суммирования осуществлялся в интерактивном режиме.

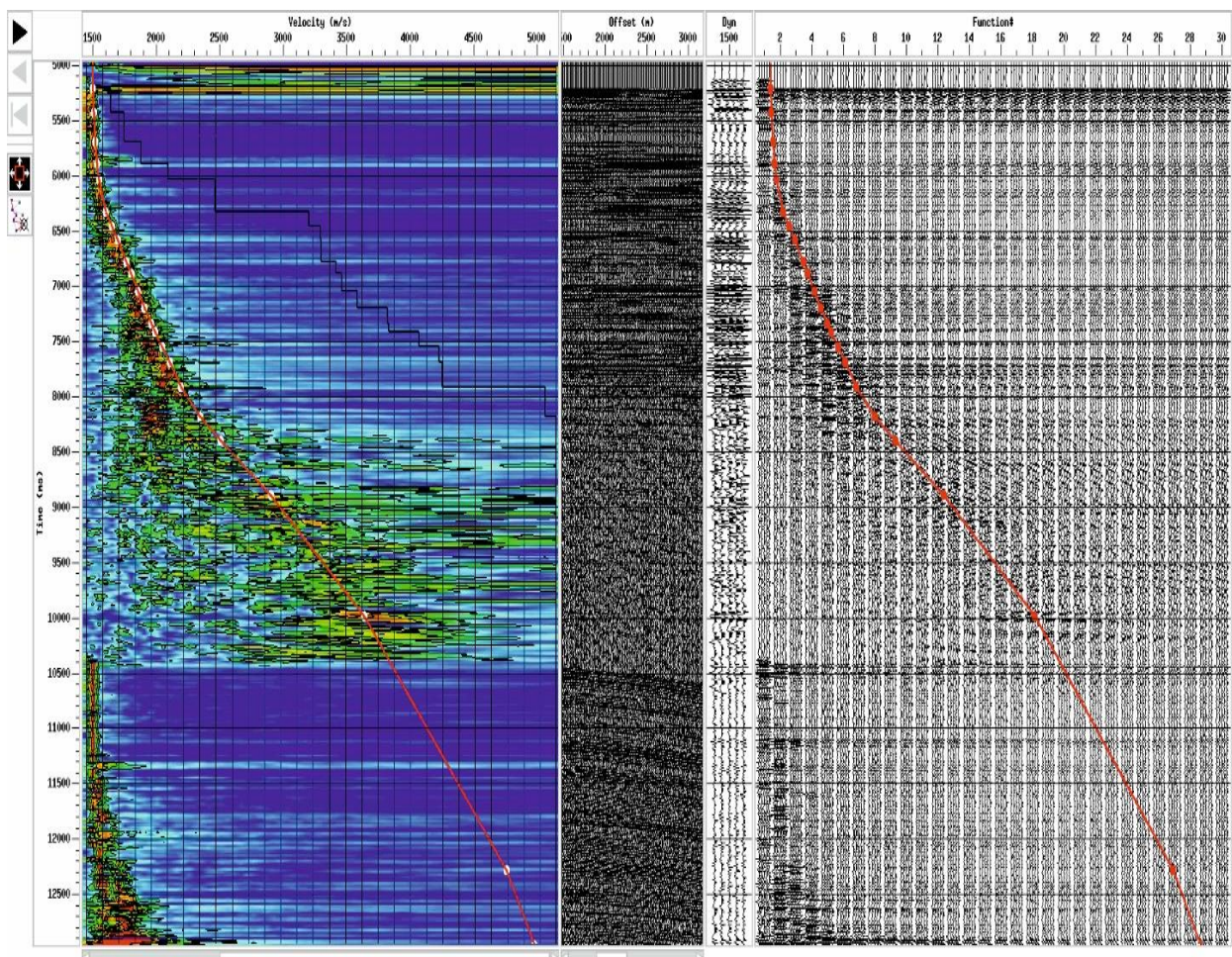


Рисунок 13 Пример скоростного анализа по профилю 6607. На рисунке слева направо: вертикальный спектр скоростей, фрагмент суперсейсмограммы, динамическая сумма (показывает приблизительный вид суммы, полученной с текущим подобранным скоростным законом), окно сканирования скоростей

На вертикальном спектре скоростей в интервале регистрации кратных волн наблюдаются пониженные значения скоростей, соответствующие этим кратным волнам. Следует отметить, что уверенное определение скоростей суммирования по сводным сейсмограммам ОСТ относится к временному интервалу, в котором зарегистрированы отражения от границ в осадочном чехле, включая отражение от акустического фундамента. Скорости для границ в коре, в том числе для границы Мохо, как правило определены

«условно», по случайным максимумам вертикальных спектров, с учетом возрастания интервальных скоростей. Такая ненадежность в определении скоростей на больших временах связана со слабыми отражающими свойствами коровых границ, низкой интенсивностью отражений, в частности от границы Мохо, из-за малой мощности источника, а также с недостаточным для глубоких границ максимальным расстоянием источник-приемник.

Анализ полученных скоростных законов (модуль *Velocity Viewer/Point Editor*) заключался в их просмотре и коррекции; окончательным результатом анализа является скоростной разрез (рис. 14), который используется для последующих сейсмических построений.

Ввод нормальной кинематической поправки (модуль *Normal Moveout Correction*) осуществляется по известным скоростям $V_{\text{ост}}$. После ввода кинематической поправки, рассчитанной со скоростью для однократных волн, оси синфазности однократных волн спрямляются, что обеспечивает их последующее синфазное суммирование, а оси синфазности кратных волн недоспрямляются и суммируются не синфазно (рис. 15). Для исключения эффекта растяжения сигнала после ввода поправок использовался верхний мьютинг.

Нижний мьютинг кратных волн (модуль *Trace Muting*) проводился для ослабления интенсивных кратных волн, которые на ближних удалениях после ввода кинематических поправок имеют близкий к горизонтальной форме годограф, что приводит к синфазному суммированию кратных волн на ближних удалениях (см. рис. 15).

Суммирование (модуль *CDP/Ensemble Stack*). выполняется по сейсмическим трассам сейсмограммы ОСТ после ввода в них кинематических поправок. При этом однократные волны суммируются синфазно, а кратные волны не синфазно и, таким образом, ослабляются. Суммарное значение амплитуды делится на квадратный корень из числа просуммированных трасс, чтобы обеспечить более правильное нормирование суммарных трасс. Суммотрассы, полученные во всех точках ОСТ, образуют временной разрез.

В ходе обработки было оценено влияние применения нижнего мьютинга кратных волн на результаты суммирования (рис. 16). Сравнение двух вариантов временного разреза наглядно показывает, что использование нижнего мьютинга на ближних удалениях позволяет в значительной степени ослабить кратные волны.

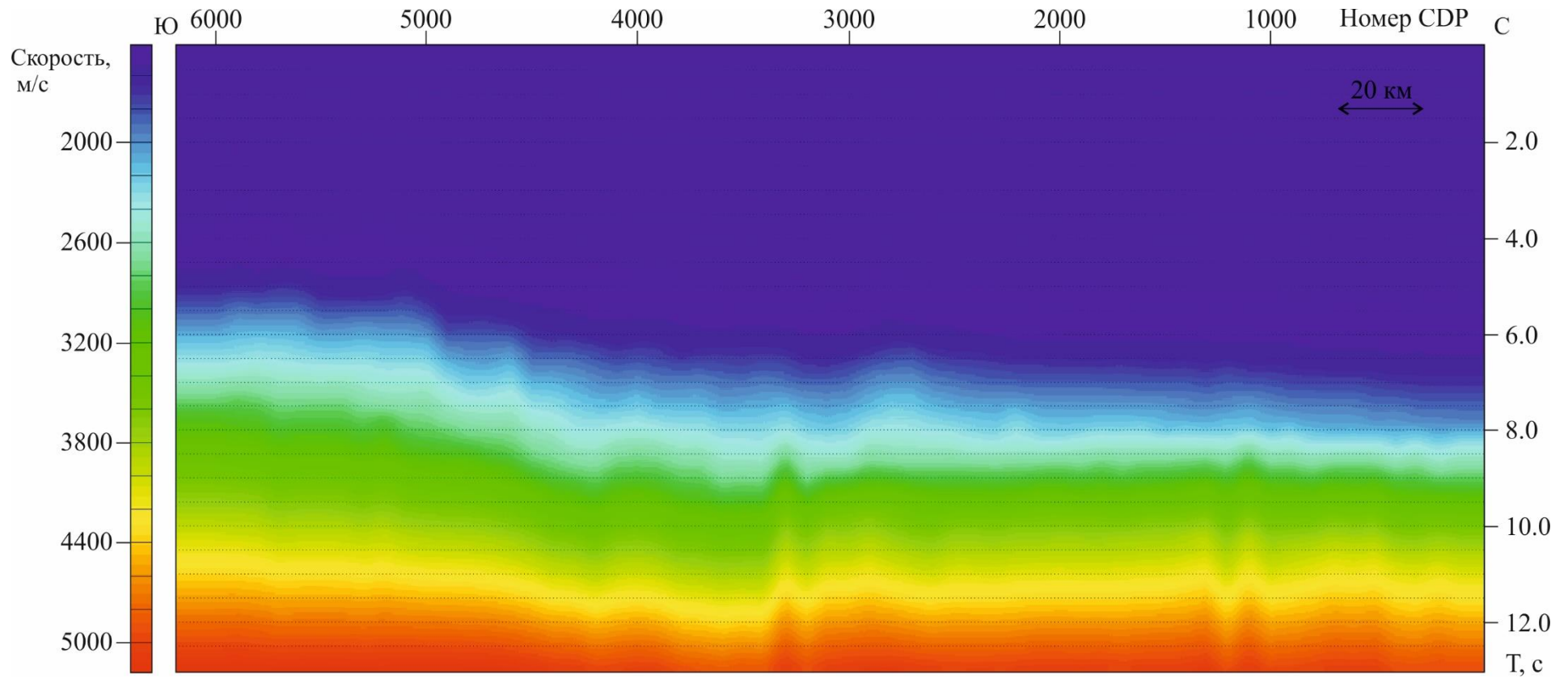


Рисунок 14 Разрез скоростей $V_{ост}$ по профилю 6607

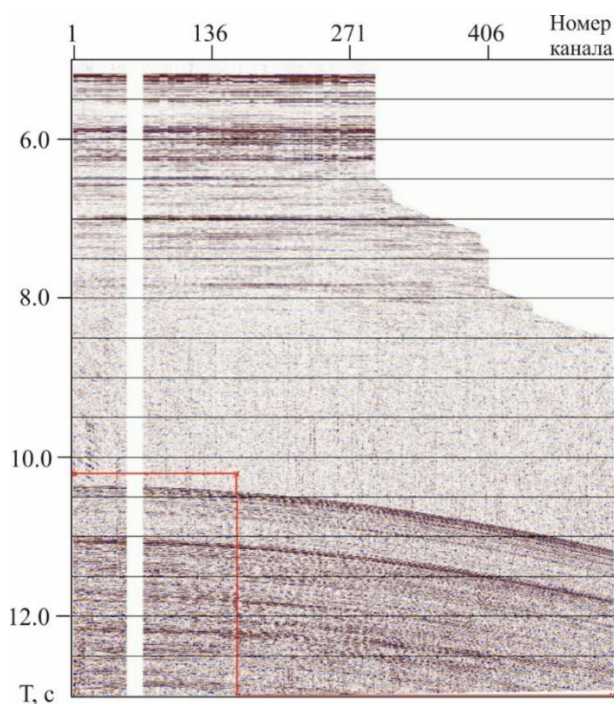


Рисунок 15 Сейсмограмма с введенными нормальными кинематическими поправками и с выделенной областью для нижнего мьютинга кратных волн

Обработка после суммирования.

Полосовая фильтрация (модуль *Bandpass Filter*) по разрезу выполнялась в полосе частот 4-6÷80-120 Гц с применением нуль-фазового фильтра, чтобы избежать временных сдвигов осей синфазностей, изображающих сейсмические горизонты.

Автоматическая регулировка усиления по разрезу (модуль *Automatic Gain Control*) – приведение амплитуд к некоторому уровню с относительным изменением амплитуд сигнала. Процедура *AGC* работает в скользящем по времени окне, в пределах которого вычисляется масштабный коэффициент, равный обратному значению среднеквадратичной амплитуды в окне. Полученное значение применяется к амплитуде сигнала в центре окна *AGC*. Данная процедура приводит к усилению слабых и ослаблению сильных сигналов, то есть к выравниванию сейсмической записи. При обработке использовалось скользящее временное окно шириной 500 или 700 мс.

Верхний мьютинг суммарного разреза (модуль *Trace Muting*) выполняется, чтобы убрать артефакты, появившиеся после выполнения процедуры *Automatic Gain Control*.

Предсказывающая деконволюция в режиме сжатия (модуль *Spiking/Predictive Decon*). Предсказывающая деконволюция заключается в том, что при данном входном $s(t)$ можно предсказать его величину в некотором будущем времени $(t+\theta)$, где θ – задержка (интервал) предсказания, и вычесть предсказанное поле из наблюдаемого. Интервал предсказания определяет длительность сохраняемой “головной” части сигнала, после которой колебания должны подавляться (Боганик, Гурвич, 2006).

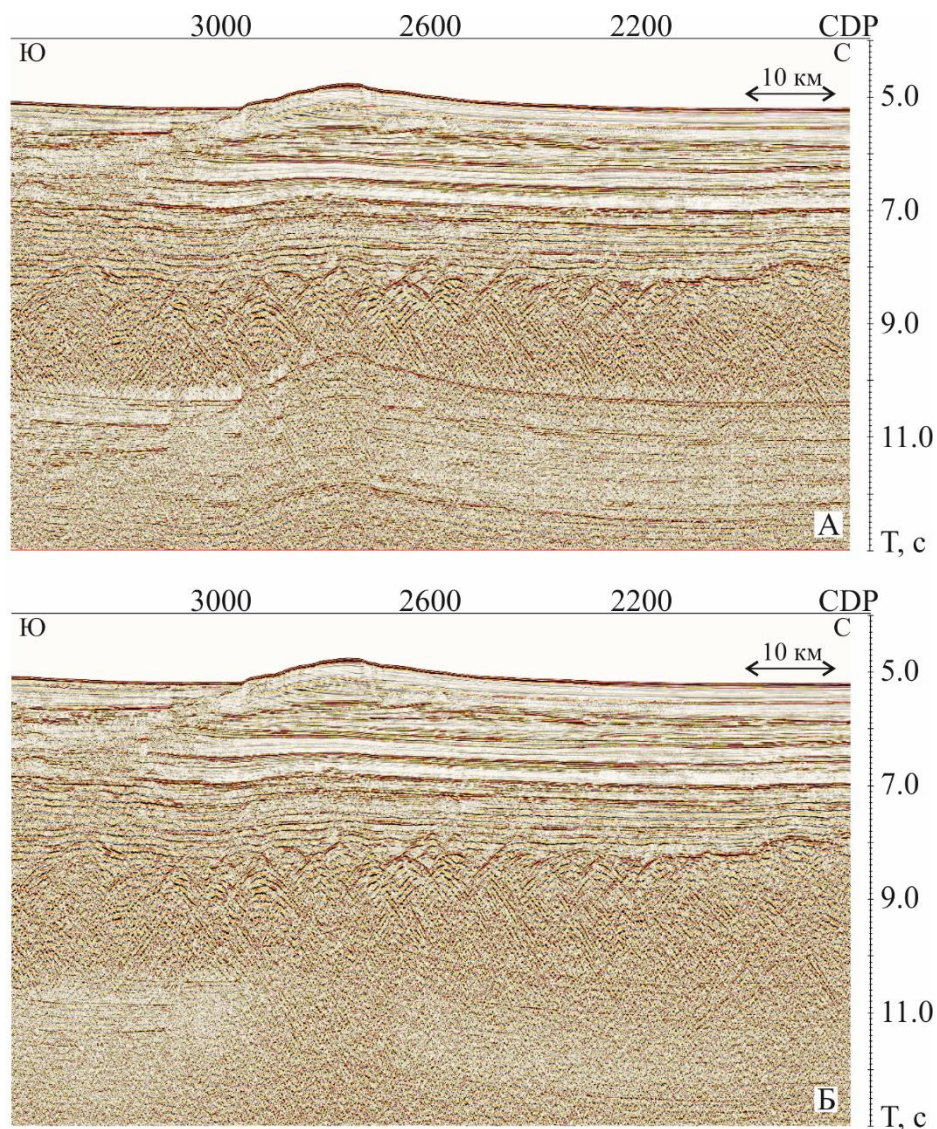


Рисунок 16 Фрагменты суммарного временного разреза без применения (А) и с применением процедуры нижнего мьютинга кратных волн

Если в качестве интервала предсказания берется малое количество отсчетов (n), то входной сигнал предсказывается на времени $t+n$. После вычитания предсказанного сигнала из исходного, останется неизменная часть сигнала $s(t)$ длительностью в n дискретов. То есть такую предсказывающую деконволюцию можно рассматривать как деконволюцию сжатия.

По результатам тестирования были приняты следующие параметры: интервал предсказания 48 мс, длина оператора 256 мс, уровень белого шума 0,5%.

На рисунке 17 представлены фрагменты временного разреза и их амплитудно-частотные спектры до и после деконволюции. Наблюдается существенный эффект от деконволюции: расширение спектров и увеличение временной разрешенности записи (уменьшение многофазности сигнала).

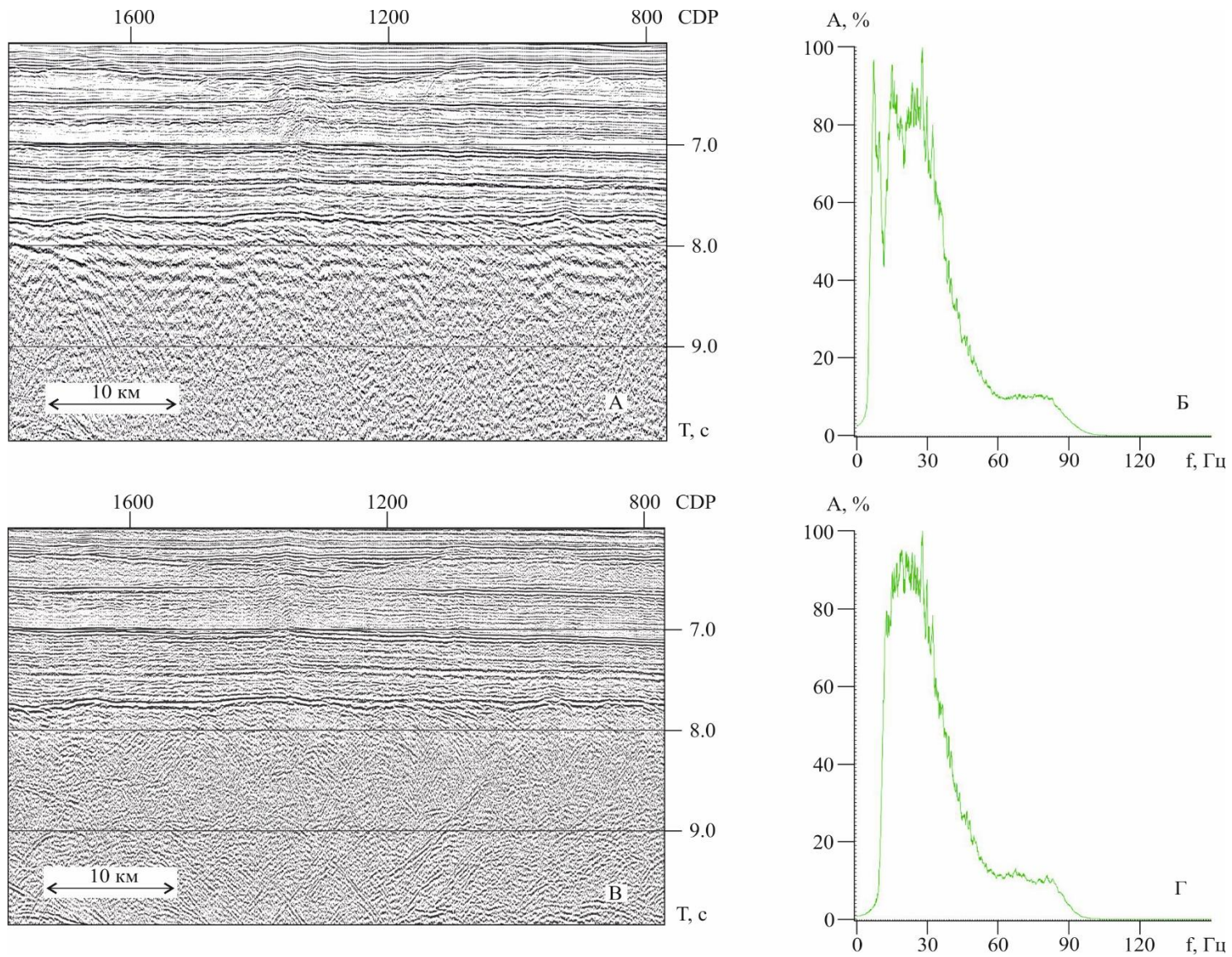


Рисунок 17 Фрагменты временных разрезов до (А) и после (В) деконволюции, и их спектры до (Б) и после (Г) деконволюции

Миграция Кирхгофа (модуль *Kirchhoff Time Mig.*). С целью учета сейсмического сноса и улучшения прослеживания границ от сложных геологических поверхностей (неровные и шероховатые поверхности с крутыми падениями пластов) применялась миграция по суммарным временным разрезам. Выполнялась временная миграция Кирхгофа. В качестве скоростей миграции использовались скорости V_{OCT} .

Миграция Кирхгофа основана на суммировании сигналов по дифракционным гиперболам. Если каждую точку среды считать источником дифрагированной волны, то отвечающий этой среде временной разрез OCT можно представить, как суперпозицию дифрагированных волн, возникающих в этих точках. Если просуммировать значения амплитуд трасс разреза OCT в точках их пересечения с дифракционной гиперболой и суммарную амплитуду, нормированную по числу трасс, поместить в вершину гиперболы, то можно получить правильное изображение среды в этой точке (Воскресенский, 2006).

Эффективность миграции Кирхгофа определяют следующие два параметра: апертура – протяженность траектории суммирования, которая определяется количеством трасс, охватывающих гиперболический годограф дифрагированной волн, и максимальный наклон границы, который должен быть мигрирован.

Для выполнения миграции максимальная апертура рассчитывалась процедурой *Kirchhoff Time Mig.* автоматически, а максимальный угол наклона границы был выбран 30° .

В процессе миграции осуществляется снос сигналов в истинные точки отражения, «развязываются» петли, наблюдаемые на суммарном разрезе OCT, дифрагированные волны собираются в точку. Примеры фрагментов временных разрезов по профилю до и после миграции приведены на рисунке 18.

В результате обработки по выбранному графу были получены временные разрезы по профилю 6607 (рис. 19-21), позволившие проследить основные целевые горизонты в осадочном чехле, поверхность акустического фундамента и на фрагментах профиля подошву консолидированной коры (границу Мохо). Для построения глубинного разреза (рис. 22) выполнены модули *Velocity Manipulation* и *Time/Depth Conversion*, входящие в пакет ProMAX.

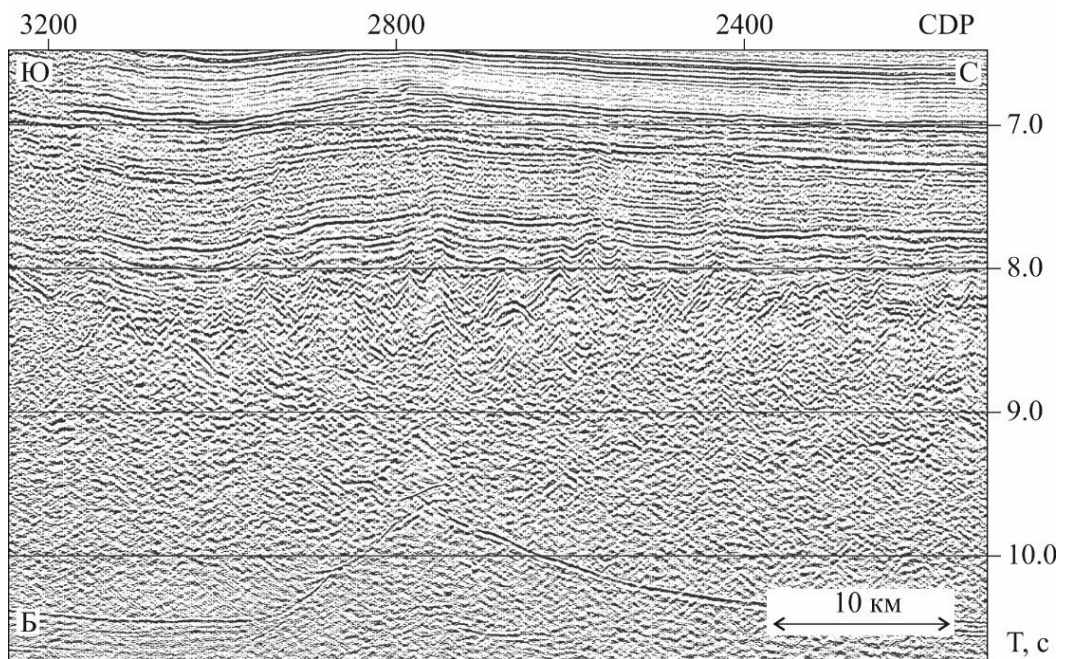
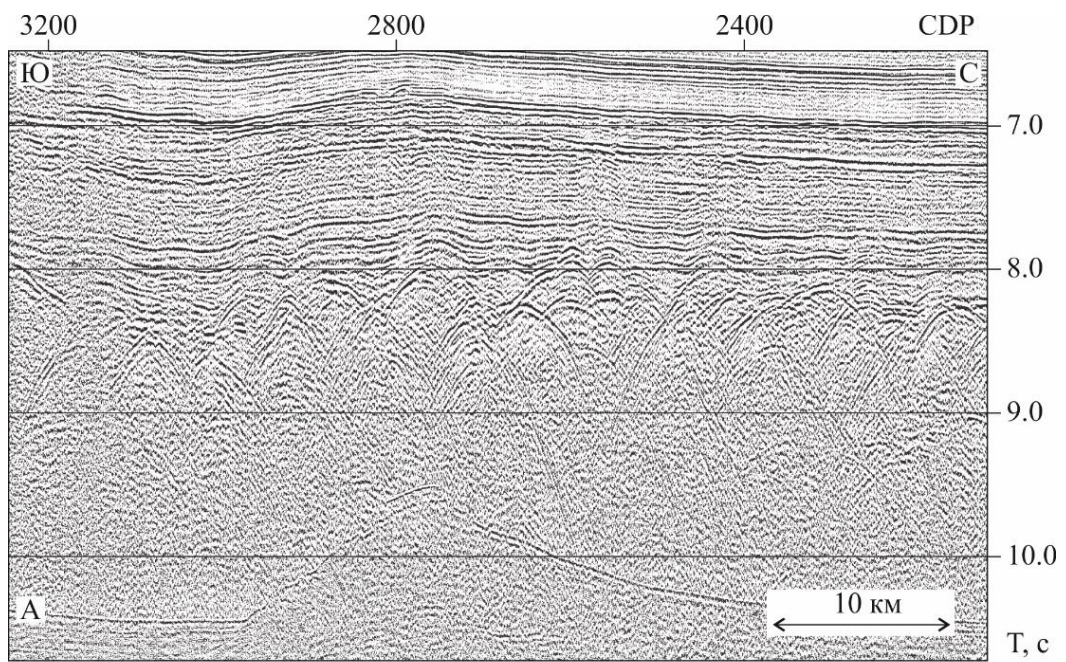


Рисунок 18 Фрагменты временных разрезов до (А) и после (В) миграции

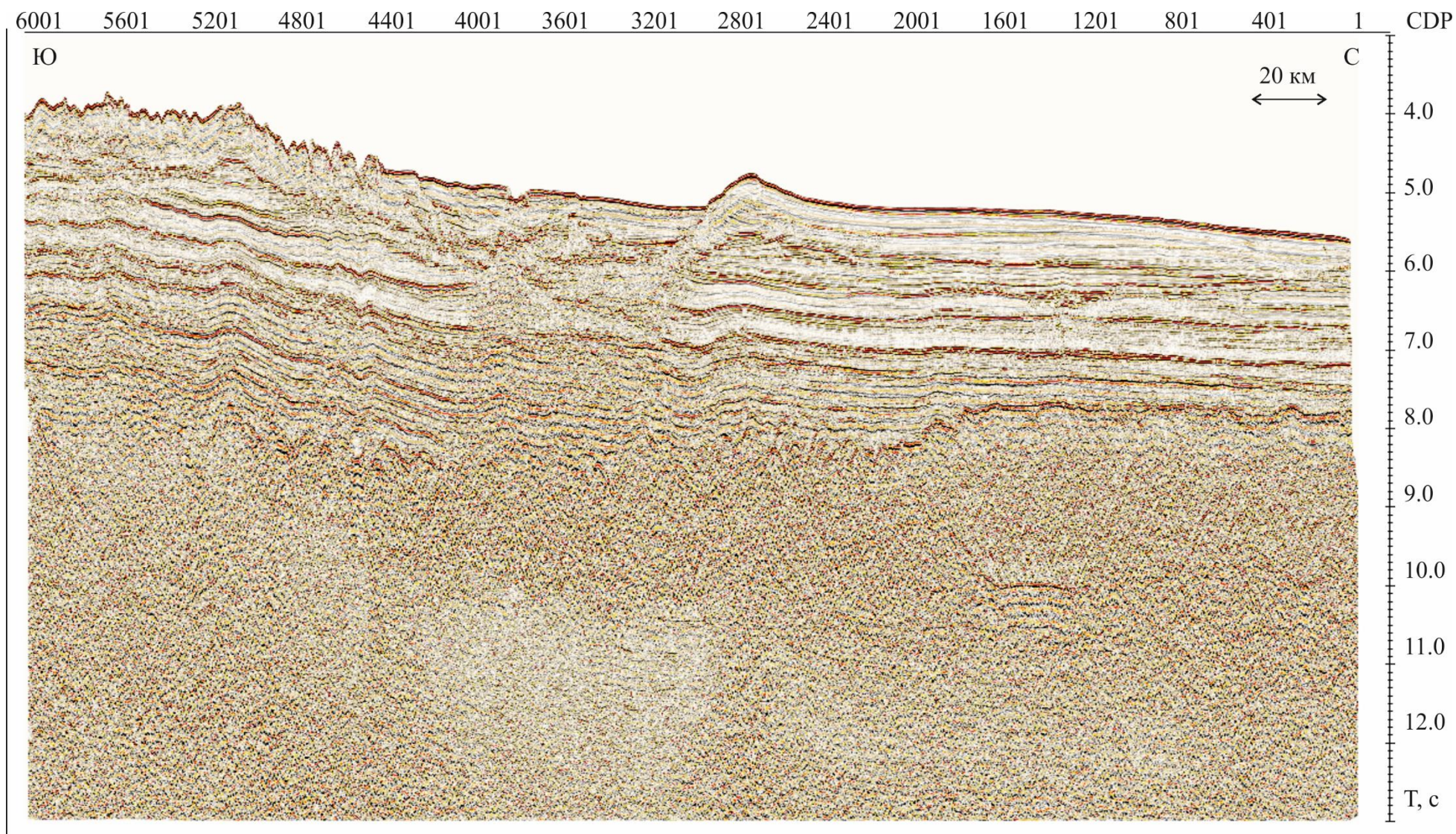


Рисунок 19 Суммарный временной разрез по профилю 6607 (APY-500 мс)

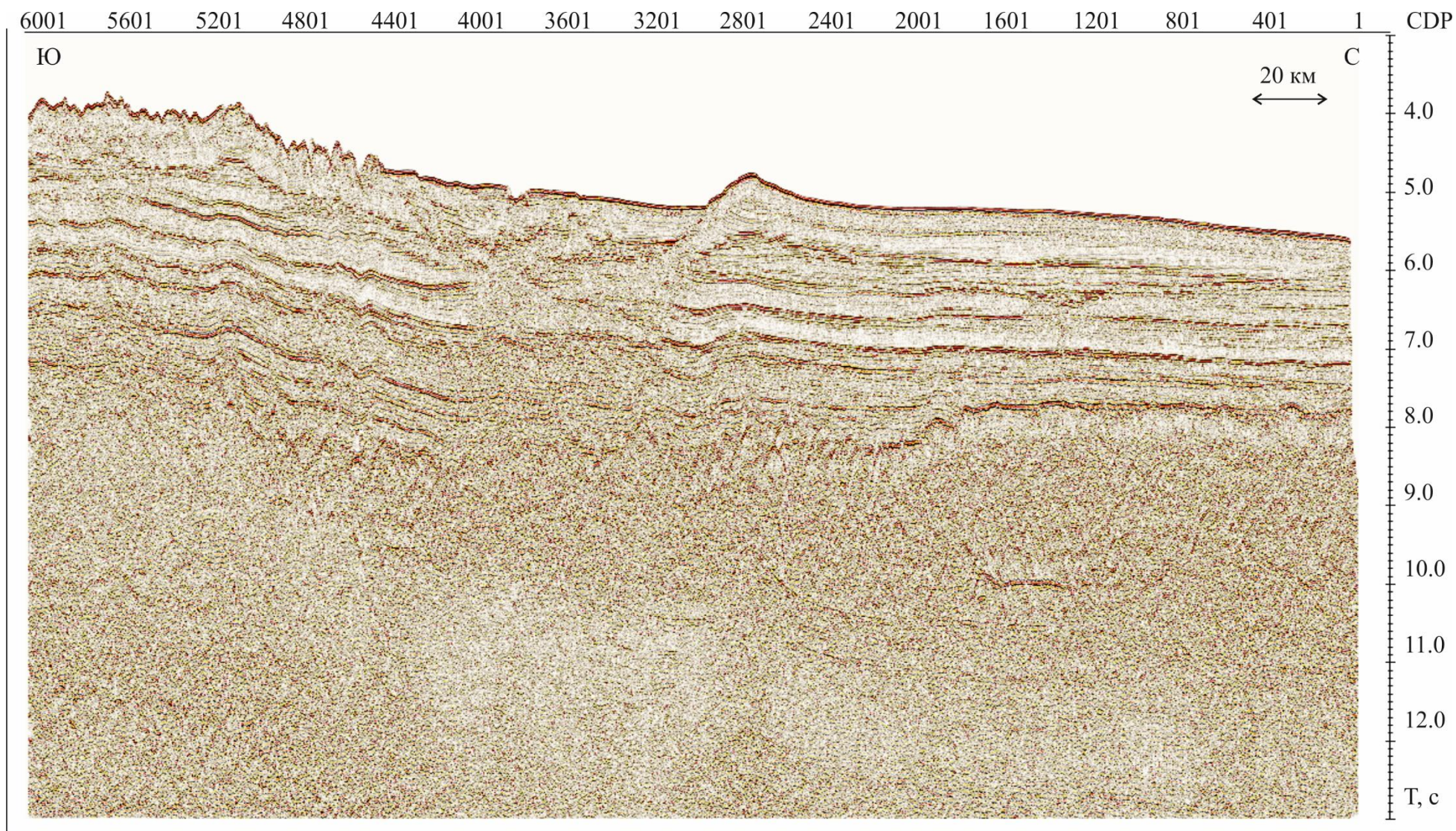


Рисунок 20 Суммарный временной разрез после деконволюции по профилю 6607

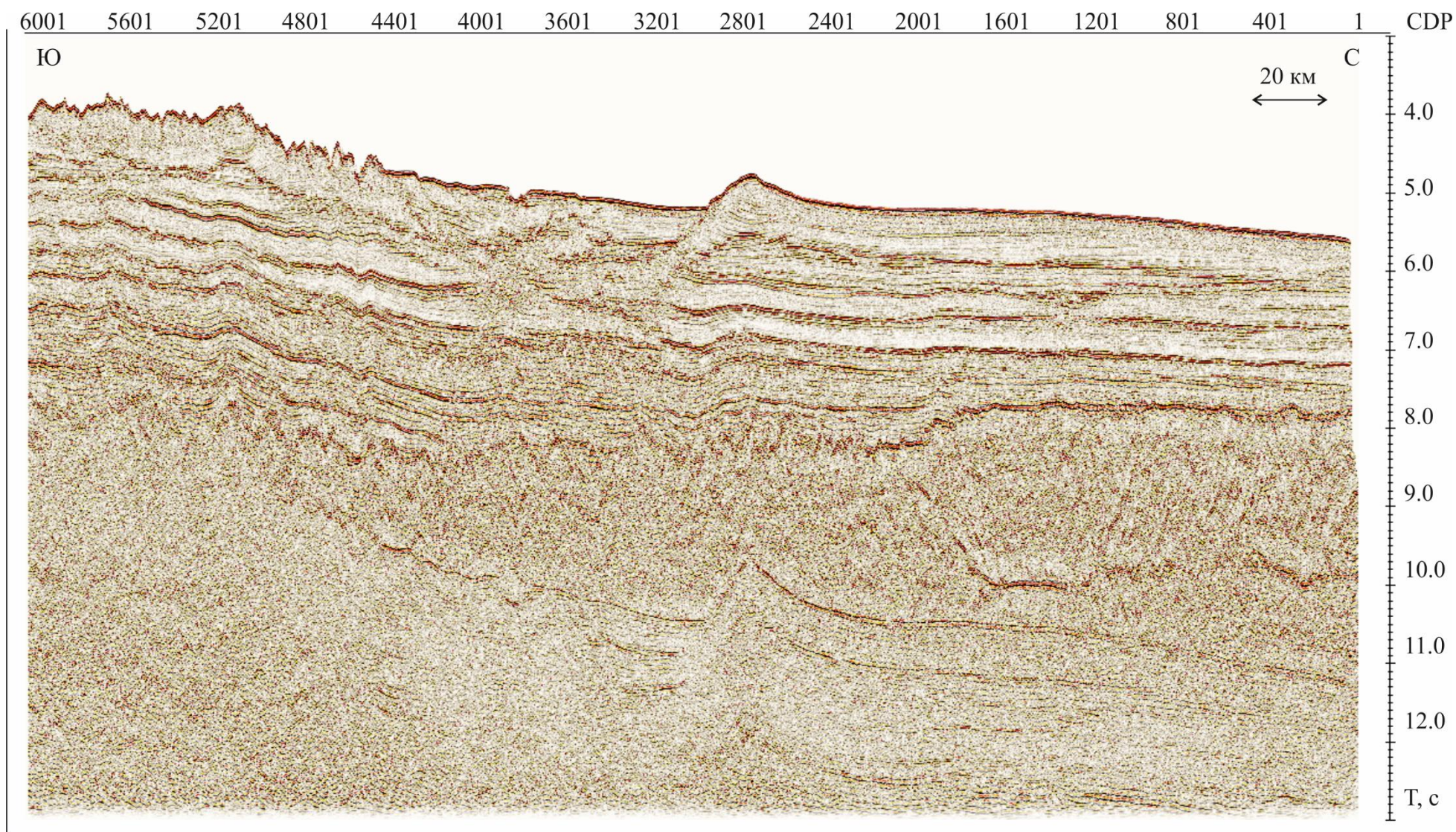


Рисунок 21 Мигрированный временной разрез по профилю 6607

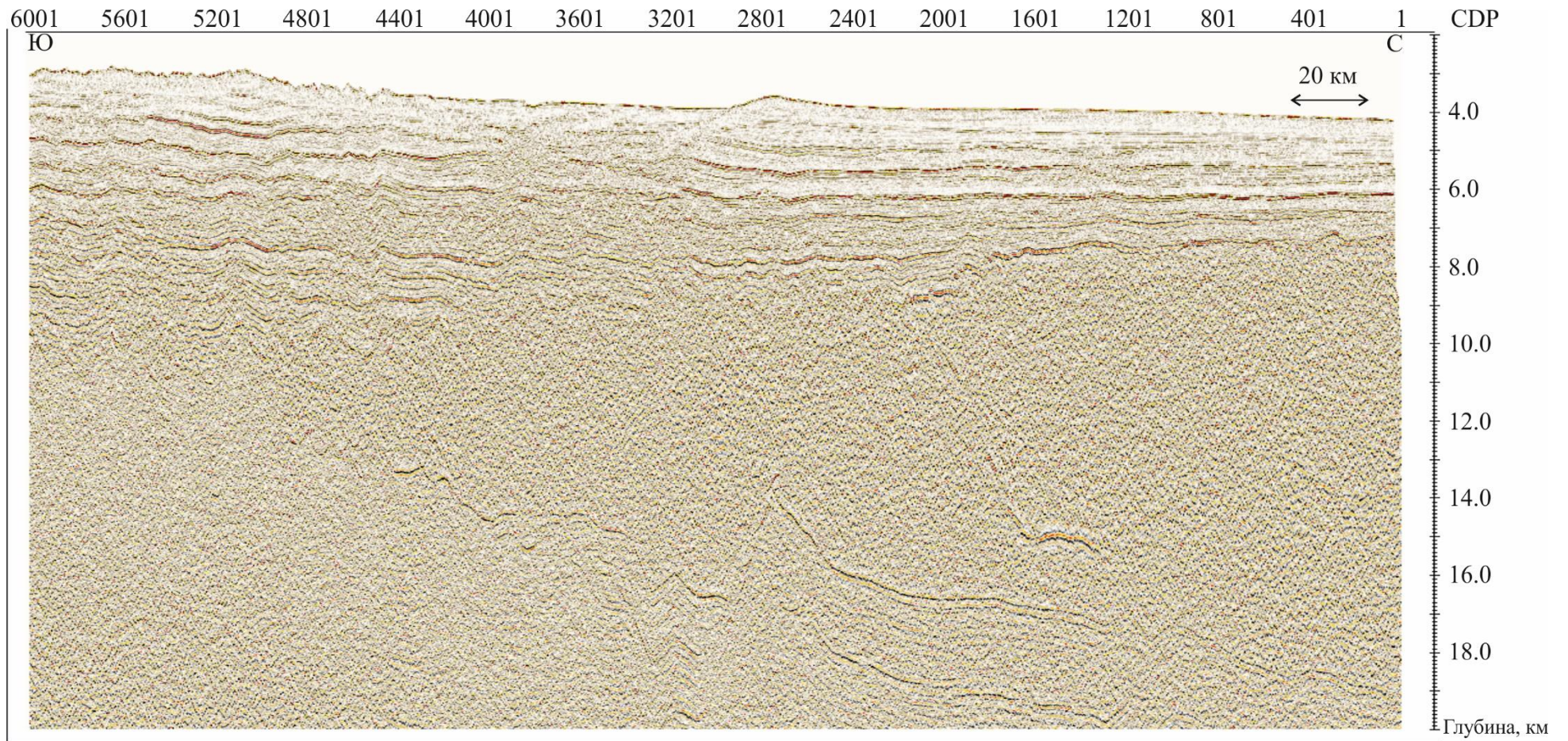


Рисунок 22 Глубинный разрез по профилю 6607

3.3 Ослабление кратных волн

В связи с высокой акустической жесткостью морского дна происходит образование высокоамплитудного кратного волнового поля (рис. 23), которое может присутствовать на временах регистрации отраженной волны от границы Мохо. Поэтому при обработке сейсмических данных было уделено большое внимание ослаблению кратных волн.

Выделяют две группы методов, направленных на ослабление кратных волн: 1) методы, основанные на кинематическом различии (т.е. формы годографов) однократных и кратных волн; и 2) методы, основанные на периодичности и предсказуемости. Из методов первой группы была протестирована f-k фильтрация, а из методов второй группы – предсказывающая деконволюция.

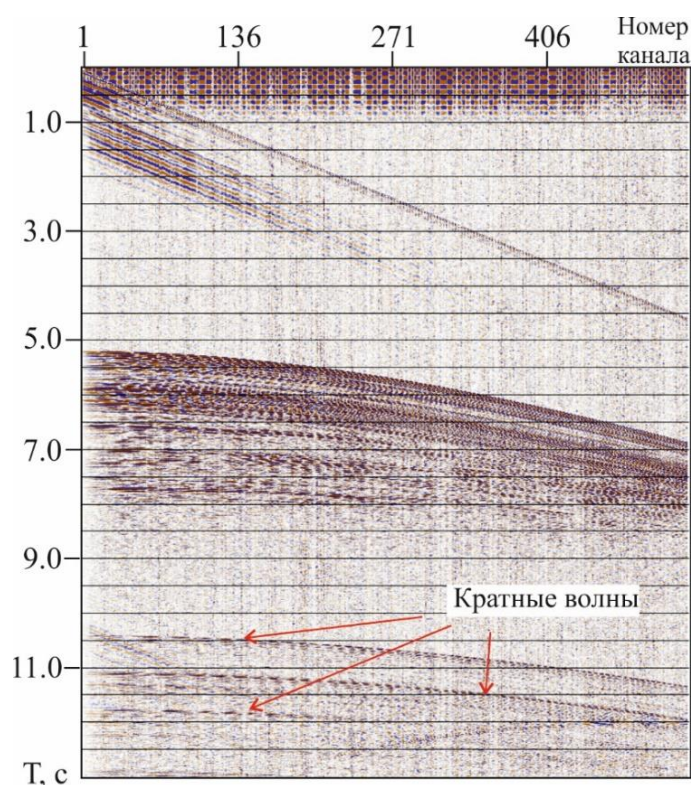


Рисунок 23 Кратные волны на сейсмограмме, появляющиеся в интервале времен от 10 до 13 с

3.3.1 Предсказывающая деконволюция

Суть предсказывающей деконволюции для подавления кратных волн заключается в следующем. По значениям входного сигнала $s(t)$, известным к некоторому значению времени, вычисляют (предсказывают) наиболее вероятное значение сигнала в последующие моменты $(t+\theta)$, где θ – задержка (интервал) предсказания, в качестве которого

используется период повторения кратных волн. Ослабление кратных волн осуществляется путем вычитания из фактического входного сигнала его предсказанной оценки.

Для выполнения предсказывающей деконволюции был протестирован модуль *Spiking/Predictive Decon* на сейсмограмме ОСТ 1 800 (рис. 24). Интервал предсказания был выбран 5 000 мс, длина оператора фильтра – 3 000 мс, уровень белого шума 0,1%.

После выполнения процедуры предсказывающей деконволюции на сейсмограмме (рис. 24, Б) все еще продолжают прослеживаться кратные волны на дальних удалениях. Это объясняется тем, что период повторения кратных отражений нельзя считать фиксированным (т.е. постоянным), особенно при больших удалениях от пункта возбуждения. Поэтому предсказывающая деконволюция для ослабления кратных волн в (t-x) области не использовалась при обработке по профилю 6607.

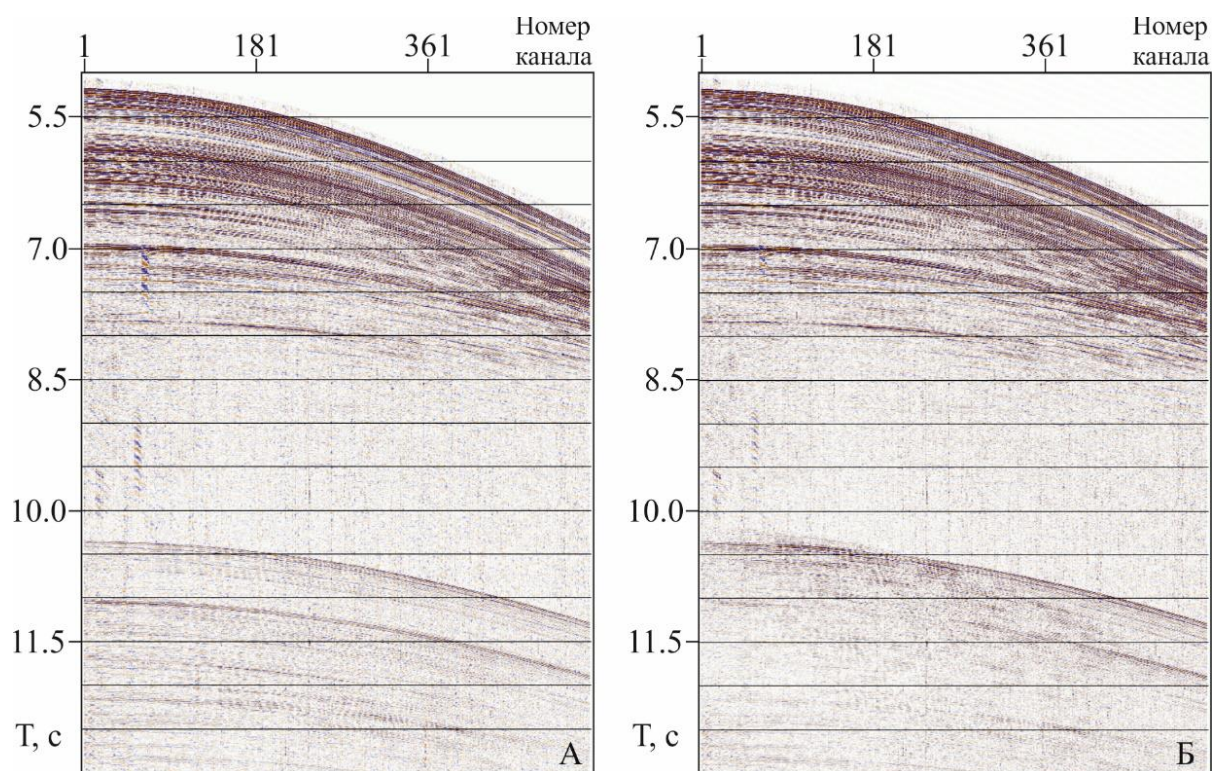


Рисунок 24 Сейсмограмма ОСТ 1 800: А - до применения процедуры деконволюции; и после Б: после применения модуля *Spiking/Predictive Decon*

Следует отметить, что более эффективной для ослабления кратных волн является деконволюция в τ -р области (τ - лучевая задержка, p – лучевой параметр), переход к которой осуществляется в результате прямолинейного преобразования Радона (Боганик, Гурвич, 2006). В τ -р области на сейсмограмме ОПВ период кратности отраженных волн является постоянным по времени для одного значения лучевого параметра. Однако этот подход не был протестирован при обработке в системе ProMAX.

3.3.2 F-K фильтрация

Используя двумерное преобразование Фурье:

$$s(t, x) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} S(f, k) e^{j2\pi(ft+kx)} df dk,$$

можно перейти из пространственно-временной области (t, x) в спектральную область (f, k) ; где f – частота, k – волновое число), в которой может быть реализован способ ослабления кратных волн.

Способ ослабления кратных волн в f - k области основан на разделении кратных волн на двумерном спектре сейсмограммы ОСТ и их подавлении с помощью фильтрации. Суть метода заключается в следующем. В трассы вводятся кинематические поправки, которые соответствуют скоростям, промежуточным между скоростями кратных и однократных волн. В результате однократные отражения приобретают отрицательный наклон, а наклон кратных волн по-прежнему остается положительным. Следовательно, их спектры находятся в различных квадрантах f - k плоскости. Включив квадрант с положительными наклонами в область подавления фильтра, можно отфильтровать данные и затем с помощью обратного ввода поправок восстановить в них исходную кинематику (Хаттон, Уэрдингтон, Мейкин, 1989).

Задание области подавления фильтра осуществлялось в окне модуля *F-K Analysis* (рис. 25). После ввода промежуточных кинематических поправок однократные отражения в f - k области попадают в левый квадрант, а кратные отражения – в правый.

После задания области мьютинга проводилась сама f - k фильтрация с помощью модуля *F-K Filter*. В результате сравнения исходной и отфильтрованной сейсмограммы можно заметить, что эффект применения двумерного f - k фильтра очевиден: кратные волны существенно ослабились на всех удалениях (рис. 26).

Очень наглядно работа программы видна на примере получения вертикальных спектров скоростей (рис. 27). Видно, что после f - k фильтрации максимумы вертикального спектра скоростей сместились в область высоких значений скоростей, что соответствует однократным волнам, а также скоростные аномалии стали более локализованными, что значительно облегчает выбор скоростного закона.

Оценим результаты суммирования по сейсмограммам после f - k фильтрации и без f - k фильтрации. Временной разрез, полученный по сейсмограммам после f - k фильтрации (рис. 28), очень близок к временным разрезам, полученным по сейсмограммам без f - k фильтрации, но с внутренним мьютингом (см. рис. 19), хотя на последних (см. рис. 15) кратные волны отчетливо прослеживаются на всех удалениях, кроме ближних. Отсюда следует вывод, что f - k фильтрация ослабляет волны-помехи на сейсмограммах, заметно

изменяя их волновую картину, но практически не влияет на результаты суммирования этих сейсмограмм – на суммотрассы ОСТ.

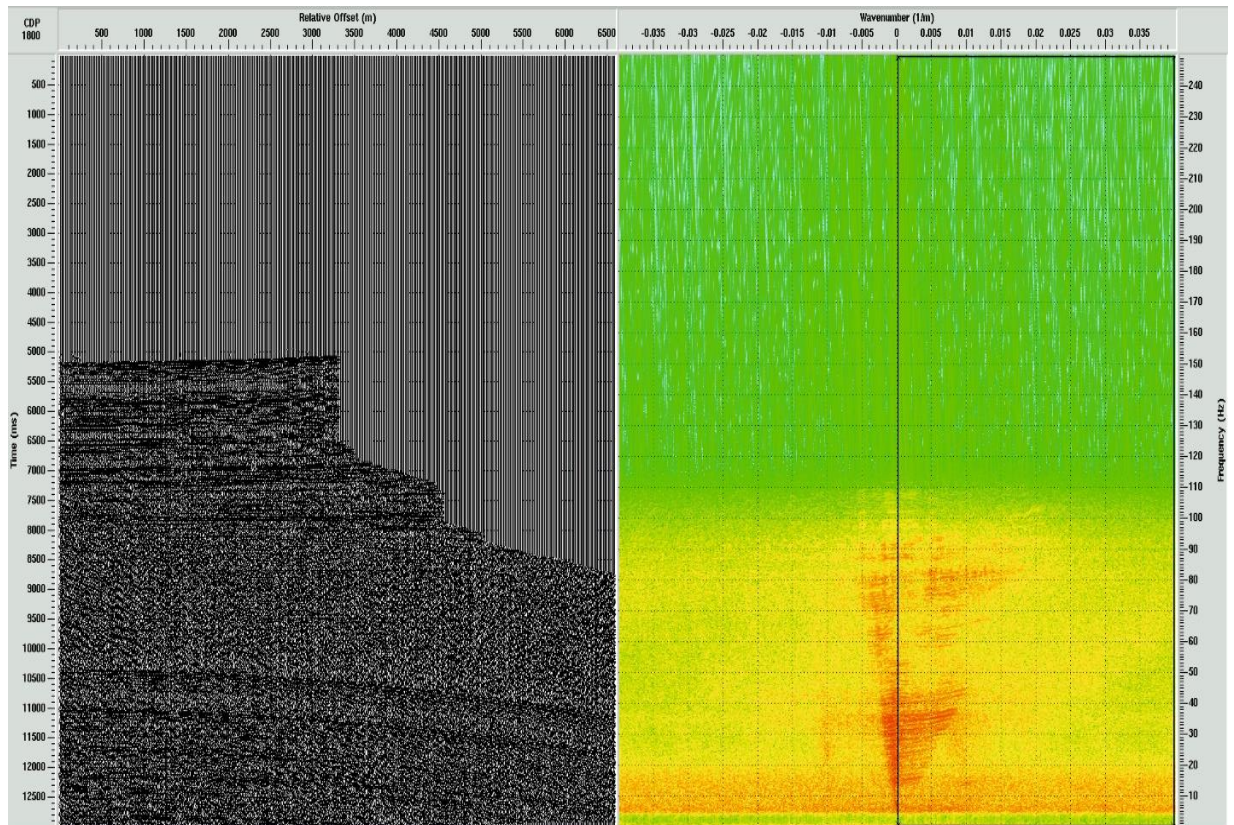


Рисунок 25 Окно модуля *F-K Analysis*: слева – сейсмограмма с введенными промежуточными кинематическими поправками, справа – спектр сейсмограммы в f-k области с выбранной областью мьютинга в режиме подавления фильтра

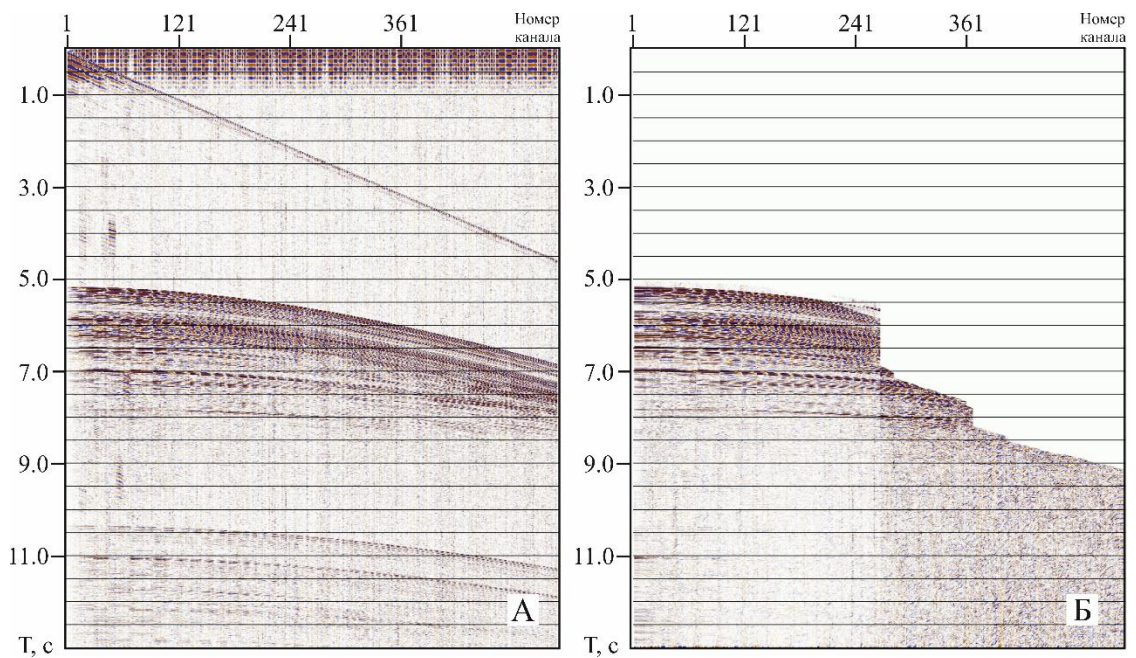


Рисунок 26 Сейсмограмма до фильтрации (справа) и сейсмограмма после f-k фильтрации (слева)

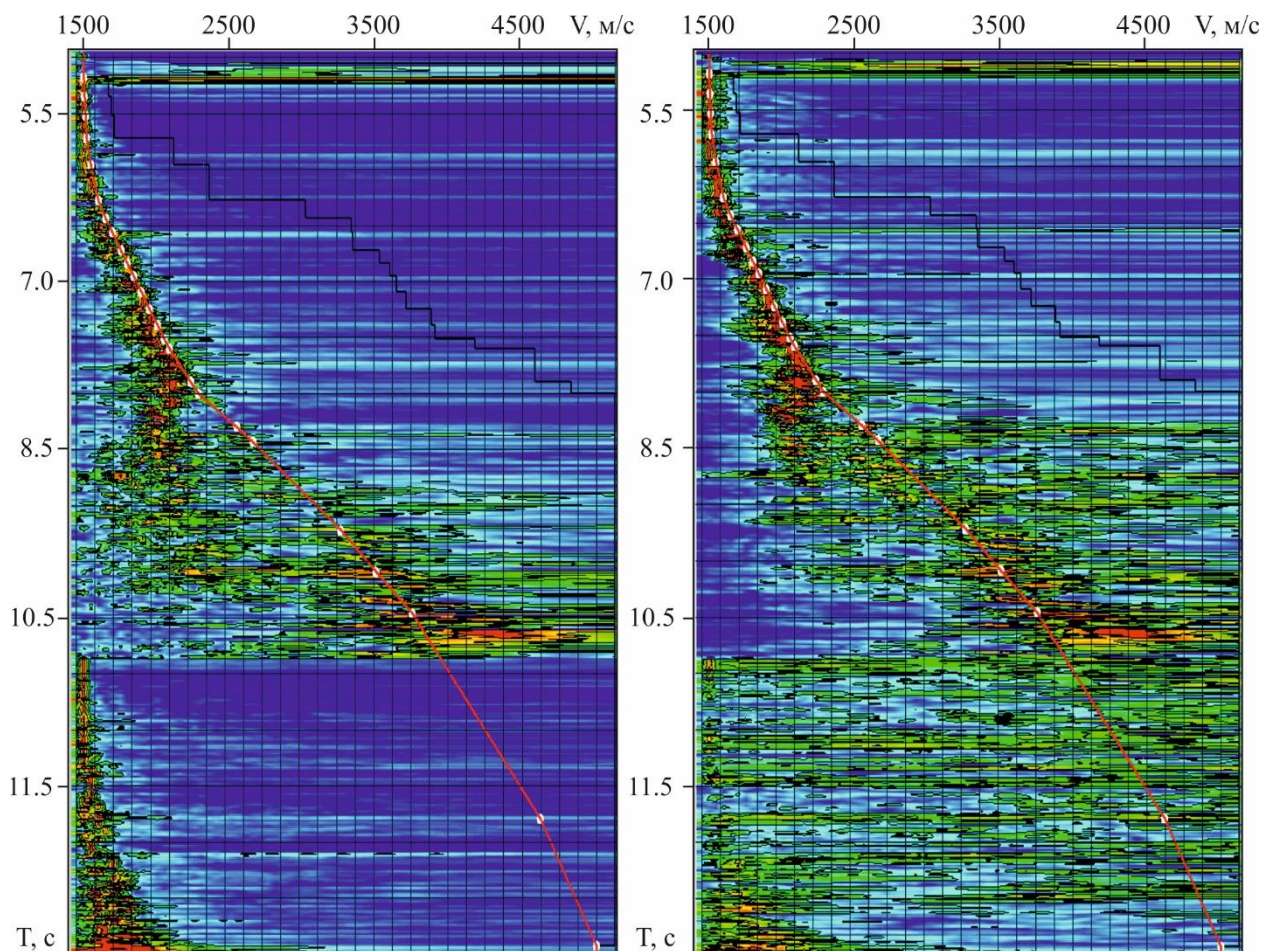


Рисунок 27 Сравнение спектров скоростей до фильтрации и после

Это связано с тем, что суммирование уже само по себе является многоканальным фильтром. Если в исходную сейсмограмму ОСТ введены кинематические поправки для скоростей полезных однократных волн, то все полезные волны (с бесконечными кажущимися скоростями) имеют двумерные спектры, расположенные вдоль вертикальной оси частот. В то же время частотная характеристика суммирования дискретной интерференционной системы имеет ненулевые значения только вдоль оси частот (при $K=0$), поэтому и результат суммирования сейсмограммы определяется одномерной частотной характеристикой также вдоль оси частот. Применение f - k фильтрации позволяет значительно ослабить амплитудные спектры помех, но почти не меняет спектральную характеристику полезных волн, так что спектры суммотрасс, расположенные вдоль оси частот, примерно одинаковы как с применением f - k фильтрации, так и без нее. Поэтому очевидно, что суммирование имеет наиболее острую характеристику направленности и любой другой двумерный фильтр будет менее направленным (Телегин, Тихонова, Сакулина, 1995).

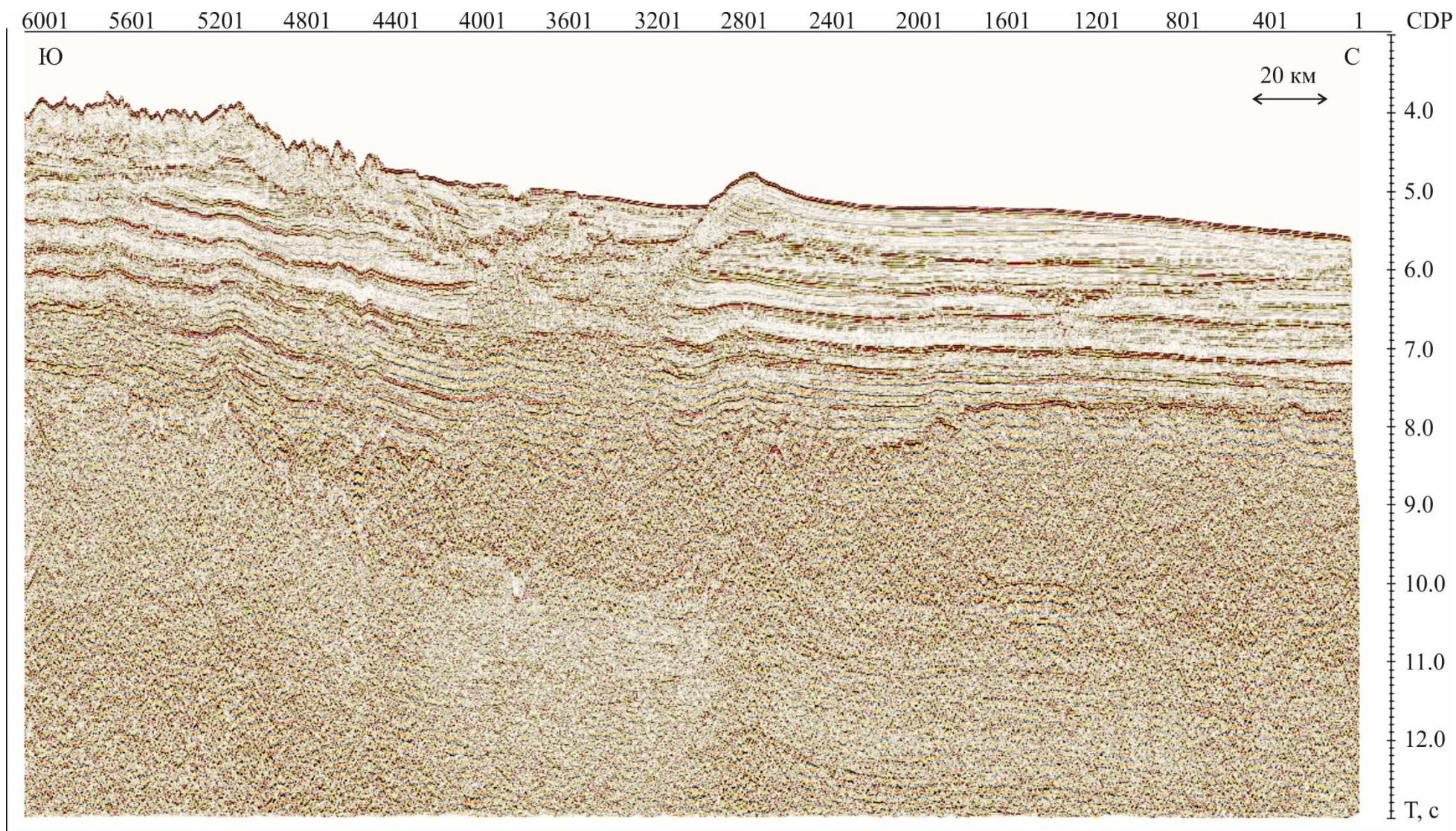


Рисунок 28 Суммарный разрез, полученный по сейсмограммам после f-k фильтрации

В тоже время надо отметить, что f-k фильтрация, ослабляя кратные волны на сейсмограмме ОСТ, обеспечивает более устойчивое и однозначное определение скоростей $V_{ост}$, что позволяет более точно рассчитать кинематические поправки и, как следствие, делает более эффективной саму процедуру суммирования. Таким образом, f-k фильтрацию целесообразно применять к сейсмограммам для уточнения скоростей (т. е. коррекции кинематических поправок).

В итоге следует вывод, что суммирование в совокупности с нижним мьютингом кратных волн на ближних удалениях явилось эффективным методом ослабления кратных волн при обработке сейсмических данных по профилю.

4 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

На полученном в ходе обработке временном разрезе по профилю 6607 были выделены основные сейсмические горизонты CS1 (кровля рифтового структурного этажа, ~130 млн. лет), CS1a (120 - 110 млн. лет), CS2 (90 - 80 млн. лет), CS3 (~47-43 млн. лет), CS4 (подошва синледниковых отложений, ~34 млн. лет), CS5 (~24 млн. лет), CS6 (~15-14 млн. лет), поверхность акустического фундамента и фрагментарно граница Мохоровичича (рис. 29). Мощность осадочного чехла изменяется от 6 км на шельфе до 3 км в глубоководной области. Для построения схемы районирования акустического фундамента и структурно-тектонической схемы были использованы временные разрезы, полученные ПМГРЭ в ходе 66 РАЭ.

4.1 Схема районирования акустического фундамента

В волновом поле акустический фундамент дифференцируется по нескольким параметрам: динамической выразительности, наличию рефлекторов ниже поверхности фундамента, морфологическим характеристикам рельефа, приуроченности к определенным зонам континентальной окраины и абиссальной котловины. На базе этих параметров и свойств выделяется 8 типов фундамента (см. главу 1.1.3), по сейсмическим признакам которых было проведено районирование изучаемой акватории. Чтобы более четко определить характер и положение поверхности фундамента, а также структуру волнового поля, для выделения типов фундамента использовались немигрированные временные разрезы и мигрированные временные разрезы с деконволюцией.

Поскольку протяженность профилей 66 РАЭ в южном направлении была ограничена ледовым покровом, то фундамент I типа на временных разрезах не присутствовал, а фундамент II типа был выделен лишь на отдельных профилях. Поэтому для определения положения границы между фундаментами I и II, а также II и III типов были использованы материалы прошлых лет.

Фундамент I типа (рис. 30) характеризуется субгоризонтальной или полого погружающаяся в сторону депоцентров, ровной или слабо рельефной (с амплитудами отдельных поднятий менее 0,5 км) поверхностью. Глубина залегания фундамента 0,5-3,0 км.

Фундамент II типа (рис. 31) относится к борту рифтового грабена и в сейсмической записи выделялся по блоковому строению с многочисленными разломами. Отражения от фундамента характеризуются протяженными осями синфазности в пределах отдельных блоков. Поверхность фундамент круто погружается в сторону депоцентров от 3,0 до 9,5 км.

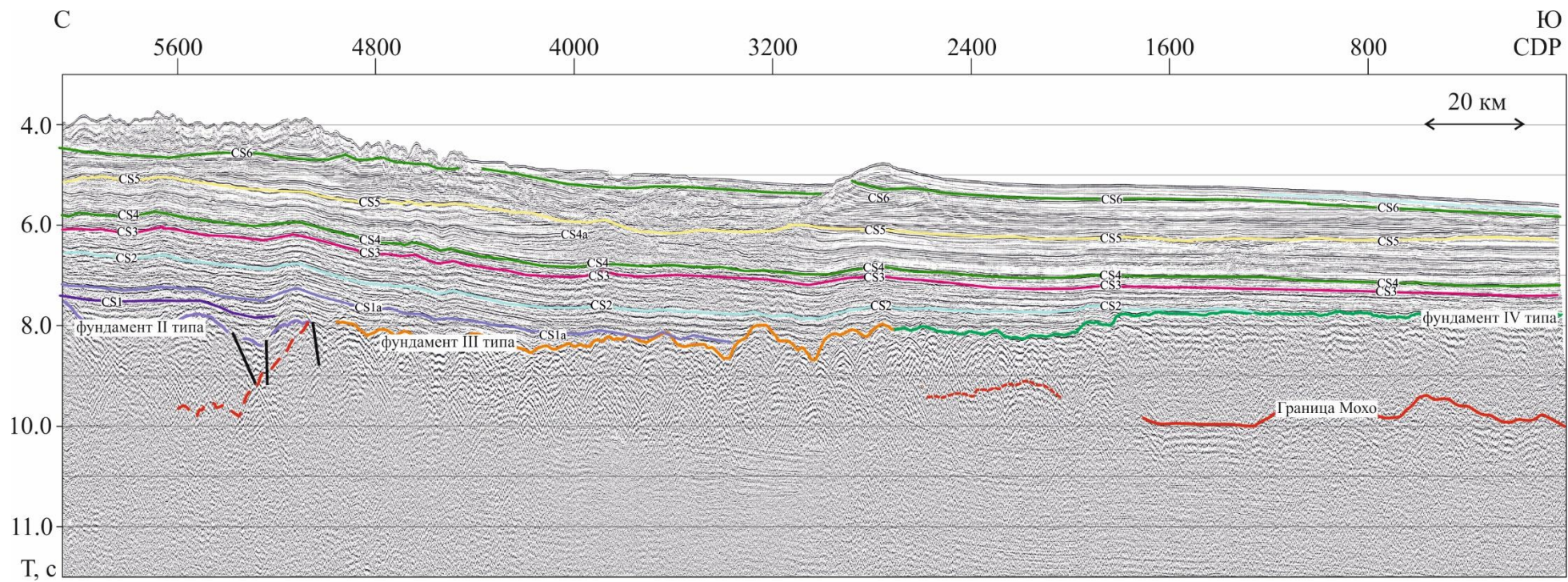


Рисунок 29 Временной разрез по профилю 6607 с выделенными целевыми горизонтами
(Исполнители: Гусева Ю.Б. и Чепыжова А.П.)

Граница фундамента II и III типов проведена по резкой смене градиента наклона поверхности.

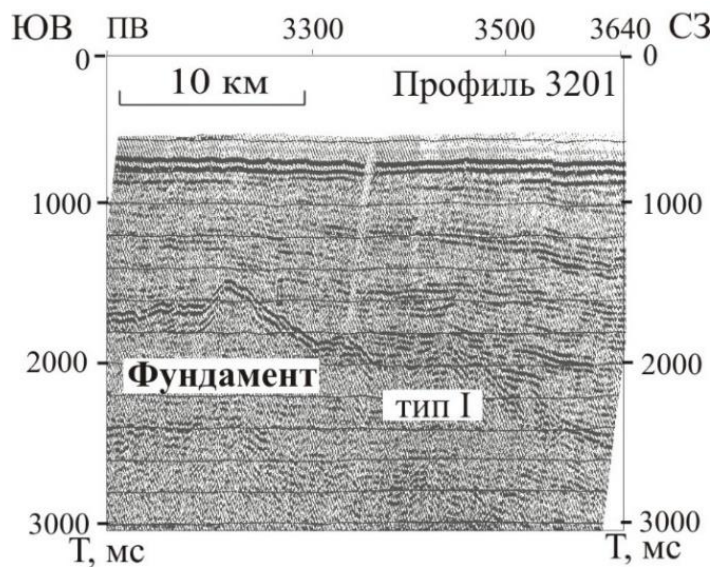


Рисунок 30 Фрагмент сейсмического разреза, демонстрирующий строение фундамента I типа (Гандюхин, 2009)

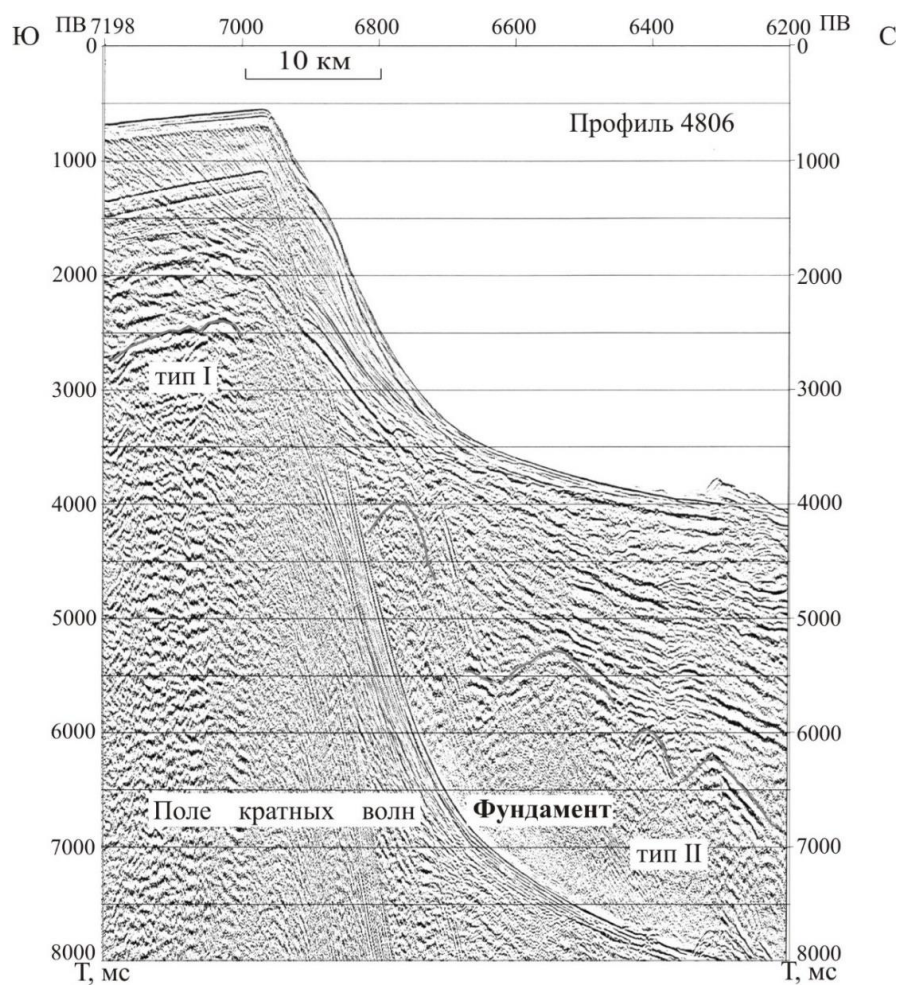


Рисунок 31 Фрагмент сейсмического разреза, демонстрирующий строение фундамента II типа (Гандюхин, 2009)

Фундамент III типа (рис. 32) характеризуется субгоризонтальным залеганием его поверхности с изрезанным рельефом с амплитудой отдельных поднятий и впадин до 0,5 км. Глубина залегания фундамента 8,0-9,5 км.

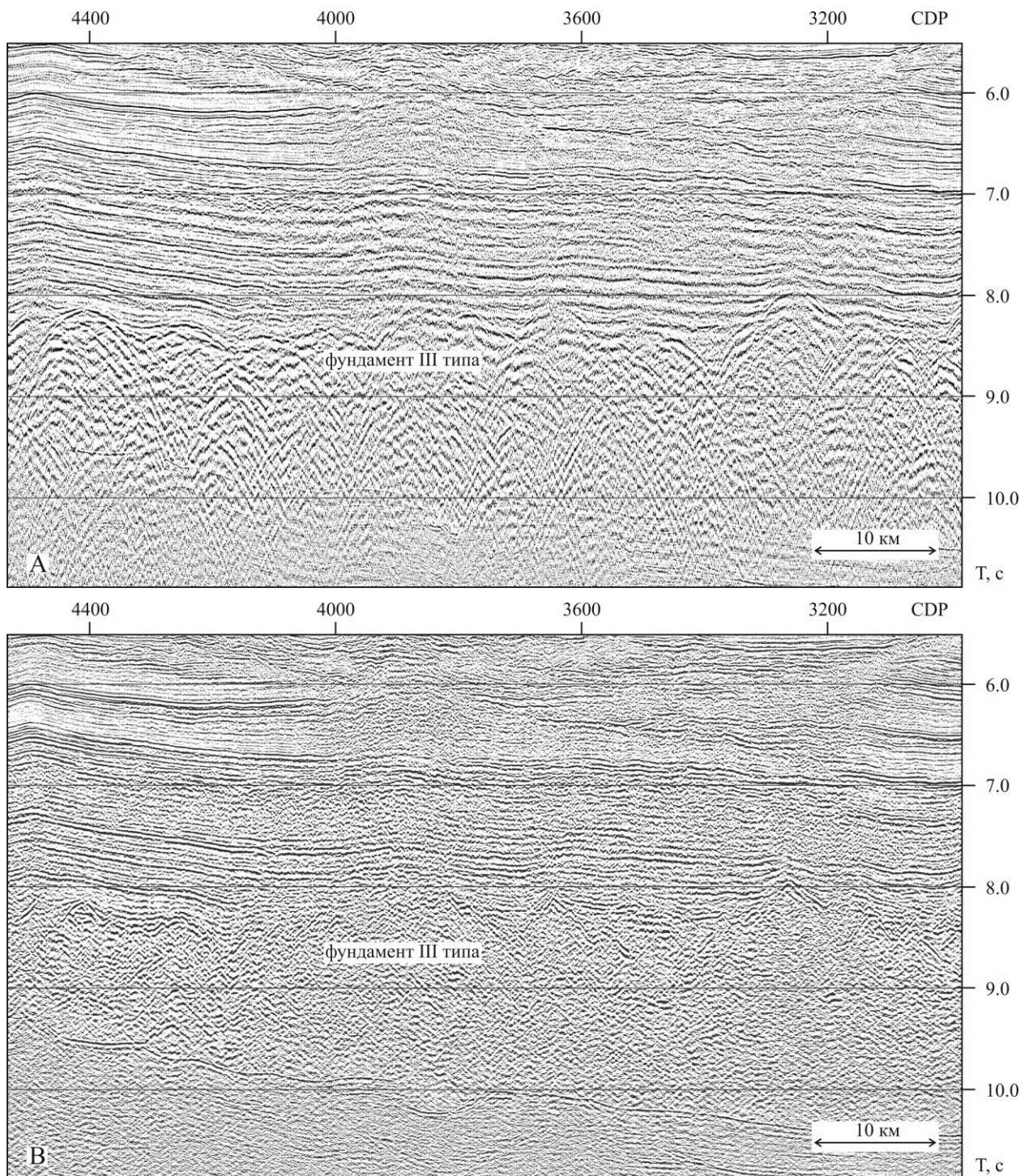


Рисунок 32 Фрагмент сейсмического разреза по профилю 6607, демонстрирующий строение фундамента III типа. А – суммарный временной разрез, Б – мигрированный временной разрез с деконволюцией

Фундамент IV типа (рис. 33) отличается гладкой горизонтальной контрастной поверхностью. В волновом поле этот тип фундамента выражен протяженными осями синфазности отражений, которые характеризуются высокой амплитудой и двух-трех фазным волновым пакетом. Глубина залегания фундамента 6,0-8,0 км.

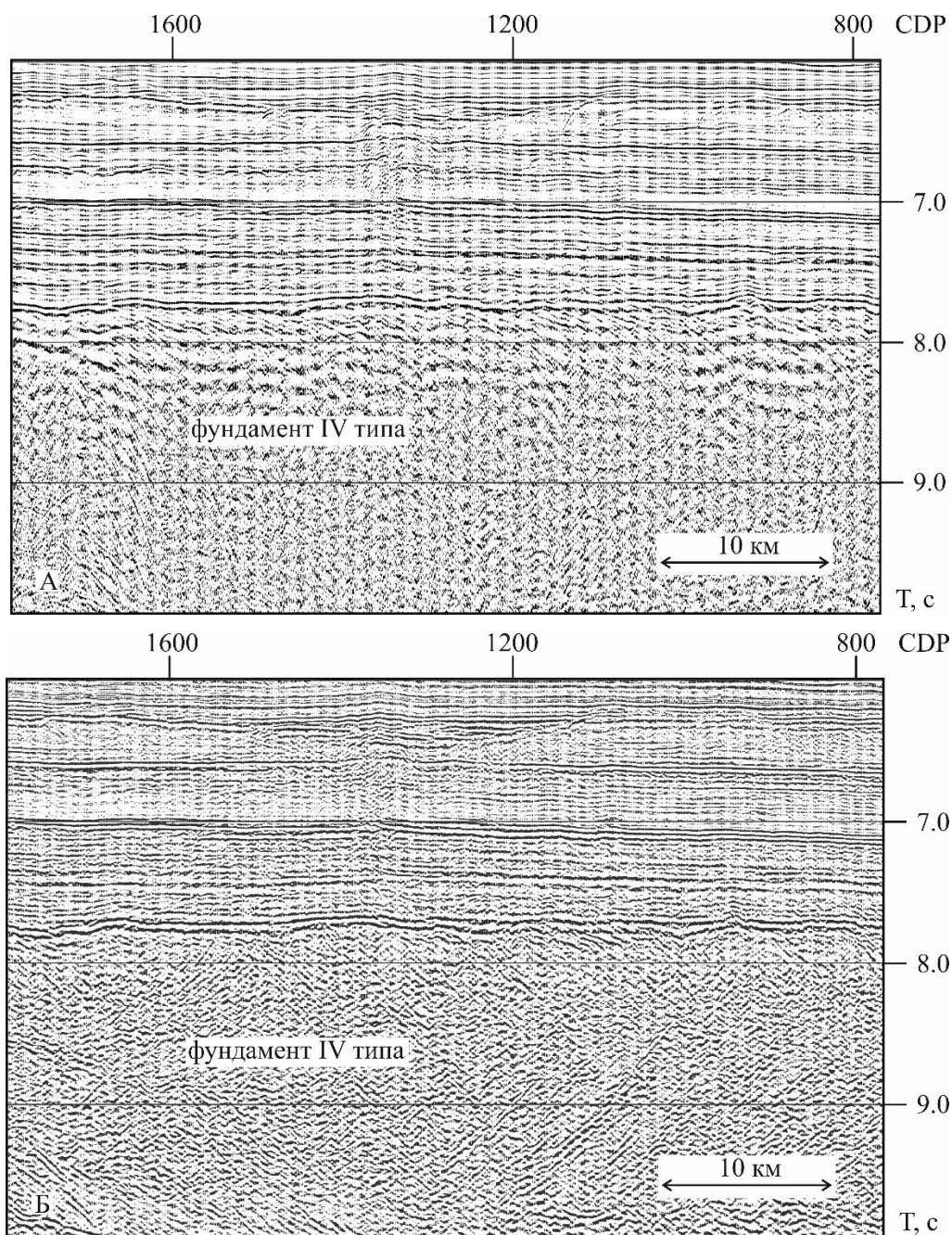


Рисунок 33 Фрагмент сейсмического разреза по профилю 6607, демонстрирующий строение фундамента IV типа. А – суммарный временной разрез, Б – мигрированный временной разрез с деконволюцией

Протяженный рефlector, наблюдаемый на сейсмических разрезах в пределах области развития фундамента IV типа на больших временах, достаточно уверенно интерпретируется в качестве границы Мохоровичича (кровли верхней мантии) (рис. 34).

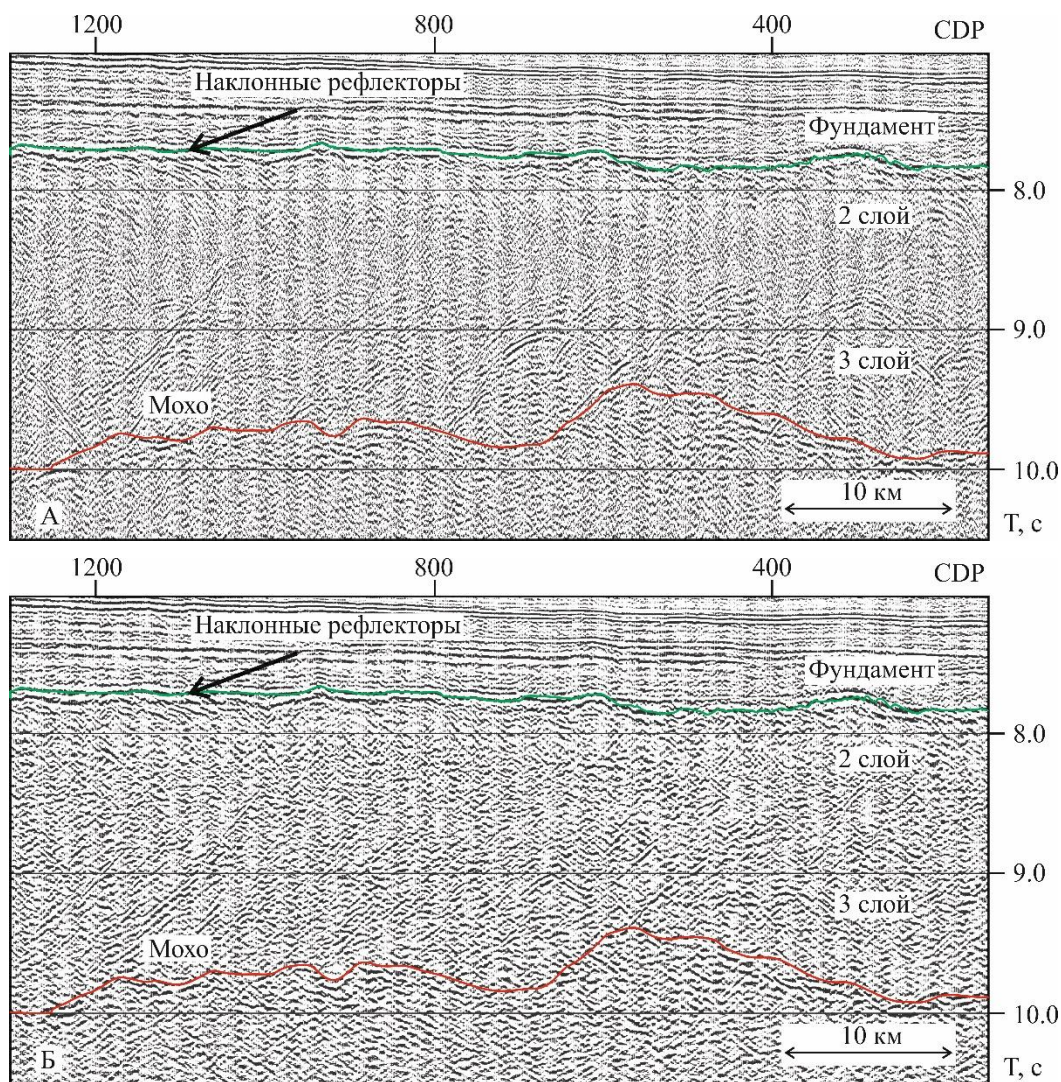


Рисунок 34 Фрагмент сейсмического разреза по профилю 6607, демонстрирующий строение океанической коры. А – суммарный временной разрез с деконволюцией, Б – мигрированный временной разрез с деконволюцией

Наличие кристаллического фундамента на сейсмических разрезах можно предполагать по редким дифракциям и разрывным нарушениям, появляющимся ниже акустического фундамента. Кора океанического происхождения надежно установлена в пределах области распространения фундамента IV типа (до региональной ступени в поверхности фундамента) по особенностям сейсмической записи: наличию непротяженных наклонных рефлекторов, свойственных базальтовым лавам «слоя 2А», изливавшимся в морских условиях, и насыщенной фрагментарными отражениями или дифракциями толщи в нижней части коры, интерпретируемой в качестве габбрового «слоя 3» (см. рис. 34).

Ровная поверхность фундамента IV типа, являющаяся его специфической особенностью, в целом не характерна для океанической коры, образовавшейся в условиях медленного спрединга, но часто встречается вблизи вулканических окраин и плато. Такая морфология фундамента, вероятно, связана с избыточным магматизмом в срединно-

океанических хребтах и увеличением мощности вулканического комплекса («слоя 2А»), сглаживающего рельеф рифтовой долины, что привело к образованию региональной ступени в поверхности фундамента (Лейченков и др., 2015).

По интерпретированным временным разрезам была получена схема районирования акустического фундамента (рис. 35), которая демонстрирует отчетливую широтную зональность в распределении типов фундамента, что отражает единообразие структурной эволюции дивергентных окраин (усиление процессов модификации рифтогенной коры в сторону океана).

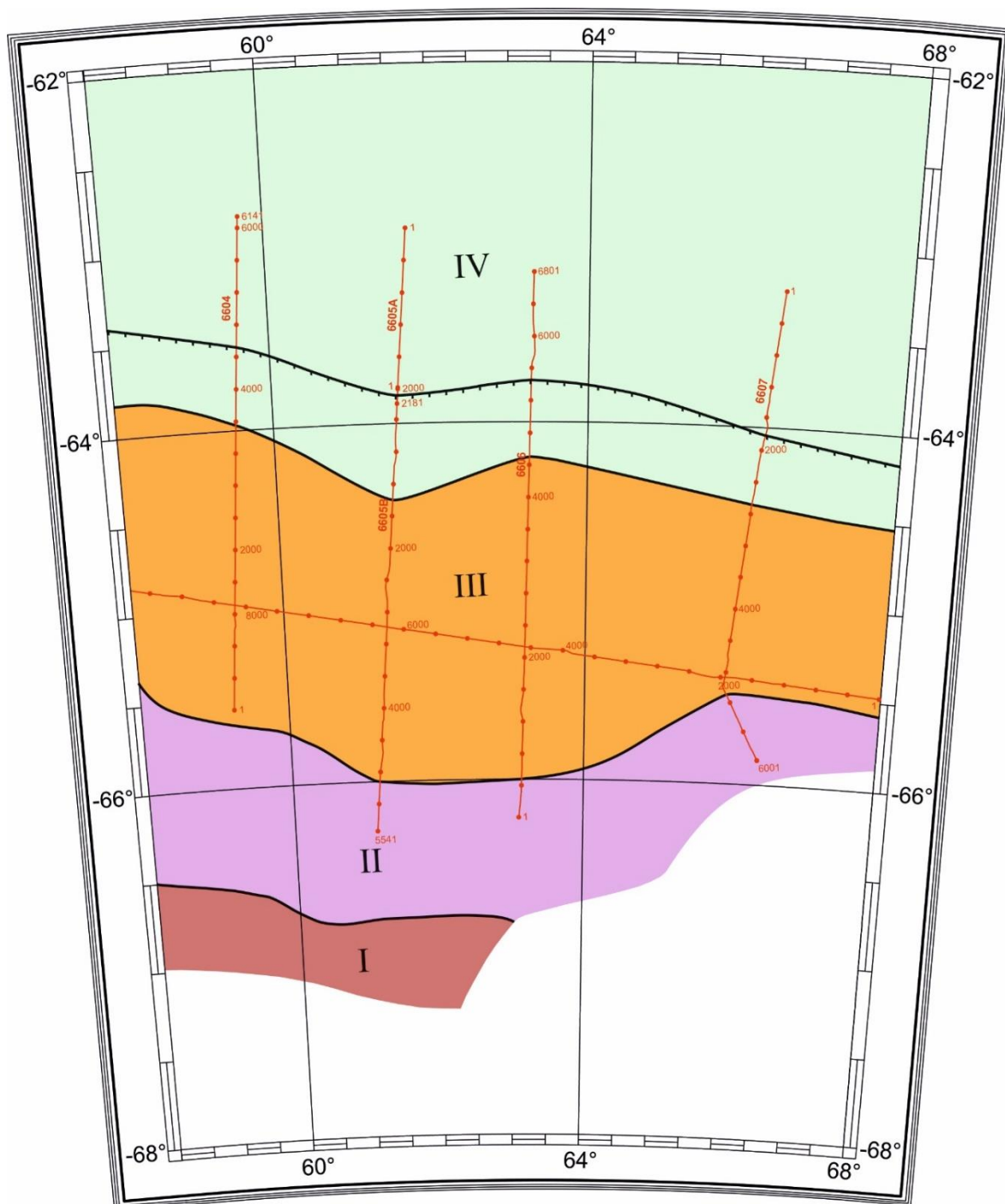


Рисунок 35 Схема районирования акустического фундамента

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

| Тип | Глубина залегания поверхности фундамента (км) | Поверхность акустического фундамента |
|---|---|--|
| I | 0,5-3,0 | Субгоризонтальная или полого погружающаяся в сторону депоцентров, ровная или слабо рельефная (с амплитудами отдельных поднятий менее 0,5 км) |
| II | 3,0-9,5 | Круто погружающая от шельфа в глубоководную часть бассейна, разбита на блоки многочисленными сбросами |
| III | 8,0-9,5 | Субгоризонтальная с изрезанным рельефом с амплитудой отдельных поднятий и впадин 0,5 км. |
| IV | 6,0-8,0 | Субгоризонтальная, гладкая, местами слабо рельефная, динамически контрастная, часто подстилаемая наклонными рефлекторами. |
|  | Региональная ступень в поверхности фундамента | |
|  | Профили 66 РАЭ | |

Рисунок 35 (продолжение). Условные обозначения к схеме районирования акустического фундамента

4.2 Структурно-тектоническая схема

На структурно-тектонической схеме выделены докембрийский-раннепалеозойский кристаллический щит, борт и днище среднеюрского-раннемелового окраинного рифта, раннемеловая область мантийного вскрытия, раннемеловая океаническая котловина (рис. 36).

К кристаллическому щиту Восточной Антарктиды традиционно отнесены большая часть шельфа Земли Эндерби и Земли Мак-Робертсона. Поскольку профили 66 РАЭ из-за наличия ледникового покрова были ограничены по протяженности и не включают в себя кристаллический щит, его выделение производилось по материалам прошлых лет.

К коре континентального типа можно уверенно отнести кристаллический щит и окраинный рифт, прослеженные на шельфе. Граница между бортом и днищем окраинного рифта устанавливается по смене характера наклона поверхности фундамента.

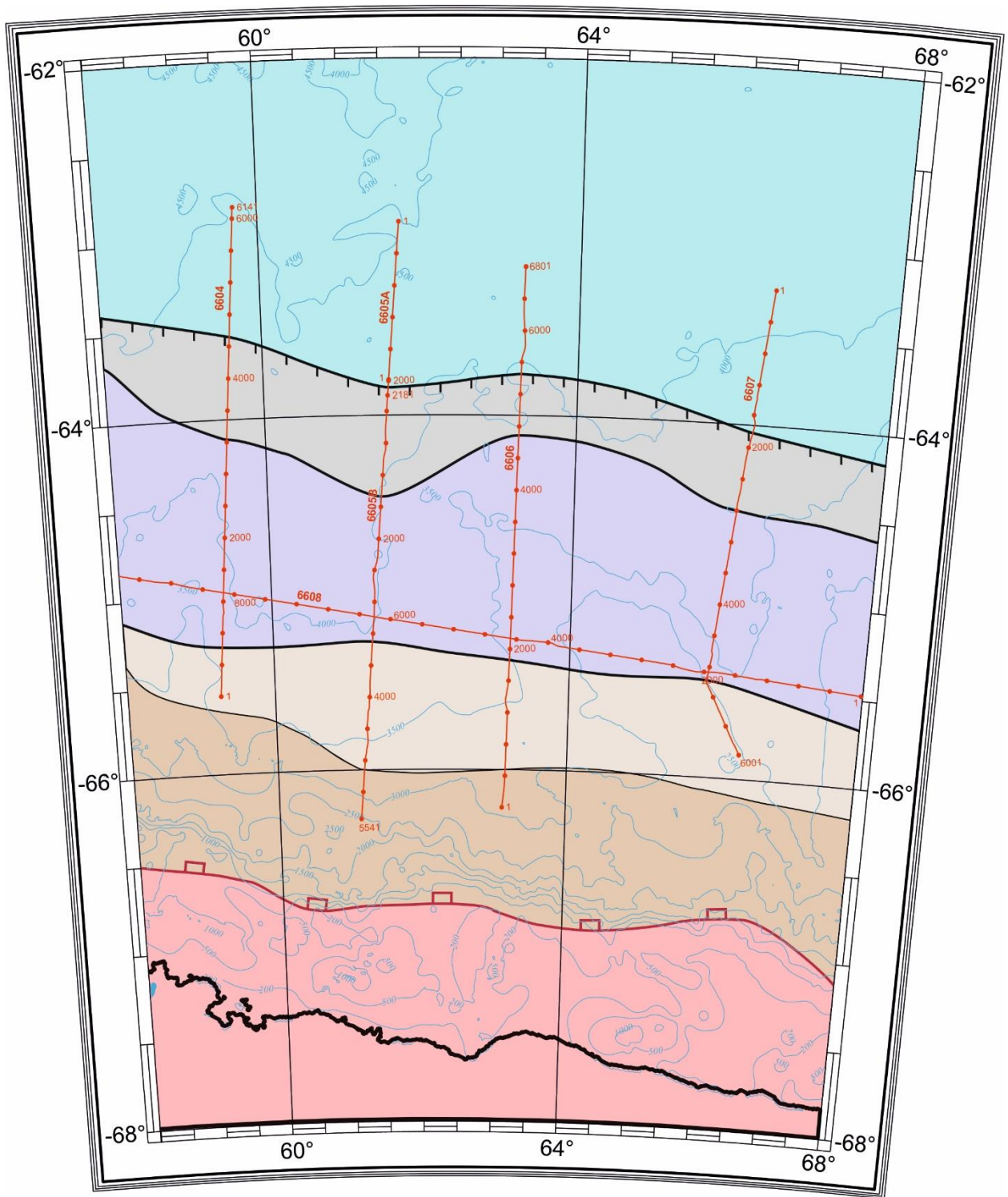


Рисунок 36 Структурно-тектоническая схема

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ:

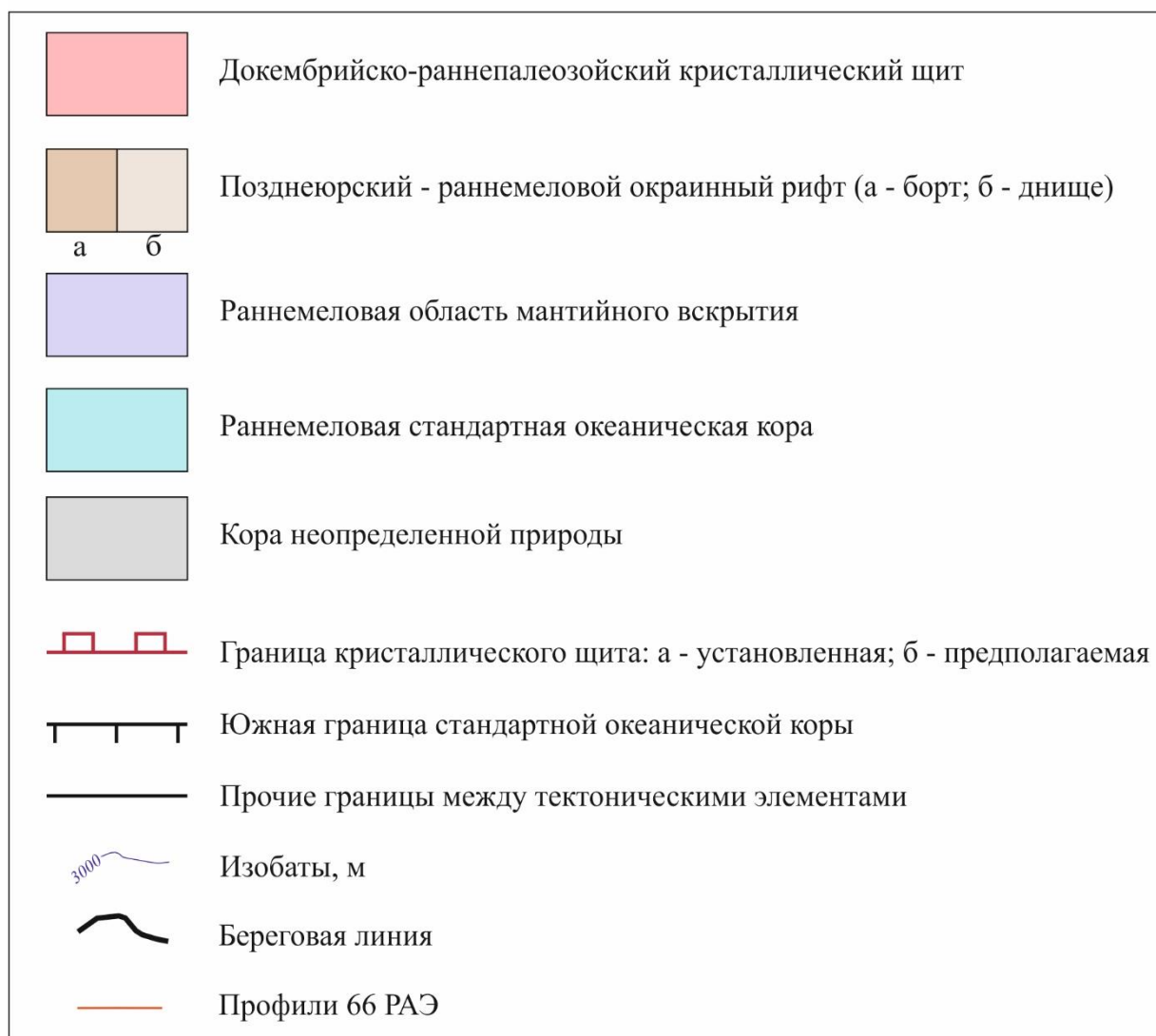


Рисунок 36 (продолжение). Условные обозначения к структурно-тектонической схеме

На внешней части окраинного рифта структура земной коры заметно усложняется. Во внутренней структуре коры в сейсмической записи проявлены многочисленные дифракции и хаотически расположенные рефлекторы. По результатам предшествующих исследований предполагалось, что на внешней части окраинного рифта происходит мантийное вскрытие и земная кора представлена породами верхней мантии (Лейченко и др., 2010, Лейченко и др., 2014). Полученные в 66 РАЭ сейсмические данные позволяют более обоснованно подтвердить это предположение. Мантийное вскрытие представляет собой процесс разрыва земной коры в результате ее экстремального растяжения на финальной стадии рифтогенеза с подъемом и эксгумацией верхней мантии в поверхности морского дна (Boillot, Froitzheim, 2001). В такой зоне могут присутствовать отдельные блоки континентального фундамента, переместившиеся в сторону океана. В результате подъема мантийные породы (перидотиты) подвергаются серпентинизации, изменяясь по своему составу, что приводит к заметному

уменьшению значений их плотности и скорости сейсмических волн. Такой процесс характерен при формировании невулканических окраин и хорошо изучен в северной части Атлантического океана и в юго-восточной части Индийского океана, в том числе на антарктической континентальной окраине Земли Уилкса (Лейченков и др., 2014). В последние годы зона эксгумации мантийных пород была установлена на сопряжённой континентальной окраине Восточной Индии, что является дополнительным подтверждением развития процесса мантийного вскрытия при разделении Индии и Антарктиды (рис. 37) (Mangirudi и др., 2014). Мощность земной коры в области мантийного вскрытия составляет примерно 3 км.

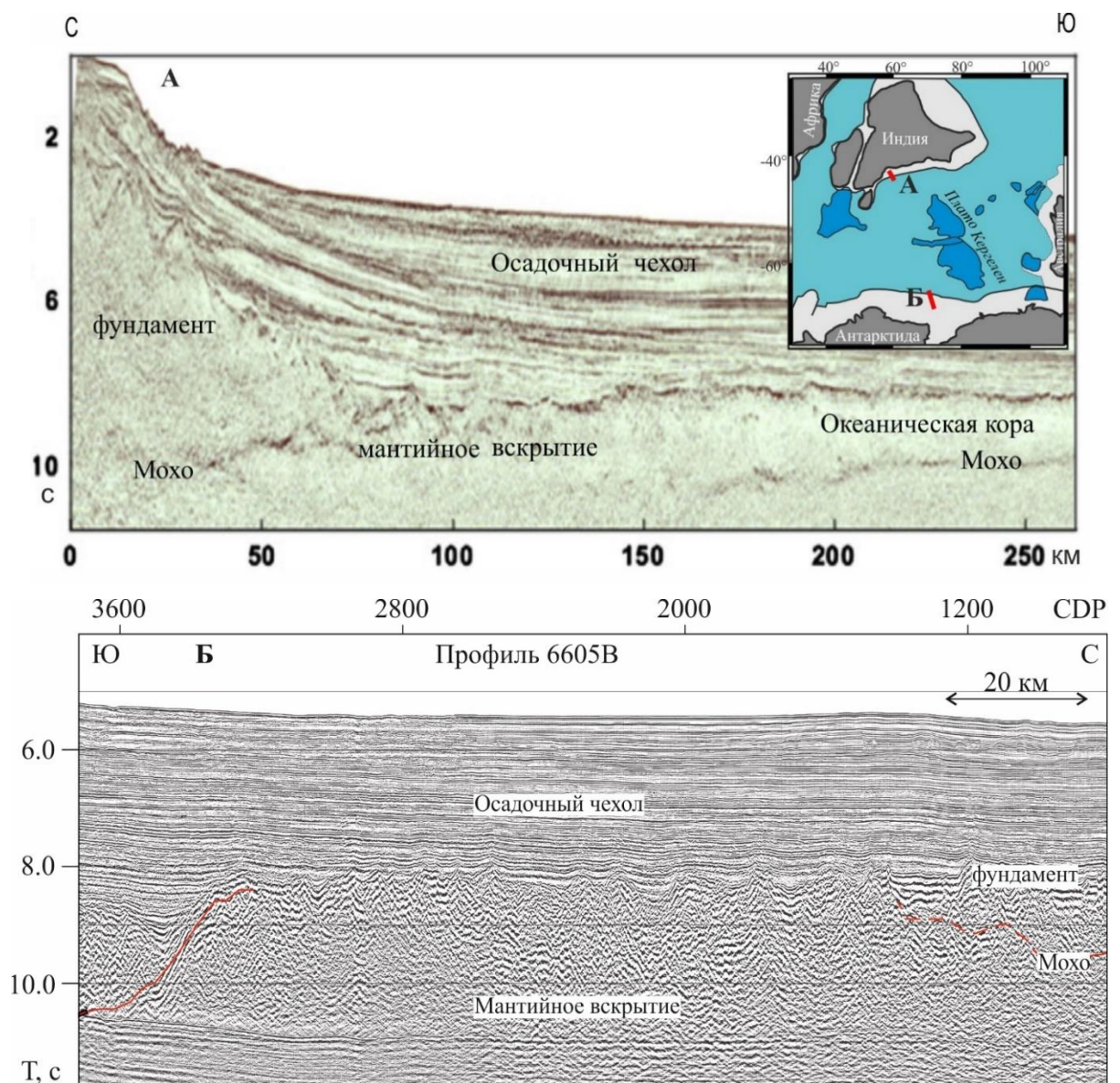


Рисунок 37 Сейсмические разрезы через область поднятия мантийных пород на континентальной окраине Восточной Индии (А) (Mangirudi и др., 2014) моря Содружества (Б). На врезке приведена реконструкция Восточной Гондваны на время 90 млн. лет и положение сейсмических разрезов (Лейченков и др., 2015).

Материалы, полученные в ходе 66 РАЭ позволили локализовать и уточнить область мантийного вскрытия (рис. 36). Ширина области меняется от 90 до 160 км.

Кора океанического типа в море Содружества практически повсеместно отличается ровным рельефом поверхности фундамента, которая изредка осложнена малоамплитудной (0,5–0,8 км), но протяженной ступенью субширотного простирания. Как уже говорилось в предыдущей главе, это связано с влиянием плюма Кергелен. К северу от ступени фундамент залегает в интервале глубин около 7,0 – 7,5 км.

Океаническая кора в сейсмической записи характеризуется слабо расслоенной структурой и состоит из верхней (полупрозрачной) и нижней (насыщенной дифракциями) толщ, которые интерпретируются как океанические слои 2 и 3, а в основании разреза (в диапазоне времен 9,5–10,0 с) прослеживается отчётливый субгоризонтальный рефлектор, соответствующий границе Мохо (рис. 37). Мощность коры океанического типа составляет 11–13 км (на консолидированную её часть приходится 4–5 км).

Фундамент океанического типа наиболее широко развит в пределах глубоководной площади исследований, а его южная граница определяется по региональной ступени в поверхности фундамента.

Между областью мантийного вскрытия и корой океанического типа выделяется кора неопределенной природы (рис. 38), которая по результатам 62 РАЭ интерпретировалась как «гибридная зона». Предполагалось, что на самой ранней стадии океанического раскрытия, сопровождавшейся внедрением мантийных расплавов, базальтовые потоки изливались на внешний край метаморфизованных пород континентальной мантии в узкой (25–45 км) зоне. То есть эта зона содержит в своем составе магматические комплексы океанической коры, перекрывающие серпентинизированные породы континентальной мантии («гибридная зона») (Гандюхин, 2018). Однако по данным, полученным в ходе 66 РАЭ, можно заметить, что характер поверхности акустического фундамента в зоне коры неопределенной природы может соответствовать ранней океанической коре. Но так как достоверно определить природу границы Мохо не представляется возможным, а характер поверхности фундамента хоть и близок к океанической коре, но все равно имеет некоторые отличия, то однозначно отнести данную зону к континентальной или океанической коре на данный момент невозможно.

Мощность земной коры составляет 27-30 км на шельфе, 15-27 км на континентальном склоне, и 8-13 км в подножии континентального склона и абиссальной котловине. Мощность консолидированной коры вблизи континента достигает 7 км.

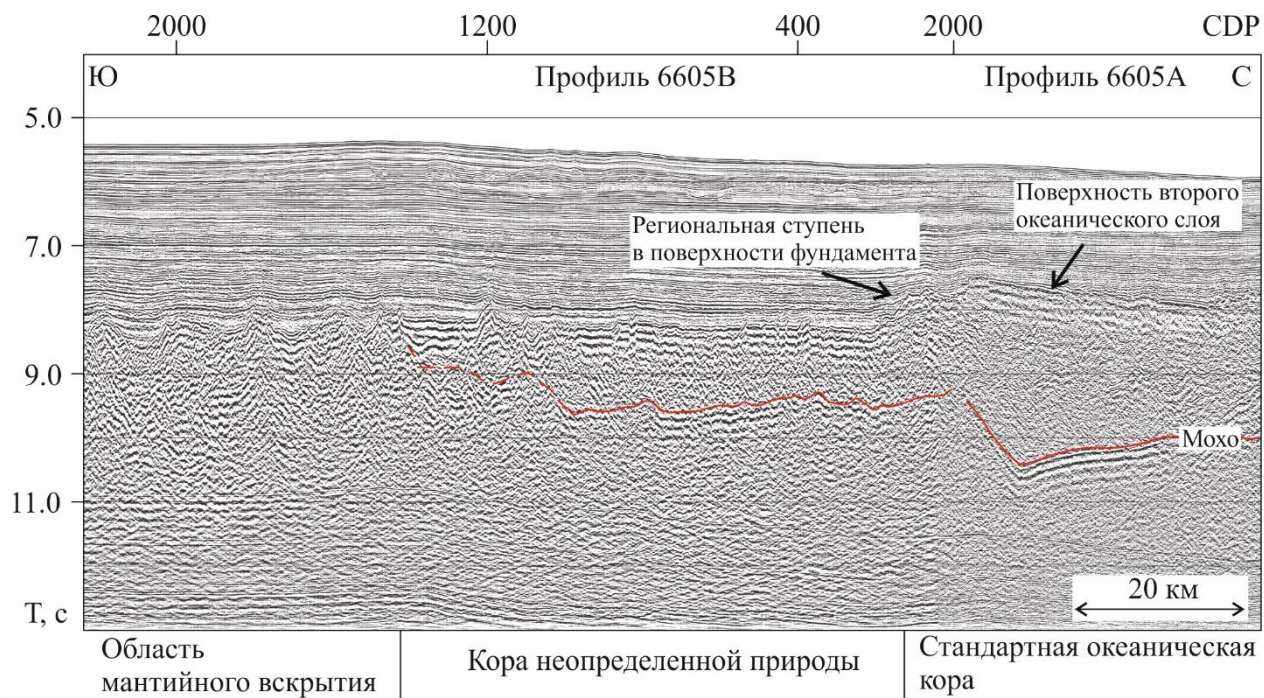


Рисунок 38 Фрагмент сейсмических разрезов по профилям 6605А и 6605В через область мантийного вскрытия и кору океанического типа

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе выпускной работы выполнена обработка и интерпретация сейсмических данных МОВ ОГТ 66 РАЭ в Восточной Антарктиде в западной части моря Содружества.

Основные результаты работы:

- Выполнена обработка сейсмических данных МОВ ОГТ по профилю 6607, пересекающему пассивную континентальную окраину Восточной Антарктиды и океаническую котловину. В результате обработки удалось проследить повсеместно горизонты в осадочном чехле, поверхность фундамента и на фрагментах профиля подошву консолидированной коры (границу Мохо). Мощность осадочного чехла по профилю меняется в диапазоне от 6 до 3 км от континента к океану. Мощность консолидированной коры в океане составляет около 5 км, а вблизи континента достигает 7 км. В зоне эксгумации мантии мощность консолидированной коры составляет примерно 3 км.

- Выполнена интерпретация сейсмических разрезов по шести профилям (6603-6608) 66 РАЭ, в результате которой выявлены различные типы акустического фундамента (I, II, III, IV) и установлено, что он имеет кристаллическую природу. Построена схема районирования акустического фундамента, на которой отмечается отчетливая широтная зональность в распределении типов фундамента.

- Построена структурно-тектоническая схема, на которой выделены следующие тектонические провинции: окраинный рифтовый щит, окраинный рифтовый грабен с бортом и днищем, зона мантийного вскрытия (там, где метаморфизованные породы в значительной мере замещают разрез континентальной коры), зона с корой неопределенной природы и стандартная океаническая кора, в которой выделяются 2 и 3 слоя, характерные для океана. По результатам интерпретации уточнена область мантийного вскрытия, ширина которой меняется от 90 до 160 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка. Тверь: Издательство АИС, 2006. 744 с.
 2. Воскресенский Ю.Н. Построение сейсмических изображений. Учебное пособие для вузов., РГУ нефти и газа, 2006. 116 с.
 3. Лейченков Г.Л. и др. Тектоническое развитие земной коры и формирование осадочного чехла в антарктической части Индийского океана (море Содружества, море Дейвиса, плато Кергелен) // Строение и история развития литосферы / под ред. Ю.Г. Леонов. Москва - Санкт-Петербург, 2010. С. 9–38.
 4. Лейченков Г.Л. и др. Строение и история развития литосферы // Геотектоника. 2014. С. 8–28.
 5. Лейченков Г.Л. и др. Строение земной коры и история геологического развития осадочных бассейнов индоокеанской акватории Антарктики. Санкт-Петербург, 2015. 199 с.
 6. Лейченков Г.Л., Гусева Ю.Б. Сейсмостратиграфия осадочного чехла индоокеанской акватории Антарктики и реконструкция природной среды в геологическом прошлом // Разведка и охрана недр. 2012. С. 21–29.
 7. Телегин А.Н., Тихонова И.М., Сакулина Т.С. Выделение полезных волн при обработке сейсмических материалов многократных систем наблюдений // Российский геофизический журнал. 1995.
 8. Хаттон Л., Уэрдингтон М., Мейкин Д. Обработка сейсмических данных Теория и практика / под ред. А.Л. Малкин. Москва: Издательство «Мир», 1989. 204 с.
 9. Boillot G., Froitzheim N. Non-volcanic rifted margins, continental break-up and the onset of sea-floor spreading: some outstanding questions. // 2001.
 10. Mangipudi V.R. и др. Synthesis of deep multichannel seismic and high resolution sparker data: Implications for the geological environment of the KrishnaeGodavari offshore, Eastern Continental Margin of India // Mar. Pet. Geol. 2014. Т. 58. С. 339–355.
 11. Powell C.A., Roots S.R., Veevers J.J. Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and early opening of the eastern Indian Ocean // Tectonophysics. 1988. С. 261–283.
 12. Stagg H.M. и др. Geology of the Continental Margin of Enderby and Mac. Robertson Lands, East Antarctica: Insights from a Regional Data Set // Mar. Geophys. Res. 2005. С. 183–219.
- Фондовая литература:*
13. Гандюхин В.В. Геолого-геофизическое изучение и оценка минерально-сырьевого потенциала недр Антарктиды и ее окраинных морей (восточная часть моря Содружества, горные районы Земли Мак-Робертсона) в составе 52 РАЭ, 2009.

14. Гандюхин В.В. Геолого-геофизическое изучение и оценка минерально-сырьевого потенциала недр Антарктиды и её окраинных морей в составе 62 РАЭ. Книга 1. Ломоносов, фонды АО «ПМГРЭ», 2018.

15. Ильин В.Ф. Проект на выполнение работ по объекту: «Геолого-геофизические полевые и камеральные работы в составе 66 РАЭ», 2020.

16. ПМГРЭ. Полевой отчёт 66 РАЭ, 2021. 68 с.