СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦ-РЕГИОНА



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES KARELIAN RESEARCH CENTRE INSTITUTE OF GEOLOGY KOLA SCIENCE CENTRE GEOLOGICAL INSTITUTE MINISTRY OF NATURAL RESOURCES OF THE RUSSIAN FEDERATION NORTHERN GPD SPA ON MARINE GEOLOGICAL EXPLORATION SEVMORGEO

LITHOSPHERIC STRUCTURE OF THE RUSSIAN BARENTS REGION

N. V. Sharov, F. P. Mitrofanov, M. L. Verba and K. Gillen

> Petrozavodsk 2005

РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РФ СЕВЕРНОЕ ГФУ НПП ПО МОРСКИМ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫМ РАБОТАМ «СЕВМОРГЕО»

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦ-РЕГИОНА

Под редакцией Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова, М. Л. Вербы, К. Гиллена

> Петрозаводск 2005

УДК 550.834: 551.242

Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Н. В. Шарова, Ф. П. Митрофанова, М. Л. Вербы, К. Гиллена. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005, 256 с.: ил. 121, табл. 11. Библиогр. 418 назв.

Авторы: Н. В. Шаров, Т. Б. Баянова, А. В. Булаткин, В. В. Буценко, В. В. Верба, М. Л. Верба, В. Р. Ветрин, А. Н. Виноградов, К. Гиллен, О. С. Головатая, Ф. Ф. Горбацевич, Д. М. Губерман, А. А. Жамалетдинов, Н. Г. Заможняя, Э. В. Исанина, В. И. Казанский, В. Д. Каминский, С. Л. Костюченко, А. В. Липилин, К. В. Лобанов, Ю. И. Матвеев, Ю. В. Межевов, М. В. Минц, Ф. П. Митрофанов, А. Ф. Морозов, А. Д. Павленкин, В. А. Поселов, Ю. В. Рослов, Т. С. Сакулина, Ю. П. Смирнов, В. М. Ступак, А. К. Сулейманов, Ю. Н. Яковлев.

В монографии представлены результаты изучения континентальной литосферы российской части Северной Европы. Наиболее детальные комплексные геолого-геофизические исследования, заверенные сверхглубоким бурением, проведены в последние годы в Баренцевом Евро-Арктическом регионе. Строение типовых структурных блоков Балтийского щита и области его сочленения с Баренцевоморским шельфом изучены комплексом сейсмических методов. Задачей авторского коллектива было показать связь структур континента и шельфа. В книге даны современные представления о глубинном строении земной коры Печенгской структуры и ее обрамления. На основе анализа и обобщения всей совокупности имеющейся сейсмической информации в Евро-Арктическом регионе с учетом обширных материалов по геологии, петрофизике, тепловым и потенциальным полям региона предложена интегральная сейсмогеологическая модель литосферы разнотипных мегаблоков земной коры на сочленении Балтийского щита, Баренцевской, Русской и Тимано-Печорской плит. На базе совместного многопланового анализа геолого-геофизических данных разработаны новые представления о строении и эволюции региона.

Предлагаемая коллективная монография предназначена для широкого круга специалистов, занимающихся изучением глубинного строения литосферы, а также студентам-геологам и геофизикам старших курсов.

Работа подготовлена и издана при финансовой поддержке Северного ГФУ НПП по морским геологоразведочным работам «СЕВМОРГЕО» МПР РФ.

Рецензенты: В. А. Адушкин, Ю. К. Щукин

Lithospheric structure of the Russian Barents region / N. V. Sharov, F. P. Mitrofanov, M. L. Verba and K. Gillen, (eds.). Petrozavodsk: Karelian Research Centre, RAS, 2005, 256 p.: 121 il., 11 tables. 418 references.

Authors: N. V. Sharov, T. B. Bayanova, A. V. Bulatkin, V. V. Butsenko, V. V. Verba, M. L. Verba, V. R. Vetrin, A. N. Vinogradov, K. Gillen, O. S. Golovataya, F. F. Gorbatsevich, D. M. Guberman, A. A. Zhamaletdinov, N. G. Zamozhnyaya, E. V. Isanina, V. I. Kazansky, V. D. Kaminsky, S. L. Kostyuchenko, V. A. Lipilin, K. V. Lobanov, Y. I. Matveyev, Y. V. Mezhevov, M. V. Mints, F. P. Mitrofanov, A. F. Morozov, A. D. Pavlenkin, V. A. Poselov, Y. V. Roslov, T. S. Sakulina, Y. P. Smirnov, V. M. Stupak, A. K. Suleimanov and Y. N. Yakovlev.

The authors report the results of the study of the continental lithosphere in the Russian part of North Europe. The most detailed integrated geologo-geophysical studies, verified by superdeep drilling, have been conducted in the past few years in the Barents and Euro-Arctic region. The structure of the type structural blocks of the Baltic Shield and the zone of its contact with the Barents Sea shelf were studied by integrated seismic methods. The goal of the authors was to show that the continent and the shelf are structurally connected. Modern concepts of the deep structure of the earth crust in the Pechenga structure and its surroundings are presented. Based on analysis and generalization of available seismic information in the Euro-Arctic region and extensive data on the geology, petrophysics and thermal and potential fields of the region, an integrated seismogeological model of the lithosphere of crustal megablocks of different types at the contact of the Baltic Shield and the Barents, Russian and Timan-Pechora plates was proposed. New concepts of the structure and evolution of the region were developed by thorough combined analysis of geological and geophysical data.

The joint monograph is meant for a wide range of specialists who study the deep structure of the lithosphere and senior geology and geophysics students.

The preparing and publishing of the book were funded by the Northern GFU NPP on Marine Geological Exploration, SEVMORGEO MPR RF.

Reviewed: by V. A. Adushkin and Y. K. Shchukin

ISBN 5-9274-0168-6

© Карельский научный центр РАН, 2005 © Институт геологии КНЦ РАН, 2005

СОДЕРЖАНИЕ

Введение
Глава 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЕВРО-АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА (А. Н. Виноградов, М. Л. Верба, В. В. Верба, Ф. П. Митрофанов) 1 1.1. Геолого-геофизическая изученность 1 1.2. Районирование аномальных физических полей 1 1.3. Общие черты тектонического районирования 1 1.4. Балтийский (Фенноскандинавский) щит 2 1.5. Печоро-Мезенская материковая плита 3 1.6. Баренцевская шельфовая плита 3 1.7. Тимано-Варангерский пояс дислокаций 3 1.8. Новоземельский пояс дислокаций 3
ЛИТОСФЕРА СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕИСКОИ ПЛАТФОРМЫ Глава 2. СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА В ПОЛЕ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН (А. К. Сулейманов, Н. Г. Заможняя, В. М. Ступак, М. В. Минц, А. Ф. Морозов, А. В. Лиридин)
2.1. Региональная геология 4 2.2. Особенности полевого эксперимента и обработка данных 4 2.3. Разрез МОГТ по профилю 4В 4 2.3.1. Структурно-геологическая интерпретация 4 2.4. Разрез МОГТ по геотраверсу 1ЕВ (650–1200 км) 5 2.4.1. Структурно-геологическая интерпретация 5 Литература 5
Глава 3. ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА (А. А. Жа- малетдинов). 5 3.1. Электропроводность земной коры 6 3.2. «Нормальный» глубинный геоэлектрический разрез 6 3.3. Дискуссия 7 Литература 7
Глава 4. ГЛУБИННЫЕ МОДЕЛИ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ (С. Л. Костюченко) 8 4.1. Мезенская синеклиза. Особенности структуры земной коры 8 4.2. Тиманский кряж 8 4.3. Печорский бассейн 8 4.4. Геодинамические аспекты эволюции северо-востока Европейской части России 9 Литература 9
СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЛАПЛАНДСКО-ПЕЧЕНГСКОГО РЕГИОНА
Глава 5. СВОЙСТВА, СТРУКТУРА И СОСТОЯНИЕ ПОРОД В РАЗРЕЗЕ КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ (Ф. Ф. Горбацевич, Д. М. Губерман, О. С. Головатая, Ю. П. Смирнов, Ю. Н. Яковлев) 9 5.1. Краткое описание разреза 9 5.2. Определение физических свойств в лабораторных условиях 10 5.2.1. Тензометрия образцов 11 5.2.2. Изменение упругих свойств пород под давлением 11 5.3. Скоростная модель разреза 11 5.4. Анализ пространственных параметров структурных тел 11 5.4. 1. Палеонапряжения и структурно-анизотропные особенности разреза 12 5.5. Дискуссия 12
Литература
Глава 6. РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЛАПЛАНДСКО-ПЕЧЕНГСКОМ РАЙОНЕ 13 (<i>Н. В. Шаров, Э. В. Исанина, В. М. Ступак</i>) 13 6.1. Сейсмическая изученность МОВ и МОГТ 13 6.2. Сейсмические исследования МОВ и ГСЗ 63. Сейсмические исследования методом разведочной сейсмологии МРС (МОВЗ) 6.4. Сейсмотомографические исследования 6.5. Глубинные сейсмические границы
Литература

Глава 7. ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ, ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (В. И. Казанский, К. В. Лобанов, Т. Б. Баянова, В. Р. Ветрин, Э. В. Исанина)
СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ АРКТИКИ
Глава 8. ЛИТОСФЕРА КАРСКО-БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ ШЕЛЬФОВОЙ ПЛИТЫ И АРКТИЧЕСКО- ГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА (по результатам исследований на опорном профиле 2-АР) (<i>М. Л. Верба, Ю. И. Матвеев, Ю. В. Рослов, Т. С. Сакулина</i>). 8.1. Характеристика коровых границ. 8.2. Характеристика структурно-вещественных комплексов фундамента. 8.2.1. Кольско-Лапландско-Карельская провинция (<i>А. Н. Виноградов, Ф. П. Митрофанов</i>). 8.2.2. Баренцевоморская тектоническая провинция. 8.2.3. Фундамент рифтогенных прогибов. 8.3. Строение осадочного чехла. 8.3.1. Рифейские покровные комплексы. 8.3.2. Венд-кембрийский покровный комплекс. 8.3.4. Верхнедевонско-триасовый покровный комплекс. 8.3.5. Юрско-меловой покровный комплекс. 8.3.6. Кайнозойский покровный комплекс.
Литература
Глава 9. ЛИТОСФЕРА ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРКТИКИ (А. Д. Павленкин, В. В. Буценко, В. А. Поселов, Ю. В. Межевов, А. В. Булаткин, В. Д. Каминский) 9.1. Общие сведения об объекте исследований 9.2. Используемый материал и методика его получения 9.3. Скоростная структура литосферы 9.4. Структура осадочного чехла 9.4.1. Евразийский бассейн 9.4.2. Центрально-Арктичекий блок 9.4.3. Канадская котловина 9.5. Физические модели литосферы 9.6. Морфоструктура Арктиче 9.6.1. Морфоструктура Арктической геодепрессии 9.6.2. Граница Северо-Американской и Евразийской литосферных плит 9.6.3. Модель симметрии морфоструктурных форм Амеразийского и Баренцево-Карского бассейнов 9.7. Модель эволюции Арктики 9.8. Основные выводы
Глава 10. ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОИ КОРЫ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИИ ПОТЕНЦИАЛ БАРЕНЦ-РЕГИОНА (М. Л. Вер- ба, Ф. П. Митрофанов, А. Н. Виноградов) 10.1. Дорифейский этап эволюции Кольской рифтогенно-коллизионной системы 10.2. Рифейский этап 10.3. Вендско-кембрийский этап 10.4. Ордовикско-среднедевонский этап 10.5. Позднепалеозойско-триасовый этап 10.6. Юрско-меловой этап 10.7. Кайнозойский этап 10.8. Общие черты эволюции региона 10.9. Формирование углеводородного потенциала 10.10. Минерально-сырьевые ресурсы Российской части Баренц-региона
Заключение

Краткие сведения об авторах

9

CONTENTS

Introduction	9
Chapter 1. THE MAIN CHARACTERISTICS OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE EURO-ARCTIC REGION (A. N. Vinogradov, M. L. Verba, V. V. Verba and F. P. Mitrofanov) 1.1. The extent of geological and geophysical study 1.2. Demarcation of physical anomaly fields 1.3. General characteristics of tectonic demarcation 1.4. Baltic (Fennoscandian) Shield 1.5. Pechora-Mezen continental plate 1.6. Barents shelf plate 1.7. Timan-Varanger dislocation belt 1.8. Novaya Zemlya dislocation belt	16 17 23 27 30 32 34 36 37
LITHOSPHERE OF THE NORTHERN EAST EUROPEAN PLATFORM	40
Chapter 2. THE STRUCTURE OF THE EARTH CRUST IN THE EASTERN FENNOSCANDIAN SHIELD IN THE REFLECTED WAVE FIELD (A. K. Suleimanov, N. G. Zamozhnyaya, V. M. Stupak, M. V. Mints, A. F. Morozov and A. V. Lipilin) 2.1. Regional geology 2.2. Characteristics of the field experiment and data processing 2.3. CDPM cross-section along profile 4B 2.3.1. Structural-geological interpretation 2.4. CDPM cross-section along geotraverse 1EB (650–1200 km) 2.4.1. Structural-geological interpretation	40 41 43 47 48 52 53 58
Chapter 3. GEOELECTRICAL MODEL OF THE EASTERN BALTIC SHIELD (A. A. Zhamaletdinov)	59 60 68 73 78
Chapter 4. DEPTH MODELS OF THE NORTHERN EAST EUROPEAN PLATFORM (S. L. Kostyuchenko) 4.1. Mezen syneclise. Structural characteristics of the earth crust 4.2. Timan ridge 4.3. Pechora basin 4.4. Evolution of northeastern European Russia: geodynamic aspects Literature	80 82 87 89 93 94
STRUCTURE OF THE EARTH CRUST IN THE LAPLAND-PECHENGA REGION	97
Chapter 5. PROPERTIES, STRUCTURE AND STATE OF ROCKS IN THE KOLA SUPERDEEP DRILLHOLE SEC- TION (F. F. Gorbatsevich, D. M. Guberman, O. S. Golovataya, Y. P. Smirnov and Y. N. Yakovlev) 5.1. Brief description of the column 5.2. Determination of physical properties under laboratory conditions 1 5.2. Determination of physical properties under laboratory conditions 1 5.2. Determination of physical properties of rocks at pressure 1 5.2.2. Changes in the elastic properties of rocks at pressure 1 5.3. Velocity model of the column 1 5.4. Analysis of the spatial parameters of structural bodies 1 5.4.1. Paleostresses and the structural-anisotropic characteristics of the column 1 5.5. Discussion 1 Literature	97 97 08 111 14 17 19 120 124 128
Chapter 6. RESULTS OF SEISMIC STUDIES IN THE LAPLAND-PECHENGA REGION (N. V. Sharov, E. V. Isanina and V. M. Stupak) 1 6.1. The extent of seismic study by RWM and CDPM 1 6.2. Seismic RWM and DSS studies 6.3. Seismic studies by the exploration seismic method (ECWM) 6.4. Seismotomographic studies 6.5. Deep seismic boundaries Literature 1	31

Chapter 7. THREE-DIMENSIONAL MODEL, GEODYNAMICS AND METALLOGENY OF THE PECHENGA ORE PROVINCE (V. I. Kazansky, K. V. Lobanov, T. B. Bayanova, V.R. Vetrin and E. V. Isanina)

7.1. On the geological boundaries of the province
7.2. Alternative models of the deep structure of the Pechenga structure
7.3. Geological restrictions of the three-dimensional integral geodynamic model of the region
7.4. Correlation and formalization of the cross-section through drillhole SD-3 and reference profiles on the
surface
7.5. Integrated three-dimensional geodynamic model of the province to a depth of 15 km
7.6. Metallogenic evolution of the Pechenga ore province during the Karelian cycle
7.7. Proterozoic mantle-crust interaction in the basement of the Pechenga structure
7.8. Deep structure of the Baltic Shield-Barents Sea shelf transition zone
7.9. Main conclusions
Literature

9

THE STRUCTURE OF THE EARTH CRUST IN THE RUSSIAN ARCTIC

Chapter 8. LITHOSPHERE OF THE KARA-BARENTS SEA SHELF PLATE AND THE ARCTIC COAST OF NORTH EUROPE (based on the results of studies on reference profile 2-AP) (M. L. Verba, Y. I. Matveyev, Y. V. Roslov
and T.S. Sakkulina)
8.1. Characteristics of crustal boundaries
8.2. Characteristics of the structural-compositional complexes of the basement
8.2.1. Kola-Lapland-Karelian province (A. N. Vinogradov and F. P. Mitrofanov)
8.2.2. Barents Sea tectonic province
8.2.3. Basement of riftogenic troughs
8.3. Sedimentary cover structure
8.3.1. Ripnean nappean complexes
0.3.2. Velular-Cambrian happean complex
8.3.4 Unper Dovorian Triancia papaga complex
8.3.5 Jurasic-Crategous nanoan complex
8 3 6 Cenozoic nannean complex
Chapter 9. LITHOSPHERE OF THE DEEP-WATER PART OF THE CENTRAL ARCTIC (A. D. Pavlenkin, V.V. But-
senko, V. A. Poselov, Y. V. Meznevov, A.V. Dulatkin and V. D. Kaminsky)
9.1. General information on the subject of study
9.2. Material used and methods employed to obtain it
9.3. Velocity structure of the hubble sector structure
9.4. Gedinientaly cover structure
9.4.7. Eurasian basement
9.4.3 Canadian hasin
9.5. Physical models of the lithosphere
9.6. Morphostructure of the Arctic
9.6.1. Morphostructure of the Arctic geodepression
9.6.2. Boundary of the North American and Eurasian lithospheric plates
9.6.3. Model of the symmetry of the morphostructural forms of the Amerasian and Barents-Kara basins
9.7. Model of Arctic evolution
9.8. Main conclusions
Literature
Charles 10 EVOLUTION OF THE FARTH CRUCT AND THE MINERACENIC POTENTIAL OF THE RADENTO
Chapter 10. EVOLUTION OF THE EARTH CRUST AND THE MINERAGENIC POTENTIAL OF THE BARENTS
10.1. Dro Pinhaan stage in the evolution of the Kola riftogenic collisional system
10.1. Fre-Aprilean stage in the evolution of the Aoia Thiogenic-considial system
10.3. Vendian-Cambrian stage
10.3. Vendial-Cambrian Stage
10.5 Late Paleozoic-Triassic stage
10.6 Jurassic-Cretaceous state
10.7. Cenozoic stage
10.8. General evolutionary characteristics of the region
10.9. Formation of hydrocarbon potential
10.10. Mineral resources of the Russian Barents region
Literature
Conclusions
Brief information about the authors

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия отмечается возрастающий интерес к глубинному строению Земли. Мировое сообщество глубоко понимает свою полную зависимость от наличия природных ресурсов и состояния окружающей среды. Сегодня стало ясно, что только фундаментальные геологические знания позволят удовлетворить потребности в природных ресурсах, найти пути смягчения влияния природных катастроф и осуществить эффективный прогноз глобальных изменений окружающей среды.

В течение последних тридцати лет в бывшем Советском Союзе, а затем в России выполнялась беспрецедентная по ширине охвата проблем и масштабам программа изучения глубинного строения литосферы комплексом региональных геофизических исследований по опорным профилям и бурением глубоких и сверхглубоких скважин в наиболее важных геологических структурах.

Баренцевский Евро-Арктический регион (Баренц-регион) занимает ту часть Северной Европы, которая находится за Полярным кругом. Таким образом, регион охватывает: губернии Нурланд, Тромсе и Финнмарк в Норвегии; Норботтен в Швеции; Лапландия в Финляндии; Архангельскую и Мурманскую области; Ненецкий автономный округ и Республику Карелия в России. С геофизической точки зрения Баренц-регион составляет естественное звено связи между северными районами Европы и России. Площадь Баренц-региона составляет около 1,2 млн км², он является одним из наиболее богатых регионов Европы в отношении природных ресурсов с большими запасами леса, рыбы, минералов, нефти и газа. Это регион, где страны Европейского сообщества (ЕС) граничат с Россией. Министрами иностранных дел стран Северной Европы 11 января 1993 г. подписана Киркенесская декларация и образован Баренцев Совет по координации международного сотрудничества в рамках Баренц-программы. В Киркенесской декларации подчеркивается значение научного сотрудничества в работе по решению особых задач региона. Тесные рабочие контакты геологов и геофизиков многих организаций России, Финляндии, Англии, США, Норвегии, Швеции сделали возможным появление данной книги.

Евро-Арктический регион включает Баренцевскую плиту, север Балтийского щита и Тимано-Печорской плиты, северо-восток Русской плиты. На западе исследуемый район ограничивается архипелагом Свальбард, а на востоке — архипелагом Новая Земля, на севере доходит до широты архипелага Земля Франца-Иосифа.

Структура литосферы Северной Европы давно привлекает внимание отечественных и зарубежных исследователей в связи с решением как фундаментальных, так и практических задач, таких, как тектоника плит и геологическая история региона, прогнозирование и поиск минеральных ресурсов, нефтяных и газовых месторождений. Несмотря на довольно большой объем комплексных геолого-геофизических исследований, выполненных здесь за последние три десятилетия, многие вопросы глубинной тектоники и геодинамики региона остаются неясными. Особенно это относится к переходной зоне от Балтийского щита к впадине Баренцева моря, имеющей сложное и изменчивое строение земной коры.

В регионе пробурена Кольская сверхглубокая скважина до рекордной глубины 12 262 м и отработано более 450 тыс. пог. км сейсмических профилей, из которых около трети приходится на региональные исследования. При помощи сейсмического метода проведено картирование глубинных горизонтов, составлены двух- и трехмерные модели геологических структур, прослежены глубинные разломы. Данные сейсмических исследований, как правило, лежат в основе интерпретации других геофизических методов.

В этом районе проведены комплексные геологические, гравиметрические, магнитометрические, геотермические, электромагнитные и петрофизические исследования. Результаты подробно рассмотрены в ряде монографий и статей, опубликованы в 1963—2004 гг. Основные авторы этих работ: С. В. Аплонов, Н. А. Богданов, В. В. Верба, М. Л. Верба, В. Н. Глазнев,

И. С. Грамберг, Д. М. Губерман, Р. М. Деменицкая, А. А. Жамалетдинов, В. Г. Загородный, С. М. Зверев, Е. В. Карус, Е. А. Козловский, С. Л. Костюченко, А. А. Кременецкий, Ю. И. Кузнецов, И. В. Литвиненко, М. В. Минц, Ф. П. Митрофанов, Р. Р. Мурзин, Ю. П. Непрочнов, А. Д. Павленкин, Н. И. Павленкова, Г. Д. Панасенко, Ю. Е. Погребицкий, Л. В. Подгорных, Б. В. Сенин, Ю. В. Тулина, В. Е. Хаин, Н. В. Шаров, Э. В. Шипилов, Ю. К. Щукин, А. Ю. Юнов. Многие из публикаций рассматривают глубинное строение отдельных блоков, разрезов, а не региона в целом.

Балтийский (Фенноскандинавский) щит — весьма консервативный структурный элемент, сохраняющий свое строение в течение последних полутора миллиардов лет. Этот регион является естественным полигоном для исследований физических параметров кристаллического комплекса земной коры и служит объектом всестороннего международного изучения. Здесь применялся весь комплекс современных глубинных геолого-геофизических исследований, включая бурение двух сверхглубоких скважин — на Европейском Севере России (Кольская скв. СГ-3) и в Центральной Швеции (скв. Гравберг).

Лапландско-Печенгский район как фрагмент северной части Балтийского щита является одним из ключевых регионов для познания истории формирования и глубинного строения древней континентальной земной коры. Здесь в пределах северо-запада Кольского п-ова и смежных территорий Норвегии и Финляндии представлен почти полный набор раннедокембрийских комплексов, которые сформировались в интервале 2,9–1,7 млрд лет, испытали неоднократное воздействие метаморфических и магматических процессов и превратились в уникальную систему тектонических структур. На ранних этапах изучения этих структур интерпретации результатов базировались на геосинклинальных концепциях, и структурный ансамбль трактовался как комбинация разновозрастных складчатых поясов. Начиная с 1980-х гг. на смену пришли плейтектонические построения с выделением шовных, рифтогенных, коллизионных структур.

Северная граница Балтийского щита одновременно является границей Восточно-Европейской платформы. Вдоль нее протягивается полоса терригенных рифейских отложений, а за ними располагаются газоносные шельфовые отложения Баренцева моря, которые сейчас активно осваиваются российскими и зарубежными компаниями. Северная и северо-восточная части щита рассматриваются как Карельско-Лапландско-Кольская провинция. В палеозое она стала ареной новых интенсивных эндогенных процессов. С последними связано внедрение на Кольском п-ове гигантских щелочных массивов.

Карельско-Лапландско-Кольская провинция — одна из ведущих металлогенических провинций не только Европы, но и мира. В ней в пространственной близости находятся архейские месторождения железистых кварцитов, протерозойские основные-ультраосновные и щелочныеультраосновные массивы с месторождениями никеля, меди, железа, тантала, ниобия и флогопита, а также девонские месторождения апатита и редких металлов. На базе этих месторождений действуют крупные горнодобывающие предприятия.

Печенгский рудный район, где сосредоточены крупные месторождения сульфидных медно-никелевых руд, приобрел широкую известность в связи с проходкой Кольской сверхглубокой скважины. Керновый материал, околоскважинное пространство, Печенгская структура, а также ее обрамление были подвергнуты комплексному геолого-геофизическому изучению.

Балтийский щит, один из самых крупных и древних кратонов на Земле, после длительной и сложной эволюции в конце протерозоя консервируется и на протяжении всей последующей геологической истории является источником сноса. Баренцевский шельф является областью постоянного осадконакопления на протяжении всего фанерозоя; оцениваемая мощность чехла превосходит 20 км. Смена стиля развития Балтийского щита и начало осадконакопления на шельфе совпадают по времени явно не случайно, в связи с чем возникает целесообразность совместного рассмотрения разрезов коры через Балтийский щит и шельф с целью определения общих этапов эволюции этих геоструктур и нахождения их границ. Поэтому одной из основных задач, которую ставил перед собой авторский коллектив, было показать продолжение структур континента в пределах Баренцевского шельфа.

Региональные работы на геотраверсах в пределах Арктического шельфа России проводились в последние десятилетия только на юге Баренцева моря. На трех отработанных здесь профилях ГСЗ общей протяженностью около 1 500 км прослежены основные границы в земной коре и поверхность М. Результатом этих работ, которые выполняло НПО «Севморгеология» при участии академических институтов, явилось построение первой обоснованной модели глубинного строения Баренцевской плиты и установление факта отсутствия в структуре коры глубоких рифтогенных прогибов среднего, «гранитно-метаморфического» слоя коры. Кроме того, выявлена значительная латеральная неоднородность глубинного строения крупных поднятий, также обусловленных проявлением процессов рифтогенеза.

Арктику не случайно называют кухней погоды. Это — совершенно исключительный регион для биологических, океанологических, экологических и, конечно же, геологических исследований. Именно здесь человечество ждут новые открытия в палеогеологии, палеоокеанологии, морской биологии. Северный Ледовитый океан — единственный на нашей планете океан, глубоководные впадины которого перспективны для поисков и открытия месторождений углеводородов. СЛО — единственный регион, где, как показано российскими учеными в последнее время, возможен абсолютно правовой прирост территории России на площадь более 1 млн км². Причем это — перспективная на нефть и газ территория.

В 1995—1998 гг. ГНПП «СЕВМОРГЕО» при участии Полярной экспедиции (ГП ПМГРЭ), ПГО «Невскгеология», ВНИИОкеангеология, Института Физики Земли и Морской арктической геологической экспедиции (ОАО МАГЭ) выполняло глубинные сейсмические исследования, включающие методы отраженных и преломляющих волн, а также гравимагнитные наблюдения вдоль опорного профиля AP-1 (п-ов Рыбачий — арх. Земля Франца-Иосифа), соединяющего сверхглубокую скважину СГ-3 на Кольском п-ове со скважиной 1-Хейса на Земле Франца-Иосифа. В 2000—2002 гг. «СЕВМОРГЕО» продолжило глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ) на северной части AP-1. Кроме того, был отработан опорный профиль AP-2 субширотного простирания: северная часть п-ова Ямал — Новая Земля — центральная часть Баренцева моря. В 2003—2005 гг. «СЕВМОРГЕО» проводит глубинные сейсмические исследования на опорном профиле AP-3 Калевала — Кемь — Белое море — Канин Нос — Печерское море — Карское море.

Работы на геотраверсах проводились комплексом методов, включающем сейсморазведку МПВ-МОВ с трехкомпонентными донными станциями по густой системе наблюдений, непрерывное профилирование ШГСП в дальней и ближней зонах, попутные гравиметрические и магнитометрические измерения на борту судна и разновысотные аэрогеофизические измерения (магнитные и, в экспериментальном порядке, гравиметрические) на базе летающей геофизической лаборатории. Принципиальной особенностью проведенных работ явилось освещение комплексом методов переходной зоны суша-море и получение в этой зоне качественной сейсмической информации, что оказалось возможным благодаря синхронной регистрации наземными станциями возбуждений пневмосигналов на акватории, и морскими станциями — наземных промышленных взрывов.

На Кольском п-ове и в Карелии в 1995—2000 гг. УГГП «Спецгеофизика» выполнены вибросейсмические исследования МОГТ по опорному геотраверсу 1-ЕВ. Отработано 1 550 км профиля Кольская СГ-3 — Печенга — Мурманск — Оленегорск — Кандалакша — Лоухи — Кемь — Беломорск — Медвежьегорск — Петрозаводск — Лодейное Поле — Тихвин. Помимо вибросейсмических наблюдений, на отдельных участках геотраверса 1-ЕВ проведены исследования МОВЗ-ГСЗ, электроразведочные (АМТЗ, МТЗ), гравиметрические (высокоточная гравиметрия), аэрогеофизические и геоэлектрохимические. Выполнена комплексная интерпретация полученных полевых материалов и построена согласованная геологическая модель глубинного строения северо-восточной части Балтийского щита в сечении геотраверса 1-ЕВ.

В предлагаемой читателю коллективной монографии собраны, проанализированы и обобщены данные региональных сейсмических исследований на уровне волновых полей и проведен совместный анализ сейсмических и геологических разрезов региона. За основу взяты геофизические материалы, полученные на геотраверсах AP-1, AP-2 и 1-EB. Построена глубинная геологическая модель региона, которая согласуется с опорными сейсмическими разрезами. Проведено эталонирование сейсмических границ с геологическим разрезом Кольской скважины СГ-3. На базе совместного многопланового анализа геолого-геофизических данных разработаны новые представления о глубинном строении и эволюции региона.

В предлагаемой читателю книге предпринята попытка систематизировать результаты исследований в Евро-Арктическом регионе, дополнив их новейшими данными. Книга не претендует на однозначное понимание всех аспектов многоплановой информации. Она показывает, что интерпретация результатов глубинных сейсмических исследований требует проведения новых специальных наблюдений по мере осмысления. Авторами монографии являются ведущие специалисты из более полутора десятков научных и научно-исследовательских организаций геологической службы страны и Российской Академии наук, длительное время принимавшие участие в исследованиях Евро-Арктического региона.

Естественно, что при подготовке к изданию отдельных разделов, предлагаемых различными специалистами, «стоящими» зачастую на разных геологических платформах, не удалось достигнуть единства взглядов на полученные результаты. Редколлегия сочла разумным сохранить отдельные, обоснованные фактическими материалами разногласия, не обсуждая позиций авторов.

Книга одновременно выходит на русском и английском языках. Английское издательство «The Geological Society London» предъявляет определенные требования к оформлению рисунков, в частности, условные обозначения и пояснения к ним должны быть включены в рисунок. При подготовке издания на русском языке в отдельных главах рисунки сохранены в английском варианте.

Основные результаты, изложенные в книге, получены в итоге завершения работ по государственной Программе исследований глубинного строения территории Российской Федерации — создание опорных геолого-геофизических разрезов вдоль региональных геофизических профилей (геотраверсов). Работы выполнялись Центром ГЕОН, Спецгеофизика, Севморгеология, ВНИИОкеангеология, Невскгеология и финансировались из Федерального бюджета России (Министерство природных ресурсов). Полевые наблюдения учеными Российской Академии наук проведены в рамках темы «Глубинное строение и геодинамика Карельской части Фенноскандинавского щита» по программе фундаментальные исследования 5 ОНЗ РАН «Глубинное строение Земли, геодинамика, магматизм и взаимодействия геосфер».

Авторы благодарны официальным рецензентам академику В. В. Адушкину и доктору геолого-минералогических наук Ю. К. Щукину, сделавшим ряд ценных замечаний по рукописи, которые учтены в окончательной ее редакции.

INTRODUCTION

By now, voluminous seismic material that casts light on the deep structure of the Barents region has been accumulated. Based on analysis and generalizing of all available seismic information in the Euro-Arctic region with regard for extensive data on the geology, petrophysics and thermal and potential fields of the region, an integrated seismogeological model was proposed for the lithospheric segment located in the land-sea (continent-ocean) transition zone at the contact of different morphostructures of the continental earth crust — the Baltic Shield and the Barents and Timan-Pechora plates of the East European Platform.

As observation and seismic data processing methods become more sophisticated, the geological interpretation of geophysical evidence is constantly changing. However, most scientists use a simple, conventional concept of the subhorizontal layering of the earth crust and the mantle; therefore, a good agreement between geological and seismological models has not yet been achieved. The inadequacy of primitive gradient-layered models of the crust was clearly shown in the late 1980s by deep drilling the results of which agreed with those of seismic studies by modern near-vertical CDP reflection and multi-wave three-component DSS methods. On the corrected cross-sections produced more recently the crystalline crust is clearly seen to be saturated with chaotically arranged, differently oriented reflecting elements, reflection-free isotropic zones and numerous velocity inclusions. Individual reflecting sites may form groups, marking fairly rare, long, inclined and subhorizontal boundaries. Drilling of the Kola, Krivoi Rog, Gravberg and other superdeep holes that pierced the upper portion of the crystalline crust has shown that the physical properties of rock massives do not become less differentiated with depth. In real cross-sections, rock density and elastic wave velocity were not shown to increase with depth. Contrary to this «generally accepted» view, which provides a logical basis for the gradient-layered concept, it was found that velocities can either increase or decrease with depth because of the occurrence of fluid-saturated fracturing zones, the manifestation of arc effects and other factors that locally change the stressed state of rock massives.

In view of the above, the authors of the book attempted to show that the gradient-layered model of the crystalline crust should be replaced by a new, mosaic-block, fractal-structured model, which is in better agreement with available seismic and geological information. According to the paradigm proposed, the crystalline crust and the upper mantle have a heterogeneous structure, the differentiation of elastic wave velocity varying both vertically and laterally. It can be described as inequidimensional blocks in which folded patterns, fractures, dykes, veins and lenses form a highly ordered ensemble. Hence, the real seismogeological environment consists of three-dimensional heterogeneities and is discrete and hierarchically organized. Occurring locally in the upper portion of the crystalline crust are waveguides and high-velocity zones that correlate with geological boundaries and bodies. To study the three-dimensional heterogeneities of the crystalline crust, it is necessary to make up a rational field observation scheme and to use an up-to-date seismometric data processing and interpretation technology.

The results of seismogeological studies in the Kola Drillhole area have led us to infer that the main seismic boundaries in the upper part of the crystalline crust are associated with changes in the elastic properties of the environment caused by a difference in rock composition (lithological-stratigraphic boundaries) and changes in the physical parameters of rocks, such as fragmentation, porosity and fracturing (tectonic boundaries). The Early Proterozoic rock complex is a highvelocity cross-bedded block which provides a seismic shield relative to the underlying Archean rock complex. The latter has a complex lenticular-blocky structure cut by steeply dipping and subvertical faults. Seismic boundaries in it are most commonly connected with tectonically weakened zones, anisotropy of petrophysical properties and fluid saturation zones.

Studies on geotraverses EB-1, 1-AP and 2-AP have shown the importance of methods for seismic sounding of the lithosphere with reflected waves on subvertical beams. They are used to

obtain detailed, structurally distinct cross-sections that agree with subsurface geology, which is important for the interpretation of the results. It is a great advantage in comparison with generalized smoothened cross-sections based on refracted wave data that are ambiguous and always difficult to interpret geologically. Geological interpretation of the materials obtained by the CDP and DSS methods provides the best understanding of deep structure because they emphasize various environmental characteristics. The CDP method is good for recording steeply dipping seismic reflections at depths of 10–15 km that belong to the lithological boundaries and fault zones traced by surface geology. CDP sections and geological survey data show that the upper storey of the crystalline crust is split up into small blocks. Multi-wave seismic DSS-ECWM data cast light on the velocity characteristics of individual earth crust blocks, deep faults and other lateral heterogeneities in the middle and lower crust and M surface topography.

Based on data on the structure of M-discontinuity, new assumptions about the nature of its formation were made. It was found that M-discontinuity has a complex shape and that the depth of its occurrence correlates with the structure of the upper storey of the crust. As a rule, M-discontinuity subsides under uplifts and mountain structures. Depths to M-discontinuity are observed to be associated with the age of structures and modern hear flow. Analysis of relationship between heat flow and the thickness of the earth crust has shown that in the central part of the West Arctic shelf plate the correlation coefficient has negative values and the geostructures of the East European Platform exhibit a positive relationship. This difference is obviously due to a higher activity of the «hot» mantle within the shelf plate and a greater contribution to radiogenic heat generation flow in the consolidated crustal layer of the old platform. The contours of «hot» and «cold» mantle zones coincide with platform boundaries.

Seismic tomographic data on the East European Platfom show that in the upper mantle between M-discontinuity and a depth of 130 m longitudinal wave velocity varies from 7.9 to 8.8 km/s. Various velocity heterogeneities with vertical sizes of 10-40 km and a lateral length of 50 to 500 km are identified and high-velocity (8.4-8.8 km/s) bodies are encountered. Velocity anomalies are as distinct at great depth as in upper velocity sections. At the Baltic Shield-Russian Plate boundary there is a subvertical low-velocity zone, which extends to a depth of 100 km. The data obtained suggests that deep and subsurface geodynamic processes are interrelated. Analysis of the seismic parameters of the bottom of the crust and upper mantle shows that there is a very active zone on this depth level which controls the tectonic events that form the main characteristics of modern relief and modern seismicity.

Integrated interpretation of the data that characterize the main traits of the deep structure of the Barents region on different levels has thrown light on the structural pattern of the earth crust in the transition zone between the passive continental margin and the oceanic depression. The continental portions of the platform typically have an average crustal thickness of 40-50 km, the upper and lower storeys of the crust having measurable thickness. The plasticity level is at a depth of 20-25 km and usually corresponds to the lower crust surface. The heterogeneities of the upper crust are offset by the mantle in which above the compensation level is a layer with a velocity of about 8.0-8.2 km/s or two complementary layers with velocities of 8.0-8.1 and 8.4 km/s. In paleosutural and paleorift zones the substrate becomes more layered locally and lenses with velocities of 7.6 km/s or over 8.5 km/s are encountered. In the shelf, the consolidated crust is as thin as 15-25 km. The shelf differs in this trait from oceans, where the maximum thickness of the consolidated crust is not more than 10 km. Another characteristic of the shelf plate is a more important role of the lower («basaltic») layer in the consolidated crust column up to the almost complete disappearance of the upper crustal («granitic») layer.

Available technical facilities and the application of marine and ground observation methods provided the formation of a system of hodographs of refracted and deep reflected waves which makes it possible to cast light on wave field structure over a wide range of distances and to study in detail the geological structure of the earth crust and the upper mantle in the transition zone between the Baltic Shield and the Barents Sea depression. At the Baltic Shield-Barents Plate contact the basement plunges in stepwise manner. The thickness of the sedimentary cover increases to 15–20 km and that of the crust decreases to 28–30 km. In the zone, where the sedimentary cover has a maximum thickness, a high-velocity (7.0 km/s) layer was revealed at the crystalline base of the plate. The lower crustal layer with a velocity of 7.0–7.4 km/s was recorded locally in

the Baltic Shield in rifting zones and was, therefore, interpreted as a crustal-mantle mixture generated in tectono-magmatic activation zones.

New seismogeological evidence for the deep structure of the eastern Baltic Shield has corroborated the correctness of reconstruction of deep structure in which the bulk of the earth crust of the modern continent and the shelf seems to have been formed in Archean time and Proterozoic structural-formational complexes play a subordinate role. The structure of the large blocks of the earth crust produced in Proterozoic time has largely preserved up till now and was only modified in tectono-magmatic activation zones of limited size.

Geological and geophysical interpretation of seismic data on the Barents region has revealed a lot of discrepancy in geohistorical models and paleoreconstructions, which shows once more that tectonics and geodynamics are now at the turning point: scientists are searching for a new paradigm which could make «plate-tectonic» and «vibrational» concepts fit a «multiple-purpose scheme». It should be emphasized that the geohistorical scenarios of evolution described in the book contribute to our knowledge of platform tectonics and, in spite of being alternative, are not mutually excluding in this respect. In one group of models, an emphasis is placed on the stability of the continental blocks of the lithosphere during billions of years, which does not prevent the permanent manifestation of high-amplitude intracontinental movements in aulacogens and «solitary depressions» without transformation of the continental crust into an oceanic crust. This group of models is based on conventional methods for interpretation of geological and geophysical data and agrees with the concepts of an important role of tectonics in the history of platforms which is being developed in the past few years. In the alternative model of the destructive-accretionary history of the crust in the Barents-Pechora basin a distinctive methodology for identification of an old, deeply buried oceanic-type spreading belt under a young plate cover has a special «self-value». If these bold geophysical reconstructions are supported by geochemical and petrological data, then a more advanced integrated geological and geophysical methodology of analysis of continental evolution could be developed. The authors of the book realize that the geodynamic reconstructions proposed are open to debate and that further studies are needed to verify disputable concepts.

ГЛАВА 1

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЕВРО-АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА

Евро-Арктический регион (ЕАР) охватывает смежные территории Баренцевоморского и Карского секторов Арктического шельфа (включая островные архипелаги, расположенные в их пределах), и северные окраины Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ (ВЕП и ЗСП). В силу исторически обусловленных различий в методологии изучения геологического строения континентов и морского дна практически до конца XX века описание структур и реконструкция истории литосферных блоков в «океанской» и «материковой» частях ЕАР осуществлялись раздельно, разными геологическими школами и на основе различных пакетов информационных материалов: на материке доминировали результаты прямых наблюдений тектонических структур на современном эрозионном срезе с детальным исследованием их вещественного состава (петрография, литология, геохимия), тогда как в море основным источником знаний о строении дна служили геофизические исследования (сейсмопрофилирование, магнитометрия, гравиметрия), верифицированные редкой сетью параметрического бурения. Проведение работ на опорных геофизических профилях призвано сократить разрыв между изученностью суши и шельфа (рис. 1.1).

Западно-Арктическая окраина Евразии относится к типу пассивных или атлантических континентальных окраин, в которых внешняя оболочка геоида представлена на большей части площади зрелой материковой корой. Вместе с тем Карско-Баренцевоморский шельф по своему строению отличается от тектонотипа атлантических окраин рядом специфических черт: огромной площадью; наличием переуглубленных областей, в которых глубина моря превышает 500—600 м, а поверхность М, напротив, воздымается до уровня 28—30 км; развитием коллизионных дислокаций как на периферии шельфа, на Западном Шпицбергене, так и в центральной области — на Новой Земле и Тимане; проявлением современного вулканизма в пределах коллизионных структур.

Сложившиеся к настоящему времени представления о геологической структуре шельфа и его тектоническом районировании нельзя свести к единой модели. Параллельно развиваются и сосуществуют две альтернативных концепции. Согласно одной из них, предлагаемой школой академика И. С. Грамберга, рассматриваемый регион представляет собой части единого Арктического нефтегазоносного субербассейна. Эта концепция нашла отражение на картах перспектив нефтегазоносности СССР, изданных в 1986—1987 гг. Другая школа, возглавляемая Н. А. Богдановым и академиком В. Е. Хаиным, доминировала в последнее десятилетие при составлении тектонических карт Арктических шельфов России. Согласно взглядам этих исследователей, рассматриваемая часть Западно-Арктического шельфа принадлежит на западе окраине Свальбардской плиты, а на востоке — Карской, которая с юга ограничена Западно-Сибирским бассейном. Первые две характеризуются гренвилльским возрастом стабилизации фундамента, а последний — гетерогенным строением. Новоземельская гряда при этом, хотя и обособляется как киммерийский складчатый пояс, в целом на тектонических схемах в качестве самостоятельной геоструктуры не выделяется. Наша позиция, как будет видно из последующих страниц, ближе к первой из точек зрения.

1.1. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В конце 60-х гг. ХХ в. на Баренцево-Карском шельфе были начаты геолого-геофизические работы НИИГА, итогом которых стало выявление крупных потенциально нефтегазоносных седиментационных бассейнов. В начале 70-х гг. региональное изучение шельфа и нефтегазопоисковые работы были продолжены МАГЭ, к которой через 5 лет подключились специализированные государственные организации, созданные в Мурманске — СМНГ, АМНГР, АМИГЭ, а также Кольский филиал АН СССР. К настоящему времени накоплен огромный объем геолого-геофизических данных, включающий результаты региональных и площадных сейсмоакустических зондирований, донного опробования, гравиметрических, гидромагнитных и аэромагнитных съемок, поискового и параметрического бурения (рис. 1.1, 1.2). В 1982—1992 гг. МАГЭ выполнила геологическую съемку (ГСШ) м-ба 1 : 1 000 000 юго-восточной части шельфа, а АМИГЭ изучила строение четвертичного покрова. В 1992—2000 гг. проведено сейсмоакустическое профилирование по редкой сети профилей (рис. 1.2). Все полученные материалы отражены на листах государственных геологических карт R-35-37-Мурманск, S-38-40-Маточкин Шар, S-36-37-Баренцево море, R-38-40-Колгуев, T-37-40-Баренцево море (север), S-41-43-Карское море.

Параметрическое и поисково-разведочное бурение

В 70-х гг. ХХ в. АМНГРЭ пробурены 3 параметрических скважины на Земле Франца-Иосифа (ЗФИ) глубиной 3 204—3 256 м, вскрывших протерозойский складчатый фундамент на северной окраине шельфовой плиты. На Кольском п-ове у г. Заполярного в 1970—1980 гг. в архейско-раннепротерозойском кристаллическом фундаменте была пробурена Кольская сверхглубокая скважина СГ-3 глубиной 12 262 м. Семь параметрических скважин пройдены на о. Колгуев, наиболее глубокая из них (4 740 м) вскрыла отложения кембрия. В обрамлении Карского моря в 1983—1984 гг. на о. Белый (скважина «Белый-1», глубина забоя 3 497 м) и на п-ове Ямал («Малыгинская-1», 2 490 м) был вскрыт разрез меловых и кайнозойских отложений. Скважина «Свердруп-1» глубиной 2 336 м, пройденная в 1979—1980 гг. на одноименном о. в Карском море, вскрыла разрез от четвертичных отложений до метаморфических комплексов верхнего протерозоя.

Поисково-разведочное бурение на шельфе начато АМНГР в 1981 г. Первая скважина глубиной 4 236 м пробурена на Дресвянской площади в Печорской губе в мезозойских и палеозойских отложениях. В Баренцевом и Печорском морях бурение до глубины 3000—4 524 м выполнено на 19 площадях, в Карском — на Ленинградской и Русановской площадях (до глубины 2 550 м). В Баренцевском бассейне был вскрыт разрез плитного чехла от мела до карбона, в Карском море скважины дошли до уровня нижнего мела. На подготовленных к разведке структурах пробурено более 40 скважин, в результате чего открыто 11 месторождений углеводородов (УВ): 5 в Баренцевом море (Штокманское газоконденсатное и газовые: Мурманское, Лудловское, Ледовое, Северо-Кильдинское), 4 в Печорском море (Северо-Гуляевское газоконденсатное и нефтяные: Приразломное, Медынское, Южно-Долгинское), 2 в Карском море (Ленинградское газовое и Русановское газоконденсатное) (рис. 1.2). По запасам газа Штокманское, Ленинградское, Русановское и Ледовое относятся к уникальным.

Сейсмические исследования

В акватории Баренцева и Карского морей выполнен большой объем сейсмических работ методом отраженных и преломленных волн в различных модификациях (рис. 1.2). В 1961 г. в Баренцевом море пройден профиль ГСЗ-62 длиной 300 км от п-ова Рыбачий в ССВ направлении (Литвиненко, 1968). Эти работы впервые показали, что Баренцевский шельф обладает утоненной земной корой континентального типа со значительной изменчивостью мощности отдельных слоев, в первую очередь гранитного. В 1976 г. АН СССР и НПО «Севморгео» пройден профиль ГСЗ-76 от п-ова Рыбачий до ЗФИ. Сводный сейсмогеологический разрез вдоль геотраверса подтвердил данные ГСЗ-76 о континентальном типе коры на шельфе, выявил

в низах коры слой с граничной скоростью 7,0 км/с и установил большую мощность осадочного чехла (Павленкова, 1986). В 1995 г. аналогичные результаты дало зондирование вдоль профиля 1-АР-95, практически совпадающего с профилем ГСЗ-76.

В 1982 г. МАГЭ и АН СССР был отработан профиль ГСЗ-82 длиной 500 км от о. Колгуев в направлении о. Медвежий. Было показано, что на северной окраине Печорской плиты земная кора имеет мощность 40 км и более, а в Южно-Баренцевской впадине мощность нижнего этажа коры понижена, тогда как осадочный чехол достигает 20 км.

В 1974—1983 гг. в южной и центральной частях Баренцева моря НПО «Севморгео» и ВНПО «Союзморгео» отработан ряд профилей МПВ с невзрывными источниками возбуждения. Сигналы принимались гидрофонами, а в качестве регистраторов использовались одноканальные станции. Расстояние между отдельными зондированиями составляло 10—40 км, а между возбуждениями 200—400 м, длина годографов до 100 км. В результате работ прослежены преломляющие границы в осадочном чехле и поверхность фундамента до глубин 8—10 км.

ФГУП «Севморнефтегеофизика» за последние 20 лет отработала на Баренцево-Карском шельфе свыше 350 тыс. км сейсморазведочных профилей и около 600 км² съемки 3D. Работы проводились специализированными судами, оснащенными современными навигационно-геофизическими комплексами. Выявлены 178 перспективных на нефть и газ структур, из них 34 подготовлены к глубокому поисково-разведочному бурению.

Изучение глубинного строения шельфа Баренцева моря методом отраженных волн в технологии широкоугольного сейсмического профилирования (ШГСП) выполнено в 1991—1995 гг. МАГЭ, ПМГРЭ, ВНИИОкеангеология. По итогам работ были построены сейсмические разрезы, на которых «ближняя» и «дальняя» зоны объединены в единое волновое поле. Осадочный чехол изучен до глубины 17 км, отслежены вариации мощности земной коры на шельфе, определена структура верхней мантии на глубинах 30—45 км. В 1994—1995 гг. в северной части Баренцевского шельфа ПМГРЭ было выполнено 7 сейсмических профилей МОВ ОГТ и 18 зондирований КМПВ. Профили прошли вкрест и вдоль желобов Франц-Виктория и Светой Анны и пересекли структуры южнее ЗФИ.

Гравиметрические работы

В полосе геотраверса 2-АР шириной 200 км в 1981—1986 гг. НПО «Севморгео» выполнена набортная гравиметрическая съемка 2 класса по программе МГС (Мировая гравиметрическая съемка). Работы проводились по сети профилей через 10—20 км с расстоянием между пунктами наблюдения 3—4 км. Измерения велись при помощи гравиметров ГМН-К, ошибка измерений не превышала 2 мГал. Плановая привязка осуществлялась по спутниковым навигационным системам «Транзит» и «Цикада», РНС «Марс-75», РГС «Поиск» (погрешность привязки от 125 до 400 м). По результатам съемки на большую часть Баренцева и Карского морей были составлены сводные гравиметрические карты в редукциях Буге и «в свободном воздухе» мба 1 : 1000 000.

Магнитометрические работы

Полоса в 200 миль вдоль геотраверса 2-АР покрыта аэромагнитной съемкой НИИГА и НПО «Севморгео» в 1962—1976 гг. в м-бе 1 : 200 000 (Новая Земля), 1 : 500 000 и 1 : 1000 000 (северная часть акватории Баренцева моря). Для измерения магнитного поля использовались феррозондовые аэромагнитометры AMM-13 и протонные магнитометры ППМ, АМП-7. Измерения в акватории проводились на постоянной барометрической высоте 300 м при помощи самолетов Ил-14 и Ли-2. Расстояние между профилями составляло 5 и 10 км. Для плановой привязки использовалась радиогеодезическая система «ПОИСК-С» и «ПОИСК-Д». Погрешности аэромагнитной съемки не превышали 11—14 нТл, плановой привязки — 500—800 м. Съемка Новой Земли выполнялась с «обтеканием» генеральных форм рельефа, фотопривязкой и радиогеодезией. Результаты съемок были обобщены и отображены на картах аномального магнитного поля СССР м-ба 1 : 2 500 000 и России м-ба 1 : 5000 000.

В 1993—1998 гг. СВ часть площади в Карском море и на ЗФИ покрыта высокоточной аэромагнитной съемкой с применением квантовых аэромагнитометров АКМ-1 со среднеквадратичной погрешностью съемки 1—3 нТл при ошибках плановой привязки по GPS в десятки метров. По этим данным составлена сводная карта аномального магнитного поля м-ба 1 : 1000 000. Кольский п-ов покрыт аэромагнитными съемками м-ба 1 : 50 000-1 : 25 000 с погрешностью измерений в пределах 2-5 нТл, по итогам которых изданы сводные карты м-ба 1 : 200 000.

В течение последних лет в Баренцевом море МАГЭ выполнялись гидромагнитные площадные и профильные исследования попутно с гравиметрией и сейсмоакустическим профилированием. Использовались магнитометры АПМ-3 и «Север» с погрешностью измерений не выше 20 гамм.

Комплексные геофизические исследования на опорных профилях

В 1995—2000 гг. ГНПП «Севморгео» с применением новейших технических средств и способов обработки данных был отработан южный участок геотраверса 1-АР-95 длиной 700 км. Работы ГСЗ проводились по плотной сети наблюдений: взрывной интервал 250 м, шаг между регистрирующими станциями 5—10 км в транзитной зоне суша-море (до 150 км от берега) и 20 км на основной части профиля (на отдельных участках — 40 км). В 2000—2002 гг. исследования были выполнены ГСЗ в северной части геотраверса, а также отработан субширотный опорный профиль 2-АР. Материалы этих исследований послужили основной базой при создании обобщенной модели глубинного геологического строения Баренцево-Карского региона, представленной в настоящей работе.

Опорный профиль 1-АР был отработан в конце 1990-х гг., и его результаты освещены в ряде публикаций (Сейсмогеологическая.., 1998). Следующий опорный профиль 2-АР осветил строение центральной области Западно-Арктической континентальной окраины, включая три ее главных структуры — Баренцевскую шельфовую плиту, Южно-Карскую синеклизу Западно-Сибирской плиты и разделяющую их Новоземельскую гряду. В 2002—2004 гг. проводились работы на профиле 3-АР (Белое море — Северная Земля) (рис. 1.2).

1.2. РАЙОНИРОВАНИЕ АНОМАЛЬНЫХ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Районирование потенциальных полей служит основой при выделении тектонических элементов, как в фундаменте, так и в верхней части земной коры. С этой целью были проанализированы все имеющиеся на сегодняшний день гравиметрические карты м-ба 1 : 2 500 000, 1: 1000 000 отечественных и зарубежных исследователей, а также пакет компьютерных карт различных трансформаций аномалий силы тяжести в редукции в свободном воздухе, составленных в результате совместных работ ВНИИОкеангеология с фирмой ESSO Ex. Inc. (США) по теме «Геология Российских Арктических шельфовых морей», 1996 г. Базовыми магнитометрическими материалами послужили: карта аномального магнитного поля Баренцево-Карского шельфа, м-ба 1: 2 500 000, 1987; Magnetisk anomalikart Norge м-б 1 : 3000 000, 1997; а также новые материалы аэрогеофизических исследований, проведенных ПМГРЭ в 1993, 1998–2000 гг. в районе архипелага Земля Франца-Иосифа и в северной части Карского шельфа. Районирование потенциальных полей проводилось с целью выделения областей и зон со стационарными свойствами пространственной структуры поля по амплитудно-частотным параметрам и по направлению линейных элементов аномального поля.

Аномальное гравитационное поле

Изучение гравитационного поля Западно-Арктического региона (рис. 1.3) показало, что наблюдаемые аномалии в большинстве случаев отражают суммарный эффект от трех основных границ раздела в земной коре — поверхности Мохоровичича, рельефа фундамента и плотностных неоднородностей в осадочном слое. Разделить эти эффекты в какой-то мере позволяют различные трансформации исходного аномального поля — выделение локальных и региональных аномалий, вычисление горизонтального и вертикального градиентов и другие, которые в совокупности приближают нас к установлению причинно-следственных связей основных, указанных выше геологических факторов с трансформантами поля. Кроме того, высокую эффективность показали результаты исследования пространственной структуры линейных элементов поля силы тяжести. В конечном счете, именно этот признак поля оказался наиболее информативным при тектоническом районировании гравитационного поля и выделении в нем областей с различной историей геодинамического развития. В итоге на рассматриваемой части Западно-Арктического региона, охватывающего Баренцевский и Карский шельфы

и разделяющую их Новоземельскую гряду, были обособлены семь областей, отличающихся преобладающим направлением линейных элементов структуры аномального гравитационного поля (АГП), которые в свою очередь разделились на ряд районов и зон с различным уровнем АГП.

Центральную часть рассматриваемого региона занимает обширная Баренцево-Карская аномальная область, которая простирается почти от широты 70° до континентального склона Северного Ледовитого океана. В пределах этой обширной области наблюдаются линейные структуры АГП различной ориентировки, но среди них легко заметить преобладающие структуры северо-северо-восточного простирания. Эта область характеризуется в целом сравнительно низкими значениями горизонтальных градиентов аномалий, которые, как правило, не превышают 0,5 мгл/км. Такое поведение функции горизонтального градиента АГП может быть истолковано как свидетельство однородности строения самой верхней (юрско-меловой) части осадочного разреза на всем пространстве Баренцево-Карского шельфа. И только в краевой, восточной части данной области по мере воздымания поверхности складчатого фундамента и соответственно сокращения мощности осадочных образований плитного комплекса, значения горизонтального градиента аномалий АГП повышаются и достигают 0,75 мгл/км. При всей однотипности АГП этой аномальной области, ее глубинное строение не представляется однородным. Это наглядно выражается в том, что на юге области, где фундамент располагается на глубинах 18—20 км, зонам глубокого его положения соответствуют положительные аномалии в свободном воздухе интенсивностью до 20 мгл, а на северо-востоке таким же впадинам отвечают минимумы до 30 мгл. Отмеченные особенности соотношения геологических структур и характера аномалий рассматриваются как отражение глубинных различий структуры коры этих прогибов, которые, несмотря на внешнее сходство сформировавших их процессов рифтогенеза, обнаруживают различную степень рифтогенной деструкции коры.

В юго-западной части Баренцева моря обособляется вторая крупная область АГП – *Норд-капская*, которая характеризуется устойчивым северо-восточным направлением линейных элементов структуры АГП. Эта особенность аномалий данной области связывается с кумулятивным эффектом двух эпох регмагенеза, в значительной мере наследующих друг друга — позднепалеозойского и мезозойского. Характерной чертой АГП Нордкапской области, отличающей ее от всех остальных областей региона, является присутствие серии локальных отрицательных аномалий, обусловленных соляными диапирами. Один из районов развития диапиров, расположенный в российском секторе моря и исследованный нами ранее (Верба, 1984), связан, судя по сейсмическим данным, с появлением в разрезе галогенной толщи пермского возраста.

К северу от рассмотренной области АГП располагается *Свальбардская аномальная область*, характерной особенностью которой является отсутствие ясно выраженной доминанты в распределении разноориентированных аномалий. На северо-западе области преобладают аномалии северо-западной ориентации, восточная ее часть характеризуется северо-северо-восточными простираниями, а на юге более заметны аномалии северо-восточного направления. Наблюдаемые на большей части области контрастные аномалии положительного и отрицательного знаков отражают длительную историю формирования сложной тектонической структуры этой области. В ее пределах исследователи различают дислокации байкальского, каледонского и альпийского тектонических циклов, причем простирание возникающих при этом плотностных неоднородностей лишь иногда наследует ориентацию ранее существовавших.

На противоположной окраине региона выделяется *Печорская аномальная область*, которой в целом присущи аналогичные черты, с тем отличием, что доминирующее на всей площади этой области простирание аномалий здесь устанавливается без труда. Им является северо-западное, обусловленное проявлением байкальского тектогенеза. Все последующие тектонические движения не привели в пределах этой области к появлению неоднородностей, которые могли бы сравниться по интенсивности с аномалиями, создаваемыми байкальскими структурами. Чередование контрастных линейных аномалий как положительных, так и отрицательных усиливает сходство этой области с рассмотренной выше Свальбардской областью, что объясняется однотипностью их тектонического развития на протяжении всего палеозоя и значительной части мезозоя.

На востоке Печорская область соседствует, отделяясь узкой полосой Новоземельских аномалий, с *Южно-Карской аномальной областью*. Наряду с северо-западными направлениями линейных элементов АГП в ней отчетливо проявляются северо-северо-восточные, которые в совокупности создают характерный решетчатый рисунок аномалий, отражающих результаты двух основных тектонических событий, имевших место в фанерозойской истории этого шельфа. Одно из них — северо-западное — связывается впрочем условно, с байкальским тектогенезом, а второе — без больших сомнений — с киммерийским геодинамическим циклом. В отличие от Печорской, где байкальские структуры проявились интенсивными аномалиями, на Карском шельфе они вызывают менее контрастные структуры аномального поля, что связывается с двумя факторами — более глубоким залеганием и менее жестким геодинамическим режимом. На востоке Южно-Карской области отчетливо обособляется система узких, линейных зон северо-северо-восточной ориентировки, которые маркируют собой полосу региональных дизъюнктивных нарушений, прослеживаемых от берегов п-ова Ямал до о-вов Ушакова и Шмидта. На севере и востоке Южно-Карская синеклиза граничит с зонами развития субширотных деформаций, хорошо выраженных в линейных структурах АГП.

Северо-Карская аномальная область, охватывающая все пространство шельфа к северу от Северо-Сибирского порога, характеризуется весьма пестрой картиной распределения аномалий. На отдельных участках, в том числе на упомянутой зоне сочленения с Южно-Карской синеклизой, можно видеть системы линейной «организованности» аномалий, но за пределами таких зон закономерная ориентация аномалий отсутствует. В геодинамическом отношении эта область воспринимается как ядро древней платформенной структуры, окруженной более молодыми геодинамическими системами. Наблюдаемые в ее пределах локальные минимумы поля силы тяжести величиной до -30 мгл вызваны глубоким погружением поверхности фундамента, перекрытого покровными комплексами мощностью до 14–16 км, а такие же локальные аномалии положительного знака величиной до +30 мгл отражают выступы фундамента, на которых мощность покровный образований не превышает 2 км. Один из таких выступов располагается в районе о-вов Визе – Ушакова.

Последняя по счету Североземельская аномальная область занимает восточную часть Карского моря, прилегающую к одноименному архипелагу. Этой области свойственны узкие аномальные зоны, изогнутые в плане. Их простирание меняется от восток-северо-восточного до северо-северо-восточного, отражая специфику проявления раннемезозойского (триасового) тектогенеза.

Граница континентальной и океанической коры в гравитационном поле обычно проявляется в виде системы изолированных локальных максимумов Дд, окаймляющих Баренцево-Карскую континентальную окраину на всем ее протяжении. Исключение составляет район северной окраины ЗФИ, где между меридианами 50° и 60° в.д. на глубинах 3000—3 500 м наблюдается локальный минимум поля силы тяжести величиной до —40 мгл. Приуроченность этой выразительной отрицательной аномалии к периокеаническому прогибу, выполненному молодым (кайнозойским) комплексом осадочных пород мощностью до 6 км и геотектоническая позиция этого прогиба в зоне предспредингового рифтогенеза (стадии брейк-ап), позволяет связывать появление этой аномалии с синрифтовым галогенезом, весьма характерным для периферических областей практически всех современных океанических бассейнов.

Аномальное магнитное поле

Магнитное поле Баренцево-Карского региона (рис. 1.4) отличается еще более высокой степенью изменчивости амплитудно-частотных характеристик и ориентации линейных элементов, чем это было отмечено выше для гравитационного поля. Эта особенность наблюдаемого АМП обусловлена неоднократным проявлением магматизма, разнообразием условий залегания магнитоактивных тел и значительными колебаниями значений магнитной восприимчивости пород различного возраста, что в совокупности привело к формированию сложного в геомагнитном отношении разреза земной коры.

По сочетанию признаков в пределах Баренцево-Карского региона обособляются несколько зон и областей АМП, обладающих относительно стационарными частотно-амплитудными свойствами. На самом юге региона выделена *Кольская аномальная зона*, характеризуемая набором высокоинтенсивных линейных и ареальных аномалий положительного и отрицательного знаков, которые отвечают крупным структурам метаморфических комплексов Балтийского щита.

Севернее побережья Кольского п-ова на шельфе располагается узкая линейная *Кольско-Канинская зона*, которая протягивается от п-ова Рыбачий до п-ова Канин и характеризуется преимущественно отрицательными значениями $\Delta T \alpha$. На суше она совпадает с Тимано-

Канинской полосой складчатых байкальских сооружений, с которой связан глубокий минимум АМП амплитудой до 200 нТл. Северный край этого регионального минимума ∆Т осложнен узкими локальными интенсивными положительными аномалиями интенсивностью до 500 нТл, которые трассируются как наземными, так и морскими работами. В геологическом отношении этим локальным аномалиям отвечают долеритовые дайки девонского возраста, контролируемые разломами северо-западного простирания, и сопутствующие им зоны пирротиновой и магнетитовой минерализации (Оловянишников, 1998).

Большую часть Баренцевского шельфа охватывает обширная Баренцевская аномальная область, для которой свойственны в целом низкие значения АМП от -100 до 100 нТл. Эта область занимает пространство от Кольско-Канинской зоны на юге до континентального склона Северного Ледовитого океана на севере. В этой области среди аномальных зон различной ориентации преобладают аномалии северо-северо-восточного простирания, которые отражают крупнейшую тектоническую структуру шельфа — Баренцево-Северокарский мегапрогиб. Кроме этих аномалий, наиболее отчетливо проявляющихся на периферии мегапрогиба, на значительной части площади этой аномальной области наблюдаются слабоинтенсивные, низкоградиентные аномалии северо-западного и северо-восточного простирания, отражающие наличие источников магнитных аномалий на большой глубине. На самом севере шельфа, в западной части архипелага Земля Франца-Иосифа выделяется зона высокоинтенсивных, магнитных аномалий северо-западного и северо-восточного простираний. Общие черты этой суперпозиционной зоны имеют определенное сходство с АМП над краевыми вулканическими плато Воринг и Вестбаккен, образование которых исследователи связывают с ранним этапом раскрытия Норвежско-Гренландского глубоководного бассейна. Непосредственно на островах архипелага и в их окрестностях на шельфе наблюдаются локальные изометрические и узкие линейные аномалии, в большинстве своем связанные с телами долеритов и вулканических пород и только для восточной части архипелага ЗФИ характерны слабоинтенсивные, низкоградиентные магнитные аномалии, подобные аномалиям большей части Баренцевской области. На этом примере хорошо видно, что в магнитном поле отчетливо проявилась гетерогенность структуры окраинного плато Земля Франца-Иосифа.

Особое место в рассматриваемой аномальной области занимает зона Центрально-Барениевских поднятий, где более ярко проявились интенсивные аномалии северо-западного простирания, а аномалии северо-северо-восточных простираний играют менее заметную роль. По внешнему облику АМП этой зоны мало отличаются от поля над шельфом Печорского моря. В этих структурах можно легко проследить зоны нарушения структуры АМП, ориентированные в северо-северо-восточном направлении, которые как бы срезают характерные для Печорского шельфа интенсивные магнитные аномалии северо-западной ориентации. Последние в обоих случаях сопоставляются с девонскими авлакогенами — Денисовским на Печорском шельфе и Демидовским на Центральной банке Баренцева моря. По мере трассирования этих аномалий в мористую часть шельфа их амплитуда постепенно падает, и только в районе Центрально-Баренцевских поднятий интенсивность магнитных аномалий снова восстанавливается. Наблюдаемая картина АМП, по нашему мнению, наглядно иллюстрирует процесс деструкции земной коры, связанный с образованием позднепалеозойской рифтогенной структуры Баренцево-Северокарского мегапрогиба. При его заложении большую роль сыграли движения по серии разломов северо-северо-восточного направления, по которым произошло обрушение бортов мегапрогиба и обособление Центрально-Баренцевского поднятия в виде изолированного блока коры байкальской стабилизации (террейна), магнитное поле, над которым на фоне следов молодого наложенного рифтогенного процесса сохраняет черты более древних Печорских структур (Баренцевская., 1988).

На западном побережье Баренцева моря, по данным норвежских исследователей, уверенно оконтуривается Шпицбергенско-Нордкапская аномальная область, где повсеместно картируются интенсивные локальные магнитные аномалии, обусловленные наличием интрузий дайкового типа, и площадные аномалии, подобные упомянутым аномалиям западной части ЗФИ. По всей видимости, они отражают активность самого молодого этапа магматизма, синхронного с образованием глубоководного Норвежско-Гренландского бассейна и вызванной этим деструкцией западной окраины Баренцево-Карской континентальной плиты.

На востоке Баренцева моря в качестве самостоятельной *Адмиралтейской аномальной зоны* выделяется узкая линейная полоса отрицательных значений ∆Та, ориентированная в северо-северо-восточном направлении вдоль Новой Земли от 73° с. ш. до 79° с. ш. и пространственно соответствующая Адмиралтейскому валу. Как и Кольско-Канинская аномальная область отрицательных значений АМП, эта зона отвечает поднятию в рельефе фундамента, сложенного немагнитными рифейскими образованиями. Параллельно Адмиралтейскому валу в пределах Новой Земли выделяется еще одна линейная зона отрицательных значений АМП, проявленная менее контрастно и соответствующая Северо-Новоземельскому антиклинорию (Кораго и др., 1992).

Магнитное поле Южно-Карской аномальной области несет в себе, с одной стороны, характерные черты Печорской плиты (на западе), а с другой стороны (по мере продвижения на восток), становится неотличимо от поля Западно-Сибирской плиты. Как и в гравитационном поле, магнитные аномалии создают здесь решетчатую структуру АМП, в которой можно различить аномалии двух доминирующих направлений: северо-западного и северо-северо-восточного. В районе устья Енисея, в структуре АМП картируются две основные зоны нарушения структуры поля субмеридионального простирания. Они «срезают» широтные аномалии п-ова Таймыр и далее на запад за ними Таймырские направления в аномалиях не наблюдаются.

В результате сопоставления результатов сейсмических и аэромагнитных работ, в первые же годы систематического изучения Карского шельфа было замечено обратное соотношение магнитных аномалий и структур осадочного чехла: над валами и поднятиями обычно наблюдаются отрицательные значения, а прогибам отвечают положительные магнитные аномалии. Это рассматривается как свидетельство рифтогенной природы прогибов и присутствия магматических образований в составе синрифтовых комплексов.

На востоке Карского шельфа в районе о-вов архипелага Северная Земля выделяется система узких параллельных друг другу линейных аномальных зон положительных и отрицательных значений ∆Т, ориентированных в северо-северо-восточном направлении, формирующими Северо-Земельскую область АМП. Согласно расчетам параметров намагниченных тел, источники этих аномалий, а именно самой западной из них, залегают очень глубоко в интервале глубин 9–10 км. Вопрос об их геологической природе остается открытым.

На севере Карского шельфа, юго-восточнее о-вов Визе и Ушакова выделяется площадная интенсивная аномалия, без четко выраженных простираний. На западе она граничит с типичным слабоаномальным полем Баренцевской области, на востоке с линейными аномалиями Северо-Земельской области, на юге она соседствует с Северным порогом, узкой линейной структурой в рельефе фундамента. Сходные аномалии наблюдаются и на самом северном окончании о. Новая Земля. Опираясь на геологические данные о строении разреза этого района, можно сделать предположение, что центральная часть севера Карского шельфа является блоком древних платформенных образований, не испытавшим влияний молодых процессов деструкции коры.

Рассмотрение вопроса о геологической природе аномального магнитного поля западного сектора Арктики не было бы раскрыто полно, если не пытаться хотя бы приближенно решить задачу — установить, с какими тектономагматическими циклами связано насыщение разреза магнитными образованиями.

По данным геолого-геофизических исследований западной части Арктического шельфа установлено несколько стратиграфических уровней магматизма, близкого по составу базитовым трапповым формациям, которые могут быть источниками магнитных аномалий. Самый древний относится к рифею, его связывают с соответствующим этапом континентального рифтогенеза. Магматические образования этого возраста приурочены к субпараллельным системам разломов северо-западного простирания.

Второй стратиграфический уровень базитового магматизма увязывается с развитием средне-позднепалеозойских рифтогенных структур в западной части Арктики.

По сейсмическим данным установлено, что их размещение контролируют разломы северо-восточного простирания вблизи Кольского п-ова и обновленные разломы северо-западного простирания на Печорском шельфе. Эти магматические тела вскрыты скважинами Нижняя Пеша-1, Седуяхинская, Нарьян-Марская площади, Колгуевская-202 и другими, судя по характеру магнитного поля Печорского шельфа, они имеют большое площадное распространение.

1.3. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Представления о глубинном строении рассматриваемого региона, излагаемые в данной книге, базируются, главным образом, на результатах сейсмических исследований, выполненных по методике КМПВ-ГСЗ в различных районах шельфа и его обрамления: (Литвиненко, 1968;

Павленкова, 1986; Тулина и др., 1988; Геотрансект.., 1993; Муhre, Eldholm, 1988; Jackson et al., 1990; Luosto et al., 1990, Mitrofanov et al., 1998; Sakoulina et al., 2000 и др.). Эти работы охватывают в основном западную часть региона, тогда как восточная — Карский шельф — освещена единичными профилями КМПВ. Данные сейсмопрофилирования дополняются анализом волновых полей землетрясений и их геологической интерпретацией (Панасенко и др., 1987; Аветисов, 1996; Mitchell et al., 1990; Bungum, Lindholm, 1997; Kremenetskaya et al., 2002 и др.). Другим дополнительным источником сведений о глубинной структуре региона являются результаты гравиметрических, магнитометрических и геотермических исследований, а также построенные на их основе комплексные модели литосферы Фенноскандии и Баренцевоморского шельфа (Kukkonen, 1993; Galitchanina et al., 1995; Глазнев, 2003). Геологическое строение региона отображено на серии карт различного м-ба (Geological map Northern Fennoscandia, 1987; Geologisk kart der Norge.., 1996; Maps of tectonics.., 1996; Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России, 1996; Геологическая карта Кольского региона, 2002; Прогнозно-минерагеническая карта СЗ России и Фенноскандии, 2003 и др.).

Одной из первых попыток синтеза на единой методологической основе накопленных знаний о строении «моря» и «суши» на юго-западной окраине Арктического бассейна стала двухтомная сводка (Сейсмологическая.., 1998), в которой предпринята попытка наметить основные черты совместной эволюции Западно-Арктического шельфа, Балтийского щита и Печоро-Мезенской плиты ВЕП в течение почти 3 млрд лет. В своих геодинамических построениях авторы книги опирались, в духе времени, на базовые принципы плейт-тектоники, хотя фактографический материал во многих случаях плохо укладывался в ее «прокрустово ложе» и дал основание для вывода о ведущей роли в формировании современной структуры платформенных областей рифтогенеза и вертикальных колебательных движений земной коры.

В последующие годы быстрое накопление геохронологических и геофизических данных наряду с комплексной переинтерпретацией геолого-географической информации и результатов глубокого бурения позволили дополнить и развить эту концепцию, построив на ее принципах единую, иерархически организованную модель геодинамики и тектонического структурирования континентально-шельфовых сегментов земной коры, учитывающую особенности проявления деформационных процессов в напряженных сферических оболочках. Территория ЕАР избрана в качестве тектонотипического объекта для новой модели не случайно. Осадочные бассейны Западно-Арктической и Печоро-Мезенской плит содержат уникальные по объемам седиментационные депо-центры, вмещающие гигантские месторождения углеводородного сырья, а в кристаллическом цоколе, вскрытом на Балтийском щите, локализованы крупные ресурсы минерального сырья (в том числе промышленные месторождения цветных и черных металлов. платиноидов, редких элементов) (Российская Арктика, 2002). Во второй половине ХХ в. на планомерное и целенаправленное исследование и оценку рудного и нефтегазового потенциала региона были затрачены млрд долларов, благодаря чему геологическая и геофизическая изученность территории по детальности и глубинности превзошла все остальные провинции Арктического сегмента Земли.

В материковой части северной окраины Восточно-Европейской платформы (ВЕП) различаются две контрастных по высоте стояния фундамента морфоструктуры — Балтийский щит и Печоро-Мезенская перикратонная область с мощным плитным чехлом. Территория щита на протяжении последних 900 млн лет была областью устойчивого воздымания, тогда как в Печоро-Мезенском регионе на этом отрезке геологической истории доминировал режим погружения, обеспечивший формирование фанерозойского осадочного покрова мощностью в несколько км. Аналогичный режим господствовал на протяжении фанерозоя и на территории Карско-Баренцевоморского шельфа. Различия в направленности эпейрогенических колебаний между шельфом и материком наметились лишь в конце кайнозоя, когда вся территория Печоро-Мезенской равнины была приподнята, как и Балтийский щит, выше уровня моря. В шельфовой области позднекайнозойские поднятия проявились лишь локально и кратковременно, поэтому большая часть поверхности ВЕП осталась в этом секторе перекрытой эпиконтинентальным морским бассейном. Важно подчеркнуть, что граница «суша-море» имеет в этом секторе только ландшафтное значение, а глубинные геологические структуры прослеживаются сквозь «географический раздел» без перерыва. Такое же соотношение между глубинной структурой «материковой» и «морской» окраины Восточно-Сибирской платформы (ВСП) имеет место на

границе между Карским морем и Ямало-Обской низменностью. До проведения глубинного сейсмопрофилирования на Баренцево-Карском шельфе было принято противопоставлять «шельфовые» и «материковые» участки ВЕП и ВСП, исходя из предположения, что они имеют разновозрастный фундамент, более древний на материке. В свете современных данных можно утверждать, что стратиграфический объем плитного чехла в Баренцево-Карском мегапрогибе и в пределах Печоро-Мезенской низменности идентичен. Единственным существенным «макроструктурным» отличием двух морфоструктур является, по сути, лишь наличие водного покрова толщиной до 700 м в шельфовой морфоструктуре.

Заметим в связи с этим, что традиционно применяемые термины «щит», «плита» и «шельф» в применении к северным окраинам ВЕП и ВСП отражают, по существу, формализованную систематику главных морфоструктур по вещественному составу и структуре внешнего слоя геоида:

— в литосферных блоках «щитового» типа поверхность геоида представлена преимущественно кристаллическими породами «гранитно-метаморфического» слоя земной коры;

— в материковых «плитах» на поверхности геоида размещается стратифицированный осадочный покров (стратисферный этаж), перекрывающий кристаллический цоколь;

- в шельфовых «плитах» поверх стратисферного этажа развит маломощный гидросферный покров.

Реологические свойства кристаллического, стратисферного и гидросферного этажей контрастно различаются, что создает предпосылки для принципиально различного распределения и динамики полей напряжений во внешней оболочке планеты. Кристаллический цоколь имеет максимальные прочностные характеристики и способен «работать» как монолитная оболочка сферического или арочного типа. Напряжения внутри такой оболочки не коррелируются с литостатической нагрузкой, создаваемой весом вышележащих слоев стратисферного или гидросферного этажей. Этот феномен давно подмечен в петрологии метаморфических пород: показания минеральных геобарометров в кристаллических породах практически всегда оказываются более высокими, чем расчетные оценки литостатического давления, получаемые путем реконструкции мощности разрезов. Стратисферный этаж реологически неоднороден, содержит пластичные и «компетентные» слои, и в нем гораздо интенсивнее проявлена трещиноватость. обуславливающая разделение стратисферы на иерархически построенные ансамбли блоков с фрактальными свойствами. Поля напряжений и дислокации в этой неоднородной среде контролируются преимущественно вертикальной компонентой гравитационного поля, но локально проявляются арочные и консольные структуры, в которых латеральные напряжения могут превосходить величину вертикальной нагрузки. Гидросферный этаж во всех случаях работает как «весовая пригрузка» для подстилающих оболочек.

Целостность и непрерывность двух нижних этажей нарушается линейными зонами дислокаций, среди которых можно различать два контрастных типа:

а) рифтогенные впадины (авлакогены, грабены, рифты) с доминирующим режимом ускоренного погружения консолидированного фундамента;

б) зоны смятия (кряжи, гряды, надвиги) с преобладанием режима скучивания и воздымания линейно-вытянутых сегментов обоих этажей твердой оболочки.

В рифтогенных структурах мощность стратисферного этажа существенно возрастает, тогда как мощность кристаллического цоколя сокращается. В зонах смятия мощность земной коры увеличивается по отношению к прилегающим осадочным бассейнам за счет утолщения консолидированного слоя коры. Во взбросо-надвиговых зонах дислокаций, разделяющих обширные осадочные бассейны синклинорного строения, на эрозионный срез выводятся все горизонты стратисферы ВЕП. Это позволяет в естественных разрезах изучать характеристики породных комплексов, слагающих платформенный покров в недоступных для прямого наблюдения осевых зонах глубоких прогибов.

Сравнительный анализ истории становления и современного глубинного строения литосферы в трех типах морфоструктур открывает возможности для реконструкции геодинамических режимов структурирования литосферных блоков континента от современности до самых ранних этапов формирования древнего кристаллического цоколя.

На шельфе с учетом генезиса и возраста комплексов основания и других особенностей строения консолидированной коры, в качестве самостоятельных тектонических элементов выделяются следующие мегаструктуры (рис. 1.5).



Рис. 1.5. Строение земной коры Баренцево-Карского региона (Баренцевская.., 1988)

(1) Кольско-Канинская моноклиза, включающая прибрежный шельф Кольского п-ова с архейско-протерозойским «кристаллическим фундаментом» и полосой складчато-метаморфического фундамента гренвильского (рифейского) возраста консолидации; в совокупности этот докембрийский комплекс образует северный склон Балтийской мегаантеклизы со зрелой многоярусной континентальной корой мощностью более 40 км.

(2) Финнмаркенская моноклиза, включающая прибрежный шельф Северной Норвегии с неметаморфизованным терригенным складчатым основанием каледонского возраста и относительно утоненной трехслойной корой континентального типа.

(3) «Платформа Баренция», занимающая весь северный сектор шельфа от архипелага Шпицберген и о. Медвежий на западе до ЗФИ, о. Северного Новой Земли и части Северо-Карской плиты, к северу от Северо-Сибирского порога; мозаично-блоковый фундамент представлен как первым, так и вторым типами комплексов основания, а плитный чехол начинается недеформированными вендско-палеозойскими отложениями; многоярусная земная кора зрелого типа с мощностью 36—40 км осложнена мегавалами на поверхности М, вызывающими локальное утонение коры до 28—30 км за счет редуцирования гранитно-метаморфического слоя. В пределах платформы в качестве структурных подзон выделяются: *(За) Свальбардская* и *(Зб) Новоземельская антеклизы,* представляющие собой внутриплатформенные зоны смятия и надвигообразования, сформировавшиеся на каледонском этапе тектогенеза без разрывов сплошности коры и активизации мантийного магматизма и потому сохранившие тот же тип основания и коры, что и не затронутые дислокациями синеклизы платформы Баренция.

(4) Печорская синеклиза (юго-восточная часть Баренцевского шельфа и прилегающая к ней Печорская низменность), с гренвильско-байкальским складчато-метаморфическим основанием и мощной зрелой корой континентального типа.

(5) Тимано-Канинский складчатый пояс и его подводное продолжение на южной окраине Баренцевского шельфа, представляющий собой полициклическую структуру, прошедшую в рифее через стадию авлакогена с архейским кристаллическим фундаментом и затем консолидированного в байкальском цикле тектогенеза. В современном состоянии может быть включен в ряд внутриплатформенных антеклиз со складчато-метаморфогенным фундаментом и зрелой корой континетального типа, как и Новоземельский кряж (по существу, их отличие состоит в интесивности мантийного магматизма на докомпрессионной стадии погружения — в авлакогене она была существенно выше).

За пределами перечисленных структур располагаются обширные области с утоненной двуслойной безгранитной корой, в которой плитный чехол залегает, как предполагается по геофизическим данным, на магматогенных базитовых комплексах основания, возникших при максимальном спрединге рифтогенных прогибов в условиях растяжения верхнего этажа коры. Традиционно подобные структуры интерпретируются как «океанические» с новообразованной незрелой корой.

В стабильных блоках кора сохраняет многоярусную структуру на протяжении всех этапов эволюции провинции, а в спрединговых зонах рифтогенной сети идет не столько новообразование коры, как это происходит в срединно-океанических хребтах, сколько обмен местами по вертикали разогретого вещества астеносферы с холодным переуплотненным веществом стратисферы. Латеральное расположение блоков с однотипным строением подчиняется определенной симметрии (рис. 1.6). Древние, лопийско-карельские блоки составляют противолежащие СВ и ЮЗ окраины шельфа. Структуры, сложенные дислоцированными рифейскими и раннепалеозойскими комплексами, развиты ближе к оси Карско-Баренцевской мегапровинции в ее ЮВ и СЗ секторах. Мезокайнозойские деформации локализованы на западной и восточной окраинах плиты, а центральное положение в структуре фундамента занимает рифтогенный позднепалеозойский Баренцево-Северо-Карский мегапрогиб.

1.4. БАЛТИЙСКИЙ (ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ) ЩИТ

Балтийский, или в финской терминологии Фенноскандинавский, кристаллический щит (БЩ) составляет юго-западную часть ЕАР и является самым крупным выступом древнего кристаллического фундамента ВЕП. Строение щита во второй половине XX в. было хорошо изучено всеми современными методами наук о Земле, включая сверхглубокое бурение, поэтому



Рис. 1.6. Принципиальная тектоническая схема Баренц-региона и прилегающих территорий. Составил А. Н. Виноградов

он превратился в своего рода полигон для разработки и проверки моделей докембрийской геодинамики. Это направление геологических исследований было доминирующим в таких крупных международных программах как МПГК (IGCP), Литосфера (Lithosphere), ИНТАС (INTAS), Европроба (Europrobe), Евробридж (Eurobridge) и др.

На севере и северо-востоке граница между БЩ и Баренцевоморской шельфовой плитой проводится по системе разломов Карпинского-Соколова. Поверхность кристаллического фундамента здесь ступенчато погружается на северо-восток. На северо-западе структура щита перекрыта аллохтонами скандинавских каледонид. С юго-запада щит ограничен системой разломов зоны Зоргенфрай-Торнквиста польско-германского фронта каледонид, а на юге и юго-востоке поверхность кристаллического фундамента полого погружается под вендско-фанерозойский осадочный чехол Русской плиты.

В докембрийской истории БЩ выделяется несколько этапов корообразующих процессов: палеоархейский (саамский, до 3 200-3 100 млн лет), мезо-неоархейский (лопийский, 3 100-2 550 млн лет), палеопротерозойский (карельский, 2 550-1 900 млн лет), раннепротерозойский (свекофеннский, 2 100-1 550 млн лет), позднепротерозойский (готский, дальсландский, 1 750-900 млн лет). Возрастные рамки этапов в разных провинциях щита частично перекрываются, но поздние рубежи этапов соответствуют времени завершения главных корообразующих эндогенных процессов и формирования зрелой континентальной коры.

Самая восточная, Кольско-Лапландско-Карельская провинция БЩ, имеет наиболее древний возраст формирования континентальной коры. В современных срезах ее верхней, средней и местами нижней (катазоны) частей изотопными датировками устанавливаются две возрастные генерации геологических формаций:

— позднеархейская (лопийская), включающая тоналит-трондьемит-гнейсовые, мигматитгнейсовые, гранулит-гнейсовые и калиевогранитные комплексы кристаллических доменов и зеленокаменных поясов;

- карельская и свекофеннская группы метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ с прорывающими их базит-ультрабазитовыми (в том числе анортозитовыми) и гранитоидными интрузивными комплексами.

Характерной особенностью Кольской и Лапландской субпровинций является полихронное проявление в их пределах щелочных магматизма и карбонатитов — в архее, раннем протерозое и палеозое (Баянова, 2004). Вторая особенность субпровинций — наличие в их осевой зоне долгоживущей проторифтовой структуры Печенга-Имандра-Варзуга, прошедшей все фазы развития — от заложения до отмирания в интервале 2,5—1,7 млрд лет. Синхронные с палеорифтом процессы преобразования глубинных горизонтов кристаллического цоколя выявляются при изучении гипоксенолитов архейских гранулитов, вынесенных на современный срез палеозойскими трубками взрыва в южном обрамлении палеорифта: модельные неодимовые возраста гранулитов 2 940—2 390 млн лет, а в подвергнувшихся гранитизации и метасомотазу разновидностях «метагранулитов» цирконы датированы U-Pb методом в 2 750, 2 400, 1 800— 1 700 млн лет (Ветрин, Калинкин, 1992).

В Карельской субпровинции, в Водлозерском районе, обнаружено палеоархейское «ядро» («нуклеус») континентальной коры Балтийского щита, в котором вулканогенно-осадочные комплексы (включающие коматитовые лавы) и тоналит-трондьемитовые плутонические ассоциации имеют возраст древнее 3 400 млн лет (Лобач-Жученко и др., 2000).

Свекофеннская провинция, занимающая центральную часть площади Балтийского щита, подразделяется на Юго-Западную (Трансскандинавский пояс гранит-порфиров, зоны Бергслаген, Тампере, Ориярви, Выборгские рапакиви-граниты), Центральносвекофеннскую (Ботнический бассейн совместно с батолитами свекофеннских гранитоидов) и Северо-Восточную (зоны Кируна, Шеллефтео, Пюхясалми и Раахе-Ладога) субпровинции, часто не имеющие между собою четких границ, но различающиеся составом породных комплексов, их возрастом и глубинным строением. От Дальсландской провинции на западе и юго-западе Свекофеннская провинция отделена зоной субмеридиальных разломов и надвигов Протогине, а также Трансскандинавским поясом гранит-порфиров с возрастом 1 780—1 600 млн лет (Gaal, Gorbatschev, 1987). С северо-запада на сфекофенниды надвинуты каледонские покровы, а на восточной окраине провинции отложения калевия, которые завершают разрез свекофеннид, перекрываются молассоидами, прорванными гранитами с возрастом 1 750 млн лет. В пределах Центрально-Свекофеннской субпровинции толщи метаграувакков, метапелитов и вулканитов основного состава общей мощностью до 10 км залегают на современном эрозионном срезе в виде осложненных складчатостью разрозненных фрагментов между термальными куполами и батолитами гранитоидов. Различают мантийно-коровые раннесвекофеннские интрузии габбро-диоритов, тоналитов, гранодиоритов и гранитов с возрастом 1 900—1 870 млн лет и позднесвекофеннские граниты, мигматиты и пегматиты корового, анатектического происхождения, возраст которых около 1 830 млн лет (Gaal, Gorbatschev, 1987; Huhma et al., 1990). В основании субпровинции местами сохранились реликты архейских гранулитов, интенсивно гранитизированых в раннем протерозое.

В пределах Юго-западной субпровинции развиты два основных типа структур: осадочновулканогенные зоны с бимодальными вулканическими сериями возрастом 1 970–1 880 млн лет, и области развития тоналитовых гнейсов и гранитоидов с возрастом 1 960–1 900 млн лет. К нарушениям северо-западного направления приурочены базит-ультрабазитовые интрузии рудного пояса Кюльмякоски, которые содержат месторождения Cu-Ni сульфидных руд (Papunen, Gorbunov, 1985).

Северо-восточная субпровинция имеет сложное зональное строение. Осевая зона сложена преимущественно высокометаморфизованными терригенными осадками и вулканитами ультраосновного, среднего и кислого составов ятулия, калевия и вепсия, прорванными дайками долеритов и интрузиями габбро, сиенитов и базит-ультрабазитов. С последними связаны Cu-Ni месторождения рудного пояса Коталахти в Финляндии (Papunen, Gorbunov, 1985). Интрузии базит-ультрабазитов прорываются гранитами Ери, имеющими возраст 1 870 млн лет. Специфической особенностью восточной краевой зоны субпровинции является присутствие отдельных фрагментов обдукционного комплекса офиолитов в районах Оутокумпу и Кайаани (Йормуа), представленных меланжированными серпентинитами и габбро с возрастом 1 977-1 960 млн лет, параллельными дайками и шаровыми лавами толеитовых базальтов (Vogel et al., 1998). Присутствие офиолитов свидетельствует о существовании в Центральной Финляндии коры океанического типа, которая в последующем была интенсивно гранитизирована. С запада субпровинция ограничена зоной Шелефтео, в которой сконцентрирована основная масса дифференцированных вулканно-плутонических комплексов, с которыми связано полиметаллическое, золото-серебряное и медное оруденение, в том числе главный рудный район Швеции — Булиден. Эта зона рассматривается в большинстве работ как ороген кордильерского типа (Gaal, Gorbachev, 1987; Сейсмогеологическая.., 1998), однако ряд исследователей интерпретируют ее как рифтогенную систему, заложенную на континентальном шельфе (Щеглов идр., 1993).

Дальсландская провинция охватывает юго-западные районы щита и сложена преимущественно готскими породами с возрастом 1 750–1 500 млн лет, в последующем переработанными во время свеко-норвежско-гренвилльской (1 250–900 млн лет) и каледонской (600–400 млн лет) орогений (Gorbatschev, Bogdanova, 1993). Древнейшие архейские образования представлены комплексом гнейсов, которые перекрываются вулканитами основного и кислого составов, кварцитами и конгломератами формаций Омоль и Стура-Ле-Марстранд протерозойского возраста. Более молодыми являются ранне- и среднерифейские осадочно-вулканогенные комплексы Киппебо, Дальсланд (Южная Швеция) и Телемарк (Южная Норвегия), слагающие фрагменты субплатформенных структур. Породы дальсладской формации прорваны гранитами с возрастом 1 010 (Бохус) и 1000–900 млн лет (Телемарк).

Каледонская провинция на северо-западной окраине БЩ представляет собой крупный фрагмент Британско-Норвежской системы каледонид. В ее пределах развиты аллохтонные покровы, перекрывающие автохтонную серию раннего палеозоя, которая, в свою очередь, с угловым несогласием залегает на пенепленизированной поверхности докембрийских пород, прослеживаемых в виде тектонических окон вплоть до северо-западного побережья Норвегии.

1.5. ПЕЧОРО-МЕЗЕНСКАЯ МАТЕРИКОВАЯ ПЛИТА

На северной окраине Восточно-Европейской платформы (Русской плиты) основным структурным мотивом является наличие иерархически соподчиненной системы обширных изометричных недислоцированных синеклиз и разделяющих их линейных поднятий типа валов с повышенной интенсивностью дислокаций. Структурами первого порядка (линейные размеры 400-600 х 600-1000 км) среди синеклиз являются Балтийская, Московская, Мезенская, Тимано-Печорская (лишь две последних попадают в пределы описываемого в книге сектора Евро-Арктического региона), а среди валов — Тимано-Канинский и Пайхой-Новоземельский пояса дислокаций протяженностью до 1000 км. Глубина залегания фундамента в осевых частях синеклиз колеблется от 2,5 до 4,5 км. В каждой из главных синеклиз выделяется от 6 до 10 впадин второго порядка, в которых фундамент погружен на 1-2 км глубже, и разделяющих их «увалов» с приподнятым (относительно среднего уровня) на 1-1,5 км фундаментом. Так, в Мезенской синеклизе различают Онежскую, Среднедвинскую, Тоемскую, Лешуконскую, Пинежскую, Пешско-Сафоновскую и Вычегодскую впадины размером 50-90 х 150-450 км, а к поднятиям второго порядка можно отнести Вагское, Архангельское, Золотицкое, Мезенско-Вашкинское. В Тимано-Печорской синеклизе от западной окраины, прилегающей к Тимано-Канинскому валу, на восток сменяют друг друга структуры второго порядка: Ижма-Печорская впадина — Печоро-Кожвинский вал — Денисовская впадина — Колвинский вал — Хорейверская впадина.

Для ряда прогибов второго порядка есть основания предполагать рифтогенную природу. В частности, изучение глубинного строения Тоемского, Лешуконского, Усть-Мезенского и Сафоновского прогибов показало, что вдоль их осей протягиваются на 60—100 км погребенные грабены шириной от 15 до 40 км, в которых амплитуда погружения рифейских отложений относительно плеч трогов достигает 2 км (Сейсмогеологическая.., 1998). Эти палеотроги входят в единую сеть рифтов и авлакогенов, маркирующих рифейско-вендский этап интенсивной деструкции ВЕП (рис. 1.7), при этом в авлакогенах мощность терригенно-карбонатных отложений рифея могла превышать 8—10 км. В этом отношении рифейские авлакогены ВЕП сопоставимы, в определенной мере, со сверхглубокими рифтогенными впадинами Баренцевоморского шельфа.

В Балтийской и Мезенской синеклизах фундамент представлен раннедокембрийскими метаморфическими комплексами, плавно погружающимися под осадочный чехол со стороны БЩ. Фундамент Тимано-Печорской синеклизы вскрыт бурением в ряде пунктов — Хорейверской впадине, Предуральском прогибе, в пределах Колвинского мегавала, в Ижма-Печорской впадине и вблизи Среднего Тимана.

В Ижма-Печорской впадине бурением установлено присутствие метаморфических сланцев, аналогичных тиманским. В отдельных случаях их прорывают гранитоидные интрузии гренвильского цикла. Далее к востоку состав комплексов основания становится более разнообразным. На Колвинском валу под силурийскими отложениями вскрыты кварцевые порфиры и альбитофиры, возраст которых на основании петрографического сходства предполагается рифейвендским. Еще восточнее, на Баганской площади, вновь появляются хлорито-серицитовые сланцы и песчаники, аналогичные тиманским. На восточной периферии синеклизы, на Полюдовом Камне Северного Урала, в основании разреза лежат мощные толщи песчаных, сланцевых и карбонатных пород рифея, смятые в простые, коробчатые, реже линейные складки, осложненные сбросами и взбросами. С кровлей рифейского комплекса связан сейсмический горизонт К₁, выделяемый при КМПВ и ГСЗ по граничной скорости 6,5 км/с.

На площади структур второго порядка в осадочном чехле картируются более мелкие грабены и горсты III и IV порядка, что придает всему тектоническому ансамблю северной окраины ВЕП типичные черты систем с многоуровневой иерархией самоподобных структурных элементов. Так, например, Золотицкое поднятие, к которому приурочена алмазоносная кимберлитовая провинция, расчленено сетью сопряженных горстов и грабенов с амплитудой вертикальных смещений 0,5–1 км (Золотицкий, Чубальский, Кулойский, Несский горсты, Керецкий, Падунский, Елдомский, Усть-Мезенский грабены).

Плитный чехол в синеклизах ВЕП формировался на протяжении более 1 млрд лет — от рифея до квартера — в условиях мелководного моря и прибрежных низменных равнин. На фоне столь длительного доминирования тенденции к погружению древнего фундамента и захоронению его под покровом рифейско-фанерозойских осадков отмечались кратковременные и относительно локальные восходящие движения, обусловившие перерывы в осадконакоплении. С их учетом в плитном чехле выделяются пять структурно-стратиграфических ярусов: гренвильский (рифейские и нижневендские отложения в первой генерации авлакогенов, 600—1 000 м); байкальский (поздневендские и нижнекембрийские отложения — валдайская и балтийская серии западного склона ВЕП и Московской синеклизы, 100—500 м); каледонский (кембрийскораннедевонский, от первых сотен метров на валах до 2—3 км во впадинах); герцинский (позднедевонско-раннетриасовый, 1—3 км) и альпийский (юрско-неогеновый, до 1 км).



Рис. 1.7. Схема размещения рифейско-вендских рифтогенных структур на территории ВЕП (Милановский, 1983)

1.6. БАРЕНЦЕВСКАЯ ШЕЛЬФОВАЯ ПЛИТА

Баренцевская шельфовая плита охватывает обширную площадь между континентальным склоном и побережьем Северной Европы и Западной Сибири (рис. 1.8). Практически повсеместно в основании осадочного фанерозойского чехла установлен докембрийский фундамент, представленный дислоцированными метаморфическими комплексами и плутоническими породами (Баренцевская.., 1988; Сейсмогеологическая.., 1998; Богданов, 2004). Как и на территории ВЕП, доминирующими по площади структурами первого порядка являются пологие синеклизы («микроплиты») — Норвежская, Баренция, Карская — с умеренной мощностью мезозойского осадочного чехла (4—6 км). Они разделены между собой валообразными зонами дислокаций, крупнейшими из которых являются Новоземельская и Канинско-Финнмаркская гряды. Шельфовая часть Баренции осложнена сводовыми поднятиями, наиболее крупными из которых являются: Свальбардское, Центрально-Баренцевское, Адмиралтейское и Персейское. Верхние горизонты отдельных поднятий подняты над уровнем моря и образуют архипелаги островов — Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Виктории. В Карском море между Южной и Северной



Рис. 1.8. Тектоническое районирование комплексов основания Баренцевской шельфовой плиты (Verba, Sakoulina, 2001)

впадинами расположен Северо-Сибирский порог. Вдоль границы Баренции с Балтийским щитом расположена асимметричная переходная структура — Кольско-Канинская моноклиза. Аналогичная Финнмаркенская моноклиза отделяет каледонский складчатый пояс Северной Норвегии от Норвежской синеклизы. Специфической особенностью БШП является наличие глубоких рифтогенных трогов или депоцентров, выполненных мощными осадочными толщами фанерозоя и имеющими редуцированную мощность консолидированной коры за счет сокращения мощности или полного исчезновения из разреза гранитного слоя (Юдахин и др., 2003).

Тектонотипом этого класса структур может служить Баренцево-Северокарский мегапрогиб с максимальными из известных в настоящее время масштабами прогибания дна — 24 км, утонения консолидированной коры — 5 км и подъема границы М под осью прогиба — 30 км. Огромная мощность осадочного комплекса дала основания называть эти структуры «миогеосинклиналями» (Артюшков, Беэр, 1996), а отсутствие гранитного слоя было использовано как аргумент для выделения нового класса тектонических структур — «пелагогенных впадин», представляющих собой захороненные остатки океанических депрессий (Маловицкий, Сенин, 1988; Аплонов, Устрицкий, 1991). Детальные геофизические исследования в конце прошлого века выявили ведущую роль в структуре мегапрогибов крутопадающих сбросов, амплитуда которых в прибортовой части достигает 3—4 км. Выполняющие впадину формации слабо деформированы и не несут следов растяжения, поперечного к оси впадины.

В истории впадин выделяется несколько эпизодов ускоренного прогибания, сопровождающихся вспышками вулканизма траппового типа (Комарницкий, Шипилов, 1991). Вся совокупность новых материалов свидетельствует в пользу рифтогенной природы сверхглубоких впадин, поэтому в последние годы большинство исследователей относят их к классу рифтовых структур (Верба, 1996; Грамберг, 1997; Верба В.В., Верба М.Л. 2002; Богданов, 2004). Таким образом, в целом БШП представляет собой область длительно устойчивого погружения докембрийского кристаллического фундамента. Более 500 млн поверхность земной коры находилась в этой области ниже уровня моря, при этом в локальных и короткоживущих рифтогенных структурах темп погружения периодически многократно ускорялся, что сопровождалось возбуждением процессов плавления в коре и существенным изменением ее глубинной структуры. Общий рисунок рифтогенных структур в макропространстве БШП имеет сложную сетчатую конфигурацию, при этом в послепермкое время доминировали субмеридиональные прогибы (Богданов, 2004), а в девоне ведущую роль играл субширотный пояс авлакогенов, протянувшийся от Шицбергена до устья Печоры субпараллельно каледонской коллизионной области тиманид (Верба, 1996, 1999). Менее интенсивно и локально проявлены ареалы восходящих движений, сопровождающихся местами складчато-надвиговыми дислокациями и подъемом верхов разреза над уровнем гидросферы.

1.7. ТИМАНО-ВАРАНГЕРСКИЙ ПОЯС ДИСЛОКАЦИЙ

Тимано-Варангерский пояс дислокаций представлен в материковой части региона складчато-надвиговыми комплексами Тиманского кряжа и п-ова Канин, разделяющих Печорскую и Мезенскую синеклизы и коррелируемые с ними дислоцированными комплексами п-ова Варангер и Рыбачий, занимающие пограничное положение между архейскими блоками северной окраины БЩ и Кольско-Канинской моноклиналью шельфовой плиты Баренции. В промежутке между этими районами в акватории южной части Баренцева моря по сейсмическим и магнитометрическим данным прослеживается подводное продолжение рифейско-вендского структурно-формационного комплекса, соединяющего северо-западную и юго-восточную ветви пояса дислокаций (Сейсмогеологическая.., 1998).

В пределах **Тимано-Канинской гряды** в составе складчатого комплекса представлены верхнепротерозойские терригенные толщи, объединяемые в три серии — *микулкинскую, тархановскую и табуевскую*, общей мощностью около 10 км (Оловянишников, 1998). Первые две относятся к среднему-верхнему рифею, третья — к верхнему рифею-нижнему венду. *Микулкинская* серия (до 1000 м) сложена кристаллическими сланцами и парагнейсами. Она завершается горизонтом скарнированных известняков и мергелей. *Тархановская* серия (до 4 500 м) объединяет три толщи: кварцито-сланцевую (400 м), сланцевую (до 2 500 м) и сланцево-кварцитовую (до 2000 м). В верхах разреза к метапсаммитам добавляются биотит-серицитовые сланцы, а также темно-серые и черные известняки и мергели. *Табуевская* серия (до 4000 м) залегает с размывом на породах верхней толщи тархановской серии и представлена тремя свитами (снизу вверх): свитой *ручья Болванского, янейской и гнильской*. В составе серии выделяются несколько макроритмов псаммитов и сланцев, завершающихся карбонатно-терригенными пачками.

Комплекс деформирован в процессе гренвильского тектогенеза на рубеже 900-950 Ма с образованием асимметричных линейно-вытянутых складок северо-западного простирания, местами запрокинутых. Вышележащие верхнерифейские-вендские толщи, развитые в районе мысов Лудоватых, составляют основание платформенного чехла и слагают относительно пологие брахиморфные складки, слабо нарушенные сбросами. В блоках, сложенных рифейскими сланцами, выявлены тела магматических пород различного состава, внедрившихся в дислоцированный комплекс значительно позднее главной фазы коллизионных деформаций: возраст сиенитов 455-572 млн лет, гранитов - 560-600 млн лет, габбро-диабазов - 620-640 млн лет. Складчатые структуры основания повсеместно нарушены дизъюнктивами, неоднократно подновляющимися в более поздние эпохи тектогенеза. Нарушения различного возраста образуют близкие по простиранию системы мегатрещиноватости: наиболее древние имеют ССЗ или субмеридиональную ориентацию, а более молодые (позднебайкальские и каледонские) — северозападную. Характерной особенностью дислоцированных комплексов является интенсивное развитие сланцеватости, кливажа и бластических структур типа «снежного кома», однозначно свидетельствующих о повсеместном проявлении надвиговых смещений, ориентированных в югозападном направлении и секущих пликативные структуры. Такую же ориентировку имеют фациальные зоны регионального метаморфизма, варьирующего от серицит-хлоритовой до эпидот-амфиболитовой субфации с усилением в участках максимального развития структур скольжения (Митрофанов и др., 1999). Масштабы латерального транспорта масс оцениваются лишь приблизительно, но суммарно они составляют не менее нескольких десятков км. В пределах Тимана гренвильский аллохтон надвинут на карелиды, залегающие в настоящее время под складчатыми пакетами на глубине 10-12 км (Сейсмогеологическая.., 1998).

Северо-западное продолжение складчатого пояса в акватории доходит до Южно-Баренцевской зоны разломов, протянувшейся от устья р. Варзины на Кольском п-ове до Гусиной банки. Далее к западу от этой линии дислоцированные комплексы прослеживаются лишь в узкой полосе вдоль побережья Кольского п-ова. Другая ветвь, совпадающая с Коргинским валом, прослеживается к северу от п-ова Канин по знакопеременным магнитным и гравитационным аномалиям, ориентация которых плавно меняется от северо-западной на меридиональную. Это служит свидетельством того, что Тиманская система дислокаций не затухает в северо-западном направлении, а разворачивается к северу и северо-востоку, в сторону зоны байкалид Новой Земли. У последних на западной оконечности также обнаруживается тенденция к развороту в запад-юго-западном направлении.

В составе гренвильского комплекса **на Кольском участке пояса** преобладают мощные средне-верхнерифейские толщи с цикличной структурой разрезов и многообразием литофациальных типов осадков (Lyubtsov et al., 2000).

На п-ове Рыбачьем средне-верхнерифейская группа представлена двумя литофациальными типами отложений. Низы разреза сложены эйновской серией мощностью более 3 км турбидитовой формации, образованной в рамках одного трансгрессивно-регрессивного цикла. В нижних свитах — мотовской (350 м) и лонской (700 м) — преобладают полимиктовые конгломерато-брекчии, конгломераты и грубозернистые граувакковые песчаники, выше по разрезу в перевальной свите (2000 м) доминируют мелко- и тонкозернитые серо-цветные песчаники, к верхам разреза в них возрастает количество прослоев гравелитов и конгломератов. Верхи разреза рифея сложены баргоутной серией, состоящей из четырех свит: *майской* (250 м валунные конгломераты, гравелиты и косослоистые песчаники с прослоями алевролитов), зу*бовской* (500 м — флишоидная толща песчаников, алевролитов и глинистых сланцев), *цыпна-Волокской* (260 м — турбидитовая формация песчаников и глинистых сланцев) и *скарбеевской* (500 м — серые полимиктовые песчаники с линзами гравелитов в низах тощи, алевролиты, глинистые сланцы, мраморизованные известняки). Они сформированны, вероятно, в фациях прибрежного мелководья синхронно с турбидитовым комплексом цыпнаволокской свиты. Залегание рифейского комплекса характеризуется сочетанием широких моноклиналей, падающих на северо-восток под углами 15-30°, и узких линейных зон напряженной складчатости с запрокидыванием слоев в юго-западном направлении.
В Финнмаркене, на п-ове Варангер на эту относительно простую структуру накладываются интенсивные складчатые деформации северо-восточного простирания, связанные с развитием каледонских надвигов. С наиболее древними разломами ассоциируют интрузивные образования, представленные трещинными интрузиями гранитов и нефелиновых сиенитов (массив Стерней) и дайками долеритов, внедрившихся в интервале от 504 до 375 Ма назад (Каталог.., 2002). Результаты сейсмического профилирования в сочетании с материалами площадных съемок потенциальных полей позволяют предполагать значительное горизонтальное смещение по пограничному разлому Комагельв-Троллфьорд, вследствие чего приведены в соприкосновение такие части рифейского разреза, которые первоначально формировались на большом удалении друг от друга (Verba, Sakoulina, 2001). Вследствие смещений типа *strike-slip* возникли пологие линейно-вытянутые складки с углами наклона до 15–30° и северо-восточным, ортогональным по отношению к линии сдвига (Roberts et al., 1997; Lyubtsov et al., 2000). На северозападной окраине Финнмаркена аналогичное правостороннее горизонтальное смещение отмечено на западном фланге линеамента Комагельв-Троллфьорд (Gayer, 1989).

Особенности состава деформации и метаморфизма пород гренвильского комплекса в пределах узкого пояса, протянувшегося почти на 900 км от Полярного Урала до Северной Норвегии, дают основание интерпретировать эту структуру как рифейско-вендский авлакоген, испытавший инверсию, тангенциальное сжатие и надвигание в сторону пассивных блоков Мезенской синеклизы и Балтийского щита (Сейсмогеологическая.., 1998; Митрофанов и др., 1999).

1.8. НОВОЗЕМЕЛЬСКИЙ ПОЯС ДИСЛОКАЦИЙ

Новоземельская гряда, сложенная дислоцированными палеозойскими и более древними комплексами, обычно рассматривается как восточное обрамление Баренцевской плиты. В соответствии с такой трактовкой она могла бы считаться выходом на поверхность складчатого основания плиты, однако имеющиеся геофизические данные не выявили присутствия дислоцированных «новоземельских» комплексов в разрезе прилегающей к архипелагу полосы шельфа. Напротив, эти данные, в совокупности с результатами наземных исследований (Кораго и др., 1992), показывают, что западной границей складчатых деформаций следует считать главный Новоземельский надвиг, трассируемый почти параллельно побережью архипелага. К западу от линии этого регионального тектонического шва интенсивность складчатых деформаций в автохтоне быстро снижается. Фундаментом плиты в этой краевой зоне архипелага выступает допалеозойский складчатый комплекс. Не прослеживаются складчатые структуры Новой Земли и в прилегающей с востока полосе Карского шельфа.

В разрезе о. Северного в районе губы Сев. Сульменевой известны выходы на поверхность нижнерифейских метаосадочных образований, представленных преимущественно мраморами и кристаллическими кварцево-слюдистыми сланцами, кварцитами, гнейсами и амфиболитами, видимая мощность которых оценивается в 1500 м. К-Аг-датировки дали две группы значений: максимальные — 1550 ± 80 и 1 490 ± 100 Ма — интерпретируются как время образования осадочной толщи, а минимальные — 584 ± 27 и 645 ± 53 Ма — отражают влияние наложенной байкальской активизации. В формационном отношении эта толща сопоставляется с протоплатформенными образованиями, которые в байкальскую эпоху были метаморфизованы и локально деформированы. Исходя из геофизических данных, присутствие этой толщи можно ожидать и на прилегающем шельфе, в частности, на площади Адмиралтейского поднятия.

На Южном о. фундаментом палеозойских осадочных толщ Новой Земли служат средневерхнерифейские авлакогенные образования. В районе Русской Гавани они представлены турбидитовыми песчаниками *маковской* свиты (1 300 м) и филлитами *ломоносовской* толщи (1 450— 2 500 м), а в районе губы Саханина — двумя толщами, в нижней из которых преобладают различные сланцы с прослоями алевролитов, песчаников и полимиктовых гравелитов, а в верхней туфогенные песчаники, с подчиненными слоями доломитов, алевролитов, туфов, туффитов и глинистых сланцев. Общая мощность этих толщ не менее 6 км. Они сопоставляются с *хойдыширской* и *лаптопайской* свитами Полярного Урала и с средне-верхнерифейскими сериями *лумфьорд* и *мерчисонбей* Шпицбергена (Тимонин, 1998). Комплекс основания смят в линейные складки запад-северо-западного простирания. Характерно постепенное изменение простирания складок от северо-западного на Пай-Хое до субширотного на Южном о. Новой Земли. Такое же простирание структур байкальского комплекса прослеживается по геофизическим данным и на Гусиноземельском участке шельфа, прилегающем к Новой Земле с запада. Интенсивно деформированные комплексы Новоземельской гряды обычно рассматривают в качестве выступа складчатого фундамента БШП, однако, охарактеризованные выше особенности ее строения, возраст и латеральное распространение деформаций показывают, что этот тектонический мегаблок является не обрамлением плиты, а ее осложнением типа интракратонной зоны сжатия. Западную границу этого тектонического элемента БШП обычно проводят по главному Новоземельскому разлому, но на тех участках, где складчатость в каледонском этаже проявилась слабо (например, в Кармакульском синклинории) или там, где надвиги по главному разлому отсутствуют, граница между палеозойским комплексом плитного чехла шельфа и новоземельским комплексом проводится условно. На восточной окраине мегаблока степень деформированности палеозойских толщ изменяется по латерали постепенно, без резкой границы на переходе от островной гряды к шельфовой области.

Отмеченные особенности латерального распространения новоземельских дислокаций позволяют рассматривать Баренцевоморский и Карский осадочные бассейны в соответствии с концептуальной схемой, предложенной И. С. Грамбергом (1988), в качестве составных элементов единого Обско-Баренцевского осадочного мегабассейна (ОБОМ).

ЛИТЕРАТУРА

Аветисов Г. П. Сейсмоактивные зоны Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1996, 179 с.

Аплонов С. В., Устрицкий В. И. Остаточные океанические бассейны // ДАН. 1991. Т. 316, № 2. С. 425-428.

Артюшков Е. В., Беэр М. А. Геодинамические условия образования нефтегазоносных бассейнов // Геология и разведка. 1996. № 6. С. 3–13.

Баренцевская шельфовая плита / И.С.Грамберг (ред.). Л.:Недра, 1988. 263 с.

Батиева И. Д., Бельков И. В., Ветрин В. Р. и др. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 264 с.

Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004. 174 с.

Богданов Н. А. Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13—30.

Верба В. В. Нефтегазоносность Мирового океана. Л.: ПГО «Севморгеолоогия», 1984. С. 34-39.

Верба М. Л. Среднепалеозойские рифтогенные структуры Баренцевской плиты. // Поиски, разведка и добыча нефти и газа в Тимано-Печорском бассейне и Баренцевом море / Докл. II Междунар. конф. СПб., 24–28 июня 1996. Т. 1. СПб.: ВНИГРИ, 1996. С. 89–96.

Верба М. Л. Концепция рифтогенеза при поисках нефти на Баренцевом море // 25 лет на арктическом шельфе России. Мурманск-СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. С. 11-18.

Верба В. В., Верба М. Л. Структуры растяжения земной коры в Арктическом регионе / Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Д. А. Додин и В. С. Сурков (ред.). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 93-108.

Ветрин В. Р., Калинкин М. М. Реконструкция процессов внутрикорового и корово-мантийного магматизма (по результатам изучения глубинных включений). Апатиты: КНЦ РАН, 1992. 103 с.

Геологическая карта Кольского региона м-ба 1:500 000 // Ф. П. Митрофанов (ред.). Апатиты: изд. ГИ КНЦ РАН, 2002.

Геотрансект Евро-3 / Авт.: А. В. Чекунов, В. И. Старостенко, С. С. Красовский и др. // Геофизический журнал. 1993. Т. 15, № 2. С. 3–32.

Глазнев В. Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2003. 254 с.

Грамберг И. С. Баренцевоморский пермско-триасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты // ДАН. 1997. Т. 332, № 6. С. 789-791.

Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита / Т.Б.Баянова, В.И.Пожиленко, В.Ф.Смолькин и др. // Приложение №3 к монографии «Геология рудных районов Мурманской области» / Ред. Ф.П.Митрофанов. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2002. 53 с.

Комарницкий В. М., Шипилов Э. В. Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // ДАН. 1991. Т. 320, № 5. С. 1203—1206.

Кораго Е. А., Ковалева Г. Н., Ильин В. Ф., Павлова Л. Г. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли. СПб.: Недра, 1992. 196 с. Литвиненко И.В. Особенности глубинного разреза земной коры северо-восточной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. С. 90—96.

Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Арестова Н. А. и др. Архейские террейны Карелии, их геологическое и изотопно-геохимическое обоснование // Геотектоника. 2000. № 6. С. 26—42.

Маловицкий Я. П., Сенин Б. В. Пелагогенные впадины на современных и древних континентальных окраинах // Геотектоника. 1988. № 1. С. 11-24.

Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.

Митрофанов Ф. П., Предовский А. А. и др. Верхнепротерозойские осадочные толщи Кильдинско-Беломорско-Мезенской площади как объект прогнозирования энергоносителей. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1999. 71 с.

Оловянишников В. Г. Верхний докембрий Тиммана и полуострова Канин. Екатеренбург: изд. Уро РАН, 1998. 164 с.

Павленкова Н. И. Сопоставление разных вариантов разрезов по профилю ГСЗ в Баренцевом море // Изучение глубинного строения восточной части Балтийского щита и прилегающих акваторий сейсмическими методами. Апатиты: изд. КФАН СССР, 1986. С. 91–100.

Панасенко Г. Д., Кременецкая Е. О., Аранович З. И. Землетрясения Шпицбергена. М.: изд. МГК АН СССР, 1987. 83 с.

Прогнозно-минерагеническая карта Северо-Запада России и Фенноскандии / The Pronosis-Mineragenetic Map of the Northwest Russia and Fennoscandia. М-б 1:2500000 // Коровкин В. А., Турылева Л. В. (гл. ред). СПб.: изд. ВСЕГЕИ, 2003.

Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Д. А. Додин, В. С. Сурков (ред.). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 960 с.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион / Ф. П. Митрофанов, Н. В. Шаров (ред.). Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1998. Ч. 1 237 с. Ч. II 205 с.

Тектоническая карта Баренцева моря и севера Европейской части России. М-б 1:2500000 // Н. А. Богданов, В. Е Хаин (ред.). М.: изд. И-та литосферы РАН, 1996.

Тимонин Н. И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998, 240 с.

Тулина Ю. В., Шемелева И. Б., Соколов С. Б. и др. Основные особенности глубинного строения южной части Баренцева моря по данным ГСЗ // Геофизические поля Атлантического океана. М.: ВИНИТИ, 1988. С. 34-51.

Щеглов А. Д., Москалева В. Н., Марковский Б. А. и др. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра, 1993. 244 с.

Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-европейской платформы. Екатеринбург: изд. УрО РАН, 2003. 299 с.

Bungum H., Lindholm C. Seismo- and neotectonics in Finnmark, Kola peninsula and the southern Barents Sea. Part 2: Seismological analysis and seismotectonics // Tectonophysics. 1997. V. 270. H 1-2. P. 1-22.

Forsberg R. KMS, Danmark, chairirman of AGP.Open file: http: \ 164.214.259 \ Grand Gagp\index htm. 2003.

Gaal G., Gorbatchev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield // Precambrian Res., 1987. V. 35. P. 15-52.

Galitchanina L. D., Glaznev V. N. et al. Surface density characteristics of the Baltic Shield and adjacent territories // Norges Geol. Unders. 1995. Special. Publ. V. 7. P. 349-354.

Gayer R. A. (Ed.). The Caledonide Geology of Scandinavia. London. 1989. 312 p.

Geological map of the Northern Fennoscandia, 1:1000000. Helsinki. 1987.

Geologisk kart der Norge, berggrunuskart Kirkenes. 1:1250000 // A. Siedlecka, O. Nordgulen (Eds.). Norg. Geol. under., 1996.

Gorbatschev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 3-21.

Huhma H., Clift R. A., Pertunen V., Sakko M. Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: the Perapohia shist belt in the Northern Finland // Contib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 369-379.

Jackson H. R., Faleide J. I., Eldholm O. Crustal structure of the sheared south-western Barents Sea continental margin // Mar. Geol. 1990. V. 93. N 1-4. P. 119-146.

Kremenetskaya E., Baranov S., Asming V., Ringdal F. Monitoring the seismicity of the Spitsbergen Archipelago // Semiannual Technical Summary, 1 July 31 December 2001, NORSAR Sci. Rep. 2002. H 1. Kjeller, Norway. 2002. P. 86-96.

Kukkonen I. T. Heat production map of northern and central part of Fennoscandian Shield based on geochemical surveys of heat producing elements // Tectonophysics. 1993. V. 225, N 1-2. P. 3-14.

Luosto U., Tiira T., Korhonen H. et al. Crustal and upper mantle structure along DSS Baltic profile in SE Finland // Gephys. J. Int., 1990. V. 101, N 1. P. 89-110.

Lyubtsov V. V., Predovsky A. A. et al. Neoprototerozoic sedimentary rock successions of the Barents and White Sea Coasts of the Kola Peninsula, Northwest Russia // Norges Geol. Unders. Rep. 99.138. Trondheim. 2000. 84 p.

Maps of tectonic and oil and gas bearing of continental margins of the Northern Eurasia. Scale 1:5000000 // Eds. A. P. Simonov, Ya. P. Malovitsky, K. A Dolgunov, V.N. Martirosyan Moscow: Souzmorgeo, 1996.

Mitchell D. J., Bungum Y., Chan W. W. and Mitchell P. B. Seismicity and present-day tectonics of the Svalbard region // Geophys. J. Int., 1990. V. 102. P. 139-149.

Mitrofanov F. P., Sharov N. V. et al. Crustal structure of the Baltic shield along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa geotraverse // Int. Geol. Rev., 1998. V. 40, N 11. P. 990-997.

Myhre A. V., Eldholm O. The Western Svalbard margin (74-80 °N) // Varine and Petroleum Geology. 1988. V. 5. P. 134-156.

Papunen H., Gorbunov G. I. (Eds.). Nickel-Copper deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides // Bull. Geol. Surv. Finland. 1985. N 333. 94 p.

Roberts D., Olesen O., Karpuz R. Seismo- and neotectonics in Finnmark, Kola peninsula and the southern Barents Sea. Part 1: Geological and neotectonics framework // Tectonophysics. 1997. V. 270, N 1-2. P. 1-14.

Sakoulina T. S., Telegin A. N., Tichonova I. M. et al. The results of deep seismic investigations on geotraverse in the Barents Sea from Kola Peninsula to Franz Joseph Land // Tectonophysics. 2000. V. 329. P. 319-331.

Verba M. L. & Sakoulina T. S. The reconstruction of the Early Paleozoic structure of the Barents Sea sedimentary basin inferred from geophysical surveys along Profile I-AR // Polarforschung 69, v. II, 1999 (erschienen 2001). P. 85-94.

Verhoef J., Roest W. R., Macnab R. et al. Magnetic Anomalies of the Arctic and North Atlantic Oceans and Adjacent Land Areas. Geological Survey of Canada. Open File. 3 125 a. 1996.

Vogel D. C., Vuollo J. I., Alapieti T. T., James R. S. Tectonic, stratigraphic and geochemical comparison between igneous events in the Canadian and Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 1998. V. 92. P. 89-116.

ЛИТОСФЕРА СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

ГЛАВА 2

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА В ПОЛЕ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Новым вкладом в изучение глубинного строения земной коры стали геофизические исследования, основанные на регистрации близвертикальных отражений в модификации ОГТ. Основы этого направления, получившего широкое распространение при глубинных исследованиях земной коры, были заложены в нефтяной и рудной сейсморазведке.

Качественный скачок в изучении строения как верхних, так и глубинных частей земной коры и верхней мантии методом ОГТ произошел в последние два десятилетия в связи с внедрением мощных вибраторов и телеметрических систем регистрации. Принципиально новым является применение комбинированных технологий ОГТ и ГСЗ с использованием волн разного класса, получивших практическое развитие в настоящее время (Временные рекомендации.., 2001).

С 1995 г. на территории Восточно-Европейской платформы осуществляется крупнейший российский проект по изучению глубинного строения земной коры и верхней мантии методом отраженных волн МОГТ (Федеральная.., 1994). В соответствии с программой глубинных исследований в восточной части Фенноскандинавского щита геофизическим предприятием «Спецгеофизика» выполнены работы по геотраверсу 1-ЕВ и его рассечке 4В. Исследования по профилю 4В составили также вклад в реализацию проекта СВЕКАЛАПКО международной программы ЕВРОПРОБА (рис. 2.1).

Территория Карелии пересечена частью геотраверса 1-ЕВ и профилем (рассечкой) 4В, общей протяженностью 1 070 км. Данные, полученные по новой технологии, обладающей высокой разрешающей способностью, выявили существенно более сложное и, в значительной степени, иное строение земной коры, чем предполагалось ранее.

Выполненные исследования МОГТ показали, что в коре повсеместно наблюдаются пологие и относительно круто погружающиеся границы, а также другие объекты разнообразного облика. Субгоризонтальные сейсмические границы региональной протяженности, которые выделяются на сейсмических разрезах МОГТ в различных частях земной коры, связаны с конкретными геологическими объектами. Принципиально важно, что, в отличие от границ, выделяемых на разрезах ГСЗ-МОВЗ, многие сейсмические границы на разрезах МОГТ достигают уровня дневной поверхности. Установлено, что раздел Мохо в большинстве случаев имеет сложный характер и включает серию отдельных поверхностей, совместно образующих зону мощностью 4–5 км.

Новые данные, полученные вдоль геотраверса 1-ЕВ и рассечки 4В в пределах Фенноскандинавского щита, и их геологическая интерпретация позволяют значительно пересмотреть ранее созданные представления о глубинном строении и эволюции коры на территории Карелии.



Рис. 2.1. Схема расположения глубинных сейсмических профилей МОГТ в северной части Восточно-Европейской платформы на территории России

2.1. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

В пределах исследованной территории, расположенной в юго-восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 2.2), неоархейской литосферой образованы Карельский кратон и Беломорская тектоническая провинция, разделенные Северо- и Восточно-Карельским палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными поясами — звеньями Циркум-Карельского пояса (Минц и др., 1996). С юга и юго-запада Карельский кратон охвачен вулканогенно-осадочными комплексами пород, формирующими структуры палеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена. В разрезах зеленокаменных поясов Карельского кратона (Карельской гранит-зеленокаменной области, ГЗО) участвуют ассоциации пород, сформированные в обстановках океанических плато, островных дуг, задуговых и преддуговых бассейнов и пассивных окраин. В составе гранито-гнейсового комплекса преобладают породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии, менее распространены более молодые граниты. Беломорская тектоническая провинция представляет собой фрагмент неоархейского суперконтинента, ограниченного палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными поясами типа сутурных зон: Печенга-Имандра-Варзугским с севера, Северо-Карельским и Восточно-Карельским с юга и юго-запада и Карасйокским — на северо-западе. Тектонические покровы Беломорской провинции образованы высокоглиноземистыми гнейсами и амфиболитами беломорской серии, а также гранитзеленокаменными ассоциациями, которые рассматривались в качестве «фундамента» беломорид. В противоположность Карельскому кратону, в пределах Беломорской провинции широко



Рис. 2.2. Геологическое строение и тектоническое районирование юго-восточной части Фенноскандинавского щита и размещение геотраверса 1-ЕВ и рассечки 4В:

а) Геологическое строение: 1 — рифей-фанерозойский осадочный чехол Восточно-Европейской платформы; 2-4 — палеопротерозой: 2 — интрузивные и вулканогенные комплексы Свекофеннской активной окраины, 3 — осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы Свекофеннского аккреционного орогена, 4 — вулканогенно-осадочные пояса (сутуры и деформированные рифтогенные бассейны); 5-7 — неоархей-палеопротерозой Беломорской тектонической провинции: 5 — беломорская серия (хеталамбинский и чупинский гнейсо-амфиболитовые комплексы), 6 — Нижнебеломорская тектоническая пластина, гранито-гнейсы, 7 — Ковдозерский тектонический покров, гранит-зеленокаменный комплекс; 8—12 — неоархей Карельского кратона: 8 — зеленокаменные пояса, 9—12 — гранито-гнейсовые комплексы в составе: 9 — Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса, 10 — Центрально-Карельского поднятия, 11 — Западно-Финляндского бока, 12 — Водлозерского блока; 13 — главные тектонические подразделения неоархейского возраста: гранито-гнейсовые комплексы (б) и неустановленного типа (в); 14 — сейсмопрофили.
б) Главные тектонические подразделения неоархейского возраста: гранито-гнейсовые комплексы выделены серым тоном, зелено-каменные пояса — вертикальной штриховкой; звездочкой обозначены Ириногорские офиолиты; в) Главные тектонические подразделения неоархейского возраста: гранито-гнейсовые комплексы в составе: 9 лавные тектонические подразделения неоархейского возраста: гранито-гнейсовые комплексы выделены серым тоном, зелено-каменные пояса — вертикальной штриховкой; звездочкой обозначены Ириногорские офиолиты; в) Главные тектонические подразделения неоархейского возраста: гранито-гнейсовые комплексы выделены серым тоном, зелено-каменные пояса — вертикальной штриховкой; звездочкой обозначены Ириногорские офиолиты; в) Главные тектонические подраз-

деления палеопротерозойского возраста (выделены серым тоном). Звездочкой обозначены офиолиты Йормуа

распространены проявления палеопротерозойского гранитоидного магматизма, охватившего интервал от 2,45 млрд лет (микроклиновые граниты) до 1,8—1,65 млрд лет (слюдоносные пегматиты) (Володичев, 1987). Карельская ГЗО пересечена серией **палеопротерозойских осадочно-Вулканогенных поясов**, протягивающихся через ее центральную и восточную части в северо-северо-западном направлении под острым углом к субмеридиональному простиранию неоархейских зеленокаменных поясов. Обычно принимается, что кратонизированная к концу неоархея Карельская ГЗО была перекрыта палеопротерозойским осадочно-вулканогенным «проточехлом», сохранившимся в пределах рифтогенных структур. Среди них, в первом приближении, выделяются синклинали двух типов: брахиформные структуры от нескольких десятков до 300 км в поперечнике (Шомбозерская, Лехтинская, Сегозерская, Онежская) и узкие линейные структуры протяженностью до 200 км при ширине 2—10 км. Для первого типа характерны пологие и субгоризонтальные залегания, в структурах второго типа породы залегают под углами 60—80°, достаточно обычны вертикальное и опрокинутое залегания. Частое отсутствие одного из крыльев превращает их в моноклинали (Геология.., 1987).

В предлагаемой статье приведены основные результаты изучения глубинного строения раннедокембрийской коры Карельского кратона и Беломорской области на базе новых сейсморазведочных данных ОГТ по профилям 1-ЕВ и 4В.

2.2. ОСОБЕННОСТИ ПОЛЕВОГО ЭКСПЕРИМЕНТА И ОБРАБОТКА ДАННЫХ

Основные параметры полевого эксперимента приведены в табл.

Наимонование	Профиль 4В	Профиль 1-ЕВ		
Паименование	технические характеристики			
Регистрация	200-канальная	500-канальная		
	I/O-2 + SN-388	I/O-2		
Длительность записи, s	25	25		
Система наблюдений	встречно-фланговая	симметричная		
Длина расстановки, m	10 000	18 000		
Шаг ПП, т	50	50		
Шаг ПВ, m	100	100		
Сейсмоприемники	GS-20DX	GS-20DX		
Вибраторы	CB-10-180	CB-20-150		
Граничные частоты, Hz	12-60	12-60		
Длительность свипа, s	20	20		
Вертикальное суммирование вибровоздействий	8	8		

Таблица 2.1. Параметры полевых сейсмических наблюдений

Основные параметры возбуждения и регистрации, обеспечивающие эффективную работу вибросейсмического комплекса и подавление помех в сейсмогеологических условиях, характерных для юго-восточной части Фенноскандинавского щита, были определены в результате опытных исследований.

Особенности регистрируемого волнового поля определялись как поверхностными, так и глубинными сейсмогеологическими условиями. Типичные полевые сейсмограммы приведены на рис. 2.3, 2.4. Наблюдаемое волновое поле чрезвычайно разнообразно как по форме, так и по динамическим характеристикам. К особенностям волнового поля следует отнести ограниченную протяженность осей синфазности наиболее динамически выраженных волн (продольного типа) и их интерференционный характер. Спектральный анализ коррелограмм в различных временных интервалах показывает, что при выбранных параметрах возбуждения не наблюдается резкого поглощения высокочастотных составляющих, и преобладающая частота спектра записи с глубиной понижается незначительно и находится в полосе генерируемого свип-сигнала (рис. 2.4). Корреляционные гармоники не превышают уровня 10–15 дБ.

Обработка сейсмических материалов на ЭВМ проводилась с учетом сейсмогеологических особенностей сложнопостроенной среды, к которым в первую очередь относится:

- сложная геометрия отражающих границ;

- неоднородность полевых сейсмограмм по частотному составу и интенсивности, связанная с изменчивостью поверхностных сейсмогеологических условий;

- высокие значения скоростей в изучаемой среде.

Граф обработки данных МОГТ включал следующие процедуры:

— инсталляция геометрии профиля, ввод данных о координатах и высотах точек профиля;

— сортировка трасс для суммирования по ОГТ с учетом истинного положения глубинных точек в плане (бинирование) в связи с криволинейностью профиля;

- восстановление амплитуд и нормализация трасс;

— выбор процедур регулировки амплитуд для сохранения максимальной динамической выразительности записи;

режекция помех;

- деконволюция исходных и суммарных трасс;

Литосфера севера Восточно-Европейской платформы



Рис. 2.3. Пример полевой сейсмограммы СГ-ОГТ по профилю 1-ЕВ



- определение скорости оптимального суммирования по ОГТ;
- DMO преобразование сейсмограмм ОГТ;
- выполнение интерактивной автоматической коррекции статических поправок для каждого этапа корреляции кинематических поправок;
 - уточнение скоростей суммирования после DMO;
 - полосовая фильтрация;
 - миграция временного разреза (посстэкмиграция);
 - пересчет временного разреза в линейный масштаб глубин;
 - параметризация разреза (А, F, V разрезы).

Большое внимание при обработке уделялось проблеме коррекции статических поправок, точность расчета которых целиком определяет статистический эффект ОГТ. Профили 4В и 1-ЕВ пересекают области, характеризующиеся различным строением ВЧР. В исследуемом районе верхняя часть разреза сложена метаморфическими и изверженными породами докембрия, на отдельных участках сильно измененными и перекрытыми осадочным покровом переменной мощности и скорости.

В отличие от нефтяных регионов, где основной вклад в статическую компоненту вносит самая низкоскоростная толща ВЧР-ЗМС, в исследуемом районе специфической особенностью является неоднородность всей перекрывающей толщи пород, скоростные и структурные параметры которой практически не коррелированы с параметрами ВЧР. Для компенсации статических искажений осей синфазности необходимы дополнительные данные о строении верхней части разреза. Такие данные получают по материалам специальных зондирований МПВ. Также использованы сейсмограммы ОГТ, первые вступления которых обработаны по специальным программам, что позволяет строить скоростные разрезы до глубины около 500 м.

Для ослабления волн-помех, формируемых ВЧР, а также повышения разрешенности поля отраженных волн, используются одномерные и пространственно-временные фильтры, при этом параметры фильтров рассчитываются с учетом внесения минимально допустимых искажений в кинематику и динамику полезных сигналов.

Важной задачей является подбор скоростей для построения сейсмического разреза ОГТ и проведение процедуры миграции. Непрерывный анализ скоростей по профилю включал получение вертикальных спектров скоростей и сканирование с шагом 300 м/с. Наибольшие вариации скорости наблюдаются в самой верхней части разреза в интервале до 1,0 с, где продольные скорости заключены в интервале от 5,5 до 6,1 км/с. Для интервала 1,0-5,0 с обычно характерен низкий градиент нарастания скорости с глубиной от 6,1 до 6,4 км/с. В нижней части разреза (> 8 с) изменение расчетных скоростей от 7,0 до 8,5 км/с лишь незначительно влияет на рисунок волнового поля, вертикальные спектры скоростей в диапазоне 7,0-13,0 с имеют «расплывчатый» амплитудный максимум (рис. 2.5). Четкая скоростная граница между корой и мантией отсутствует на значительных интервалах.



Рис. 2.5. Пример скоростного анализа (ПР 4В, ПК 68): а) вертикальный спектр скоростей; б) перебор Vconst с шагом 300 м/сек

Миграция была проведена с использованием наиболее типичного варианта изменения скорости с глубиной, что позволило получить мигрированные разрезы ОГТ с динамически выраженной структурой отражающих границ во всем исследованном временном интервале (рис. 2.6, 2.7).



Рис. 2.6. Рассечка 4В:

А - разрез МОГТ; Б - разрез эффективной акустической жесткости



Рис. 2.7. Разрез МОГТ по профилю 1-ЕВ

2.3. РАЗРЕЗ МОГТ ПО ПРОФИЛЮ 4В

Детальная картина сейсмических отражений (рис. 2.6) характеризует кору и верхнюю мантию непосредственно от земной поверхности до глубины, превышающей 60 км (более 20 с). Плотность отражений варьирует в широких пределах. Закономерного изменения отражательной способности при переходе от верхней к средней коре не наблюдается.

Нижняя кора характеризуется интенсивными субпараллельными отражениями протяженностью до 3-5 км, незначительно погружающимися в восточном направлении. Верхняя граница области нижнекоровых отражений у западного конца профиля располагается на глубине около 15 км и погружается в восточном направлении. Согласно данным ГСЗ, граничная скорость продольных волн (V_p) в нижней коре возрастает от ~ 6,7 км/с в верхней части до 8,0 км/с около раздела Мохо (Берзин, Павленкова, 2001).

Субгоризонтальный раздел Мохо на глубине 39 км, фиксируемый резким снижением числа и протяженности отражений, незначительно погружается к восточному концу профиля, достигая глубины 40 км. На участках, где нижняя кора характеризуется снижением плотности сейсмических площадок, раздел Мохо почти не различим. Для мантийного уровня характерны относительно редкие малопротяженные отражения, преимущественно группирующиеся в пределах субгоризонтальной зоны на глубине 20–22 с (Глубинное.., 2004). С утонением нижней коры связано возрастание числа и протяженности отражений в прилегающей части мантии. Слабо проявленный рисунок отражений позволяет трассировать в мантию коровые структуры (рис. 2.6).

В средней и верхней частях коры отражения отчетливо сгруппированы, фиксируя с некоторыми перерывами полого-наклонные структурные домены протяженностью от 10 до 100 км при мощности от 1 до ~ 4 км. В центральной части профиля, в интервале 150—85 км, в промежутках между плавно изгибающимися линейными доменами заключены прозрачные или полупрозрачные области овальной и линзовидной формы протяженностью от 10 до 30 км при мощности 1,5—3,0 км, которые заполнены хаотически ориентированными или частично упорядоченными короткими отражениями. В западной части профиля (270—210 км) аналогичные области размещены в нижней части коры на глубине от 20 до 36 км, где одна из подобных областей непосредственно продолжается в акустически прозрачную верхнюю мантию. В восточной и западной частях профиля области коры разделены зоной протяженных интенсивных отражений, которая трассируется с небольшим перерывом от дневной поверхности (интервал 120—110 км) до глубины 20—23 км. Ее восточное продолжение находится за пределами профиля. Сейсмический образ коры над этой зоной (интервал 110—0 км) образован плавно изгибающимися пакетами отражений при незначительном участии заключенных между ними полупрозрачных областей.

Разрез эффективной акустической жесткости. Разрез коры от дневной поверхности до глубины 15 км (рис. 2.8) демонстрирует сочетание овальных или линзовидных областей, характеризующихся низкими значениями жесткости, и относительно маломощных полос с повышенными и высокими значениями. Полосы повышенной акустической жесткости, как правило, отвечают четко выраженным пакетам отражений. Напротив, области низкой жесткости обычно связаны с участками повышенной прозрачности, хотя отдельные хорошо выраженные пакеты отражений заключены также и внутри подобных областей. Отмеченной выше зоне протяженных интенсивных отражений отвечает полоса пород высокой акустической жесткости. Близповерхностные объекты, характеризующиеся повышенной жесткостью, сопоставляются с закартированными телами амфиболитов и базальтов, а также с локальными аномалиями магнитного и гравитационного полей. В свою очередь, области пониженной жесткости коррелируются с полями гранитоидов, гранито-гнейсов и мигматитов.

2.3.1. Структурно-геологическая интерпретация

Взаимосвязи между особенностями картины сейсмических отражений, распределением акустической жесткости и геологическими объектами на дневной поверхности, позволяющие трассировать границы комплексов, выделенных на региональном уровне методами геологического картирования, на значительную глубину — вплоть до Мохо, были положены в основу модели глубинного строения коры (рис. 2.9). Главная особенность исследованного разреза коры состоит в том, что он демонстрирует отчетливую расслоенность коры как по уровню «прозрачности-отражательности», так и по характеру структурного рисунка (рис. 2.6). Большинство слоев, несколько варьируя по мощности, постепенно погружается к восточному концу профиля.

Интенсивно отражающая нижняя кора значительно утоняется в восточном направлении, приблизительно от 20 до 5 км. Перекрывающая нижнюю кору тектоническая пластина мощностью ~ 6 км у западного конца профиля в интервале между пикетами 185 и 115 км образует раздув мощности до 10 км. Акустически прозрачные овальные области, связанные с этим интервалом, вероятно, фиксируют размещение крупных интрузивных тел. Эта пластина полностью выклинивается между 20-м и 30-м км профиля. Размещение аналогичных прозрачных областей в нижней части коры также связано с увеличением мощности нижнекоровой пластины.



Рис. 2.8. Увеличенное изображение фрагмента сейсмического разреза по профилю 4В, демонстрирующего особенности картины сейсмических отражений (а) и распределения эффективной акустической жесткости (б) в области чешуйчато-надвиговой структуры палеопротерозойского осадочно-вулканогенного и неоархейского гранит-гнейсового комплексов

Непосредственная связь с мантией (интервал 210—230 км) свидетельствует, что эти интрузивные тела образованы расплавами мантийного происхождения, которые внедрились в конце или после завершения палеопротерозойской коллизии, вероятно, в связи с процессами позднеколлизионного или анорогенного магматизма. Учитывая значительные глубины размещения, можно предположить, что они образованы породами эндербит-чарнокитового типа.

Подошва расположенной выше в разрезе пластинообразной области коры, пересекаемой дневной поверхностью между 225-м км и западным концом профиля, располагается на глубине 14 км. Несколько уменьшаясь в мощности, пластина погружается к восточному концу профиля, где залегает в интервале глубин от 26 до 37 км. На дневной поверхности эта пластина представлена однородными лейкократовыми средне-крупнозернистыми плагиогнейсами (высокоглиноземистыми трондьемито-гнейсами).

Таким образом, кора в пределах охарактеризованной части разреза образована сочетанием тектонических пластин, которые, постепенно выполаживаясь, погружаются в восточном





А – геологическая карта, Б – геологический разрез.

1 — плутоны, предположительно, постпалеопротерозойские; 2-3 — ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙ: 2 — ультрамафиты, 3 — осадочно-вулканогенные комплексы; 4—11 — НЕОАРХЕЙ-ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙ: 4 — граносиениты, 5 — граниты (на карте), 6—11 — Беломорский комплекс: 6 — высокоглиноземистые гнейсы (Чупинский покров), 7-8 — биотит-амфиболовые гнейсы, подчиненно амфиболиты (7) и амфиболиты (8) (Хеталамбинский покров), 9 — биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, граниты (Нижнебеломорская пластина), 10—11 — только на разрезе: 10 — породы пониженной акустической жесткости, предположительно, гнейсы или кислые гранулиты, 11 — породы повышенной акустической жесткости, предположительно, гнейсы или кислые гранулиты, 11 — породы повышенной акустической жесткости, предположительно, гнейсы и мисматиты; 12—13 — Ковдозерская пластина: 12 — осадочно-вулканогенные комплексы неоархейского и палеопротерозойского возраста неразделенные, 13 — гранито-гнейсы и мигматиты; 14—17 — НЕОАРХЕЙ, гранит-зеленокаменные комплексы: 14 — зеленокаменные пояса (сланцы, гнейсы, амфиболиты), 15—17 — гранито-гнейсы и мигматиты: образующие тектоническое переслаивание с палеопротерозойским осадочно-вулканогенным комплексом (Восточно-Карельский чешуйчато-надвиговый пояс) (15), принадлежащие тектоническим пластинам: Центрально-Карельской (16) и Западно-Карельской и Кухмо-Суомуссалми (на разрезе) (17); 18 — нижняя кора, предположительно, гранулиты (только на разрезе); 19 — верхняя мантия (голько на разрезе); 20—25 — разломы: 20 — сдвиго-надвиги (на карте), 21—25 — на разрезе: 21—23 — сдвиго-надвиги: главные (21), второстепенные и предполагаемые (22), между от дельными тектоническими пластинами (23); 24 — сбросы, 25 — экстраполированные над поверхностью рельефа; 26 — литологическии в мантии; 30 — трасса сейсмопрофиля

направлении. Верхняя пластина образована неоархейскими породами Западно-Карельского гранит-зеленокаменного комплекса. Ниже залегающая пластина, по-видимому, также образована породами гранит-зеленокаменного комплекса и достигает дневной поверхности на территории Финляндии непосредственно к западу от зеленокаменного пояса Кухмо-Суомуссалми.

Четко выделенная наклонная пластина, фиксируемая отмеченной выше зоной протяженных интенсивных отражений, образована породами повышенной и высокой акустической жесткости. Она отделяет Беломорскую провинцию от Карельского кратона и состоит из серии структурно-однородных доменов суммарной мощностью 5-6 км. На верхнекоровом уровне, начиная с глубины 15 км, структурные домены разделяются, образуя веер из 3-4 самостоятельных пластин, раскрывающийся в западном направлении. Верхняя пластина мощностью около 2 км, смятая в пологую антиформную складку, пересечена дневной поверхностью, ее границы совпадают с границами палеопротерозойской Шомбозерской структуры. Эта пластина образована породами палеопротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса. Можно предположить, что расположенные глубже, веерообразно расходящиеся тектонические пластины, аналогичные по сейсмическому рисунку и петрофизическим параметрам, образованы породами того же типа. Полевые наблюдения свидетельствуют о преобладании пологих залеганий сланцев и метабазальтов в центральной части Шомбозерской структуры и погружении под пологими и умеренными углами в северо-восточном направлении в ее восточном крыле. Западное ограничение структуры связано с погружением в западном направлении. Далее к западу тектонический ансамбль, образованный чередующимися пластинами неоархейских и палеопротерозойских пород, образует синформную структуру, ось которой пересечена около 205 км профиля. Калливоярвская структура отвечает одной из тектонических пластин этого ансамбля. Переслаивающиеся сланцы, кварцитовидные песчаники и базальты в ее пределах залегают вертикально или под крутыми углами падают на запад. (Кажущееся субгоризонтальным залегание Калливоярвской тектонической пластины на рис. 2.9 определяется направлением профиля, который при пересечении этой структуры развернулся параллельно ее простиранию). Ансамбль, образованный чередующимися тектоническими пластинами неоархейских и палеопротерозойских пород, в целом мы назвали Восточно-Карельским чешуйчато-надвиговым поясом (ВКЧНП). Неоархейский гранит-зеленокаменный комплекс, фрагменты которого размещены между палеопротерозойскими образованиями, обычно рассматривается под названием «Центрально-Карельского». Овальная и линзовидная форма этих фрагментов и их «внедрение» в линейные палеопротерозойские структуры указывают на частичное плавление и перемещение пород гранитоидного состава, сопровождавшееся деформацией палеопротерозойских образований. Породы, принадлежащие одному из фрагментов этого комплекса, обнажены к западу от Калливояврского пояса. Гнейсовидность и полосчатость мигматитов круто погружается к югозападу в согласии с ориентировкой палеопротерозойских поясов, что в целом согласуется с особенностями картины сейсмических отражений. В интервале 225-205 м обнажены крупнои среднезернистые биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы с линзами мелкозернистых биотитовых гнейсов и амфиболитов.

В интервале между 80 и 60 км профиля на глубине от 3 до 14 км отчетливо наблюдается асимметричная антиформная складка, непосредственно прилегающая к верхней границе тектонического ансамбля Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса (рис. 2.9, 2.10). Складка образована породами повышенной акустической жесткости, подобно породам палеопротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса. Шарнир складки воздымается в южном направлении, достигая уровня эрозионного среза. Очевидно, что расположенная непосредственно к юго-востоку Лехтинская структура представляет собой пересечение дневной поверхностью именно этой складки. Тем самым подтверждается ранее выдвинутое предположение В. И. Робонена, К. О. Кратца, В. А. Перевозчиковой об антиформном строении этой структуры (Тектоника.., 1974). Морфология покровно-складчатой структуры в целом свидетельствует о ее формировании в процессе надвигообразования, сопровождавшегося формированием структурных дуплексов — последовательным «набеганием» и скучиванием перемещавшихся тектонических пластин и их деформацией с образованием антиформных складок.

Верхняя часть коры в восточной части профиля (95—0 км) принадлежит Беломорской провинции. Образующие ее геологические комплексы надвинуты на Восточно-Карельский чешуйчато-надвиговый пояс. Вместе с тем морфология складчатых структур свидетельствует о последующем проседании коры Беломорской провинции, сопровождавшемся преобразованием надвигов в нормальные сбросы. Анализ картины отражений и разреза эффективной акустической жесткости позволяет выделить в разрезе Беломорской провинции несколько тектонических пластин. Самая верхняя пластина, названная при геологическом картировании Ковдозерской (Миллер, 2002), образована гранит-зеленокаменным комплексом, включающим Тикшеозерский, Керетский, Хизоваарский зеленокаменные пояса и тоналит-трондьемитовые гнейсы. Помимо неоархейских пород, некоторые из названных поясов включают кислые вулканиты (отложения пирокластических потоков, включая игнимбриты), датированные началом раннего



Рис. 2.10. Модель геологического строения раннедокембрийской коры вдоль геотраверса 1-ЕВ (интервал 650—1 350 км):

А – геологическая карта, Б – геологический разрез.

1 — неопротерозой-фанерозойский осадочный чехол Восточно-Европейской платформы; 2—8 — ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙ: 2 — выполнение посторогенных впадин (только на карте); 3—4 — габбро-анортозит-рапакивигранитные плутоны: 3 — гранитоиды, 4 — мафиты; 5 — гомогенизированная кора — в терминах «низкая интенсивность и преимущественно неотчетливая ориентированность отражений»; 6 — Ковдозерская пластина: кислые метавулканиты и метаигнимбриты (на разрезе); 7—9 — комплексы пород Онежской структуры (на карте): 7 — туффиты; 8 — углисто-терригенные осадки, вмещающие силлы диабазов, 9 — карбонатные осадки; 10—12 — НЕОАРХЕЙ: 10—11 — гранитоиды (на карте): 10 — гранито-гнейсы микроклин-плагиоклазовые, 11 — диориты; 12 — гранито-гнейсы и мигматиты, принадлежащие Водлозерской тектонической пластине; 13 — нижняя кора, предположительно, гранулиты и породы океанической коры (только на разрезе); 14 — неравномерно-отражающая верхняя мантия, коро-мантийная смесь (только на разрезе)

протерозоя. Их соотношения с неоархейскими породами требуют дальнейшего изучения. Ковдозерская пластина подстилается Хеталамбинской пластиной, образованной биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами. Мощности пластин в сечении профилем 4В достигают, соответственно, 3 и 1,5–2,0 км. Ниже залегающая пластина мощностью 4–6 км, которую можно назвать Нижнебеломорской, образована на уровне эрозионного среза биотитовыми гнейсами, гранито-гнейсами и гранитами. Глубже залегающие комплексы, не достигающие дневной поверхности, образованы породами пониженной акустической жесткости — предположительно, гнейсами, и породами повышенной акустической жесткости — предположительно, ми. Интенсивные отражения, более характерные для пород повышенной жесткости, определяют также их сходство с нижнекоровым (предположительно, гранулитовым) комплексом.

2.4. РАЗРЕЗ МОГТ ПО ГЕОТРАВЕРСУ 1-ЕВ (650-1200 КМ)

Основание коры (раздел Мохо) четко фиксируется на глубине 40 км в северном, 41– 43 км в центральном и 45–47 км в южном участке профиля (рис. 2.7). Плавно изгибающаяся кровля нижней коры прослеживается в интервале глубин 20–30 км. В отличие от профиля 4В, раздел Мохо характеризуется гораздо более существенными вариациями, как по глубине, так и по строению. На северном участке, в интервале 750-830 км, он представлен четко прослеживаемой горизонтальной поверхностью на глубине 40 км, что согласуется с данными по профилю 4B, с которым геотраверс пересекается в районе пикетов 700-708 км (пикеты 12-20 км по профилю 4B, соответственно). В интервале 980-1 070 км граница Мохо имеет «зубчатое» начертание и то четко прослеживается, то размывается. В интервале 1 230-1 300 км и далее на продолжении профиля в южном направлении раздел Мохо четко прослеживается на глубине около 45 км, хотя и не достигая высокого уровня резкости, характерного для северного участка профиля. В интервале 1 200-1 230 км для Мохо характерно также «зубчатое» начертание, однако, по сравнению с северным участком профиля, эта область — более резкая и компактная (рис. 2.7). Структурный рисунок картины отражений в нижней коре в интервалах, отвечающих «зубчатому» начертанию раздела Мохо, в согласии с конфигурацией этого раздела указывает на погружение в мантию фрагментов нижней коры.

Интенсивно отражающая нижняя кора с перерывами в интервалах 650-750 и 1060-1 175 км прослеживается вдоль большей части разреза. Как и по профилю 4В, раздел Мохо разорван или плохо различим на участках, где нижняя кора характеризуется повышенной прозрачностью. Наиболее крупная область коры этого типа расположена в интервале 1 070-1 200 км непосредственно над направленными навстречу друг другу зонами погружения в мантию пластин нижней коры. Примечательной особенностью коры в пределах этого интервала является ее гомогенизация в терминах «акустическая прозрачность» и «низкая интенсивность» и преимущественно неотчетливая «ориентированность отражений». Верхняя граница «гомогенизированной» области коры, заместившей и объединившей пластины, слагающие нижний и средний уровни коры, располагается на глубине 15-20 км, нижняя граница, точнее зона плавного перехода в мантию неотчетливо прослеживается на глубине около 55 км. Подстилающая эту область часть мантии отличается наличием неравномерно распределенных, частью довольно интенсивных отражений. В целом в пределах рассматриваемого интервала сейсмический образ среды в пределах коры и прилегающей части мантии характеризуется сходством и однородностью, что указывает, в свою очередь, на отсутствие резких изменений состава горных пород. Эти особенности не являются свидетельством однотипности состава пород, который может постепенно и направленно или незакономерно изменяться в пределах отмеченного интервала глубин.

Второй крупный разрыв Мохо в интервале 650—750 км по профилю 1-ЕВ не связан с областью погружения нижней коры в мантию (рис. 2.7). Однако признаки подобного разрыва были отмечены выше при характеристике восточного окончания профиля 4В в области его пересечения с геотраверсом 1-ЕВ. Там также было отмечено приближение коровых «слоев» к Мохо, резкое утонение нижнекорового «слоя» и появление отражений в прилегающей части мантии. Необходимо отметить, что практически повсеместно области разрывов Мохо и нижнекорового «слоя» в той или иной степени сопровождаются ростом числа отражений в прилегающей части мантии. Как и на профиле 4В, рисунок отражений позволяет трассировать в мантию фрагменты коро-мантийного раздела (Мохо) и границы элементов расслоенности коры. Согласованность сейсмических образов, отмеченная наблюдениями по независимо отработанным профилям, является важным свидетельством того, что мы имеем дело с реальным природным явлением, а не с эффектами, так или иначе связанными с технологическими условиями сейсмического эксперимента.

Распределение отражений в средней и верней частях коры подобно картине, наблюдаемой вдоль профиля 4В. Границы подобных доменов рисуют плавно изогнутые линии, фиксируя сложные особенности строения коры. Важной особенностью является наличие протяженных (до первых сотен км) структурных доменов мощностью от 1–2 до 5–6 км, образованных зонами интенсивных параллельных отражений, которые в отдельных участках группируются в пакеты еще более значительной мощности (рис. 2.6, 2.7).

2.4.1. Структурно-геологическая интерпретация

Нижнекоровый «слой» в тех частях профиля, где он фиксируется, характеризуется мощностью, изменяющейся от 15 до 30 км. В интервалах 980—1 070 км и 1 200—1 230 км структурный рисунок свидетельствует об изгибании и наклонном погружении отдельных тонко расслоенных пластинообразных фрагментов коры в мантию, где эти фрагменты достигают глубины 52—55 км. В отдельных случаях удается проследить отражения, фиксирующие отмеченное погружение пластин нижней коры в мантию, и их дезинтеграцию и «растворение» до глубины около 60 км (рис. 2.7, 2.10). При этом, в северном участке профиля нижняя кора погружается в направлении южном, тогда как в южном конце — в противоположном, северном, направлении. Особенности нижней границы коры (раздела Мохо) указывают на значительные латеральные перемещения вдоль этого раздела, сопровождавшиеся деформациями нижнекоровых и мантийных пород и погружением (субдукцией) расслаивающейся коровой пластины. В интервале 750—850 км геотраверса 1-ЕВ нижнекоровая пластина включает пластинообразное «прозрачное» тело мощностью 3—4 км. Сопоставление с разрезом по профилю 4В позволяет предполагать, что его можно сопоставить с тектонической пластиной, образованной гранит-зеленокаменным комплексом Кухмо-Суомуссалми, непосредственно перекрывающей нижнюю кору вдоль профиля 4В и постепенно выклинивающейся к восточному концу этого профиля (рис. 2.9 и 2.10).

В северной и центральной частях рассматриваемого фрагмента геотраверса нижняя кора перекрыта существенно прозрачной коровой пластиной, отчетливо ограниченной и сверху, и снизу. Сейсмический образ этой пластины и положение в разрезе коры позволяют уверенно сопоставить ее с коровой пластиной, образованной породами Западно-Карельского гранит-зеленокаменного комплекса, выделенной на разрезе вдоль профиля 4В. Ее строение характеризуется чередованием участков выдержанной мощности, порядка 7-8 км, и раздувами, где мощность достигает 10-12 км. Нижняя граница пластины полого срезает элементы расслоенности нижней коры, что указывает на тектоническую природу этой границы. В интервале 930-1 300 км в верхней части разреза коры выделяется еще одна пластина, мощностью 15-20 км, постепенно выклинивающаяся к южному концу профиля. Эта пластина сопоставляется с Водлозерским гранит-зеленокаменным комплексом, образованным наиболее древними на Балтийском щите гранито-гнейсовыми и осадочно-вулканогенными ассоциациями. Примечательной особенностью этой пластины является размещение в средней части ее разреза четко очерченной зоны интенсивных отражений, образованной породами повышенной акустической жесткости. С некоторыми осложнениями эта зона прослеживается в интервале 975—1 250 км, достигая протяженности 200 км. Она уверенно сопоставляется с Маньгинским зеленокаменным поясом Центрально-Карельской зоны, протягивающимся в субмеридиональном направлении вдоль западной границы палеопротерозойской Онежской структуры на протяжении 100 км и круто погружающимся в восточном направлении. Южное продолжение этого пояса перекрыто осадочным чехлом Восточно-Европейской платформы.

Строение верхнего уровня коры характеризуется наибольшей сложностью. В северной части геотраверса 1-ЕВ (пикеты 650—780 км) разрез пересекает структурно-вещественные комплексы Беломорской провинции. В согласии с данными по профилю 4В, на разрезе удается выделить образования, принадлежащие Ковдозерской, Хеталамбинской и Нижнебеломорской пластинам, а также подстилающим комплексам пород, не достигающим уровня дневной поверхности. Сопоставляя особенности залегания пакета пластин и их морфологии на обоих профилях, мы приходим к заключению о северо-западном направлении тектонического транспорта (в современных координатах) в период надвигообразования (рис. 2.11).

Особый интерес вызывает структура верхней части коры, принадлежащей Восточно-Карельскому чешуйчато-надвиговому поясу, в интервале 800—940 км вдоль геотраверса 1-ЕВ. Выразительный рисунок сейсмических отражений и разреза эффективной акустической жесткости демонстрируют отчетливую картину, позволяя идентифицировать отдельные чешуи, образованные породами палеопротерозойского вулканогенно-осадочного и неоархейского гранито-гнейсового комплексов. Взаимное последовательное перекрытие отдельных чешуй и пакетов, образованных породами обоих комплексов, свидетельствует об их размещении в процессе тектонических перемещений в южном направлении (в современных координатах). Строение верхней части коры в южной части рассматриваемого фрагмента геотраверса характеризуется покровно-надвиговым строением встречной вергентности. Совмещение обоих направлений тектонического транспорта зафиксировано в районе пикетов 940—945 км, где профиль пересекает две сближенных полосы базальтовых лав. В промежутке между ними обнажены гранитоиды и мигматиты неоархейского возраста. Анализ картины сейсмических отражений и разреза эффективной акустической жесткости указывают на размещение обоих



Рис. 2.11. Объемная геолого-геофизическая модель Центральной Карелии, построенная на основе интерпретации материалов МОГТ по профилям 1-ЕВ и 4В (составил М. В. Минц, 2002 г.):

1 — интрузивные и ультраметагенные тела постпалеопротерозойского возраста; 2 — палеопротерозойские осадочно-вулканогенные комплексы сутурных зон и деформированных осадочных бассейнов; 3 — палеопротерозойский-неоархейский гнейсо-амфиболитовый комплекс Беломорского пояса; 4—6 — неоархейская гранит-зеленокаменная область Карельского кратона: 4 — зеленокаменные пояса, 5 — гранитоиды, участвующие в строении фрагмента Карельского кратона, надвинутого на Беломорский пояс; 6 гранито-гнейсовые и гранит-мигматитовые комплексы; 7 — нижняя кора, предположительно образованная гранулитами; 8 — мантия; 9 — линии тектонических нарушений, проведенные уверенно (а) и предположительно (б)

полос в области антиклинального перегиба тектонических пластин, перемещавшихся навстречу друг другу. Примечательно, что увеличение мощности верхней коры, непосредственно связанное со скучиванием тектонических чешуй, пространственно совпадает с областью утолщения нижней коры и погружения ее фрагментов в мантию (рис. 2.7, 2.10).

Характер и положение границы между Восточно-Карельским чешуйчато-надвиговым поясом и пакетом тектонических пластин Беломорской провинции несколько отличаются от наблюдаемых на профиле 4В. В частности, в субмеридиональном сечении область в основании пакета пластин, принадлежащих Беломорской провинции, выглядит прозрачной, что указывает на проявление наложенных процессов, результатом которых стало изменение и выравнивание состава пород, слагающих эти пластины. Сопоставление особенностей залегания пограничной зоны на обоих профилях указывает на юго-западное направление тектонического транспорта (в современных координатах) в период надвигообразования. Таким образом, более раннее (неоархейское?) тектоническое событие, результатом которого стало формирование покровно-надвиговой структуры Беломорской провинции, и более позднее (палеопротерозойское) событие, определившее формирование Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса, протекали в существенно различных полях напряжений.

Начиная с 960 км и вплоть до 1 120 км профиль пересекает палеопротерозойскую Онежскую структуру, которая традиционно интерпретируется в качестве мульды или рифтогенной впадины, выполненной комплексом осадочных и вулканических пород. На разрезе МОГТ отчетливо фиксируется комплекс пород Онежской структуры, подошва которой по мере удаления от краевой части достигает глубины порядка 3 км. Для области коры, непосредственно залегающей под вулканогенно-осадочным комплексом, характерно деление на блоки линзовидного сечения, воздымающиеся в направлении северного конца профиля. Общий структурный рисунок позволяет рассматривать их в качестве сечений тектонических пластин, надвигавшихся к северу или, напротив, погружавшихся к югу. В целом особенности глубинного строения позволяют предполагать, что Онежская «впадина» в действительности образована системой тектонических покровов, перемещавшихся в северо-северо-западном направлении. Единичные покровы образуют своеобразные «языки» или «лопасти» синформного строения, разделенные узкими гребневидными антиклиналями, вдоль оси которых протягиваются сдвиговые нарушения. Таким образом, имеется достаточно оснований для интерпретации Онежской структуры в качестве фрагмента (эрозионного останца) крупного тектонического покрова, переместившего на неоархейский Карельский кратон сформированные в палеопротерозое осадочно-вулканогенные комплексы осложненной рифтогенезом пассивной окраины.

Результаты сейсмического эксперимента свидетельствуют о существовании в пределах исследованного региона двух нижнекоровых фрагментов. Первый из них, наблюдаемый вдоль рассечки 4В и большей части геотраверса 1-ЕВ, образует основание коры Карельского кратона. Второй, пересеченный южным отрезком геотраверса 1-ЕВ, подстилает кору Свекофеннского орогена.

Приведенные выше результаты позволяют сделать основные выводы:

1. Геологическая интерпретация данных, полученных в результате сейсморазведочных исследований вдоль геотраверса 1-ЕВ и по рассечке 4В, пересекающих Карельскую гранит-зеленокаменную область, Беломорский пояс, ряд палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов и структуру Свекофеннского аккреционного орогена ВЧБЩ, совместно с результатами геологического картирования, свидетельствуют о том, что раннедокембрийская кора характеризуется наклонной структурной расслоенностью. Она представляет собой сочетание покровно-надвиговых и надвиго-поддвиговых структурных ансамблей, в той или иной степени деформированных при поднятии (всплывании) гранито-гнейсовых куполов.

2. Формирование наклонно-залегающих структурных ансамблей происходило как в палеопротерозое, так и в неоархее.

3. Модель строения раннедокембрийской коры, охарактеризованная выше, существенно меняет сформированные ранее представления о коре ВЧБЩ как сочетании блоков с субвертикальными боковыми ограничениями и индивидуализированным характером внутренней расслоенности. Вполне очевидно, что размещение полого-наклонных границ на дневной поверхности определяется уровнем эрозионного среза и, следовательно, эти границы не могут быть приняты в качестве границ каких бы то ни было «тектонических блоков» в традиционном понимании.

4. Детальный рисунок структурных линий в нижней коре свидетельствует о тектонической природе раздела Мохо, который, по-видимому, представляет собой мощную зону тектонического течения и перемещения крупных пластин коры, сопровождавшегося погружением отдельных фрагментов нижней коры в мантию.

5. Представление об объемной структуре среды получено на участке пересечения 4В и 1-ЕВ путем стереометрического представления разрезов (рис. 2.11). Наблюдаемая исключительная тождественность мигрированных разрезов МОГТ на двух профилях в зоне их пересечения свидетельствует о высокой надежности исходных данных и достоверности обработки материалов. На приведенном рисунке четко прослеживается надвиговая зона, а также уверенно выделена субвертикальная зона, разрывающая надвиг.

Новые представления о глубинном строении коры могут и должны быть использованы при совершенствовании региональных моделей геодинамической и минерагенической эволюции. Кроме того, необходимо использовать новые представления для переоценки минерагенических перспектив рассматриваемой территории. При этом наибольшее внимание должно быть уделено образованиям верхней коры, непосредственно примыкающим к поверхности геологических наблюдений. Это самая сложная и разнообразная часть земной коры. Здесь сконцентрирован основной интерес поисково-разведочной геологии. Следует отметить, что методические параметры региональных исследований практически не уступают аналогичным параметрам нефтегазовой сейсморазведки (шаг наблюдений, кратность, частотный диапазон и др.). Также адекватны системы компьютерной обработки данных. В дополнение к стандартным средствам анализа материалов сложнопостроенных сред внедрены специальные методики обработки, ориентированные на **рудную сейсморазведку**. На рис. 2.12 приведены примеры спецобработки МДС на участках известных рудных районов (Ступак, Берзин, 2004).



Рис. 2.12. Фрагменты глубинных разрезов МДС по профилям 4В (а) и 1-ЕВ (б) на участках известных рудных районов и предполагаемых новых месторождений полезных ископаемых

ЛИТЕРАТУРА

Берзин Р. Г., Павленкова Н. И. Сопоставление данных методов отраженных и преломленных волн по профилю Кемь — Ухта // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: Профиль Кемь — Калевала. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2001. С. 64–77.

Володичев О. И. Метаморфизм // Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. С. 152-175.

Временные рекомендации по технологии сейсмических исследований методом комбинированной сейсморазведки на опорных геофизических профилях. М.; СПб.: изд-во ВСЕГЕИ, 2001. 56 с. Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 231 с.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Под ред. Н. В. Шарова. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2004. 353 с.

Миллер Ю. В. Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона // Геотектоника. 2002. № 4. С. 14-25.

Минц М. В., Глазнев В. Н., Конилов А. Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.

Ступак В. М., Берзин Р. Г., Заможняя Н. Г., Сулейманов А. К. Новые геофизические данные о глубинном строении Карелии // Платина России. Т. V. Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: ООО «Геоинформмарк», 2004. С. 344–350.

Тектоника восточной части Балтийского щита / В. А. Перевозчикова (отв. ред.). Л.: Недра, 1974. 288 с.

Федеральная Программа развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации на 1994—2000 гг. / Постановление Правительства Российской Федерации № 876 от 30.07.1994. 25 с.

ГЛАВА З

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Геоэлектрика, как и другие методы геофизики, обретает смысл и практическое значение при условии тесной связи с геологией. Предметом исследований в геоэлектрике являются электромагнитные поля и условия их распространения в Земле. Но окончательным результатом геоэлектрических исследований является геологическое истолкование данных в тесной связи с составом, строением и историей развития соответствующих регионов, областей и оболочек Земли. Представления о природе и характере глубинной электропроводности Земли определяются сочетанием двух путей познания. С одной стороны, это теоретические построения, вытекающие из комплекса априорных данных, имеющихся в распоряжении исследователя, с другой стороны — это экспериментальные исследования с применением глубинных электромагнитных зондирований.

В первой части настоящей главы рассмотрены природа и пространственное распространение коровых аномалий электропроводности на территории Восточной части Балтийского щита и отдельные результаты изучения их глубинного строения. Вторая часть главы посвящена разработке «нормальной» модели глубинной электропроводности. Впервые эта проблема была поднята Л. Л. Ваньяном и С. Э. Хьелтом в рамках Проекта № 13 Российско-Финляндского сотрудничества (Geoelectric models.., 1989). Под «нормальной» понимается модель, отражающая среднее распределение электропроводности с глубиной, свободное от влияния коровых аномалий. В течение последних 25 лет был предложен ряд таких моделей (Krasnobayeva et al., 1981; Jones, 1982; Rasmussen et al., 1985; Ковтун, Шейнкман, 1993; Когја, 1993; Ваньян, 1997). При сопоставлении моделей по параметру кажущегося сопротивления обнаруживается разброс между ними до двух порядков и более на одних и тех же периодах. После решения обратной задачи, расхождения в значениях удельного сопротивления слоев на одних и тех же глубинах достигают трех и более порядков. Такие серьезные различия ставят под вопрос саму идею о возможности получения единой для Фенноскандинавского щита модели «нормального» геоэлектрического разреза.

Более устойчивые результаты дают зондирования с контролируемыми источниками. В настоящей главе с этой целью приведены результаты зондирований с магнитогидродинамическим (МГД) генератором «Хибины» и с антенной сверхнизкочастотного (СНЧ) излучения «Зевс». Рабочие разносы между источником и приемником достигали 700—1000 км. Приведены также результаты частотных зондирований в Финляндии и на Кольском п-ове с разносами до 100 км. Для изучения электрического разреза верхней части земной коры использовались зондирования на постоянном токе с разносами до 100 км между питающими и приемными заземлениями. Результаты зондирований на постоянном токе пересчитывались в частотную область путем последовательного решения обратной задачи ВЭЗ и затем прямой задачи ЧЗ для полученного геоэлектрического разреза.

На основе обобщенной «нормальной» кривой кажущегося сопротивления в диапазоне частот от 0,05 Гц до 10⁶ Гц решена обратная задача и построен «нормальный» геоэлектрический разрез от дневной поверхности и до глубины 100—150 км. В заключение раздела рассмотрены результаты электрического каротажа сверхглубоких скважин СГ-3 и Гравберг и проведена дискуссия о природе геоэлектрических границ в земной коре, главным образом, в связи с обнаруженным промежуточным проводящим слоем дилатантно-диффузионной природы (слой ДД) в интервале глубин 3—10 км.

3.1. ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Электропроводность твердой кристаллической оболочки Земли, литосферы, определяется, главным образом, двумя факторами — с одной стороны, изменением на глубину влажности вещественного состава и термодинамического состояния горных пород и, с другой стороны, горизонтальной неоднородностью, обусловленной влиянием так называемых «коровых» аномалий проводимости. Коровые аномалии оказывают сильное влияние на результаты глубинных зондирований и при формальной (одномерной) интерпретации могут проявляться в виде фиктивных промежуточных проводящих слоев на глубинах от единиц до десятков км. Исследования на щитах дают возможность наиболее детально изучить их строение и геологическую позицию, а также оценить их значение при прогнозировании полезных ископаемых (Zhamaletdinov, Semenov, 1985).

Ведущим фактором, определяющим природу коровых аномалий проводимости, являются электронно-проводящие породы. Последние составляют особый класс естественных образований, высокая проводимость которых обусловлена присутствием в них минералов и минеральных ассоциаций с высокой полупроводниковой (электронной) проводимостью, приближающейся иногда к металлической. Наиболее распространенными представителями их являются графитистые и пирит-пирротинистые гнейсы и сланцы. Преобладающим развитием электроннопроводящие породы пользуются в протерозойских и верхнеархейских комплексах, претерпевших интенсивные тектонические движения. Наименьшее развитие или полное отсутствие их установлено в пределах выходов древнейшего нижнеархейского протофундамента (например, среди гранитов-тоналитов Мурманского блока) и в пределах наиболее молодых, слабо метаморфизованных пород рифейского возраста, сформированных в условиях субплатформенного режима.

В качестве иллюстрации описанным явлениям на рис. 3.1, *б* приведена схема размещения электронно-проводящих пород восточной части Балтийского щита по данным (Zhamaletdinov, 1980; Zhamaletdinov, Semenov, 1985; Жамалетдинов, 1990; Жамалетдинов, Ковтун, 1993). На карте-врезке (рис. 3.1, *a*) дана обзорная схема коровых аномалий для территории Фенноскандинавского щита, построенная с учетом данных (Pajunpaa, 1984; Rasmussen et al., 1985; Korja, 1993). Штриховкой показаны области регионального понижения сопротивления, установленные по данным наземной и аэроэлектроразведки и глубинных электромагнитных зондирований с естественными и контролируемыми источниками. Жирными линиями показаны осевые, наиболее проводящие участки аномальных зон. Зоны и полосы проводимости имеют бесконечно усложняющееся по мере уменьшения объемов исследований строение. В этом отношении они обладают характерными признаками фрактальных структур и могут быть представлены в виде системы перколяционных кластеров, по аналогии со структурами, описанными для первично-осадочных и вулканогенных пород железорудных формаций (Горяинов, 1995).

На рис. 3.1, б выделено 9 наиболее крупных коровых аномалий электропроводности, обозначенных цифрами в кружках. Ниже дано их краткое описание с отдельными примерами экспериментальных работ и численного моделирования.

Аномалии проводимости Печенгско-Аллареченского и Лапландского блоков. Широкая распространенность проводящих сульфидно-углеродистых пород в Печенгском районе была известна еще в 30-е годы прошлого столетия по результатам работ Финско-Канадской компании, проводившей здесь поиски медно-никелевых руд. В последующие годы в этом районе был выполнен широкий комплекс наземных и аэроэлектроразведочных работ, а также глубинных исследований методами ВЭЗ с разносами АВ до 20 км, теллурических токов (TT) и магнитотеллурического зондирования и профилирования (МТЗ и МТП) (Васин и др., 1981). Полученные результаты позволили составить детальные схемы строения района.





Рис. 3.1. Схема расположения коровых аномалий электропроводности на территории Балтийского щита (а) и в его восточной части (б):

1 — оси линейных зон проводимости, 5 = 1000 См и более; 2-4 — широкие области повышенной электропроводности земной коры: 2 — продольная проводимость S > 1000 См, 3 — S = 100-1000 См; 4 — S = 10-100 См; 5 — области аномально высокого сопротивления верхней, 10-километровой толщи земной коры (S < 0,2 См); 6 — номера наиболее крупных коровых аномалий электропроводности (1 — Печенгско-Аллареченская, 2 — Имандра-Варзугская, 3 — Онежская, 4 — Ладожская, 5 — Любимская, 6 — Кулдино-Лиепайская, 7 — Валмиеро-Локновская, 8 — Чудская, 9 — Ильменская); 7 — граница Балтийского щита; 8 — изолинии продольной проводимости осадочного чехла в См

Общий план строения Печенгской структуры хорошо подчеркивается зонами низкого сопротивления пород. Наиболее мощная и протяженная из них приурочена к четвертому туфогенно-осадочному горизонту северного крыла. В ее состав входят высокоуглеродистые филлиты и сланцы, пронизываемые большим числом ультраосновных интрузий, как правило, никеленосных. Поэтому 4-й горизонт получил название продуктивной толщи. Филлитовидные сланцы четвертого горизонта Печенгской структуры прослеживаются на российской территории более чем на 80 км от Кучин тундры до границы с Норвегией. Далее на территории Норвегии эта толща прослежена с помощью МГД-источника «Хибины» еще на 20 км в виде тонкого выклинивающегося слоя (Zhamaletdinov et al., 1995). Интегральная продольная проводимость продуктивной толщи в ее центральной части достигает 2–3 тыс. См.

Южную часть Печенгской структуры слагают вулканогенно-осадочные горизонты Порыташской зоны. Здесь, так же и в пределах северной зоны Печенги, широко развиты сульфидно-углеродистые филлитовидные сланцы и туффиты, переслаивающиеся с мелкими телами основных-ультраосновных пород. Однако промышленных медно-никелевых руд здесь не встречено. Поэтому южная зона Печенги считается мало перспективной на поиски полезных ископаемых. Интегральная продольная проводимость Порьиташской зоны сопоставима с продуктивной и составляет 2–3 тыс. См. Важную информацию о глубинном строении проводящих зон позволяют получить результаты эксперимента «Хибины» с МГД-генератором мощностью 40 МВт. Питающий кабель «Хибины» расположен на перешейке между полуостровами Средний и Кольский и заводнен в противоположные морские заливы (рис. 3.2, *a*). Благодаря этому в структуре источника присутствуют две составляющие — поле горизонтального заземленного электрического диполя и поле вертикального магнитного диполя, создаваемого токовыми вихрями в море. Заземленный электрический диполь в низкочастотной области создает гальванические токи, распространяющиеся в верхней толще земной коры и концентрирующиеся в линейных проводниках.



Рис. 3.2. Глубинная электропроводность структуры Имандра-Варзуга по результатам зондирований с МГДисточником «Хибины»:

а — положение профиля наблюдений CD на схеме проводящих зон; б — графики электромагнитного поля МГД-источника «Хибины» над структурой Имандра-Варзуга и геолого-геоэлектрический разрез. Условные обозначения: 1 — гранито-гнейсы лебяжинской серии; 2 — вулканиты стрельнинской серии; 3 — эффузивы варзуг-

ской серии; 4 — сланцы и вулканиты томингской серии; 5 — га́ббро-нориты Федоровой тундры; 6 — положение токопроводящего канала

Результаты МГД-эксперимента «Хибины» показали, что в Порьиташской и продуктивной зонах Печенги под действием поля МГД-источника формируются две независимые токовые системы. Ток силой до 40 А протекает в них в направлении с востока на запад (Жамалетдинов, 1990; Zhamaletdinov et al., 1995). Результаты численного моделирования по программе «Магнит» показывают, что эти зоны образуют моноклинального типа проводящие пластины, погружающиеся на юг и электрически не связанные между собой. Зоны имеют южное падение и постепенное выполаживаются с глубиной. Протяженность зон на глубину составляет 1–2 км на флангах Печенгской структуры и достигает 5 км в ее ядерной части.

Порьиташская зона сорвана системой разломов. С юга к ней примыкают более древние, верхне-архейские породы Аллареченско-Хихнаярвинской зоны и Гранулитового пояса с широко развитыми в них полосовыми зонами высокой и повышенной проводимости. По мере продвижения на юг возрастает степень метаморфического преобразования пород от зеленосланцевой до амфиболитовой и затем гранулитовой фаций. Соответственно изменяется характер углеродистого вещества. В породах Печенгской структуры углерод находится в тонкодисперсной форме, в виде углистого вещества. Удельное электрическое сопротивление таких пород обычно не опускается ниже единиц и десятых долей Ом.м.

В породах Лапландского пояса углеродистое вещество метаморфизовано до стадии кристаллического графита. Размеры кристаллов графита достигают 2—3 мм. Их ориентировка подчиняется общей сланцеватости пород. Удельное сопротивление графитовых биотитовых гнейсов опускается до 10^{-4} — 10^{-5} Ом·м. Между выделениями графита и сульфидными минералами (большей частью зернами пирротина) наблюдается идеальная связь. В масштабах электроразведочных работ системы таких прослоев проявляются как единый, неоднородно анизотропный проводник.

Практически во всех случаях (при содержании 2–3% и более) углеродистое вещество обеспечивает высокую проводимость вмещающей породе по системе связных каналов. Сульфидная минерализация, за исключением массивных руд, оказывает влияние на проводимость пород лишь в присутствии графита. Важным дополнительным фактором, способствующим повышению проводимости пород, является их тектоническая переработка. Дизъюнктивные дислокации сульфидно-углеродистых пород, как правило, сопровождаются образованием связных систем проводников за счет чешуирования, кливажа и метасоматоза с появлением вторичных зон проводимости секущего положения.

На рис. 3.3, *а* и 3.3, *б* приведен геоэлектрический разрез по профилю, пересекающему аномалии электропроводности Печенгского, Аллареченского и Лапландского блоков. Разрез построен путем численного двумерного моделирования МТЗ. Зондирования МТЗ выполнялись



Рис. 3.3. Результаты двумерного численного моделирования МТЗ по профилю АВ, пересекающему Печенгский, Аллареченский и Лапландский блоки:

а — положение линии АВ на схеме проводящих зон; б — двумерная модель; 1—4 — шкала значений удельного электрического сопротивления на модели; 5 — положение точек МТЗ; в — экспериментальные и теоретические кривые МТЗ в точках 1—4 с использованием станций ЦАИС. Обработка проводилась по программе В. Ю. Семенова (Асминг и др., 1992). Для численного моделирования использована программа И. Л. Варданянц (1979). Исходная модель (рис. 3.3, б) подобрана с учетом упомянутых выше результатов МГДзондирования.

Сопоставление теоретических кривых МТЗ с экспериментальными данными (рис. 3.3, *в*) показывает удовлетворительное согласие их между собой. Необходимо отметить, что МТЗ выполнялись на разных участках, не совпадающих точно с положением профиля *АВ*. Поэтому полного совпадения экспериментальных и теоретических кривых не наблюдается. Тем не менее, полученный результат позволяет объяснить главные особенности максимальных и минимальных кривых МТЗ и получить качественное представление о строении коровой аномалии проводимости в докембрийском кристаллическом фундаменте. Из наиболее главных черт следует отметить ограниченную распространенность на глубину (до 10—15 км) всего комплекса супракрустальных пород с развитыми в них электронно-проводящими породами и закономерное увеличение среднего удельного сопротивления слагающих их пород в направлении с севера на юг в связи с быстрым сокращением объемного содержания в породах углеродистого вещества. При этом следует отметить, что удельное электрическое сопротивление собственно минеральных ассоциаций углерода, наоборот, уменьшается с севера на юг от единиц и десятых долей Ом·м в Печенгских породах, до 10⁻⁴ — 10⁻⁵ Ом·м в породах Лапландского пояса, метаморфизованных в более глубокой, гранулитовой фации.

Аномалия проводимости структуры Имандра-Варзуга. Имандра-Варзугская зона представляет собой рифтогенную структуру, сложенную нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными толщами, сходными по составу и строению с печенгскими образованиями. Она протягивается в субширотном направлении почти на 350 км (рис. 3.2, *a*). В ее составе выделяется до 10—12 осадочно-эффузивных толщ, часть из которых содержат в своем составе высокоуглеродистые филлитовидные породы (черные сланцы), обогащенные пирит-пирротиновой минерализацией. Наиболее широко они развиты в разрезе томингской серии, занимающей ядерную часть структуры.

На рис. 3.2, б приведены результаты изучения глубинного строения Прихибинской части Имандра-Варзугской структурной зоны на профиле CD, показанном на рис. 3.2, *а.* Измерения выполнены в поле источника «Хибины», показанного стрелками в верхней части рисунка (Жамалетдинов, 1990). В центральной части профиля, над образованиями Томингской серии отмечается аномальное поведение электрических и магнитных компонент поля. Переход через ноль вертикальной компоненты магнитного поля и отрицательный минимум горизонтального магнитного поля указывают на протекание в графитистых сланцах Томингской серии аномального тока в направлении с запада на восток.

На рис. 3.2, *а* тонкими штриховыми линиями со стрелками показано направление гальванических токов МГД-источника «Хибины». Можно видеть, что в породах Имандра-Варзугской и Печенгской зон токи протекают в противоположных направлениях. Это является важным доказательством их гальванической природы, обусловленной протеканием кондуктивных токов в земной коре. Сила гальванического тока, протекающего в породах Печенгской зоны, расположенной ближе к источнику, составляет 40 А, в структуре Имандра-Варзуга — 12,5 А. Эти значения составляют десятые доли процента от полной силы тока МГД-генератора, достигающей 20 тыс. ампер. Тем не менее, экспериментальный факт обнаружения гальванических токов в проводящих геологических структурах имеет значение для понимания модели электропроводности земной коры Балтийского щита. Он позволяет сделать вывод, что в верхней части земной коры, несмотря на отсутствие осадочных отложений и высокое сопротивление выходящих к дневной поверхности кристаллических пород, существуют пути для просачивания сверхнизкочастотного, практически постоянного тока в горизонтальном направлении на расстояния в сотни километров.

По результатам количественной интерпретации графиков магнитного поля, приведенных на рис. 3.2, *а*, устанавливается протяженность проводящей зоны на глубину. Она оценивается величиной порядка 10 км. Эта оценка хорошо согласуется с результатами численного моделирования МГД-сигналов методом электромагнитной миграции (Zhdanov, Frenkel, 1983) и с результатами магнитовариационного профилирования на западном фланге структуры (Жамалетдинов и др., 1973).

Заонежская аномалия. Заонежская аномалия электропроводности (3 на рис. 3.1, б) пространственно совпадает с Онежской структурой, охватывающей площадь 120 × 130 км.

Мощность структуры оценивается в 1,5–2 км. Аномальная электропроводность связывается с органическим веществом (OB) шунгитоносных пород (ШП), которое в научной литературе традиционно называют шунгитовым веществом (ШВ). Шунгитоносные породы Онежской структуры встречаются в людиковийском и калевийском надгоризонтах нижнего протерозоя (Хейсканен, 1996). Наиболее проводящие из ШП приурочены к Заонежской свите. Среди них различают шунгиты (45 ÷ 80% ШВ) и максовиты (20 ÷ 45% ШВ) (Филиппов, 2002). Удельное электрическое сопротивление ШВ составляет 10⁻⁴–10⁻⁵ Ом·м. Максовиты и шунгиты (до 25–75%) характеризуются сопротивлением от десятых долей до единиц Ом·м. Сопротивление малоуглеродистых ШП достигает 1000–2000 Ом·м. В связи с поисковыми интересами на шунгитовое сырье Онежская структура хорошо разбурена. В наиболее глубоких синклиналях мощность проводящих шунгитовых пород достигает 600 м при среднем удельном сопротивлении порядка 0,5 Ом·м.

Глубинная электропроводность Заонежской аномалии изучена методами МТЗ и МВП (Rokityansky, 1985). Согласно этим данным она может быть представлена в виде изометричного проводящего тела в форме блюдца диаметром 80 км. Над аномалией зафиксирована трехслойная кривая МТЗ типа «*H*», с координатами минимума 2·10⁻² Ом·м на периоде 80 с. Формальная интерпретация этой кривой дает оценку продольной проводимости аномалии, равную 15 тыс. См. В то же время результаты магнитовариационного профилирования указывают на отсутствие аномальности в поведении вертикальной компоненты магнитного поля при пересечении Онежской структуры. Это указывает на статическую природу описанной выше аномалии МТЗ. С учетом отмеченных особенностей реальная величина интегральной продольной проводимости Заонежской аномалии оценивается величиной порядка 1 тыс. См. (Rokityansky, 1985).

Ладожская аномалия. Ладожская аномалия электропроводности впервые была обнаружена Н. В. Лазаревой (1967) при проведении МТЗ по профилю Лахденпохья — Сортавала протяженностью 150 км. Ею были установлены здесь необычно низкие значения кажущегося сопротивления и незакономерное поведение кривых. Позднее в этом районе были выполнены магнитовариационные исследования (Rokityansky, 1985). По результатам МВП был сделан вывод о существовании в этом районе аномалии электропроводности на глубине 10 км с параметром наполнения $G = 10^9 \text{ Om}^{-1}$ -м. Сопоставление с геологическими данными и с результатами наземной электроразведки показало связь Ладожской аномалии с приповерхностными объектами. Она приурочена к системе долгоживущих разломов, проходящих в области сочленения двух крупных тектонических блоков — Карельского и Свекофеннского. Далее на северо-запад Ладожская аномалия, с отдельными перерывами, пересекает практически весь Балтийский щит и выходит к Ботническому заливу (рис. 3.1, a).

Пространственно Ладожско-Ботническая зона повышенной электропроводности (ЛБЗ) приурочена к цветному поясу Финляндии, известному промышленными месторождениями медных, никелевых и полиметаллических руд. На Российской территории в пределах ЛБЗ имеются месторождения олова и колчедана. Все это определяет большой интерес к изучению ее глубинного строения. Наиболее обширные электромагнитные исследования над ЛБЗ выполнены группой А. А. Ковтун (1989) с применением методов МТ-АМТ-зондирования. Согласно результатам численного моделирования в пределах ЛБЗ обнаружено три центра проводимости на глубинах 5–10 км. Возможно, что эта оценка и определяет протяженность ЛБЗ на глубину. Интегральная продольная проводимость ее по данным МТЗ составляет 1,5–2 тыс. См. Параметр наполнения G, определяемый по данным МВП, составляет 2.108 См.м.

Аномалии электропроводности Южного обрамления Балтийского щита. Коровые аномалии южного обрамления Балтийского щита обозначены цифрами 1—9 на рис. 3.1, б. Они обнаруживаются непосредственно под осадочным чехлом и, по аналогии с описанными выше аномалиями, имеют электронно-проводящую природу. В качестве примера на рис. 3.4, *а* приведены результаты двумерного численного моделирования Валмиеро-Локновской аномалии (Ковтун, Шейнкман, 1993). Она расположена в зоне сочленения южного склона Балтийского щита с Латвийской седловиной. Ось проводящей зоны проходит немного южнее Валмиеро-Локновского вала и сопутствующей ему протяженной Псковской зоны разлома, имеющей почти широтное простирание.

На основании карты рельефа фундамента и данных МТЗ в этом районе был построен вертикальный разрез осадочного чехла по профилю, пересекающему осевую часть зоны (рис. 3.4, *б*). В силу широкого диапазона эквивалентности не удалось отдельно определить мощность



Рис. 3.4. Геоэлектрический разрез Валмиеро-Локновской аномалии по профилю EF (а) и положение профиля EF на плане аномалий проводимости южного обрамления Балтийского щита (б):

Обозначения удельного электрического сопротивления: ρ_1 – породы осадочного чехла; ρ_2 – кристаллический фундамент; ρ_3 – верхняя часть коровой аномалии; ρ_4 – нижняя часть коровой аномалии

проводника h_k и его сопротивление p_k . Поэтому при моделировании использовалась оценка продольной проводимости верхней части проводника, равная 700 См. При моделировании меняли положение эпицентра проводящей области, смещая его относительно линии сброса на юг. Численное моделирование показало, что протяженность аномалии на глубину находится в пределах 15 км, а сопротивление пород в нижней части аномальной зоны уменьшается до 13 Ом·м.

Общая характеристика параметров коровых аномалий проводимости восточной части Балтийского щита и его южного обрамления дана в табл. 3.1.

Аномалия		Геометрические параметры, км			Проводимость			
N₂	Название	Ширина D	Длина L	Глуб. Верхн. $h_{_{\!{}_{\!{}^{\!$	Глуб. Нижн. <i>М_{н.к.}</i>	S, См⋅м ⁻¹ (по МТЗ)	<i>G,</i> См∙м (по МВП)	Уд. Эл. Сопрот. <i>р</i> , Ом∙м
1	Печенгская	2—20 км	80	0	5-15	(5−7)•10 ³	1	0,1-1
2	Имандра- Варзугская	2—50 км	350	0	10	(3−5)·10 ³	7•10 ⁷	1-5
3	Заонежская	120	130	0	1-2	10 ³	-	1-10
4	Ладожская	160	1000	0	5-10	2.10 ³ -10 ⁴	10 ⁹	1-10
5	Любимская	40-60	240	2	15	5.10 ³	10 ⁹	0,8
6	Кулдиго- Лиепайская	140-200	160-200	2	15	(0,7-1)·10 ³	3∙10 ⁸	
7	Валмиеро-							
	Локновская	70	160-200	1	15	(0,5-1)·10 ³	4·10 ⁷	13
8	Чудская	60	250-300	1	8-15	(2-4)·10 ³	(4−6)·10 ⁸	-
9	Ильменская	100	80-100	2	8-15	5.10 ³	9•10 ⁸	-

Таблица 3.1. Параметры коровых аномалий проводимости восточной части Балтийского щита и его южного обрамления

Порядковые номера аномалий в таблице соответствуют номерам в кружках, обозначенным на рис. 3.1, *б*. Параметры аномалий 1—2 приведены по данным (Жамалетдинов и др., 1973; Жамалетдинов, 1990); аномалий 3—4 — по данным (Rokitynsky, 1985); аномалий 5—9 — по данным (Ковтун, Шейнкман, 1993).

В заключение настоящего раздела на рис. 3.5, *а* приведен геолого-геофизический разрез по результатам глубинных геоэлектрических исследований на профиле GH «Белое море – Умбозеро – Контозеро – Баренцево море», протяженностью 300 км. Положение профиля показано на схеме-врезке (рис. 3.5, *б*). Северная часть профиля (участок «Белое море – Умбозеро») изучена зондированиями в поле МГД-источника «Хибины». Южная часть профиля исследована комплексом методов, включающих зондирования с СНЧ-антенной «Зевс», АМТЗ, ВЭЗ и аэроэлектроразведку (Любавин и др., 1999). График удельного сопротивления верхней толщи земной коры вдоль профиля GH приведен на рис. 3.1, *в*.



Рис. 3.5. Геоэлектрический разрез по профилю GH «Белое море — Умбозеро — Контозеро — Баренцево море» (а), положение профиля (б) и график удельного сопротивления коры, осредненный до глубины 10 км

Цифрами обозначены геологические комплексы: 1 — умбинские гранулиты; 2 — Порьегубско-Умбинская зона надвига; 3 — супракрустальные образования; 4 — кислогубские гнейсы-ультрабластомилониты; 5 — Ингозерский блок; 6 — томингская сланцевая серия; 7 — центральная зона Имандра-Варзуги; 8 — Центрально-Кольский блок; 9 — Контозерская кальдера проседания; 10 — зона Колмозеро-Воронья; 11 — Мурманский блок

В северной части профиля GH высоким сопротивлением (10⁵ Ом-м и выше) выделяется Мурманский блок. На его южной границе небольшим понижением сопротивления (10⁴ Ом-м и меньше) отмечается структурная зона Колмозеро-Воронья, перспективная на редкоземельное оруденение. Вдоль этой зоны проходит граница между Мурманским и Центрально-Кольским блоками. По геологическим данным эта граница имеет пологое погружение на юг (Пожиленко и др., 2002). Однако результаты МГД-зондирований указывают на отсутствие проводящих пород типа Колмозеро-Воронья под гранито-гнейсами Мурманского блока. Это, в свою очередь, позволяет сделать предположение, что шовная зона Колмозеро-Воронья имеет на глубине южное падение, а сами гранито-гнейсы Мурманского блока являются не надвигом, а являются основанием (протофундаментом) для залегающих на его поверхности гнейсов Центрально-Кольского блока. Отмеченные две трактовки поведения на глубину границы Мурманского блока даны на рис. 3.5, *б*.

В 15 км южнее зоны Колмозеро-Воронья выделяется резкая аномалия электропроводности над Контозерской кольцевой структурой проседания (кальдерой), выполненной осадочными породами. Глубже 1 км осадки сменяются щелочными породами и нефелиновыми сиенитами (Пожиленко и др., 2002). Аналогичные аномалии электропроводности отмечались нами ранее над Ковдорской и Себль-яврской щелочными интрузиями, где их природа связана с породами магнетитового состава (штоками). Это позволяет сделать вывод о целесообразности более детального исследования природы и структуры глубинной электропроводности Контозерской структуры. Интерес связан с перспективой обнаружения здесь полезных ископаемых, аналогичных найденным в толще Ковдорской и Себль-яврской щелочных интрузий.

В южной части профиля резкой аномалией электропроводности отмечается структура Имандра-Варзуга. Глубинное строение аномалии описано несколькими разделами выше. Отметим, что южное падение структуры, под граниты Ингозерского блока, получено по данным МГД-зондирования (рис. 3.1, *a*). Этот вывод находится в противоречии с геологическими данными и с результатами картировочного бурения, указывающим на северное падение зоны. Отмеченное противоречие объясняется подвернутым падением пород. Аналогичное явление, повидимому, наблюдается в зоне Колмозеро-Воронья, а также в южном обрамлении Печенги, в контактовой зоне Шуониярвинского гранитоидного купола.

В крайней южной части профиля GH интересным объектом, требующим дополнительного изучения, является Порьегубско-Умбинская зона протерозойского надвига, полого погружающаяся на юг, согласно электроразведочным данным (зона 2 на рис. 3.1, *a*). На поверхности она трассируется по данным аэроэлектроразведки на протяжении свыше 200 км в виде субширотной дугообразной полосы, состоящей из серии кулисовидных сближенных зон проводимости (Любавин и др., 1999). Предполагается, что природа надвига обусловлена проявлением палеорифта Танаэлв-Колвица и связанного с ним относительно узкого линейного бассейна с океанической корой (Балаганский и др., 1998). Считается, что закрытие этого бассейна завершилось коллизией 1,9–2 млрд лет назад и сопровождалось сжатием в направлении на северо-северо-восток.

3.2. «НОРМАЛЬНЫЙ» ГЛУБИННЫЙ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ

При исследовании глубинной электропроводности Балтийского щита принято считать, что высокое удельное сопротивление горных пород и отсутствие осадочных отложений являются благоприятными факторами, увеличивающими глубинность электромагнитных зондирований. Однако необходимо учитывать, что при этом одновременно увеличивается радиус бокового влияния коровых проводников, платформенных отложений и окраинных морей, а также статических искажений, вызываемых прежде всего изменениями сопротивления и мощности моренных отложений в районах расположения измерительных и питающих линий. При проведении зондирований с заземленными контролируемыми источниками высокое сопротивление пород приводит к существенному расширению зоны одновременного воздействия гальванической и индукционной мод и к сокращению частотного диапазона волновой зоны. При проведении МТ-АМТ-зондирований в условиях кристаллических щитов резко возрастают требования к учету структуры электромагнитного поля, создаваемого источниками ионосферно-магнитосферного и грозового происхождения.

В настоящем разделе рассмотрены, главным образом, результаты зондирований с контролируемыми источниками. Ставилась задача построения «нормальной» модели глубинной электропроводности Балтийского щита. Пункты зондирований выбирались в пределах относительно однородных, плохо проводящих блоков, на удалении от известных коровых проводников, рассмотренных в предыдущем разделе (рис. 3.1). Схема расположения пунктов и трасс зондирования приведена на рис. 3.6. Основным методом исследования явилось зондирование в поле МГД-источника «Хибины» мощностью 40 МВт (трассы І и ІІ на рис. 3.6) (Velikhov et al., 1986). Максимальная глубина зондирования при этом достигала 50-100 км на разносах 500-600 км. Для исследования верхней части земной коры до глубин 10-15 км использовались частотные зондирования с автомобильным генератором ЭРС-67 мощностью 29 кВт (полигоны 2 и 3 на рис. 3.6), (Шевцов, 2001; Zhamaletdinov et al., 2002) и с СНЧ-антенной «Зевс» (трасса III на рис. 3.6), (Velikhov et al., 1998). Самая верхняя часть разреза исследовалась с помощью зондирований на постоянном токе ВЭЗ с разносами АВ до 16 км. Часть зондирований на постоянном токе выполнена с расстояниями между источником и приемником до 100 км (полигон 1 на рис. 3.6). Общая площадь, охваченная зондированиями с контролируемыми источниками, охватывает около 0,5 млн км². Это позволяет заключить, что использованный материал является достаточно представительным для суждения о средних геоэлектрических параметрах восточной части Балтийского щита.

Экспериментальные данные глубинных зондирований представлены на рис. 3.7 в виде кривых кажущегося сопротивления, полученных разными методами. Там же вертикальными штрихами показаны средние величины разброса наблюденных кривых. Результаты зондирований с контролируемыми источниками сопоставлены с минимальными (рис. 3.7, а) и с максимальными (рис. 3.7, б) кривыми ρ_T магнитотеллурических зондирований. На рис. 3.7, в приведены графики фазы кажущегося сопротивления. Для зондирований с контролируемыми источниками фазовые кривые получены теоретически, на основе амплитудных кривых с использованием интегральных соотношений П. Вайдельта (Бердичевский, Дмитриев, 1992). Для МТ диапазона фазовые кривые получены по данным эксперимента BEAR (Korja, 1998), путем осреднения максимальных фазовых диаграмм.

Анализ сводной «нормальной» кривой начнем с левой, высокочастотной ветви, полученной путем пересчета в частотную область результатов электрических зонди-



Рис. 3.6. Положение пунктов и трасс электромагнитных зондирований на территории Балтийского щита

Римскими цифрами в кружках обозначены трассы глубинных зондирований: І и ІІ – зондирования в поле МГД-источника «Хибины», ІІІ – то же в поле СНЧантенны «Зевс». Арабскими цифрами в кружках обозначены полигоны электромагнитных зондирований:

1 — Мурманский, 2 — Ковдорский, 3 — Центрально-Финляндский. Треугольники — пункты МТ-зондирований на сети BEAR и их номера

рований на постоянном токе. Она показана в виде заштрихованной полосы 1 на рис. 3.7 в диапазоне частот от 10⁶ до 10³ Гц. Наиболее глубинные зондирования на постоянном токе выполнены на территории Мурманского блока (участок 1 на рис. 3.6). В качестве источника использовалась заземленная линия «Зевс» длиной 60 км. В нее подавался разнополярный ток от внешнего генератора ЭРС-67 мощностью 29 кВт с периодом 8 с. Рабочие разносы достигали 100 км (Zhamaletdinov et at., 2002). Эти данные проанализированы совместно с нашими результатами по Карело-Кольскому региону и Финляндии, с результатами симметричных ВЭЗ, выполнявшихся на Мурманском блоке с разносами АВ до 16 км А. В. Яковлевым и А. С. Семеновым (Семенов, 1978) и с данными Б. Н. Клабукова (1996) по Карелии. Проанализировано свыше 100 кривых зондирования на постоянном токе. Они все укладываются в довольно узкую полосу, в пределах которой значения ρ_k изменяются от $(1 \div 5) \cdot 10^3$ Ом·м на разносах в первые десятки метров до (1 ÷ 5)·104 Ом·м на разносах 10-20 км. Сводная диаграмма ρ_k зондирований на постоянном токе была переведена в частотную область. Для этого на первом этапе была решена обратная задача и построен обобщенный геоэлектрический разрез. Затем для него была решена прямая задача частотного зондирования. Полученная волновая кривая кажущегося сопротивления занимает крайнюю левую, высокочастотную ветвь «нормальной» кривой (кривая 1 на рис. 3.7).

Среднюю часть «нормальной» кривой на рис. 3.7 занимают результаты частотных зондирований (ЧЗ) с использованием генераторной станции ЭРС-67 мощностью 29 кВт в частотном диапазоне от 1 до 10³ Гц. Основной объем зондирований выполнен на Беломорском блоке (участок 2 на рис. 3.6) и на Центрально-Финляндском гранитоидном массиве (участок 3 на рис. 3.6). Зондирования проводились по многолучевой схеме с разносами до 50–100 км между источником и приемником. Результаты ЧЗ представлены в виде обобщенных кривых эффективного кажущегося сопротивления (кривые 2 и 3 на рис. 3.7). Кривые эффективного сопротивления рассчитаны с учетом нормального поля заземленного электрического диполя. Они отвечают условиям волновой зоны, т. е. измерениям при источнике, удаленном на «бесконечность», в пределах данного частотного диапазона от 1000 до 10-20 Гц.

В диапазоне частот от 30 до 166 Гц показаны результаты частотного зондирования в поле антенны сверхнизкочастотного излучения «Зевс» (пунктирная кривая 4 на рис. 3.7). Кривая 4 получена путем обобщения зондирований, выполненных вдоль трассы III на рис. 3.7, в диапазоне разносов между источником и приемником от 178 до 920 км. Нормировка выполнена по входному импедансу, что позволяет считать значения ρ_{ω} свободными от влияния токов смещения и проводящей ионосферы (Velikhov et at., 1998). В то же время большие разносы и высокочастотный диапазон измерений обеспечивают соблюдение условий волновой зоны.

Частотный диапазон от 0,05 Гц до 2 Гц представлен на рис. 3.7 результатами обработки данных МГД-зондирования с источником «Хибины» по трассам I и II (рис. 3.6). Расчет значений кажущегося сопротивления выполнен по полному электрическому полю с учетом спектральных характеристик тока. Влияние моря на параметры излучающего контура «Хибины» учитывалось с помощью физического моделирования (Жамалетдинов, 1990). Данные МГД-зондирования завершают «нормальную» кривую кажущегося сопротивления в поле контролируемых источников. Они фиксируют ее нисходящую низкочастотную ветвь после довольно протяженной восходящей высокочастотной «нормальной» кривой, осложняемой перегибом в диапазоне частот 10²−10³ Гц. Незаполненным пока остается диапазон частот от 10−20 Гц до 1−2 Гц. В настоящее время в этом диапазоне частот выполняются тензорные частотные зондирования с промышленными ЛЭП при поддержке РФФИ. Первые полученные результаты с разносами до 240 км между источником и приемником подтверждают высокие значения кажущегося сопротивления на «нормальной» кривой в этом диапазоне частот, достигающие значений 10⁵ Ом·м (Жамалетдинов и др., 2003).

В заключение обзора «нормальной» кривой на рис. 3.7 отметим, что зондирования выполнялись при разной поляризации первичного поля с использованием установок разной геометрии и при разной ориентировке трасс зондирования относительно геологических структур. Тем не менее, наблюдается хорошее согласие кривых ρ_{ω} во всем частотном диапазоне — от

Таблица 3.2. Значения кажущегося сопротивления ρ_{ω} и разброса $\delta \lg \rho_{\omega}$ «нормальной» кривой частотного зондирования с контролируемыми источниками для восточной части Балтийского щита

f, Гц	\sqrt{T} , c ^{0,5}	$ ho_{_{\omega}}$, кОм·м	$\delta \lg ho_{\omega}$
10 ⁶	10-3	1,6	0,5
2,5·10 ⁵	2·10 ⁻³	1,4	0,45
6,25 10 ⁴	4·10 ⁻³	2	0,4
2 10⁴	7·10 ⁻³	4	0,4
10 ⁴	10 ⁻²	7	0,35
4,4 10 ³	1,5·10 ⁻²	13	0,35
2,5 10 ³	2 10 ⁻²	18	0,35
1,1 10 ³	3·10 ⁻²	24	0,4
4 10 ²	5·10 ⁻²	27	0,5
2·10 ²	7·10 ⁻²	26	0,5
10 ²	10 ⁻¹	29	0,45
44	0,15	37	0,4
25	0,2	45	0,35
11	0,3	60	0,3
4	0,5	80	0,3
2	0,7	85	0,3
1	1	80	0,35
0,44	1,5	50	0,35
0,25	2	33	0,4
0,11	3	18	0,4
0,04	5	9	0,45
0,02	7	5,5	0,5
0,01	10	3,3	0,5

5.10⁻² до 10⁶ Гц. Этот результат достигнут, главным образом, благодаря выбору пунктов зондирования в пределах достаточно однородных плохопроводящих блоков древнего кристаллического фундамента.

Наиболее вероятный ход «нормальной» кривой кажущегося электрического сопротивления для территории Балтийского щита в поле контролируемых источников представлен ниже в табличном виде. В таблице даны значения кажущегося сопротивления ρ_{ω} и диапазон разброса значений $\delta \, \lg \rho_{\omega}$.

По данным табл. 3.2, можно отметить, что разброс значений кажущегося сопротивления $\delta \, \lg \rho_{\omega}$ достигает наибольших значений 0,4 ÷ 0,5 порядка на интервалах минимумов ρ_{ω} , связываемых с промежуточными проводящими слоями.

Особый интерес представляет задача экстраполяции полученной «нормальной» кривой кажущегося сопротивления в область длинных периодов. С этой целью на рис. 3.7 приведены данные магнитотеллурических зондирований, выполненных на территории Беломорского блока (кривые К49, Z49 и B49), а также на территории Центрально-Финляндского гранитоидного массива (кривая B28) и в пределах Карельского мегаблока (кривые

В47 и В48). Кривые Z49 и K49 приведены по опубликованным данным (Ваньян и др., 1988) и (Ковтун, 1989) соответственно. Кривые МТЗ в точках В28, В47, В48 и В49 приведены по результатам обработки данных эксперимента BEAR по программам И. М. Варенцова и М. Ю. Смирнова (Korja et at., 1998). Данные в точке Z49 обрабатывались по программе В. Н. Астапенко. Кроме того, большая часть данных МТЗ обрабатывалась нами по программе В. Ю. Семенова. Результаты обработки МТЗ разными программами совпадают между собой в пределах указанных разбросов. Из рассмотрения кривых МТЗ на рисунке 3.7, *а, б* можно видеть, что с «нормальной» кривой, полученной по данным зондирований в поле контролируемых источников, более или менее удовлетворительно согласуются лишь левые высокочастотные ветви минимальных кривых МТЗ в точках В47 и В48, измеренных в пределах Карельского мегаблока (рис. 3.6). Максимальные кривые МТЗ в точках В47 и В48 согласуются с «нормальной» кривой только в крайних левых высокочастотных ветвях. Далее, с понижением периода вариаций они резко отклоняются в сторону более высоких значений кажущегося сопротивления (рис. 3.7. б). Это совершенно не согласуется с «нормальной» кривой, данные МТЗ в точках К49, В49 и Z49. Пункты МТЗ расположены в пределах Беломорского блока (участок 2 на рис. 3.6), где нами выполнен наибольший объем зондирований с контролируемыми источниками. В то же время кривые МТЗ в этом районе, несмотря на применение разных типов измерительных станций и разных методов обработки, удовлетворительно согласуются между собой (рис. 3.7, б). Можно полагать, что Беломорский блок, характеризуясь внутренней однородностью строения, оказался подверженным сильному эффекту обтекания в низкочастотном магнитотеллурическом поле. Но при этом остается неясным вопрос, почему этот эффект практически не проявился при глубинных зондированиях в поле контролируемых источников, например, при зондированиях в поле МГД-источника «Хибины», когда излучатель находился в 250 км севернее Беломорского блока.

Ниже остановимся на решении обратной задачи по результатам зондирований с контролируемыми источниками. Использовалась обобщенная «нормальная» кривая, показанная на рис. 3.8, *a* с учетом разбросов, приведенных в табл. 3.2. Решение проводилось методом эффективной линеаризации (Шевцов, 2001). Результат решения представлен на рис. 3.8, *б* в виде геоэлектрического разреза. На нем парами показаны доверительные интервалы, определяемые разбросом исходных данных.



Рис. 3.8. «Нормальный» электрический разрез литосферы восточной части Балтийского щита: а — исходная кривая кажущегося сопротивления; б — результат решения обратной задачи методом эффективной линеаризации (Шевцов, 2001)
Полученный «нормальный» разрез имеет вид пятислойной модели «КНК» с тремя проводящими слоями. Сопротивление верхнего слоя составляет в среднем 10³ Ом·м, а его мощность — 20—30 м. Природа его связана с мореной. Далее наблюдается плохопроводящий слой сопротивлением 10⁵ Ом·м, связываемый с кристаллическим основанием.

В интервале глубин 3-8 км выделяется промежуточная проводящая область, где сопротивление понижается с 10⁵ Ом·м до 2·10⁴ Ом·м. Этот проводящий слой выделен впервые. Он отчетливо фиксируется на обоих полигонах частотного зондирования — на Беломорском блоке и в Центральной Финляндии (кривые 2 и 3 на рис. 3.7). Причем обнаруживается он только в условиях волновой зоны, на достаточно больших разносах (50-100 км), где основную роль в возбуждении вторичных токов играет так называемая полоидальная (индукционная) мода, чувствительная к изменениям на глубине лишь продольной (субгоризонтальной) проводимости горных пород (Ваньян, 1997).

Обнаруженный слой имеет крайне неоднородное строение, со значительными разбросами по мощности и по величине удельного сопротивления. Сопротивление слоя изменяется в интервале от 3.10³ до 3.10⁴ Ом.м. Величина продольной проводимости слоя при этом изменяется в пределах от 0,3 до 1 См. Природа отмеченных разбросов объясняется не столько за счет неоднозначности решения обратной задачи, сколько за счет резкой горизонтальной неоднородности параметров самого проводящего слоя.

Дополнительные сведения по вопросу о природе обнаруженного слоя дает анализ результатов зондирований, выполненных на малых удалениях от источника (20-25 км) (Zhamaletdinov et at., 2002). На этих разносах волновая мода существенно ослаблена. Поэтому основную роль играет гальваническая мода, чувствительная к вертикальным токопроводящим каналам, представленным разломами и трещинами. Их влияние приводит к незакономерному виду кривых ЧЗ, не согласующихся с теоретическими оценками для нормального поля источника. В условиях Центрально-Финляндского массива наблюдается явная азимутальная зависимость параметров поля в ближней зоне, обусловленная региональной электрической анизотропией. Природа анизотропии связана с системой субвертикальных трещин (разломов), ориентированных в С-З направлении, параллельно Ладожско-Ботнической зоне. В пределах Беломорского блока нарушения кривых частотного зондирования на малых разносах носят случайный характер. Но при этом наблюдается средний интервал чередования нарушений поля 10-20 км, обусловленный характерной размерностью тектонической трещиноватости коры.

При переходе от средних разносов (20—25 км) к большим (50—100 км) происходит не только переход от ближней стадии к волновой, но и смена типа носителей проводимости в связи с увеличением глубины проникновения поля. На средних разносах основными носителями проводимости являются субвертикальные разломы. На больших разносах — те же разломы, но приобретшие уже горизонтальную составляющую, т. е. пологие или наклонные. Таким образом, мы наблюдаем явление бифуркации поля, по образному выражению М. Н. Бердичевского (1968).

Результаты частотных зондирований, полученные на двух полигонах, расположенных в разных геологических условиях (2 и 3 на рис. 3.6), дают одинаковую картину и удовлетворительно согласуются между собой по амплитудным характеристикам (кривые 2 и 3 на рис. 3.7). Это позволяет предположить, что отмеченная проводящая область (слой) в интервале глубин от 2-3 до 7-10 км отражает общие черты напряженно-деформированного состояния земной коры. Она имеет тектоническую природу и, по-видимому, должна проявляться повсеместно, вне зависимости от изменений состава и строения кристаллического фундамента. Природа понижения сопротивления связана с проникновением на глубину флюидов метеорного происхождения. Мы полагаем, что промежуточный проводящий слой имеет дилатантно-диффузионную природу, и применяем к нему понятие «слой ДД». Это понятие имеет сугубо условный характер, поскольку выявленная область не может быть определена как проводящий слой в обычном, геометрическом понимании. Это замечание тем более необходимо сделать, поскольку выявленный «слой ДД» не проявляется при проведении зондирований на постоянном токе даже при больших разносах, до 100 км и более. «Слой ДД» следует рассматривать совместно с верхним плохопроводящим слоем. Вместе они отражают общие черты перехода от субвертикальных разломов к выполаживающимся субгоризонтальным трещинам в пределах верхней 10-километровой толщи земной коры. Подробнее эти вопросы будут рассмотрены ниже, в разделе «дискуссия», посвященном анализу полученных результатов в сопоставлении с данными сверхглубокого бурения.

Продолжая рассмотрение «нормального» геоэлектрического разреза на рис. 3.8, *б*, можно отметить, что глубже 10 км наблюдается снова рост удельного электрического сопротивления пород до 2.10⁵ Ом.м. Мощность плохопроводящей части литосферы оценивается в 60-80 км. Средняя величина поперечного сопротивления составляет примерно 10¹⁰ Ом.м². Ниже наблюдается экспоненциальное снижение сопротивления. Экстраполируя полученный разрез, можно предположить, что понижение удельного сопротивления до значения 100 Ом.м, необходимого для появления зоны частичного плавления в астеносфере (Ваньян, 1997), может наблюдаться на глубине 250-300 км.

Таким образом, общая модель электропроводности северо-восточной части Балтийского щита может быть представлена в виде плохопроводящей толщи кристаллических пород, литосферы, глубинные параметры которой определяются свойствами «нормального» геоэлектрического разреза. В верхнем слое литосферы в виде рифтогенных или покровных структур залегают коровые аномалии проводимости, сложенные электронно-проводящими сульфидно-углеродистыми породами. Их протяженность на глубину ограничивается верхними 10-15 км. Электронно-проводящие породы имеют планетарный масштаб распространения. Область их распространения может быть условно выделена как неоднородный, мозаичный «слой SC» или иначе «слой Семенова» в честь его первооткрывателя, профессора А. С. Семенова.

«Нормальный» геоэлектрический разрез ранее трактовался трехмерной моделью типа «К» (Жамалетдинов, 1990). Новые результаты, описанные в настоящем разделе, позволяют уточнить эту модель. В верхней части «нормального» разреза, в интервале глубин от 2–3 до 7–10 км выделяется неоднородная промежуточная проводящая область дилатантно-диффузионной природы, «слой ДД». Природа обнаруженного «слоя ДД» связана с метеорными водами, проникающими на глубину вдоль выполаживающихся с глубиной разломов.

3.3. ДИСКУССИЯ

Проблема так называемых промежуточных проводящих слоев, обнаруживаемых в верхней части земной коры, дискутируется в научной литературе начиная с середины 40-х годов (Краев и др., 1947). Список опубликованной литературы по этому вопросу чрезвычайно широк. В большинстве случаев природа коровых слоев может быть объяснена боковым влиянием электронно-проводящих сульфидно-углеродистых пород (Zhamaletdinov, Semenov, 1985). Но в отдельных случаях коровые слои имеют явно региональный характер и не могут быть связаны с присутствием графитистых пород. Отметим лишь часть публикаций, содержащих сведения о таких слоях (Ковтун, 1989; Астапенко, Файнберг, 1999). Главными характеристиками слоев в приведенных публикациях являются — залегание на глубине 10 км и более, наличие перекрывающей толщи плохопроводящих пород и умеренные значения продольной проводимости 10-50 См.

Выявленный нами и описанный в предыдущих разделах проводящий «слой ДД» находится в самой верхней части разреза, в диапазоне глубин 3–10 км. Геоэлектрический разрез на этих глубинах изучен Кольской СГ-3 и частично скважиной Гравберг (Кольская сверхглубокая, 1998). В связи с этим представляет первоочередной интерес сопоставить параметры «слоя ДД» с данными каротажа упомянутых скважин. Такое сопоставление выполнено на рис. 3.9. На диаграмме приведен «нормальный» геоэлектрический разрез по результатам частотных зондирований в волновой зоне (кривая ρ_{43}) и разрез по данным зондирований на постоянном токе (кривая ρ_{B33}). Результаты каротажа даны на рис. 3.9 в виде значений продольного и поперечного сопротивления, посчитанных с шагом 360 м. При этом из разреза СГ-3 изъята верхняя часть, сложенная аномально проводящими вулканогенно-осадочными породами Печенгского комплекса, а на их место пристроен разрез скважины Гравберг, сложенный гранитогнейсовыми породами, типичными для нормального разреза. Можно заметить удовлетворительную преемственность разреза скважины Гравберг с геоэлектрическими параметрами архейского разреза СГ-3.

Наиболее важным следствием, вытекающим из рассмотрения рис. 3.9, является вывод о совпадении минимума на кривой $\rho_{4,3}$, связываемого со «слоем ДД», с понижением продольного сопротивления ρ_I в СГ-3 в диапазоне глубин 7—10 км. Поперечная кривая сопротивления ρ_n совпадает с кривой зондирования на постоянном токе $\rho_{B,3}$.





Рис. 3.9. Результаты глубинного электромагнитного зондирования по постоянному току и в волновой зоне в сопоставлении с данными электрокаротажа сверхглубоких скважин Гравберг (интервал глубин 0–6 км) и Кольская СГ-3 (интервал глубин 6,8–11,3 км)

Обозначения кривых: ρ_{y_3} – «нормальный» разрез по данным частотных зондирований в волновой зоне; ρ_{B33} – то же по данным зондирований на постоянном токе; ρ_i – продольное и ρ_n – поперечное электрическое сопротивление по данным бокового каротажа в скважинах Гравберг и Кольская СГ-3.

1 — гранито-гнейсы разреза скважины Гравберг; 2 — биотит-плагиоклазовые гнейсы архейского разреза СГ-3

Расхождения между кривыми ρ_n и ρ_l объясняются высокой анизотропией пород архейского разреза СГ-3. При большом шаге осреднения тонкие проводящие слои создают эффекты широких слоев с низкими значениями продольного сопротивления ρ_{μ} В то же время на величину поперечного сопротивления ρ_n тонкие проводящие слои практически не влияют.

Расхождения между результатами зондирования на постоянном токе ($\rho_{B,3,3}$) и на переменном токе в волновой зоне ($\rho_{4,3}$) объясняются разной природой используемых электромагнитных полей. При зондировании на постоянном токе силовые линии поля имеют преимущественно ортогональное к дневной поверхности направление (работает тороидальная магнитная мода). Поэтому результаты ВЭЗ наиболее чувствительны к изменениям поперечного сопротивления и соответственно кривая $\rho_{B,3,3}$ на рис. 3.9 конформна с кривой ρ_n . При частотном зондировании в волновой зоне поле имеет вид плоской волны, распространяющейся вертикально вниз. Силовые линии имеют преимущественно продольное к дневной поверхности направление (работает полоидальная магнитная мода). Поэтому основным информативным параметром является продольное сопротивление. По этой причине кривая ρ_{43} на рис. 3.9 конформна с кривой продольного сопротивления ρ_l на каротажной диаграмме.

Природа описанных выше расхождений между разрезами $ho_{_{H3}}$ и $ho_{_{B33}}$ во многом аналогична противоречиям, наблюдаемым между результатами ГСЗ и МОГТ. Метод ГСЗ основан на использовании преломленных волн. Упругие колебания в методе ГСЗ распространяются преимущественно в горизонтальном направлении. При этом происходит избирательное скольжение головных волн вдоль субгоризонтальных трещин с последующим преломлением их и выходом на дневную поверхность. По этим данным многими исследователями отмечаются волноводы в верхней части земной коры на глубинах 10–20 км (Pavlenkova, 1979). Метод ОГТ основан на использовании отраженных волн, распространяющихся под острыми углами к субгоризонтальным границам раздела. Ввиду слабой акустической жесткости такие «тонкослоистые» трещиноватые субгоризонтальные границы раздела остаются незамеченными в методе ОГТ. Но в то же время методом ОГТ уверенно фиксируются наклонные границы, связанные не только с геологическими объектами, но также с разломами и трещинами, даже при небольшой их акустической жесткости. Благодаря применению метода ОГТ впервые стала отчетливо видна картина трещиноватости и расслоенности кристаллического щита, проявляющаяся в виде листрических разломов, выполаживающихся с глубиной. Картина такой расслоенности наблюдается до глубины 10—15 км. Далее на глубину наблюдается монотонная картина, свидетельствующая о высокой компактности вещества средней и нижней коры.

Представляет интерес сопоставить электрический разрез СГ-3 с другими геофизическими данными. С этой целью на рис. 3.10 приведены диаграммы ρ_n и ρ_l вдоль всего разреза, изученного боковым каротажем, от дневной поверхности и до глубины 10,8 км. Можно видеть, что породы Печенгского комплекса отличаются существенно более низкими значениями сопротивления в сравнении с архейским комплексом и меньшим механическим износом ствола скважины. В пределах архейского комплекса резко возрастает погонный объем ствола СГ-3, что свидетельствует о большей трещиноватости разреза. На том же рисунке приведена кривая отношения He³/He⁴. Низкие значения этого показателя в верхней и нижней частях разреза соответствуют средним коровым величинам. В интервале глубин 3–10 км наблюдается повышение мантийной составляющей изотопного отношения. Это объясняется тектоническими факторами (Кременецкий и др., 1998), переносом мантийного гелия вдоль наклонных трещин.

На область повышенной трещиноватости СГ-3 приходится также максимум геотермического градиента и повышение теплового потока. Все это указывает на важную роль наклонной трещиноватости, с которой мы связываем природу промежуточного проводящего слоя дилатантно-диффузионной природы.

Ниже, на рис. 3.11 приведена геодинамическая и геотермическая интерпретация «нормального» геоэлектрического разреза. В левой части рисунка (рис. 3.11, *a*) дан «нормальный» разрез (кривая 1) и его слоистая аппроксимация (кривая 2). Правее, на рис. 3.11, *б* приведена колонка структурно-геодинамической интерпретации «нормального» разреза. Интерпретация выполнена с учетом и на основании структурно-геодинамической модели В. Н. Николаевского (1996) на рис. 3.11, *G*, *г*.

Верхнюю часть разреза на колонке 3.11, *б* занимает область пониженного сопротивления (1), которая включает осадочные моренные отложения мощностью 20—30 м и верхнюю, дезинтегрированную и обводненную часть кристаллического основания средней мощности 100 м.

Ниже залегает слой высокого сопротивления (2) с развитыми в нем субвертикальными разломами и трещинами, заполненными водными растворами (флюидами). Средняя мощность его оценивается в 2–3 км.

Ниже, в интервале глубин 3–10 км выделяется промежуточная проводящая область (3), где сопротивление понижается с 2.10⁵ Ом.м до порядка 2.10⁴ Ом.м. Этот проводящий слой выделен впервые. Природа промежуточного проводящего слоя 3 объясняется нами в рамках дилатантно-диффузионной теории за счет поступления с поверхности флюидов метеорного происхождения вдоль субвертикальных зон разломов, выполаживающихся с глубиной.

Теория дилатансионной трещиноватости подробно рассмотрена в работах В. Н. Николаевского (1996) в связи с проблемой истолкования природы геофизических границ, в том числе проводящих слоев в земной коре и верхней мантии. Согласно этой теории механизм дилатансии определяется как необратимое увеличение объема поликристаллических агрегатов при

Литосфера севера Восточно-Европейской платформы



Рис. 3.10. Электрический разрез СГ-3 по данным бокового каротажа в сопоставлении с геотермическими, изотопными данными и результатами обследования бурового пространства:

 ρ_i — колонка продольного электрического сопротивления с окном скольжения 360 м; ρ_n — то же, поперечное сопротивление; V — объем ствола СГ-3 с шагом 250 м; He³/He⁴ — распределение изотопного соотношения по разрезу СГ-3; Q — плотность теплового потока; G — геотермический градиент

сдвиге. Условия сдвига на глубине объясняются одновременным действием литостатического давления и касательного (тангенциального) напряжения. При этом на глубине появляются условия для сдвиговых явлений, которые объясняются более быстрым увеличением горизонтальной компоненты горного давления в сравнении с литостатической, вертикальной компонентой. Условия сдвига приводят к разрушению пород на глубине. Граница разрушения показана на фазовой диаграмме рис. 3.11, *б*. Ею определяются РТ условия зоны дилатансии:

 $0,2\Pi a \leq p \leq 0,5\Pi a, 200 \circ C \leq T \leq 400 \circ C.$

В соответствии с этими условиями зона дилатансии, или иначе зона выполаживания разломов занимает на колонке В. Н. Николаевского (рис. 3.11, *г*) диапазон глубин 5—17 км. На нашей колонке, как уже отмечалось, зона дилатансии занимает диапазон глубин от 2—3 до 10 км, т. е. располагается существенно выше по разрезу (рис. 3.11, *б*).

Ниже зоны дилатансии, в диапазоне глубин от 17 до 40 км на колонке В. Н. Николаевского (рис. 3.11, *г*) располагается область мелкой трещиноватости и псевдопластичности. Эта область, определяемая еще как зона полухрупкого состояния земной коры, ограничивается снизу разделом Мохо. Ниже границы Мохо располагается область «истинно пластического состояния» гранитогнейсовых пород, определяемая следующими термодинамическими условиями:

 $p \ge 1 \Gamma \Pi a$, T $\ge 600 \ ^{\circ}C$.

При определении этой границы принята за основу экстраполяция температурной кривой СГ-3 в точку 580 °С на глубине 40 км (кривая 2 на рис. 3.11, *в*) (Кременецкий и др., 1998).

Глава 3. Геоэлектрическая модель восточной части Балтийского щита



Рис. 3.11. Геодинамическая интерпретация параметров «нормального» электрического разреза северо-восточной части Балтийского щита:

а — «нормальный» глубинный геоэлектрический разрез; 1 — градиентная модель по результатам решения обратной задачи (рис. 3.8); 2 — то же, слоистая модель.

6 — структурно-геодинамическая интерпретация геоэлектрического разреза на рис. 3.11, а с учетом данных (Николаевский, 1996). 1 — обводненная морена и верхняя дезинтегрированная часть кристаллического основания; 2 — верхняя хрупкая часть литосферы с субвертикальными разломами; 3 — то же с наклонными и субгоризонтальными трещинами; 4 — средняя псевдопластичная часть литосферы: 4 — нижняя пластичная литосфера.

в - температурные кривые СГ-3 на фазовой плоскости зон дилатансии и пластичности.

1 — зависимость температуры от глубины в СГ-3 измеренная; 2 — линейная экстраполяция кривой 1 по данным (Кременецкий и др., 1998); 3 — экстраполяция кривой 1 с учетом данных электромагнитного зондирования (Жамалетдинов, 1990); 4 — экстраполяция кривой 1 с учетом данных улектромагнитного зондирования (Жамалетдинов, 1990); 4 — экстраполяция кривой 1 с учетом данных (Valle, 1951).

г — структурно-геодинамическая модель (Николаевский, 1996) (условные обозначения те же, что на колонке б)

Однако анализ описанных выше результатов глубинных электромагнитных зондирований показывает, что температура на глубине 40 км не может превышать 400 °С (Жамалетдинов, 1990). Этот вывод основан на сопоставлении «нормального» геоэлектрического разреза с результатами лабораторных исследований электропроводности образцов сухих горных пород при высоких РТ параметрах (кривая 3 на рис. 3.11, *a*). Наилучшее совпадение экспериментальных данных зондирования с результатами лабораторных исследований наблюдается в том случае, если температурный ход кривой СГ-3 проэкстраполировать на глубину кривой 3 на рис. 3.11, *в*. Верхняя кромка зоны пластичности в этом случае опускается на глубину порядка 80 км. Это соответствует области экспоненциального снижения сопротивления до 104 Ом·м и ниже на кривой (1) на рис. 3.11, *а*.

Таким образом, результаты анализа «нормального» геоэлектрического разреза восточной части Балтийского щита по данным зондирований с контролируемыми источниками в сопоставлении с данными Кольской сверхглубокой скважины показывают их хорошее согласие с основными положениями теории дилатансионной трещиноватости В. Н. Николаевского. Наряду с этим имеются различия между экспериментальными и теоретическими данными в оценках глубин проявления зоны дилатансии и зоны пластичности. По экспериментальным данными глубинных зондирований зона дилатансии располагается несколько выше теоретических оценок, а зона пластичности — ниже. Возможно, более высокое положение зоны дилатансии обусловлено влиянием лунно-солнечных напряжений. Во всяком случае, можно отметить, что положение зоны дилатансии (слоя ДД) совпадает с глубиной развития максимальных вариаций электропроводности земной коры под действием лунно-солнечных приливных напряжений (Жамалетдинов и др., 2000). Это позволяет предположить, что именно лунно-солнечные суточные приливы обеспечивают энергетический ресурс, необходимый для нисходящего движения флюидов вдоль тектонических зон навстречу литостатическому давлению, отжимающему влагу к дневной поверхности. Разрешение природы отмеченных различий имеет значение для фундаментальных задач Физики Земли и потребует проведения дополнительных экспериментальных работ.

В проведении исследований поддержку оказали международный научный фонд Д. Сороса (гранты RLZ 000 и RLZ-300), фонд ИНТАС (проект № 1192) и фонд РФФИ (гранты 96-05-64387 и 02-05-64708). Автор глубоко благодарен своим коллегам А. Д. Токареву, А. Н. Шевцову и Т. Г. Коротковой за помощь и участие в проведении экспериментальных работ и в обработке данных.

ЛИТЕРАТУРА

Асминг В. Э., Жамалетдинов А. А., Семенов В. Ю., Токарев А. Д. Опыт обработки МТЗ на Балтийском щите // Физика Земли. 1992. № 4. С. 102—106.

Астапенко В. Н., Файнберг Э. Б. Природа коровой аномалии электропроводности Белорусской антеклизы // Физика Земли. 1999. № 5. С. 54—60.

Балаганский В. В., Глазнев В. Н., Осипенко Л. Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16—28.

Бердичевский М. Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М., 1968. 319 с.

Бердичевский М. Н., Дмитриев В. И. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально однородных сред. М.: «Недра», 1992. С. 162—193.

Ваньян Л. Л. Электромагнитные зондирования. М.: Научный мир, 1997. 218 с.

Ваньян Л. Л., Жамалетдинов А. А., Каменский А. А. Вопросы обработки магнитотеллурических данных на Кольском полуострове и их совместного анализа с результатами зондирований // Геомагнитные исследования. М.: Радио и связь, 1988. № 31. С. 5—14.

Варданянц И. Л. Расчеты методом сеток магнитотеллурических полей над двумерно-неоднородными средами. Ч. 1, 2 // Вопросы геофизики. 1978. Вып. 27. С. 36-40; 1979. Вып. 28. С. 40-50.

Васин Н. Д. Новицкий Г. П., Суворов Е. А. Результаты работ методами магнитотеллурического профилирования (МТП) и теллурических токов (МТТ) в северо-западной части Кольского полуострова // Геофизические исследования на Балтийском щите. Л.: Труды ЛГИ, 1981. Т. 39. С. 102—107.

Горяинов П. М. Нелинейная тектоника. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 44 с.

Жамалетдинов А. А., Иванов А. П., Круль Э. Л., Порай-Кошиц А. М. Первый опыт частотного электромагнитного зондирования на Кольском полуострове // Геофизические исследования на Кольском полуострове. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1973. С. 14—21.

Жамалетдинов А. А. Модель электропроводности литосферы по результатам исследований с контролируемыми источниками поля (Балтийский щит, Русская платформа). Л.: Наука., 1990. 159 с.

Жамалетдинов А. А., Ковтун А. А. Схема электропроводности северо-восточной части Балтийского щита. Параметры нормального разреза // Строение литосферы Балтийского щита. М.: МГК РАН, 1993. С. 86—88.

Жамалетдинов А. А., Митрофанов Ф. П., Токарев А. Д., Шевцов А. Н. Влияние лунно-солнечных приливных деформаций на электропроводность и флюидный режим земной коры // ДАН. 2000. Т. 270, № 2. С. 185-190.

Жамалетдинов А. А., Невретдинов Ю. М., Токарев А. Д., Шевцов А. Н. Тензорное частотное зондирование с промышленными ЛЭП системы Колэнерго // М.: МАКС Пресс, 2003. Первая Всеросс. Школа-семинар по электромагнитным зондированиям Земли. С. 59.

Клабуков Б. Н. Фоновая и аномальная электропроводность земной коры Карелии // Физика Земли. 1996. № 4. С. 72-77.

Ковтун А. А., Моисеев О. Н., Успенский Н. И. Проводящие зоны в земной коре на Балтийском щите по данным магнитотеллурических зондирований в диапазоне 1—100 Гц // Вопросы геофизики. Л., 1986. Вып. 31. С. 3—17.

Ковтун А. А. Строение коры и верхней мантии на северо-западе Восточно-Европейской платформы по данным магнитотеллурических зондирований. Л.: Изд. ЛГУ, 1989. 284 с.

Ковтун А. А., Шейнкман А. Л. Южное обрамление Балтийского щита // Строение литосферы Балтийского щита. М.: МГК РАН, 1993. С. 71—76.

Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования (монография под ред. В. П. Орлова и Н. П. Лаверова) // М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. 260 с.

Кременецкий А. А., Икорский С. В., Каменский И. Л., Сазонов А. М. Геохимия глубинных зон докембрийской коры // Кольская сверхглубокая (научные результаты и опыт исследований). М.: МФ «ТЕХНОНЕФТЕГАЗ», 1998. 260 с.

Лазарева Н. В. Некоторые особенности поведения естественного электромагнитного поля на южном склоне Балтийского щита // Вопр. разв. геофиз. Л.: Недра, 1967. С. 25–30.

Любавин Л. М., Жамалетдинов А. А., Пожиленко В. И. Строение юго-восточной части Кольского полуострова по результатам аэро- и наземной электроразведки // Геофизика. 1999. № 3. C. 53-62.

Николаевский В. Н. Катакластическое разрушение пород земной коры и аномалии геофизических полей // Известия РАН. Физика Земли. 1996. № 4. С. 41-50.

Пожиленко В. И., Гавриленко Б. В., Жиров Д. В., Жабин С. В. Геология рудных районов Мурманской области // Апатиты: МПР РФ, 2002. 359 с. Семенов А. С. Электрический разрез кристаллических пород древних итов // Вопросы гео-

физики. Л.: Изд. Ленингр. ун-та, 1978. Вып. 27. С. 108-113.

Шевцов А. Н. Метод частотного зондирования при изучении электропроводности верхней части земной коры Балтийского щита // Автореф. дис. ...канд. физ.-мат. наук. СПбГУ, 2001. 21 с.

Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 280 с.

Хейсканен К. И. Раннепротерозойские седиментационные бассейны Балтийского щита: Автореф. дис. ...докт. геол.-минер. наук. СПб., 1996. 54 с.

Cermak V., Lastovickova M. Temperature profiles in the Earth of Importance to Deep Electrical Conductivity Models // Pageoph. 1987. V. 125. P. 255-284. Geoelectric models of the Baltic shield (Ed. by S. E. Hjelt and L. L. Vanyan). Finland, Oulu

University, 1989. Report N 16. 249 p.

Jones A. G. Observations of the electrical asthenosphere beneath Scandinavia // Tectonophysics. 1982. N 90. P. 37-55.

Korja T. Electrical conductivity distribution of the lithosphere in the central Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 1993. N 64. P. 85-108.

Korja T. and the BEAR Working Group. BEAR, Baltic Electromagnetic Array Research // EUROPROBE News. 1998. N 12. P. 4-5.

Krasnobayeva A. G., Dyakonov B. P., Astafyev P. F. et al. Structure of a north-east part of the Baltic Shield on magnetotelluric data // Izvestiya Acad. of Sci. of USSR. Physics of the Solid Earth. 1981. N 6. P. 65-73.

Pajunpaa K. Magnetometer array studies in Finland – determination of single station transfer functions // J. Geophys. 1984. V. 55. P. 153-160.

Pavlenkova N. I. Generalized geophysical model and dynamic properties of the continental crust // Tectonophysics. 1979. V. 59, N 1/4. P. 381-390. Rasmussen T., Zhang P., Pedersen L. Preliminary results from magnetotelluric measure-

ments along Fennolora profile // The Development of the Deep Geoelectric Model of the Baltic Shield, Oulu Dep. of Geoph. Univ. of Oulu. 1985. Report 8. P. 307-327.

Rokityansky I. I. Geoelectromagnetic studies of the Baltic and Ukrainian Shields: review of some results // The Development of the Deep Geoelectric Model of the Baltic Shield. Oulu Dep. of Geoph. Univ. of Oulu. 1985. Report 8. P. 110-150.

Valle P. E. Sull'aumento di temperature nel mantello della terra per compressions adiabatica // Ann. Geofis. 1951. V. 5, N 4. P. 475-478.

Velikhov Ye. P., Zhamaletdinov A. A., Bel'kov I. V. et al. Electromagnetic Studies on the Kola Peninsula and in Northern Finland by Means of a Powerfull Controlled Source // Journal of Geodynamics. 1986. N 5. P. 237-256.

Velikhov Ye. P., Zhamaletdinov A. A., Shevtsov A. N. et al. Deep Electromagnetic Studies with the Use of Powerful ELF Installations // Izvestiya. Physics of the Solid Earth. 1998. V. 34, N 8. P. 615-632.

Zhamaletdinov A. A. Electron-conducting structures of the North-West of the Kola peninsula and their influence on results of the deep soundings of the Earth Crust // Geod. geophys. Veroff. 1980. V. 111, N 47. P. 207–223.

Zhamaletdinov A. A., Semenov A. S. Electronically conducting rocks of the crystalline basement and their significance for deep electric soundings // The Development of the Deep Geoelectric Model of the Baltic Shield. Oulu. Dep. of Geoph. 1985. Report 8. P. 17-36.

Zhamaletdinov A. A., Ronning J. S., Lile O. B. et al. Geoelectrical investigation with the «Khibiny» source in the Petchenga – Pasvik area. // Geologu of the eastern Finmark – western Kola Peninsula region, (Ed.: Roberts D. & Nordgulen O.). Geolodical Survey of Norvay, Special publication. Trondheim. 1995. N 7. P. 339-348.

Zhamaletdinov A. A., Shevtsov A. A., Tokarev A. D., Korja T. Frequency electromagnetic sounding of the Earth crust on the territory of the Central Finland granitoid complex // Izvestija

of Russian Academy of sciences, Physics of the solid earth. 2002. N 11. P. 54-68. Zhamaletdinov A. A., Semenov V. Yu., Shevtsov A. A. et al. Geoelectrical structure of the Baltic shield and its vicinity through the lithosphere and mantle // Acta Geophys. Polonica. 2002. V. 50, N 4. P. 583-606.

Zhdanov M. S., Frenkel M. A. The solution of the inverse problems on the basis of the analitical continuation of the transient electromagnetic field in the reverse time // J. Geomagn. and Geoelec. 1983. V. 35. P. 747-765.

ГЛАВА 4

ГЛУБИННЫЕ МОДЕЛИ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ

Основными структурно-тектоническими элементами северо-восточной окраины Восточноевропейской платформы и прилегающих к ней территорий в пределах континентальной части России являются Мезенский осадочный бассейн (синеклиза), Тиманский кряж и Печорский осадочный бассейн (плита) (рис. 4.1). Современная степень геолого-геофизической изученности различных участков региона существенно различается (рис. 4.2). Для Мезенского бассейна и Тиманского кряжа она в целом отвечает начальной стадии регионального этапа исследований. Выполненные в предыдущие годы объемы бурения, сейсмических работ КМПВ и МОВ и интерпретация потенциальных полей позволили сформировать концептуальные представления о структуре чехла и фундамента. Но, как оказалось впоследствии, геофизические данные нуждались в значительных дополнениях и уточнениях. Печорская плита покрыта сетью малоглубинных профилей ОГТ (до 2-3-х с, двойное время), ориентированных на решение нефтегазопоисковых задач и освещающих строение чехла до глубины 3-5 км. Глубина залегания фундамента, преимущественно в западных и центральных районах бассейна, оценена по результатам работ КМПВ. Глубинные исследования ОГТ выполнялись с конца 1980 гг. на отдельных региональных профилях (15-PC, 19-PC, 22-PC, 27-PC), которые только на ограниченных участках имели длину записи, превышающую 10 с. Основные объемы предыдущих сейсмических работ, преимущественно методами КМПВ, МОВ и ОГТ, были выполнены «Западным геофизическим трестом» (ЗГТ) и ПГО «Печорагеофизика» (ныне Севергеофизика).

Значительную роль в расширении знаний о региональном устройстве недр сыграли глубинные материалы ГСЗ-МОВЗ (глубинное сейсмическое зондирование и метод обменных волн землетрясений), полученные ФГУП Центр ГЕОН им. В. В. Федынского (ранее СРГЭ НПО «Нефтегеофизика») в период с 1971 по 1985 гг. В процессе этих исследований использовались шестиканальные сейсмометры с аналоговой записью, которые размещались через 8-12 км и выполняли регистрацию трех компонент смещения почвы. В качестве источников сейсмических сигналов применялись взрывы от 2 до 5 т. распределенные вдоль профилей на расстоянии от 30 до 60 км друг от друга. На отдельных профилях использовались мирные взрывы повышенной мощности. Одновременно осуществлялась запись обменных волн от далеких землетрясений. Реализованная система наблюдений, регистрация и совместная интерпретация рефрагированных (преломленных), широкоугольных отраженных и обменных волн, а также контроль построений решением прямой задачи сейсморазведки обеспечили высокую надежность геологических результатов. Глубинные материалы легли в основу региональных геофизических и структурно-тектонических построений (разрезов, карт), освещающих принципиальные закономерности строения земной коры Мезенской синеклизы, Тиманского кряжа и Печорской плиты (Березовский и др., 1992; Тектоническая.., 1996; Аплонов, 1998; Костюченко, 1998; Шаров, Цыбуля, 1998; Костюченко и др., 2000; Структура.., 2001; Малышев, 2002; Юдахин и др., 2003; Шаров, 2004).

Качественно новый этап исследований связан с внедрением современного метода ОГТ с длиной записи до 20-25 с (двойное время), обеспечивающей изучение всего разреза коры вплоть до поверхности Мохоровичича. В 1999-2002 гг. ФГУП «Спецгеофизика» по заказу альянса частных компаний и Министерства природных ресурсов России (МПР РФ) выполнила глубинное сейсмическое профилирование этим методом по серии профилей, пересекающих западную, центральную и восточную части Мезенского бассейна и Тиманский кряж. Общий объем работ составил около 1 500 пог. км. МПР РФ финансировало только один профиль, расположенный в северо-западной части региона (рис. 4.2). В работах использовались сейсмическая станция I/O-2 и Sercel (SN-388). Длина годографа составляла 10 050 м. Группы из 12 сейсмоприемников располагались каждые 44 м. Четыре-пять десятитонных вибраторов на базе 50 м обеспечивали сейсмическое возбуждение. Кратность наблюдений 50. Обработка материалов выполнялась на стандартных пакетах ULTRA-SPARC-2 и PROMAX. Кроме того, применялась специальная обработка по методу МДС (метод дифференциального суммирования). Высокая разрешительная способность этих работ обеспечила получение принципиальных данных о структуре чехла и глубине залегания фундамента в Мезенском бассейне и распознавание тонких структурных неоднородностей в земной коре исследованных структур.

На ранних стадиях изучения региона и в дополнение к редкой базе фактических материалов по данным сейсмических наблюдений широкое развитие получили гравиметрический и магнитометрический методы. Государственные гравитационные и магнитные карты м-ба



Рис. 4.1. Структурно-тектоническое районирование северо-востока Восточно-Европейской платформы и прилегающих территорий. Основные зоны разломов (толстые линии): WTF — Западно-Тиманская, СТF — Центрально-Тиманская, PFZ — Припечорская. Рифты Мезенской рифтовой системы (утолщенные отрезки показывают расположение отдельных грабенов):

I—I — Онежско-Двинский, II—II — Лешуконо-Пинежский, III—III — Сафоновский. Обнажения рифейских комплексов Тиманского кряжа (участки темно-серого цвета): 1 — Канин, 2 — Северный Тиман, 3 — Четласский камень, 4 — Вымский, 5 — Очпарма, 6 — Джежимпарма. В пределах Печорской плиты пронумерованы: 7 — Гряда Чернышева, 8 — Гряда Чернова

Литосфера севера Восточно-Европейской платформы



Рис. 4.2. Схема изученности Мезенской синеклизы, Тиманского кряжа и Печорской плиты региональными сейсмическими наблюдениями. Профили ГСЗ-МОВЗ, выполненные ФГУП ЦРГГИ ГЕОН в 1971—1985 гг. (толстые линии):

1 — Белое море — Воркута, 2 — Мурманск — Кызыл, 3 — Двинская губа — р. Мезень, 4 — р. Вага — Белое море, 5 — Кинешма — Воркута, 6 — Чешская губа — Пай-Хой. Двойной линией показаны профили ГСЗ, отработанные Ленинградским горным институтом и ПГО «Севзапгеология». Тонкие линии — профили КМПВ, выполненные ЗГТ и ПГО «Печорагеофизика». Крупный пунктир — профиль ОГТ, отработанный ФГУП «Спецгеофизика», 1999—2000 гг. Мелкий пунктир — предыдущие работы МОВ. Остальные обозначения см. рис. 4.1

1 : 2 500 000, 1 : 1 000 000, 1 : 200 000 позволяют осуществлять районирование территории и выполнять профильное и площадное (трехмерное) моделирование среды (Гафаров, 1963; Дедеев, Запорожцева, 1985; Березовский и др., 1992; Костюченко, Романюк, 1997; Ismail-Zadeh et al., 1997; Аплонов, 1998; Kostyuchenko et al., 1999).

4.1. МЕЗЕНСКАЯ СИНЕКЛИЗА. ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Мезенская синеклиза занимает северную часть Русской плиты и относится к категории перикратонных осадочных бассейнов Восточно-Европейской платформы. Располагается она между Балтийским щитом на западе, Тиманским кряжем на востоке и Волго-Уральской антеклизой на юго-востоке. В северном направлении синеклиза продолжается в прибрежные районы Баренцева моря, а к юго-западу — без резко выраженной границы — сочленяется с Московской (рис. 4.1).

Поскольку основные геофизические характеристики земной коры синеклизы достаточно полно были приведены в более ранних публикациях (Березовский и др., 1992; Костюченко, 1995, 1998), ниже основное внимание уделяется новым данным, существенно уточнившим особенности строения и эволюции региона.

В региональном плане седиментационные комплексы Мезенского бассейна могут быть подразделены на нижнюю докаменноугольную преимущественно терригенную генетически неоднородную толщу, сформировавшуюся в мелководно-морских и континентальных условиях, каменноугольно-раннепермские карбонатно-эвапоритовые мелководно-морские и лагунные отложения и верхнепермско-кайнозойские терригенные мелководно-морские и континентальные накопления. Геодинамические обстановки образования нижней толщи подразделяются на этап рифейского рифтогенеза, рифей-вендского пострифтового погружения и последующего эпиплатформенного накопления.

Система рифейских континентальных рифтов, намечавшаяся ранее по данным КМПВ и интерпретации гравитационного и магнитного полей, получила подтверждение в результатах работ ГСЗ-МОВЗ Центра ГЕОН. Сейсмические разрезы, составленные под руководством А. В. Егоркина, показывают на наличие глубоких (до 4,0-4,5 км) грабенов на поверхности фундамента и отражают утонение земной коры в области рифтогенеза до 36-32 км и менее. В средней части коры установлена внутрикоровая магматическая камера, а в подкоровых горизонтах мантии намечены реликты «палеорифтовых подушек» (Костюченко, 1995, 1998; Kostyuchenko et al., 1999).

Существенные дополнения для расшифровки особенностей строения рифтов привнесли материалы глубинного профилирования ОГТ, полученные ФГУП «Спецгеофизика» в 1999—2002 гг. Высокоразрешающими сейсмическими наблюдениями с использованием близвертикальных отраженных волн показано, что рифтовые грабены имеют глубину до 7—10 км и по бортам ограничены наклонными разломами (Сапожников и др., 2003). Совместный анализ предыдущих и современных сейсмических, буровых и гравимагнитных данных позволяет выделить Онежско-Двинский, Лешуконо-Пинежский и Сафоновский рифты, образующие Мезенскую рифтовую систему (рис. 4.1).

Ширина наиболее крупной рифтовой долины центрального Лешуконо-Пинежского рифта достигает 150 км при длине более 300 км. В ее пределах развиты отдельные полуграбены шириной от первых до нескольких десятков километров и глубиной до 10 км (рис. 4.3). Обособляются Пинежский, Кулойский, Кимженский, Усть-Мезенский, Карпогорский и Средне-Пинежский полуграбены (пронумерованы цифрами от 1 до 6 на рис. 4.3). Расположенный западнее Онежско-Двинский рифт представлен Средне-Двинским грабеном (7 на рис. 4.3) и Онежским грабеном на территории одноименного п-ова. Сафоновский рифт образует цепочка локальных впадин глубиной до 4,5–5 км, уходящих на юге под надвиговое сооружение Тиманского кряжа (Тектоническая.., 1996; Костюченко, 1998). В Лешуконо-Пинежском рифте на территории между 42 и 45° в. д. и к северу от широты 64° разломы, ограничивающие грабены на поверхности фундамента, имеют падение к юго-западу. В южной части рифта наблюдается встречное падение разломов как с востока на запад, так и с запада на восток. Западный борт Средне-Двинского грабена ограничивает сброс с падением к востоку.

Материалы бурения скважин Усть-Няфта-1 и Средне-Няфтинская-21 в комплексе с данными ОГТ позволяют расшифровать строение рифтовых накоплений в Усть-Мезенском грабене и, по аналогии, в соседних грабеновых структурах. Сейсмостратиграфическое расчленение отложений в полуграбенах выполнено Р. Б. Сапожниковым (2003), (рис. 4.4, а). Составленная по результатам обсуждения с ним принципиальная схема эволюции Лешуконо-Пинежского рифта показана на рис. 4.4, b. Можно утверждать, что рифтовые структуры выполнены рифейскими мелководно-морскими терригенными отложениями. Выделяется несколько седиментационных пачек. В основании каждой пачки распознаются сейсмофации прилегания, маркирующие активную стадию грабенообразования, сопровождаемую разломной тектоникой, а в верхней части располагаются параллельные сейсмофации, свидетельствующие о площадном морском осадконакоплении. В Кулойском и Пинежском грабенеах присутствуют четыре пачки (A, B, C и D), в Кимженском — три (B, C и D), а в Усть-Мезенском только две верхних (С и D) (рис. 4.4, а). По всей вероятности, заложение грабенов Лешуконо-Пинежской рифтовой долины происходило поступательно с запада на восток и было вызвано растяжением края платформы в субширотном (восток-северо-восточном) направлении. Неоднократные этапы грабенообразования сменялись более спокойными периодами площадного седиментогенеза. В предвендское время произошла региональная эрозия, вызванная общим подъемом территории, видимо, в результате общего сжатия коры. Как следствие, не исключена инверсия движений по наклонным сбросам (рис. 4.4, b).

Строение земной коры Лешуконо-Пинежского рифта иллюстрирует комбинированный глубинный разрез, составленный по материалам ГСЗ (ГЕОН, 1985 г.) и расположенного рядом профиля ОГТ (Спецгеофизика, 2000 г.) (рис. 4.5). Под грабенами фундамента наблюдается

Литосфера севера Восточно-Европейской платформы



Рис. 4.3. Структура фундамента Мезенской рифтовой системы (км). Сплошные изогипсы — уверенные, пунктирные — предполагаемые. Толстые линии — разломы. Цифрами обозначены отдельные грабены:

1 — Пинежский, 2 — Кулойский, 3 — Кимженский, 4 — Усть-Мезенский, 5 — Карпогорский, 6 — Средне-Пинежский, 7 — Средне-Двинский, 8 — Сафоновский рифт

подъем поверхности Мохоровичича амплитудой до 5 км и более. Консолидированная кора утонена до 27–30 км. Область грабенообразования ограничена системой встречных наклонных (листрических?) глубинных разломов, имеющих западный и восточный углы падения. В средней части коры в интервале глубин от 10–12 км до 17–18 км, в зоне рифта скорости сейсмических волн увеличены до 6,7 км/с, что может быть вызвано магматическими скоплениями основного состава. По всей вероятности, эти образования маркируют магматическую палеокамеру, ранее установленную на разрезе по профилю ГСЗ г. Мурманск – г. Кызыл и привносящую до 50% эффекта в Мезенский гравитационный максимум (Костюченко, Романюк, 1997; Kostyuchenko et al., 1999).

Процессы рифтогенеза находят свое отражение в гипсометрии поверхности Мохоровичича, которая маркирует раздел между корой и мантией. Глубина залегания границы под Мезенской синеклизой в целом изменяется от 32 до 44 км, при этом, под рифтовыми долинами она залегает выше 36 км (рис. 4.6). Амплитуда подъема границы Мохоровичича в среднем составляет 6—7 км, достигая 10 км и более под северной частью Лешуконо-Пинежского рифта. Как



Рис. 4.4. Фрагмент интерпретационного разреза по линии ОГТ (а) и схема эволюции Лешуконо-Пинежского рифта (b). Составлены совместно с Р. Б. Сапожниковым:

Индексы А, В, С и D показывают сейсмопачки предположительно одного возраста. Нумерация грабенов соответствует приведенной на рис. 4.3. MP₁₋₃ и NP₂ – подразделения рифея, NP₃ – венд. Остальные объяснения в тексте





Утолщенные линии на разрезе отвечают поверхности фундамента и Мохоровичича, а также границам в коре, построенным по результатам интерпретации Р и S-волн. Тонкие линии показывают границы, построенные по одному типу волн. Пунктир — границы по результатам математического моделирования. Цифры — скорости в км/с: P-волн (числитель) и S-волн (знаменатель)



Сплошные линии - уверенные, пунктирные - предполагаемые



Рис. 4.7. Распределение скоростей Р-волн в кровле верхней мантии:

МВ — Мезенский бассейн, Т — Тиманский кряж, РВ — Печорская плита. Области с различными скоростными параметрами (км/с): 7,8-8,0 — крупные точки, 8,1-8,3 — мелкие точки, 8,4 — темные участки. Темные полосы район анизотропии скоростей: 8,4 км/с — вдоль полос, 8,1-8,3 км/с — поперек

уже отмечалось ранее, в подкоровых горизонтах мантии присутствуют участки увеличенных до 8,4 км/с скоростей продольных волн, которые могут отражать реститы магматических комплексов «рифтовых подушек» (рис. 4.7).

4.2. ТИМАНСКИЙ КРЯЖ

Тиманский кряж представляет собой крупное структурное поднятие между Мезенской синеклизой и Печорским осадочным бассейном. Протягивается он в северо-западном направлении от Полюдова кряжа на границе Среднего и Северного Урала до п-ова Канин в Баренцевом море (рис. 4.1). От Мезенской синеклизы соответственно и Восточно-Европейской платформы кряж отделяется зоной глубинного разлома, трассируемого по геофизическим данным с континента в акваторию Баренцева моря до Мурманского побережья Кольского п-ова. Здесь его продолжение устанавливается на суше между п-ами Средний и Рыбачий и далее на п-ове Варангер в Норвегии (Дедеев и др., 1974; Siedlecka, 1975).

История изучения Тиманского кряжа продолжается уже более 150 лет, с того момента, когда по заданию Российской Академии наук в 1837 г. А. Г. Шренк осуществил первые исследования Северного Тимана с описанием орографии, гидрографии и начальных геологических сведений. Но до настоящего времени даже основные представления о тектоническом строении и происхождении Тиманского кряжа остаются предметом широких споров и дискуссий. Одна из наиболее распространенных точек зрения, высказанная впервые Н. С. Шатским, поддержанная Р. А. Гафаровым (1963), В. С. Журавлевым (1972), В. В. Дедеевым, И. В. Запорожцевой (1985), получившая дополнительное обоснование в монографических работах В. Г. Гецена (1975, 1987), подразумевает геосинклинальный (миогеосинклинальный) режим развития структуры в рифейское время. Предполагается, что в восточном направлении под чехольными отложениями Большеземельской тундры и на севере Урала располагаются эвгеосинклинальные комплексы. Байкальский тектогенез на всей этой территории и последующее площадное осадконакопление предопределили выделение единой Тимано-Печорской провинции в ранге молодой платформы, где обнажения рифейских пород Тиманского кряжа рассматриваются в качестве выступов фундамента. Другая концепция, выдвинутая П. Е. Оффманом, отстаивает рифейский платформенный режим в окружающих Московской и Печорской синеклизах и существование на их стыке «антетического» вала. Последующая идея Н. С. Шатского (1946) об авлакогенном генезисе Тиманской структуры на дорифейском цоколе была поддержана А. А. Богдановым и В. Е. Хаиным (1968). Заложение узкой внутрикратонной геосинклинали на дорифейском основании предполагали З. И. Цзю (1964) и В. А. Разницын (1968). В последние годы доминирует геодинамическая концепция эволюции Тиманского кряжа и расположенных к востоку от него структур, перекрытых осадками Печорского бассейна. Эта гипотеза подразумевает накопление рифейских толщ в условиях континентальной окраины, их деформацию и консолидацию с формированием складчато-надвигового сооружения Канино-Тиманской гряды в позднем рифее-венде в результате коллизии раннедокембрийских блоков (террейнов) к остову материка (Гецен, 1991; Костюченко, 1994; Оловянишников и др., 1996; Olovyanishnikov et al., 1997; Оловянишников, 1998).

Тиманский кряж слагают преимущественно терригенные отложения рифейского возраста (Гецен, 1987; Оловянишников, 1998). Они накапливались в условиях континентального склона, переходящего к северо-востоку в морской бассейн (Olovyanishnikov et al., 1997; Roberts & Siedlecka, 1999). В современном состоянии породы дислоцированы, слабометаморфизованы (до зеленосланцевой фации только в пределах п-ова Канин достигают амфиболитовой фации) и интрудированы габбро-диабазовыми телами и гранитоидами.

Региональную структуру кряжа определяют Западно-Тиманский и Центрально-Тиманский разломы (рис. 4.1). Западно-Тиманский разлом большинством исследователей рассматривается в качестве тектонической границы Тиманского кряжа и Мезенского осадочного бассейна. По данным интерпретации региональных сейсмических профилей 22-РС и 27-РС, по этому разлому кряж надвинут на восточную окраину бассейна. Горизонтальная амплитуда смещения оценивается около 20–25 км (Оловянишников и др., 1996; Оловянишников, 1998) и может достигать 40–50 км (Тимонин, 1998). Центрально-Тиманский разлом трассируется вдоль центральной части структуры и разделяет в различной степени дислоцированные и метаморфизованные комплексы докембрия. Менее измененные породы к западу от разлома Н. А. Малышев (2002) рассматривает в качестве перикратонных отложений, принадлежащих Мезенскому осадочному бассейну. В этом случае границу кряжа предлагается проводить по зоне Центрально-Тиманского разлома. Для него также установлена надвиговая природа с перемещением с востока на запад (рис. 4.8). Оба разлома сливаются в одну тектоническую зону к югу от Джежимпармы (рис. 4.1).

Глубинное строение земной коры Тиманского кряжа освещает разрез, построенный под руководством А. В. Егоркина в 1999–2000 гг. по результатам переинтерпретации ранее полученных данных ГСЗ-МОВЗ вдоль профиля Белое море — Воркута (рис. 4.9, а). Как следует из разреза, мощность рифейских слабометаморфизованных пород кряжа достигает 8—10 км. Сейсмические скорости продольных волн (Р), близкие 6,0 км/с, и скорости поперечных волн (S) в интервале от 3,5 км/с до 3,65 км/с, отражают их развитие не только в пределах традиционных границ кряжа, но и на расстоянии до 500—600 км к востоку под осадочным чехлом Печорского бассейна. Для кристаллического фундамента, подстилающего рифейские образования, свойственны скорости Р-волн от 6,15 км/с до 6,35 км/с и S-волн — от 3,65 км/с до 3,8 км/с. Подобные упругие параметры отвечают кислым кристаллическим породам и комплексам амфиболитовой фации метаморфизма (Christensen & Mooney, 1995; Nikolas & Mooney, 1995; Musacchio et al., 1997). Западно-Тиманский и выделенные к востоку от него разломы имеют восточное падение и проникают на глубину до 25 км, рассекая верхнюю и среднюю кору. В средней части коры горные комплексы характеризуются скоростью Р-волн 6,37 км/с и S-волн 3,84 км/с, в то время как для нижней коры соответствующие упругие параметры равны



Рис. 4.8. Структура Центрально-Тиманского разлома на сейсмическом разрезе ОГТ по профилю 22-РС (а), (Малышев, 2002) и интерпретационный разрез вдоль профиля ОГТ 27-РС (b), (Оловянишников, 1988) с дополнениями

6,73 км/с и 3,96 км/с. Структурный рисунок разреза и скоростные параметры консолидированной части коры вдоль профиля Белое море — Воркута показывают, что ее нижний фрагмент, располагающийся под Тиманским сооружением, скорее относится к участку коры Восточно-европейской платформы (рис. 4.9, а и b).

4.3. ПЕЧОРСКИЙ БАССЕЙН

Печорский осадочный бассейн (плита) на западе ограничен Тиманским кряжем, на востоке и северо-востоке складчатыми сооружениями Урала и Пай-Хоя соответственно (рис. 4.1). В северном направлении Печорская плита продолжается под воды Баренцева моря, занимая, по-видимому, всю его южную шельфовую акваторию между п-ом Канин и о. Южный Новой Земли.

Возраст консолидации дочехольного субстрата плиты, как отмечалось выше, большинством исследователей принимается рифей-раннекембрийским, при этом в области Большеземельской и Малоземельской тундр допускается присутствие крупных дорифейских срединных массивов или террейнов (Гецен, 1987, 1988, 1991; Берлянд, 1989). Современные определения возраста магматических пород из скважин по цирконам свидетельствуют о поздневендском становлении фундамента (Gee et al., 2000). Дочехольная поверхность залегает на отметках от 2,0—2,5 км на границе с Тиманским кряжем до 10—12 км в восточных краевых прогибах перед Урало-Пайхойской складчатой областью (рис. 4.10). На западе территории обособляется Ижма-Печорская ступень, которая служит переходной морфоструктурой между Тиманским кряжем и расположенными к востоку от нее Денисовско-Хорейверской и Верхнепечорской депрессиями (Костюченко, 1994). Ширина ступени достигает 150—180 км. В ее пределах доминируют глубины в интервале от 2,5 до 3,5 км. По восточному краю прослеживаются локальные валообразные поднятия до отметок 3,0 км и менее, которые могли образоваться в результате субгоризонтальных тектонических напряжений. Денисовско-Хорейверская мегавпадина занимает северную часть Печорской плиты. В южном направлении она смыкается с Большесынинским погружением фундамента до 10 км перед надвиговым сооружением Урала. В центральной области впадины значения глубин заключены в интервале от 4,2 км до 6,0 км, маркируя апикальную часть Большеземельского свода. Вдоль западного края обособляется система узких (шириной 30—40 км) вытянутых в северо-западном направлении (до 100 км) прогибов глубиной до 6—7,5 км. По западному их склону, примыкающему к Ижма-Печорской ступени, развиты уступы рельефа амплитудой до 1—1,5 км, связанные с



Рис. 4.10. Схема глубин до поверхности фундамента в Печорском бассейне (км). Условные обозначения см. на рис. 4.1 и 4.6

зоной Припечорского разлома. На севере мегавпадины по данным ГСЗ на профиле Чешская Губа — Пай-Хой (ГЕОН, 1985 г.) располагается протягивающийся в субширотном направлении прогиб с отметками до 8,0 км и более, который значительно сокращает область Большеземельского свода, во всяком случае, в ставших уже традиционными контурах (Дедеев и др., 1988; Малышев, 2002). С северо-востока и юго-востока мегавпадину ограничивают эшелонированные кулисообразно подставляющие друг друга выступы гряды Чернова и Чернышева соответственно. Перед складчатыми сооружениями Урала и Пай-Хоя обособляется ряд впадин с наибольшей глубиной залегания фундамента (с севера на юг): Коротаихинская (до 12 км и более), Косью-Роговская (8–10 км), Большесынинская (до 10 км) и Верхнепечорская (до 9 км).

В условиях ограниченных буровых данных и неоднозначной интерпретации потенциальных полей для определения вещественных неоднородностей фундамента, корреспондирующихся с тектоническим районированием, составлена схема распределения в его кровле скоростей рефрагированных (преломленных) Р-волн (Костюченко, 1994) (рис. 4.11). В ее основе лежат материалы КМПВ и ГСЗ и результаты районирования и количественной интерпретации



Рис. 4.11. Распределение скоростей Р-волн в кровле фундамента Печорского бассейна (км/с):

5,8 — крупные точки; 5,9—6,0 — средние точки; 6,0—6,1 — субгоризонтальный штрих, 6,2—6,3 — мелкие точки; 6,4—6,6 — затемненные участки. А — Тиманский кряж, В — Ижма-Печорская ступень, С — Хорейверский домен, D — Предуральский прогиб гравитационного и магнитного полей (двумерное сейсмоплотностное и трехмерное магнитометрическое моделирование). В западной части региона, охватывающей Тиманский кряж и Ижма-Печорскую ступень, господствуют значения скоростей, равные 5,9-6,0 км/с, а на локальных участках — 5,8 км/с. Для этой же области характерны относительно пониженные плотности пород фундамента (2,71-2,78 г/см3). В аномальном магнитном поле эта территория отчетливо проявляется сглаженным отрицательным свидетельствующим фоном, о преимущественно немагнитных или слабомагнитных свойствах основной массы пород. По этим признакам распознается развитие в фундаменте рифейских метаморфических сланцев низших степеней метаморфизма, аналогичных широко распространенным в пределах Тиманского кряжа. С востока «сланцевая» область ограничена линейной (протяженностью более 400 км при ширине 50-100 км) зоной контрастных и повышенных величин физических характеристик, совпадающей с положением Припечорского разлома. В южной ее части преобладают скорости 6,4 км/с и более, а на севере происходит чередование локальных полей со значениями от 5,8 км/с до 6,4 км/с. Плотностные определения варьируют в интервале 2,82-2,88 г/см3. Зону сопровождают интенсивные положительные аномалии магнитного поля. Все эти особенности хорошо согласуются с данными бурения, по которым в рассматриваемом районе распространены габбро-диабазовые и гранитоидные ассоциации магматических образований, отвечающие тыловой чаркаю-пальюской и фронтальной припечорско-илыч-чикшинской зонам рифейской палеоостроводужной структуры (Белякова, Степаненко, 1991). Для территории Денисовско-Хорейверской мегавпадины скорости в кровле фундамента составляют 6,2-6,3 км/с, а плотности изменяются от 2,82 до 2,9 г/см3, иногда достигают 2,95 г/см³. Подобные параметры характерны для метаморфических и кристаллических толщ средних и высоких степеней метаморфизма, интрудированных разнообразными магматическими телами. Чередующиеся положительные и отрицательные магнитные аномалии подчеркивают петрографическое разнообразие горных пород, по всей вероятности, слагающих дорифейский кристаллический массив (блок) коры. Вдоль восточной периферии Денисовско-Хорейверской депрессии и во впадинах Предуральско-Пайхойского краевого прогиба скорости 6,4 км/с и более и плотности 2,96-3,1 г/см³ позволяют прогнозировать развитие пород основного состава.

По глубине залегания поверхности Мохоровичича Печорская плита подразделяется на несколько областей, подчеркивающих тектоническую делимость коры (рис. 4.6): Ижма-Печорскую (36—39 км), Денисовско-Хорейверскую (40—44 км, под зоной западных линейных прогибов фундамента до 46 км), Мореюско-Коротаихинскую (34—38 км) и Предуральско-Пайхойскую (42—48 км). Распределение скоростных параметров в кровле мантии в основной своей массе не подчиняется структурной делимости вышележащей части литосферы. Только низкоскоростные параметры, равные 8,0 км/с, обнаруживают пространственную связь с положением Припечорского разлома (рис. 4.7).

Принципиальные черты структуры коры бассейна освещает разрез по профилю Белое море — г. Воркута (рис. 4.9, а и b). Под рифейскими образованиями, слагающими фундамент Тиманского кряжа и Ижма-Печорской ступени, находится кристаллическая кора мощностью около 20 км. В ее верхней части скорости Р-волн варьируют от 6,15 км/с до 6,35 км/с, а Sволн — от 3,75 км/с до 3,8 км/с. В нижней части аналогичные параметры составляют 6,37-6,53 км/с и 3,84-3,95 км/с соответственно. Этот участок коры с западной стороны (по линии профиля) подстилается фрагментом нижней коры Восточно-Европейской платформы, а с востока, в области, прилегающей к Припечорскому разлому, — комплексом высокоскоростных пород (6,7-7,0 км/с и 4,1-4,3 км/с соответственно), по своим упругим свойствам, близким нижней коре Денисовско-Хорейверской мегавпадины. Данное обстоятельство может свидетельствовать о тектоническом взаимоотношении между перечисленными элементами. В пределах мегавпадины кора имеет континентальный тип строения по классификации Н. И. Павленковой (Pavlenkova, 1996) и В. Муни и др. (Mooney et al., 1998). Кора Предуральской части разреза резко отличается повышенными скоростными параметрами по всему почти сорокакилометровому вертикальному разрезу: от 6,5-6,6 км/с в кровле фундамента до 7,25 км/с над поверхностью Мохоровичича. Строение ее требует дополнительного изучения. В качестве предварительной версии можно рассматривать предположение о формировании дочехольного субстрата в результате многократного тектонического умножения фрагментов коры океанического типа (Костюченко, 1994).

4.4. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Комплексный характер глубинных геофизических данных, полученных для Мезенской синеклизы, Тиманского кряжа и Печорской плиты, и сопоставимость основных тектонических событий, ответственных за формирование их коры, лежат в основе геодинамической схемы эволюции северо-востока Восточно-Европейской платформы и прилегающих к ней территорий.

Континентальный рифтогенез, получивший развитие в рифейское время на северо-восточном окончании Восточно-Европейской платформы, предшествовал формированию Мезенского осадочного бассейна. В результате растяжения коры, по всей вероятности, в субширотном направлении произошло ее утонение, проникновение в среднюю часть коры магматических пород основного состава и заложение грабенов, ограниченных, как правило, с одной стороны наклонными сбросами. Материалы ГСЗ-МОВЗ и глубинных наблюдений ОГТ показывают, что плоскости этих сбросов в средней и нижней части коры соединяются в зону главного детачмента. Грабенообразование распространялось постепенно на все большую территорию и имело пульсационный характер, сменяясь кратковременными периодами более спокойного площадного осадконакопления. В пределах центральной наиболее широкой Лешуконо-Пинежской рифтовой долины первоначально заложились Кулойский и Пинежский грабены. В последующее время получили развитие расположенные восточнее Кимженский и, наконец, Усть-Мезенский грабены, маркирующие генеральное направление охвата территории растягивающими напряжениями. По основным характеристикам строение Мезенской системы рифтов подобно многим хорошо изученным континентальным рифтам: Рио-Гранде, Западно- и Центрально-Африканскому, Провинции Хребтов и Бассейнов (Baldridge et al., 1995; Keller et al., 1995; Parsons. 1995). Поскольку многие детали строения коры не могут быть установлены или были затушеваны последующими преобразованиями, механизм рифтогенеза не может быть точно определен. Скорее всего, имели место различные соотношения между моделями «чистого сдвига» (McKenzie, 1978) и «простого сдвига» (Wernicke, 1985). Принципиальное значение имеет смена растягивающих напряжений региональным сжатием в верхнем венде, вызвавшим обратное перемещение и подъем части рифтовых накоплений в лежачем крыле по грабенообразующим разломам и их последующую эрозию (см. рис. 4.4, b).

Интенсивное по амплитуде растяжение коры в рифейское время происходило на периферийной части Восточно-Европейской платформы. Как следует из геологической интерпретации сейсмического разреза по профилю Белое море — Воркута (рис. 4.9, b), в пределах территории, занимаемой Тиманским кряжем и Ижма-Печорской ступенью, под дислоцированными рифейскими отложениями сохранился фрагмент тонкой кристаллической коры, подобный коре эпиконтинентального окраинного моря (мощность около 20 км, скорости Р-волн - от 6,15 км/с в кровле до 6,53 км/с в подошве и S-волн — от 3,75 км/с до 3,95 км/с соответственно). Эти данные дополняют палеогеографические условия для этого района, восстановленные по геологическим материалам: наличие обстановок континентального склона на юго-западе и морских на северо-востоке (Olovyanishnikov et al., 1997; Roberts & Siedlecka, 1999) и островной дуги в области современного положения Припечорского разлома на восточной границе Ижма-Печорской ступени (Белякова, Степаненко, 1991). Тектоническая эволюция окраинных морей на краю континентальной плиты связана с рифтогенезом и последующим за ним спредингом центрального типа (Богданов, 2000). Признаков второй стадии, приводящей к разрыву коры континентального типа и появлению фрагментов океанической коры, в исследуемом регионе не установлено. Тем не менее, можно констатировать, что масштабы растяжения кристаллической дорифейской коры по периферии платформы превосходили рифтообразующие напряжения в области современной Мезенской синеклизы. Орогенические процессы, проявившиеся в позднем венде (Gee et al., 2000), сопровождались внедрением магматических тел и привели к дислокации рифейских осадков и формированию в их толще надвиговых структур (рис. 4.8). Рифейские комплексы и фрагменты кристаллической коры окраинноморского задугового бассейна были надвинуты на край Восточно-Европейского кратона (рис. 4.9, b). С этими событиями мы связываем возникновение вдоль внешнего борта Ижма-Печорской ступени линейных поднятий. Одновременно в области мезенского рифтогенеза, в меньшем масштабе, но все же проявились заметные признаки сжатия. Причиной региональных напряжений сжатия, активно воздействовавших на кору окраинного моря и распространившихся далее к западу на прилегающие участки Восточно-Европейской платформы, по всей вероятности, была коллизия Денисовско-Хорейверского блока континентальной коры (Хорейверского микроконтинента или террейна) с Припечорской (чаркаю-пальюской и припечорско-илыч-чикшинской) островной дугой (Костюченко, 1994). Помимо субгоризонтальных перемещений, реализованных в надвиговых структурах верхней и средней коры, в зоне коллизии произошло погружение части островной дуги под восточный участок «сорванной» коры окраинного моря. В результате сформировалось линейное утолщение земной коры мощностью до 46 км (рис. 4.6 и 4.9). Ассимиляция отдельных фрагментов островной дуги, проникших в верхнюю мантию, объясняет появление под областью коллизии аномально низких скоростей продольных волн ниже границы Мохоровичича до величин 7,8 км/с (рис. 4.7).

Автор выражает благодарность геологам и геофизикам, участвовавшим в получении фактических данных, принимавшим участие в дискуссиях и оказавшим помощь в подготовке данной работы.

ЛИТЕРАТУРА

Аплонов С. В. Геодинамика Печоро-Баренцевоморского региона: попытка комплексного геофизического анализа // Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион. Ч. 2. Отв. ред. Ф. П. Митрофанов и Н. В. Шаров. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1998. С. 82–108.

Белякова Л. Т., Степаненко В. И. Магматизм и геодинамика байкалид фундамента Тимано-Печорской синеклизы // Изв. АН. Сер. Геол., 1991. № 12. С. 106—117.

Березовский В. З., Губайдуллин М. Г., Егоркин А. В. и др. Комплексирование геофизических данных при изучении литосферы юго-восточного Беломорья и Мезенской впадины // Литосфера Центральной и Восточной Европы: Методика и результаты комплексной интерпретации. Киев: Наукова думка, 1992. С. 182—192.

Берлянд Н. Т. Тимано-Печорская плита // Геологическое строение и минерагения СССР. Л.: Недра, 1989. Т. 1, кн. 1. С. 45-46.

Богданов А. А., Хаин В. Е. Ассинтская (байкальская) эра тектогенеза и ее значение в истории Земли в свете новых данных: Вместо послесловия // Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М., 1968. С. 207–241.

Богданов Н. А. О тектонической эволюции окраинных морей // Проблемы глобальной геодинамики. Материалы тектонического семинара ОГГГГН РАН, 1998—1999 гг. Отв. ред. акад. Д. В. Рундквист. М.: ГЕОС, 2000. С. 159—169.

Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Тр. ГИН АН СССР, 1963. Вып. 85. 203 с.

Гецен В. Г. Строение фундамента Северного Тимана и полуострова Канин. Л.: Наука, 1975. 142 с.

Гецен В. Г. Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 172 с.

Гецен В. Г. Палеотектоника северо-востока Европейской платформы в позднем протерозое. Тектоника северо-востока Европейской платформы. Сыктывкар: Тр. ИГ Коми НЦ Уро АН СССР, 1988. Вып. 68. С. 32–46.

Гецен В. Г. Геодинамическая реконструкция развития северо-востока Европейской части СССР для позднепротерозойского этапа. Геотектоника. 1991. № 5. С. 26–36.

Дедеев В. А., Журавлев В. С., Запольнов А. К. Тиманская и Печорская складчатые системы // Структура фундамента платформенных областей СССР. Л., 1974. С. 82—89.

Дедеев В. А., Запорожцева И. В. Земная кора европейского северо-востока СССР. Л.: Наука, 1985. 96 с.

Дедеев В. А., Малышев Н. А., Юдин В. В. Тектоника платформенного чехла Печорской плиты // Тектоника платформенных областей. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1988. С. 137-150.

Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 232. 364 с.

Костюченко С. Л. Структура и тектоническая модель земной коры Тимано-Печорского бассейна по результатам комплексного геолого-геофизического изучения. Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы / Матер. Междунар. совещ. «Внутриплитная тектоника и геодинамика осадочных бассейнов». Опалиха, 12–15 мая 1993 г. М.: Фонд «Наука России» Гео-инвэкс, 1994. С. 121–133. Костюченко С. Л. Структура и тектоническая модель земной коры Мезенской синеклизы по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Разведка и охрана недр. 1995. № 5. С. 2–7.

Костюченко С. Л., Романюк Т. В. Природа мезенского гравитационного максимума // Физика Земли. 1997. № 12. С. 3-22.

Костюченко С. Л. Структура и основные черты тектоники континентального обрамления Баренцева моря, Мезенская синеклиза // Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион. Ч. 2. Отв. ред. Ф. П. Митрофанов и Н. В. Шаров. 1998. С. 109–129.

Костюченко С. Л., Егоркин А. В., Солодилов Л. Н. Особенности структуры и физических полей земной коры и верхней мантии отдельных регионов Евразии // Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. Отв. ред. А. Ф. Грачев. М.: «Пробел», 2000. С. 291–308.

Малышев Н. А. Тектоника, эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов европейского севера России. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 270 с.

Оловянишников В. Г., Бушуев А. С., Дохсаньянц Э. П. Строение зоны сочленения Русской и Печорской плит по геолого-геофизическим данным // ДАН. 1996. Т. 351, № 1. С. 88-92.

Оловянишников В. Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: Уро РАН, 1998. 164 с.

Разницын В. А. Тектоника Среднего Тимана. М.: Наука, 1968. 121 с.

Сапожников Р. Б., Ченборисова Р. З., Берзин Р. Г. и др. Эффективность сейсморазведки МОГТ при изучении геологического строения Мезенской синеклизы // Разведка и охрана недр. 2003. № 5. С. 32-35.

Структура земной коры и верхней мантии территории России в картах и схемах. Отв. ред. Л. Н. Солодилов, С. Л. Костюченко, А. Ф. Морозов, Н. Н. Ясюлевич // Разведка и охрана недр. 2001. № 2, вкладка.

Тектоническая карта Баренцева моря и северной части европейской России. М-б 1:2500000. Богданов Н. А., Хаин В. Е., Богатский В. И., Костюченко С. Л., Сенин Б. В., Шипилов Э. В., Соболев С. Ф. М., 1996. 2 л.

Тимонин Н. И. Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.

Цзю З. И. Основные черты тектонического развития Тимано-Печорской провинции // Геология нефти и газа северо-востока европейской части СССР. М.: Наука, 1964. С. 3–25.

Шаров Н. В., Цыбуля Л. А. Особенности строения мантии Северной Европы // Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион. Ч. 1. Отв. ред. Ф. П. Митрофанов, Н. В. Шаров. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. С. 59-70.

Шаров Н. В. Поверхность Мохоровичича и тепловой поток // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления. Отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2004. С. 86-87.

Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1946. № 1. С. 15–25.

Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 300 с.

Baldridge W. S., Keller G. R., Haak V. et al. The Rio Grande Rift / Olsen K. H. Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics. Elsevier. 1995. P. 233–275.

Christensen N. I. & Mooney W. D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. J. // Geophys. Res. 1995. V. 100 (7). P. 9761-9788.

Gee D., Beliakova L., Pease V. et al. Vendian granites in the Neoproterozoic basement beneath the Pechora Basin: new Pb-Pb evaporation ages // Polarforshung. 2000. V. 68. P. 161-170.

Is mail-Zadeh A. T., Kostyuchenko S. L., Naimark B. M. The Timan-Pechora Basin (northeastern European Russia): tectonic subsidence analysis and a model of formation mechanism // Tectonophysics. 1997. V. 283. P. 205-218.

Keller G. R., Wendlandt R. F. & Bott M. H. West and Central African rift system // Olsen K. H. Contonental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics. Elsevier. 1995. P. 437-449.

Kostyuchenko S. L., Egorkin A. Y., Solodilov L. N. Structure and genetic mechanisms of the Precambrian rifs of the East-European Platform in Russia by integrated study of seismic, gravity, and magnetic data // Tectonophysics. 1999. V. 313. P. 9–28.

ity, and magnetic data // Tectonophysics. 1999. V. 313. P. 9-28. McKenzie D. P. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet // Sci. Lett. 1987. V. 40. P. 25-32.

Mooney W. D., Laske G. & Masters T. G. CRUST 5.1: A global crustal model at $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ // Journal of Geophysical Research. 1998. V. 103 (B 1). P. 727-747.

Musacchio G., Mooney W. D., Luetgert J. H. & Christensen N. I. Composition of the crust in the Grenville and Appalachian Provinces of North America inferred from Vp/Vs ratios // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102 (B 7). P. 15225-15241.

Nikolas I. Ch. & Mooney W. D. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100 (B 7). P. 9761-9788.

Olovyanishnikov V. G., Siedlecka A. & Roberts D. Aspects of the geology of the Timans, Russia, and linkages with Varanger Peninsula, NE Norway // NGU-BULL. 1997. V. 433. P. 28-29.

Parsons T. The Basin and Range Province // Olsen K. H. Contonental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics. Elsevier. 1995. P. 277-324.

Pavlenkova N. I. Crust and Upper Mantle Structure in Northern Eurasia from Seismic Data // R. Dmowska and B. Saltzman. Advances in Geophysics. 1996. V. 37. P. 1-133.

Roberts D. & Siedlecka A. Baikalian / Cadomian deformation and metamorphism along the northern margin of Baltica, Northwest Russia and Northeast Norway // Proceedings of the International Meeting on Cadomian Orogens, Badajoz, Spain, 26 September – 3 October. 1999. P. 223–228.

Siedlecka A. Late Precambrian stratigraphy and structure of the north-eastern margin of the Fennoscandian Shield (East Finmark-Timan Region) // Norges Geologiske Undersokelse. 1975. V. 316. P. 313-348.

Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Can. J. // Earth Sci. 1985. V. 22. P. 108-125.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЛАПЛАНДСКО-ПЕЧЕНГСКОГО РЕГИОНА

ГЛАВА 5

СВОЙСТВА, СТРУКТУРА И СОСТОЯНИЕ ПОРОД В РАЗРЕЗЕ КОЛЬСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

Результаты, полученные в последнее время по разрезам Кольской (СГ-3) и других сверхглубоких скважин, в том числе и по международным проектам (IGCP-408 UNESCO, INTAS 01-0314) позволяют представить реальную модель изменений свойств, структуры и состояния кристаллических пород от поверхности до глубины 12 км и более. В разрезе Кольской сверхглубокой скважины подробно изучены геологические, геофизические и петрофизические характеристики объектов разного иерархического уровня — минералов, породных разновидностей, геологических тел, толщ, свит, комплексов, формаций и др. (Кольская сверхглубокая, 1984, 1998; Архейский комплекс.., 1991; Сверхглубокие скважины.., 1995). К настоящему времени получен сравнительно большой объем данных по всему разрезу, вскрытому СГ-3. Определения выполнялись на образцах керна, извлеченного из скважины, и на образцах-аналогах, отобранных из свит и толщ, пересеченных скважиной и выходящих на земную поверхность. Выполнен структурно-текстурный анализ пород, вскрытых по разрезу. Изучен характер поведения скважины и устойчивость ее контура в зависимости от упруго-структурных и прочностных свойств пород на различных глубинах. Выполнена оценка параметров палео- и современных напряжений в разрезе до глубины 12 262 м. Полученные данные позволяют осуществить прогноз свойств и состояния пород в целом для верхней и средней частей континентальной земной коры. Ниже приведены обобщенные результаты исследований, включающие как новые, так и наиболее значимые данные, полученные ранее.

5.1. КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

Кольская СГ-3 пройдена в северном крыле Печенгской геосинклинали, которая сложена ритмично переслаивающимися вулканогенными и туфогенно-осадочными толщами, простирающимися на СЗ 300—310° и падающими на ЮЗ под углами 30—50° (Кольская сверхглубокая, 1984). Ее географическое положение приведено на рис. 5.1. Геологический разрез скважины СГ-3, достигший опережающим стволом отметки 12 262 м, представлен двумя комплексами: протерозойским и архейским.

В разрезе скважины выделяются следующие фации и субфации метаморфизма:

- 1. Пренит-пумпеллитовая фация (0-1 400 м).
- 2. Фация зеленых сланцев (1 400-4 900 м):
- а) эпидот-хлоритовая субфация (1 400-3 200 м),
- б) биотит-актинолитовая субфация (3 200-4 900 м).
- 3. Эпидот-амфиболитовая фация (4 900-6 000 м).

4. Амфиболитовая фация (6 000—12 000 м и глубже). Ниже этой глубины породы метаморфизованы до амфиболитовой фации.



Рис. 5.1. Географическое положение Кольской сверхглубокой скважины

Изотопное датирование пород Печенги из разреза СГ-3 было выполнено калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами. Биотиты, извлеченные из разных глубин, имеют возраст от 1 600 до 3 130 млн лет, плагиоклазы — от 920 до 2 100 млн, микроклины и амфиболы — 460—1 960 млн лет. Согласно K-Ar и Rb-Sr данным, прогрессивный зональный метаморфизм Печенги и регрессивный метаморфизм залегающих ниже архейских пород имеют возраст 2,1-1,7 млрд. Архейские породы в разные годы были датированы уран-свинцовым, рубидийстронциевым и самарий-неодимовым методами (Баянова и др., 2002). При U-Pb-датировании по цирконам к наиболее древним образованиям в разрезе СГ-3 отнесены породы амфиболит-тоналит-плагиоклазового комплекса, входящие в состав 10-архейской толщи, возраст которых составляет 2 832+6/-4 и 2 832+6/- 5 млн лет. Этот возраст воспринимается как время магматической кристаллизации тоналитов (Chen et al., 1994). Время образования пегматитов в гнейсовых толщах составляет 2740+10/- 9 млн лет. Наиболее позднее время имеют жильные тела порфировидных гранитов (1765±2 млн лет). Цирконы из биотитовых гнейсов, извлеченных из разных глубин, показали разный возраст, около 2 821, 2 740 и 1 765 млн лет. Это подтверждает многостадийную историю формирования гнейсов (Chen et al., 1994). Модельный возраст плагиогранитоидов из амфиболит-тоналит-плагиогранитного комплекса составляет 2918-2 948 млн лет (Баянова и др., 2002).

Подавляющее число типов минерализации, известных на земной поверхности, также зафиксировано и в керне СГ-3. Установлено, что рудосодержащими являются не только протерозойские, но и архейские породы. Архейский разрез содержит много гнейсовых тел, связанных с железной минерализацией. В ортоамфиболитах имеется титаномагнетитовая минерализация, проявления медно-никелевой, металлов платиновой группы и пиритовой минерализации. Встречается полиметалльная, редкометалльная золоторудная минерализация (Кольская сверхглубокая, 1998). Полученные данные дополняют металлогеническую характеристику Печенгского блока и существенно расширяют перспективы для поиска руд.

Протерозойский комплекс (0—6 842 м) сложен вулканогенными и осадочными породами в соотношении 3 : 1. Наиболее распространены метабазальты и их туфы, менее — метаандезиты и метатрахиандезиты и метапикриты, рис. 5.2. Метаосадочные породы представлены филлитами, алевролитами, карбонатными породами, песчаниками, гравелитами, конгломератами.



Рис. 5.2. Протерозойская часть разреза Кольской сверхглубокой скважины:

Свита Матерт 1-3: 1 - метабазальты пренит-пумпелиитовой фации метаморфизма, 2 - пироксеновые и пикритовые метапорфириты, 3 — туфы основного состава; Ждановская свита 4-8: 4 — туфогенно-осадочные породы, 5 — метафиллиты, метаалевролиты, 6 — алевролиты углеродистые, 7 — метапесчаники, 8 — метапесчаники гравелитистые и гравелиты; Заполярнинская свита 9-10: 9 — метабазальты зеленосланцевой фации метаморфизма, 10 — туфобрекчии, туфолавы и лавобрекчии основного состава; Лучломпольская свита 11—12: 11 — карбонатные породы, 12 — тонкое переслаивание аркозовых метапесчаников, алевролитов, филлитов; Пирттиярвинская свита 13-15: 13 — метабазальты эпидот-амфиболовой фации метаморфизма, 14 — андезитовые метапорфириты, 15 — измененные туфолавы, полосчатые и пятнистые; Кувернеринйокская свита 16—17: 16 метаморфизованные карбонатные породы, 17 — кварцито-песчаники; Маярвинская свита 18-20: 18 — плагиоклаз-амфиболовые сланцы амфиболитовой фации метаморфизма, 19 — меланократовые плагиоклаз-амфиболовые породы амфиболитовой фации метаморфизма, 20 - биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы амфиболитовой фации метаморфизма; Телевинская свита 21 — метаморфизованные гравелитистые песчаники; Архейский комплекс 22 - гнейсы архейского основания. Интрузивные породы: 23 - серпентинизированные перидотиты, 24 - габбро-диабазы, 25 габбро-диабазы эссекситовые, 26 — андезитовые метапорфириты; рудная минерализация: 27 магнетит; 28 — оруденение; тектонические процессы: 29 — бластомилониты, 30 — бластокатаклазиты, 31 - тектоническая брекчия, 32 - разрывные нарушения

На протяжении всего комплекса встречаются пластовые интрузии габбро, ультраосновных пород, дацитовых порфиритов. Печенгский комплекс разделен на Матертинскую (9–1 059 м), Ждановскую (1 059–2 805 м), Заполярнинскую (2 805–4 673 м), Лучломпольскую (4 673–4 844 м), Пирттиярвинскую (4 844–5 642 м), Кувернеринйокскую (5 642–5 717 м), Маярвинскую (5 717–6 835 м) и Телевинскую (6 835–6 842 м) свиты.

В сравнительно однородном и квазиизотропном блоке пород до глубины 4 430 м проявления дислокационного метаморфизма представлены относительно тонкими швами, внутреннее строение которых определяется преимущественно составом вмещающих пород. Многие породы, несмотря на наложенный метаморфизм от пренит-пумпеллиитовой до зеленосланцевой фации, сохраняют свою первоначальную структуру, тогда как в тектонических швах породы обладают резкой сланцеватостью с отчетливо выраженными зеркалами скольжения.

Исследования В. И. Казанского (Кольская сверхглубокая, 1984, 1998; Казанский и др., 1985) свидетельствуют, что зоны рассланцевания согласного типа играют важную роль в структуре Карельского комплекса. Они возникли в процессе надвигов синхронно с прогрессивным метаморфизмом. В верхней части разреза эти зоны сосредоточены в Ждановской свите и развиваются на контактах пород различного состава. Системный анализ тектонофизической информации нижнепротерозойской части разреза СГ-3 подтвердил наличие в разрезе надвиговых структур, обусловивших чередование зон сжатия и растяжения. Зоны растяжения приурочены преимущественно к туфогенно-осадочным породам, располагаясь в толщах, обладающих более низкими физико-механическими характеристиками, а также к контактам крупных комплексов, свит и толщ, реже пачек, отличающихся физико-механическими свойствами. К таким толщам относятся Ждановская, Лучломпольская, Кувернеринйокская, Телевинская свиты. Однако зоны растяжения могут встречаться и внутри более мелких тел, слагающих эти толщи. Зоны растяжения сопровождаются повышенными трещиноватостью и проницаемостью, тепло- и электропроводностью, газо- и водопритоками, высокой кавернозностью ствола скважины. Эти интервалы также отличаются понижением прочности и скорости распространения продольных и поперечных волн в породах.

Зоны сжатия и квазипластической деформации связаны с вулканогенными свитами и крупными вулканогенными покровами или интрузивными породами. Они приурочены к вулканогенным свитам-пластинам: Матертинской, Заполярнинской, Пирртиярвинской и Маярвинской. Зонам сжатия отвечают низкие трещиноватость и проницаемость, тепло- и электропроводность, газо- и водопритоки и низкая кавернозность. Зоны сжатия можно отличить по относительно высоким скоростям продольных и поперечных сейсмических волн, высокой прочности пород. В этих зонах преобладают В-тектониты с текстурой симметрии 4•m. В Печенгской структуре, сложенной чередованием различных свит, границы геологических тел часто сопровождались сдвигами, смятием контактных слоев, срывами различного размера.

Существенная разница в залегании свидетельствует и о масштабе надвига. Например, кровля Ждановской свиты сдвинута относительно ее подошвы в северо-восточном направлении с амплитудой около 2 км. О надвиговом характере смещения висячего бока показывает и распределение трещиноватости в вертикальном разрезе СГ-3 (Кольская сверхглубокая, 1984).

Наиболее четко геолого-минералогические признаки структурной анизотропии пород проявлены в блоке, лежащем глубже 4 430 м. Ниже этой отметки все породы рассланцованы, преобладают ориентированные текстуры с закономерной ориентацией метаморфических минералов и соответствующей им высокой анизотропией в зоне Лучломпольской свиты (4 673–4 844 м). Эти результаты показывают, что в висячем боку сместителя Лучломпольского разлома породы залегают круче (от 45 до 55° к оси керна), однако в лежачем боку, в интервале 4 673–6 835 м, их залегание положе (от 70–65° до 75° к оси керна).

В зоне Лучломпольского разлома влияние литологических факторов отходит на второй план, все деформированные породы анизотропны: преобладают текстуры слоисто-сланцевые, кристаллосланцевые сильноанизотропные; катакластические (бластокатакластические и бласто-милонитовые) — вторично-анизотропные или изотропные. Подобная ориентировка пород из зоны Лучломпольского разлома сопровождается проявлением высокой анизотропии упругих свойств пород, слагающих зону разлома.

В зоне Лучломпольского разлома широко распространены S-тектониты и R-тектониты на тектонизированных участках. S-тектониты представляют собой породы, в которых оптические оси кварца параллельны. Такое расположение осей свидетельствует о существовании условий

трансляционного скольжения. Примечательно, что указанный разлом совпадает с наклонной сейсмической границей, интерпретируемой ранее как контакт протерозойского и архейского комплексов.

Ниже Лучломпольского разлома степень рассланцевания пород уменьшается, но начиная с отметки 6 230 м степень метаморфизма (амфиболитовая фация) и рассланцевание пород увеличиваются. Более того, в гнейсах отмечаются те же рисунки микроструктурных диаграмм, что и в вышерасположенных толщах. По кварцу наблюдаются R-тектониты с горизонтально расположенной осью *B*, а по слюдам отмечены S-тектониты с одним максимумом, перпендикулярным сланцеватости. Аналогичные диаграммы наблюдаются в производных дислокационного метаморфизма из подошвы Печенгского комплекса.

Вскрытая часть архейского комплекса (6 842—12 262 км) сложена биотит-плагиоклазовыми и биотит-амфибол-плагиоклазовыми гнейсами с высококальциевыми минералами (ВКМ), гнейсами с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ), амфиболитами и метаультрабазитами, пегматитами и гранитами (Архейский комплекс.., 1991). В вертикальном разрезе архейского комплекса выделено 10 толщ, характеризующихся различным составом и сочетанием слагающих их пород, характером регионального и дислокационного метаморфизма, гранитизации, элементами пликативной и дизъюнктивной тектоники, рис. 5.3. Чередование пород в ранге толщ отличает четкая ритмичность, нижний элемент которой сложен вулканогенно-осадочными породами с повышенным содержанием кальция, а верхний обогащен относительно высокоглиноземистыми минералами (Архейский комплекс.., 1991).

Архейский комплекс представлен I толщей гнейсов с ВГМ (6 842—7 622 м), II толщей гнейсов с ВКМ, амфиболитов и теневых мигматитов (7 622—9 456 м), III толщей гнейсов с ВГМ (9 456—9 562 м), IV толщей гнейсов с ВКМ, амфиболитов и теневых мигматитов (9 562—10 144 м), V толщей гнейсов с ВГМ (10 144—10 278 м), VI толщей гнейсов с ВКМ, амфиболитов и теневых мигматитов (10 278—10 448 м), VII толщей гнейсов с ВГМ (10 448—10 601 м), VIII толщей амфиболовых гнейсов, амфиболитов и теневых мигматитов (10 601—11 411 м), IX толщей гнейсов с ВГМ (11 411—11 708 м), X толщей биотит-плагиоклазовых гнейсов с ВКМ и вкрапленностью магнетита (11 708—12 262 м). Залегание раннепротерозойских пород, слагающих Печенгскую структуру, характеризуется простиранием на северо-запад 300—310° и падением на юго-запад под углами 30—50°. В целом породы Карельского комплекса залегают на архейском основании с угловым и структурным несогласием.

Адекватная ориентировка структурных элементов пород объясняет сохранение азимутального направления скважины при переходе из протерозойских пород в архейские в интервале 6 740—7 540 м. Среди пород с вторичными структурами и текстурами здесь преобладают бластокатаклазиты и бластомилониты. Микроструктурное изучение образцов бластомилонитов и бластокатаклазитов показывает, что они обладают четкой и единообразной ориентировкой минералов и по форме, и по внутреннему строению. Так, оптические оси (ОО) кварцевых минералов располагаются по типу R-тектонита и S-тектонита «сплющивания» с горизонтальной осью вращения, а листочки хлорита, биотита, мусковита — преимущественно вдоль сланцеватости по типу S-тектонита с одним максимумом, перпендикулярным к сланцеватости. В лепидогранобластических агрегатах, отвечающих плоскостям преимущественного скольжения, ОО тальковых чешуек образуют отчетливый максимум, перпендикулярный к сланцеватости, а ОО кальцитовых зерен располагаются беспорядочно. В крупнозернистых кальцитовых линзах намечается тенденция к поясковому расположению ОО карбонатных зерен, и микроструктурная диаграмма имеет вид, переходный от R-тектонита к S-тектониту.

В архейских метаморфических породах, слагающих первую толщу (Тальинскую свиту гнейсов с ВГМ), в интервале 6 842-7 622 м наблюдаются те же узоры микроструктурных диаграмм по кварцу (R-тектониты с горизонтально расположенной осью В) и слюдам (S-тектониты с одним максимумом, перпендикулярным сланцеватости), как и в кристаллосланцах из подошвы Карельского комплекса, подвергшихся дислокационному метаморфизму. Эти особенности подтверждают выводы группы исследователей (Кольская сверхглубокая, 1984; Казанский и др., 1985) о тектоническом происхождении сланцеватости в гнейсах с ВГМ, залегание которой совпадает с ориентировкой реликтовой слоистости.

В целом в архейской части разреза по структурным и текстурным признакам, на основе четко выраженных структурных элементов — полосчатости, сланцеватости и линейности выделяются три типа основных текстур, рис. 5.4. Тип **а** представляет собой породу с четко





Кольско-беломорский комплекс: 3 — биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ), 4 — биотит-плагиоклазовые гнейсы с высококальциевыми минералами (ВКМ), 5 - амфибол-магнетит-кварцевые сланцы (железистые кварциты), эпидот-магнетит-биотит-амфибол-плагиоклазовые сланцы и одноименные гнейсы, 7 метаконгломераты; параамфиболиты: 8 — эпидотбиотит-роговообманковые, 9 - клинопироксен-роговообманковые (эпидотсодержащие), 10 - гранат-роговообманковые, 11 - куммингтонит-роговообманковые; ортоамфиболиты высокотитаножелезистых долеритов и пикритов: 12 — аподиабазовые (роговообманковые, бластоминдалекаменные), 13 — апогаббровые (сфен- и диопсидсодержащие роговообманковые, ильменит-магнетит-роговообманковые, гранат-клинопироксен-роговообманковые), ультрамафитовые (биотит-актинолитантофиллитовые и тальк-биотит-актинолитантофилитовые, сланцеватые), 15 — син- и позднескладчатые плагиомигматиты, граниты и пегматоиды; постскладчатые порфировидные граниты и пегматиты; 16 — магнетит, 17 — хлоритизация; 18 — контакты слоев, тел; 19 — границы свит (толщ); 20 милонитизация, катаклаз, брекчирование; 21 тектонические: а) разломы, б) швы; 22 — борозды скольжения; 23 — участки с ориентировкой контактов слоистости перпендикулярно оси керна; 24 номера стволов СГ-3



выделяемой плоскостью слоистости (сланцеватости, полосчатости). Наиболее часто такая текстура свойственна гнейсам, некоторым сланцам. Тип b характеризуется наличием четко выраженной линейности, практически без наличия признаков сланцеватости. Как правило, такая текстура наиболее часто встречается в существенно роговообманковых амфиболитах. Тип с являет собой комбинацию типов а и b. В породах Кольской сверхглубокой скважины тип с представлен наиболее часто в мезократовых амфиболитах, кристаллических сланцах (Архейский комплекс.., 1991). В таких текстурированных породах преобладает упругая анизотропия высокой степени, преимущественно орторомбической симметрии. Орторомбическая симметрия в основном может возникать как результат совместного действия гравитационных и тектонических сил. На это, в частности, указывает взаимная перпендикулярность элементов упругой симметрии в образцах пород, изученных методом акустополярископии (Горбацевич, 1995).

Итак, анализ текстурно-структурных особенностей пород, как и параметры анизотропии керна, указывает на существование в геолого-геофизическом разрезе СГ-3 двух физических блоков. В верхнем блоке до глубины 4 430 м в основном преобладают изотропные и слабоанизотропные породы. В нижнем блоке с увеличением глубины по скважине происходит увеличение интенсивности деформаций, степени перекристаллизации и анизотропии пород. Кристаллически-сланцеватые текстуры характерны глубоко деформированным и метаморфизованным осадочным, вулканогенным, а также изверженным породам, подвергшимся дислокационному метаморфизму под воздействием литостатического и неравностороннего давления (стресса). Именно при пересечении зоны Лучломпольского разлома в интервале 4 563-4 884 м происходит резкое искривление скважины от 4°25′ до 7°20′.

Сравнительно большой объем информации дает анализ пространственного положения и мощности слоев пород, выполненный инструментальными методами в пределах протерозойской и архейской частей разреза СГ-3. Результаты массовых замеров величин угла слоистости (сланцеватости, кристаллизационной сланцеватости) пород по отношению к оси скважины представлены на рис. 5.5. На этом рисунке также приведены результаты измерений единичных значений углов сланцеватости, слоистости, полосчатости γ . Угол γ определен между плоскостя-





а — сланцеватые гнейсы, граниты, сланцы без явно выраженной линейности (оси X и Y лежат в плоскости сланцеватости, слоистости, полосчатости, ось Z перпендикулярна ей); b — амфиболиты с явно выраженной линейностью (ось Y совпадает с направлением линейностью, оси X и Z перпендикулярны ей); с — амфиболиты, гнейсы, сланцы с явно выраженной сланцеватостью и линейностью (оси X и Y лежат в плоскости сланцеватости, слоистости, полосчатости, ось Z перпендикулярна ей, ось Y совпадает с направлением линейности, оси X и Z перпендикулярны ей)

ми перечисленных элементов и осью керна. На рисунке также приведены результаты измерений пространственного положения этих элементов, измеренные массовым порядком (сплошная линия) в пределах каждой из свит и толщ. Согласно полученным данным, в пределах всего разреза можно выделить три больших интервала, в которых выдерживаются величины угла γ. Первый из них находится в пределах до ~ 4,0 км. В этом интервале величина преобладающего угла γ составляет 40-50°.

На глубинах ~ 1,1 и ~ 2,0 км диапазон изменения угла γ значительно шире и составляет от 10 до 50° и от 4 до 70° соответственно. Ниже глубины 4,4 км и до 7 км средняя величина угла γ становится равной 70°. Затем на участке 7,0-8,4 км наблюдается сравнительно плавное снижение угла γ до величин 40-50°. Последние значения γ также характерны для участка 8,4-11,5 км.



Рис. 5.5. Распределение элементов залегания пород в разрезе Кольской сверхглубокой:

1 — авгитовые диабазы с прослоями пироксеновых и пикритовых порфиритов; 2 — филлиты, алевролиты с прослоями туфов; 3 — ритмичнослоистые песчаники с подчиненными алевролитами и филлитами; 4 — актинолитизированные метабазальты; 5 — доломиты, аркозовые песчаники; 6 — серицитовые сланцы; 7 — метабазальты; 8 доломиты, полимиктовые песчаники; 9 — верлиты; 10 — метапорфириты, сланцы по ним; 11 — метапесчаники; 12 — биотит-плагиоклазовые гнейсы с высокоглиноземистыми минералами; 13 — биотит-плагиоклазовые гнейсы с амфиболом, эпидотом, сфеном; 14 — магнетит-амфиболовые сланцы; 15 — габбро-диабазы; 16 — биотит-плагиоклазовые и сфен-биотит-амфибол-плагиоклазовые гнейсы.

mt — Матертинская, gd — Ждановская, zp — Заполярнинская, lz — Лучломпольская, pr — Пирттиярвинская, kw — Кувернеринйокская, ma — Маярвинская, tlw — Телевинская свиты.

I-X – толщи архейской части разреза.

Результаты массовых измерений пространственного положения элементов залегания (слоистости, сланцеватости, полосчатости) отображены сплошной линией. Единичные значения углов α — между плоскостью упругой анизотропии пород и осью скважины и γ — сланцеватости (слоистости, полосчатости) по отношению к той же оси отображены точками, треугольниками и др.

ражены точками, треугольниками и др. 1 — схема отсчета углов α и γ; 2 — метабазальты; 3 — амфиболиты, перидотиты, сланцы; 4 — гнейсы, граниты, мигматиты; 5 — филлиты, туфы; 6 — песчаники, алевролиты; 7 — метапорфириты На рис. 5.5 также приведены результаты определений угла α, который представляет собой пространственное положение плоскости упругой анизотропии в образце керна (Сейсмогеологическая.., 1997). Определение этого угла выполнено методом акустополярископии (Горбацевич, 1995). Анализируя в целом рассеяние единичных значений угла α, можно отметить их явное несовпадение со значениями угла γ. Как правило, значения угла α ниже, чем соответствующие значения угла γ. Поскольку угол α отражает пространственное положение плоскости упругой анизотропии, можно считать, что эти плоскости занимают в среднем более субвертикальную ориентацию, чем плоскости слоистости, сланцеватости, линейности. Отклонение плоскостей упругой симметрии в сторону положений, более близких вертикальным, скорее всего, свидетельствует о наличии и длительном действии значительных субгоризонтальных тектонических напряжений. Это привело к переориентировке кристаллоупругих направлений в соответствии с вектором действия главной компоненты палеонапряжений в каждом минеральном зерне. Подобное пространственное положение элементов упругой симметрии также может быть вызвано влиянием систем субвертикальных микротрещин.

На глубинах 1,2–1,3, 1,8–2,1, 4,4–4,7 км наблюдается весьма интересное явление — угол α практически проходит весь спектр возможных значений в пределах от 0–90°. Такой характер изменения пространственного положения плоскости упругой анизотропии пород может определенно означать, что на этих глубинах имело место сдвиговое напряжение с возможным смещением одних пластов, пачек пород относительно других. Например, в интервалах глубин 1,2–1,3, 1,8–2,1 км разнообразие значений углов α объясняется более поздними событиями — дезинтеграцией пород и разориентировкой их фрагментов в результате тектонических подвижек с последующим внедрением рудных масс. Эти локальные события не повлияли на анизотропию всего структурного блока, поскольку ориентировка угла α сохраняется и до и после этих интервалов (Горбацевич и др., 2000).

Иное наблюдается в интервале глубин 4,4–4,7 км. До глубины 4,4 км наблюдаются одни величины углов α , γ , а после H = 4,7 км этот угол возрастает примерно в два раза. Так как породы на глубинах 4,4–4,7 км находятся в зоне Лучломпольского разлома, можно полагать, что изменение средних углов α , γ до и после него объясняется смещением вышележащего блока пород относительно нижележащего. Схема движения блоков (пластов, пачек) пород на глубине 7,5–7,6 км совпадает со схемой, описанной для интервалов глубин 1,2–1,3, 1,8–2,1 км. Постепенное изменение пространственного положения элементов симметрии упругой анизотропии и текстурных характеристик пород из интервала глубин 4,7–7,6 км можно объяснить влиянием конседиментационного прогибания в период накопления данной толщи. Резкая смена показателей анизотропии в интервале 4,4–4,7 км может быть объяснена как граница между разными структурными этажами, а разнообразие в ориентировках элементов симметрии анизотропии и текстур может являться следствием процессов, связанных с возникновением Лучломпольского разлома.

Таким образом, для разреза Кольской сверхглубокой скважины по результатам измерений углов α и γ установлено два динамических типа пород. Первый из них фиксирует зоны дробления либо границы раздела структурных этажей без смещения (или со смещением) верхней и нижней части блока (H = 1,2–1,3, 1,8–2,1, 4,4–4,7, 7,5–7,6 км). Второй тип представляет случаи накопления пород в стабильных платформенных условиях, либо с конседиментационным прогибанием.

Помимо структурных определений углов падения элементов, нами выполнен анализ распределения толщины слоев пород, залегающих по разрезу скважины. При этом строение протерозойской части массива относительно несложно и в целом отражается колонкой, представленной на рис. 5.5. Результаты статистической оценки чередования пород, с учетом мощностей их слоев на примере верхних четырех толщ архейского комплекса СГ-3 приведены на рис. 5.6 и в табл. 5.1.

Таблица 5.1. Относительное содержание числа слоев пород по толщам I, II, III, IV (%) и в целом для интервала 6 842-10 144 м

Толща	Граниты	Гнейсы	Мигматиты	Пегматиты	Амфиболиты
	6	65		12	17
II	5	54	17		24
	25	50			25
IV	11	22	45	12	22
Общее для 4-х толщ	7	56	13	3	21



Рис. 5.6. Распределение мощностей слоев гнейсов (а), амфиболитов (b), гранитов (c), мигматитов (d), пегматитов (e), обобщающая гистограмма по типам пород (f), залегающих в Архейской части разреза СГ-3 в пределах I—IV толщ

По вертикальной оси отложены частота (от единицы) попадания мощности слоя породы в интервал выделенной толщины, по горизонтали — интервалы толщины слоев

Первая толща глиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев (интервал 6 842 – 7 622 м), подстилающих осадочно-вулканогенный комплекс, отличается широким разнообразием слагающих ее пород, более высокой сохранностью первичных структур (Архейский комплекс.., 1991). Анализ чередования основных типов пород показывает, что большую часть (65%) от общего числа выделенных слоев (табл. 5.1) составляют гнейсы. При этом мощность пластов изменяется от 1 до 65 м. Наибольшее число пластов (23%) имеют мощность до 5 м, 19% представлены пластами мощностью от 10 до 15 м, реже пласты гнейсов (16%) имеют мощность 5–10 м. Число пластов амфиболитов составляет 17% от общего числа всех выделенных. Основная мощность пластов до 5 м и 10–15 м, при этом на каждый диапазон приходится по 37%. В данной толще также присутствуют пегматиты (12%). Мощность их пластов незначительна, главным образом, до 5 м (68%). Интервалы 5—10 м и 20—25 м представлены в 16% от общего числа слоев пегматитов. В толще имеются пласты гранитов (3 слоя или 6%).

Вторая гнейсовая толща (7 622—9 456 м) характеризуется ритмично переслаивающимися эпидот-биотит-плагиоклазовыми и эпидот-биотит-амфибол-плагиоклазовыми гнейсами, амфиболитами, железистыми кварцитами. Конгломераты и гравелиты в верхней части разреза представляют древнюю кору выветривания (Архейский комплекс.., 1991). В этой толще отмечается преобладание гнейсов (54%). Их мощности разнообразны и изменяются от 0,1 до 70 м. Однако 68% слоев имеют мощность до 15 м. Почти четверть слоев второй толщи (24%) составляют амфиболиты. Мощность их слоев изменяется от 0,1 до 30 м, причем большинство слоев (78%) имеют толщину до 15 м. Семнадцать процентов от общего числа слоев представлены. Их мощность мигматитов (17% от общего объема) достигает 45 м, кроме того, выделен единичный слой мощностью 136 м. Максимальное количество слоев приходятся на интервалы до 15 м (75%). Относительное число слоев гранитов составляет 5%. При этом мощности до 5 м преобладают.

Третья толща глиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев (9 456—9 562 м) сложена в основном двуслюдяными плагиоклазовыми гнейсами с амфиболом и вкрапленностью сульфидов, которые переслаиваются с теми же гнейсами, с силлиманитом и гранатом, биотит-плагиоклазовыми гнейсами, эпидот-биотит-рогообманковыми амфиболитами и одноименными гнейсами. Здесь выделено 8 слоев. В их числе гнейсов — 4 слоя, амфиболитов — 2, гранитов — 2. Слои гнейсов имеют толщину от единиц до 30—35 м. Мощность слоев амфиболитов составляет 10—15, 25—30 м, а гранитов — 5—10, 10—15 м.

Четвертая гнейсовая толща (9 562—10 144 м) сложена грубо и ритмично переслаивающимися эпидот-биотит-плагиоклазовыми, биотит-плагиоклазовыми, биотит-амфибол-плагиоклазовыми, эпидот-биотит-амфибол-плагиоклазовыми гнейсами и амфиболитами с прослоями железистых кварцитов, магнетит-эпидот-биотит-амфибол-плагиоклазовых сланцев, кварцитов. Количество слоев в данной толще незначительно — 9. Из них гнейсы составляют 2 слоя, амфиболиты — 2, граниты — 1, мигматиты — 4 слоя.

В целом для всех 4-х толщ средняя мощность пластов гнейсов составляет 16 м (рис. 5.6, а). Из гистограммы следует, что наибольшее количество пластов гнейсов имеют среднюю мощность около 2 м — 24%, 7 м — 20% и 12 м — 21%. С увеличением мощности пластов наблюдается постепенное уменьшение их количества в данном интервале.

На амфиболиты приходится 36% от общего количества пластов. Их мощность изменяется от 0,1 до 30 м и от 55-65 м (рис. 5.6, b). При этом средняя мощность амфиболитов ~ 12 м.

Количество пластов гранитов незначительно, всего 9% (рис. 5.6, с). Средняя мощность пластов гранитов составляет 10 м. Пласты мигматитов в общем объеме составляют 18% с изменением мощности пластов от 0,1 м до 60 м (рис. 5.6, d). Выделяется единственный пласт мощностью 135 м. Средняя мощность пластов мигматитов составляет 21 м. Пегматиты присутствуют лишь в первой толще и составляют всего 3% (рис. 5.6, е).

Обобщая вышеприведенные результаты по всем четырем толщам можно заключить, что все четыре толщи Архейской части СГ-3 на 56% сложены гнейсами, с мощностью пластов от 0,1 до 70 м (рис. 6, f). Их средняя мощность приближается к 16 м. На 21% архейская часть Кольской сверхглубокой скважины (I–IV толщи) сложена амфиболитами. Средняя толщина слоев амфиболитов составляет 12 м. Средняя мощность мигматитов (13% от общего объема) достигает 21 м. Относительная доля слоев гранитов незначительна – всего 7%, при средней мощности ~ 9 м. Пегматиты присутствуют лишь в первой толще, их относительная доля также мала (3%). Средняя мощность слоев пегматитов составляет 6 м.

Гнейсы, мигматиты и амфиболиты имеют схожее распределение числа слоев по мощностям. Статистически средние величины толщин всех слоев составляют 2 и 12 м. Вероятнее всего, это связано с механизмом образования пород, т. е. с ритмичностью периодов накопления осадков и вулканической активностью, а также с теми этапами метаморфизма, которые прошли породы. В целом данный анализ показывает, что геодинамическая история архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины отражает частые смены этапов образования пород различных по своей геологической природе. Интенсивное чередование пород, с различными физико-механическими свойствами, должно приводить к крайне неравномерному распределению напряженно-деформированного состояния этих пород по разрезу скважины.
Как следует из вышеприведенных данных, разрез СГ-3 представлен очень широким спектром пород — от ультраосновного до кислого составов, разной степени переработки, метаморфизованности, структурных и текстурных особенностей. Это указывает на возможные широкие вариации физических свойств слагающих пород. Массовым определениям физических параметров пород предшествовали специализированная документация керна, сопоставление текстур и структур метаморфических пород с их минеральными ассоциациями, составление характеристики строения пород и слоев, описание их прогрессивного и дислокационного метаморфизма. Эти виды метаморфизма обусловливают анизотропию пород той или иной степени в исследуемом разрезе.

5.2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ В ЛАБОРАТОРНЫХ УСЛОВИЯХ

Определение физических свойств горных пород выполнено по всему разрезу, вскрытому скважиной. Особое внимание уделено определениям плотности пород, как характеристике, тесно связанной с вещественным составом и содержанием рудных компонент. Поскольку результаты подробных исследований плотности протерозойской части разреза были известны ранее (Кольская сверхглубокая, 1984), в последнее время основное внимание было уделено изучению распределения этой характеристики в породах архейской части разреза. Для вскрытой части архейского комплекса в целом средневзвешенное значение плотности равно 2,79 г/см3. Учитывая, что породы обладают малой пористостью (до 3,2%), их плотность обусловлена в основном вещественным составом.

Общие результаты определений плотности представлены на графике, рис. 5.7, а. Он представляет совокупность единичных определений плотности образцов керна от поверхности до глубины 12,06 км. По этим данным подсчитаны среднеинтервальные значения ho_u для каждого интервала H = 0,5 км. Вычислены параметры линейной зависимости плотности ρ_c от глубины Н, км (Сейсмогеологическая.., 1997):

 $\rho_c = 3,0 - 0,027$ *H*, г/см³. (1) Указанная зависимость в пределах некоторого доверительного интервала действительна в диапазоне глубины 0-12 км. Из графика (рис. 5.7, а) следует, что в верхней протерозойской части разреза (H < 6 842 м) рассеяние точек относительно среднеинтервальных значений ρ_{μ} сравнительно невелико. В пределах интервалов 3,0-3,6, 3,9-4,35, 5,20-5,50 км, судя по относительно неизменным величинам ρ , залегают плотные однородные породы. В архейской части разброс значений плотности пород, залегающих в интервалах, близких по глубинам, существенно выше. Лейкократовые (гнейсы, граниты, мигматиты) и меланократовые (амфиболиты, сланцы, метагаббро) породы четко разделяются по величинам ρ . Причем это различие в среднем прогрессирует с глубиной. Если судить по величинам плотности ho в архейской части разреза, частота чередования интервалов залегания пород разного вещественного состава значительно выше чем в протерозойской. Этот вывод подтверждается детальным геологическим разрезом по скважине (Кольская сверхглубокая, 1998). Единичные значения плотности не выходят за пределы, характерные для измененных, метаморфизованных, а также эффузивных и интрузивных пород (Справочник..., 1975).

Совокупность единичных определений скорости распространения продольных волн V_D, измеренных в керне, находящемся в воздушно-сухом состоянии, представлена на рис. 5.7, b. Измерения осуществлялись в направлении оси керна. Разброс единичных значений показывает на еще более существенную зависимость V_p от глубины, чем та, которая отмечена для плотности (Горбацевич и др., 1997). В большей степени она характерна для лейкократовых разновидностей пород. Рассеяние экспериментальных точек на рис. 5.7, b можно ограничить двумя прямыми, расходящимися по мере увеличения глубины. Если вблизи земной поверхности величины V_p находятся в пределах 6,2-6,75 км/с, то для извлеченных с глубины 12 км рассеяние величин V_p составляет от 0,6 км/с до 6,75 км/с. Следует отметить, что на земной поверхности аналоги метаморфизованных пород за исключением несвязных грунтов с величинами $V_{
m p} \approx 0.6$ км/с практически неизвестны.

Как показали наши наблюдения и расчеты, основное снижение величин Vp в породах, извлекаемых с большой глубины, происходит вследствие явления дезинтеграции или тектоно-кессонного эффекта (Горбацевич, Медведев, 1986; Горяинов и др., 1992). Природа этого явления состоит в следующем. На сравнительно больших глубинах поликристаллические породы находятся





Рис. 5.7. Распределение величин плотности ρ и скорости распространения продольных колебаний V_p в керне по разрезу Кольской сверхглубокой скважины (Сейсмогеологическая.., 1997). Условные обозначения к геологической колонке см. рис. 5.5

а — распределение значений плотности ρ по разрезу: 1 — единичные значения, измеренные на отдельных образцах керна; 2 — среднеинтервальные значения; 3 — линейная тенденция изменения ρ с глубиной; b — рассеяние единичных значений скорости распространения продольных колебаний V_p, измеренных на образцах керна в воздушно-сухом состоянии.

1 — образцы гнейсо-гранитного состава; 2 — амфиболсодержащие образцы; 3 — граничная линия наименьших значений Vp; 4 — граничная линия наибольших значений Vp

в изостатическом состоянии под воздействием значительного и близкого к гидростатическому геостатического давления (Джегер, 1975). Контакты между минеральными зернами в результате процессов диффузии, реологии, релаксации, продолжавшихся млн лет, сделались сплошными и прочными. При освобождении породы от геостатического давления (например, при выбуривании и извлечении керна на поверхность) происходит расширение каждого минерального зерна в соответствии с его константами упругости (Gorbatsevich, 2003). Деформации, возникшие в каждом анизотропном минеральном зерне, привели к разрыву первоначально прочных межзеренных контактов, появлению массы очень тонких микротрещин, протяженность которых сравнима с размерами зерна (Walsh, 1965). В процессе замеров скорости V_{ρ} в сухом образце упругие смещения огибают эти трещины. При этом путь упругой волны существенно удлиняется, а регистрируемая величина V_{ρ} падает. Но так как, по оценке (Gorbatsevich, 1996), толщина микротрещин составляет единицы и доли микрона, их общий объем очень незначительно влияет, как следует из рис. 5.7, а, на величины плотности образцов пород, извлекаемых из больших глубин. Соответственно и эффективная открытая пористость пород, залегающих на глубинах от 7 до 12 км, выраставет и ишь на величину около 2–3% (Сейсмогеологическая.., 1997).

В работе (Горбацевич, Медведев, 1986) выполнен анализ напряжений и деформаций на контактах минеральных зерен полиминеральной породы, первоначально сформировавшейся или длительное время находившейся в равновесном состоянии под действием сжимающих напряжений, а затем разгруженной. Для широко распространенных в разрезе СГ-3 породообразующих минералов, таких, как кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит, амфибол, получены расчетные глубины H_{ρ} . Извлечение пород с таких глубин приводит к разрыву контактов минеральных зерен. Например, для контактов отдельных граней зерен перечисленных минералов глубина H_{ρ} находится в пределах 1,2—20 км. Первыми разрушаются контакты на границах зерен слюд, микроклина, плагиоклазов. Как по теоретическим оценкам, так и по экспериментальным данным, рис. 5.7 b, получено, что при достижении скважиной глубин, превышающих 13 км, некоторые лейкократовые разновидности пород могут быть извлечены только в виде шлама. Влияние градиента температур, поверхностно-активных веществ, пульсаций давления в буровом растворе, механических ударов бурового снаряда (Абдрахимов и др., 1992) также снижает реально наблюдаемую величину H_{ρ} .

Для правильной интерпретации результатов сейсмических исследований необходимо, помимо других параметров, учитывать уровень анизотропии и тип упругой симметрии кристаллического массива. Результаты определений, полученные на большом числе образцов керна СГ-3, показали высокий уровень упругой анизотропии. На рис. 5.8 приведены результаты изучения



Рис. 5.8. Распределение единичных значений показателя В, коэффициентов ε₁₁₃₃ и A_P упругой анизотропии образцов пород по разрезу СГ-3 (Горбацевич и др., 2002):

а – показатель В: 1 – метадиабазы, перидотиты; 2 – амфиболиты, сланцы; 3 – гнейсы, граниты, мигматиты; 4 – филлиты, туфы; 5 – метапесчаники, метаалевролиты; 6 – порфириты; 7 – средний интервальный поперечный размер скважины; b – коэффициент є₁₁₃₃. 1 – сланцы; 2 – амфиболиты; 3 – биотитовые гнейсы, граниты; 4 – филлиты; 5 – огибающая наибольшего размера Р каверн; 6 – граничная линия є₁₁₃₃ = 0,05. Данные (а, b) получены при измерениях на образцах в лабораторных условиях:

с — коэффициент Ар и показатель В, (приведен в %). Данные (b, c) определены при условиях in situ

упруго-анизотропных характеристик на образцах керна СГ-3 в лабораторных условиях (при атмосферном давлении и температуре). Показатели анизотропии B (рис. 5.8, а) и ε_{1133} (рис. 5.8, b) получены при помощи метода акустополярископии (Горбацевич, 1995). В соответствии с этим методом, на всех трех парах граней образца определяли положение проекций элементов упругой симметрии. Затем также на всех парах граней образца определяли величины скорости распространения продольных, а в соответствии с выявленными проекциями элементов симметрии, — величины скорости распространения сдвиговых колебаний. По результатам измерений величин скорости распространения поперечных колебаний рассчитывали показатель B, а по величинам продольных — коэффициент ε_{1133} (Горбацевич и др., 2000).

Параметры упругой анизотропии керна B и ε_{1133} позволяют разделить геолого-геофизический разрез Кольской сверхглубокой скважины на две части. В верхней части до глубины 4,43 км в основном преобладают изотропные и слабоанизотропные породы. Ниже 4,43 км доля сильно анизотропных пород орторомбической симметрии с проявлением линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП) составляет около 90% (Горбацевич, 1990). Наличие такой границы отмечено при выполнении вертикального сейсмического профилирования на поперечных волнах (Digranes et al., 1996). Ниже этой границы вектор поляризации поперечных волн приобретает отчетливое направление. Резкая разница в степени анизотропии пород на этой границе может быть причиной, совместно с влиянием скоростных градиентов и температуры, возникновения сейсмических отражений, регистрируемых на земной поверхности (Буртный и др., 1991, Smithson et al., 2000). Примечательно, что данная глубинная отметка совпадает с наклонной сейсмической границей, интерпретируемой ранее как контакт протерозойского и архейского комплексов (Казанский и др., 1986). По нашему мнению, граница на глубине 4,43 км является тектонической, несколько несовпадающей с литологической границей третьей вулканогенной и третьей туфогенно-осадочной свит. Она является границей, разделяющей практически изотропные породы от сильно анизотропных, с высокой степенью проявления эффекта ЛААП.

Характеристики анизотропии — показатель *B* и коэффициент ε_{1133} — обнаруживают явную корреляцию с величиной размера *P* (диаметра) каверн в скважине. Основные интервалы залегания сильно анизотропных пород и, соответственно, зоны кавернообразования находятся на глубинах 1,75—1,95, 4,43—4,95, 5,75—7,0 и 7,4—8,65 км. Последний интервал включает породы с наибольшей анизотропией, в пределах которых отмечена наибольшая кавернозность. Ниже 8,65 км до глубины 12 км анизотропия пород, как и кавернозность ствола, снижаются.

Данные по Кольской и Уральской сверхглубоким скважинам (Горбацевич и др., 1993; Горбацевич, 1995) показывают, что зоны потери устойчивости связаны с прослоями пород низкой прочности, а также в большей степени не с неоднородностью поля современных напряжений, а с существенной анизотропией упругих свойств пород.

5.2.1. Тензометрия образцов

С целью выявления закономерностей изменения продольных и поперечных деформаций, модуля Юнга и коэффициента Пуассона от одноосной нагрузки, нами выполнены испытания образцов, изготовленных из керна СГ-3. Для испытаний были отобраны три группы образцов: биотитовые гнейсы, мигматиты плагиогранитов и амфиболиты. Диапазон отбора образцов по глубине составил 7,9–9,9 км. Для получения графиков деформаций образцов при нагрузке был применен метод тензометрических испытаний (Логинов, 1970). Нагружение образцов производили поэтапно, разгружая образец после каждого цикла нагрузки. Предельная нагрузка в каждом последующем цикле была больше, чем в предыдущем. Образец разрушался на 5–6 цикле испытаний. Во время испытаний на двухкоординатных самописцах получали графики зависимости продольных (т. е. в направлении приложения силы) и поперечных (в направлении по нормали к силе) деформаций от нагрузки. Методика испытаний и обработки графиков деформаций описаны в работе (Горбацевич, 1987).

Пример деформационных кривых амфиболита сланцевого (обр. 31 918) приведен на рис. 5.9. Для этого образца, как и для остальных протестированных образцов, характерна нелинейная зависимость деформаций от одноосного напряжения. Причем в циклах продольных деформаций наблюдается сравнительно малый уровень остаточных деформаций, а характер деформирования сохраняется как для первых, так и последующих циклов. Неупругие деформации проявляются лишь при достижении предела, равного 0,93–0,98 от разрушающей нагрузки.



Рис. 5.9. Графики продольных (а) и поперечных (b) деформаций образца № 31 918 амфиболита сланцеватого (Горбацевич, Ильченко, 1999):

На графике продольных деформаций начало каждого последующего цикла, чтобы избежать наложения линий, сдвинуто

Несколько иной характер деформирования зарегистрирован для поперечных деформаций. Помимо нелинейности, последующие циклы нагрузки сопровождаются образованием значительных остаточных деформаций. В циклах нагрузки-разгрузки значительная работа тратится на расширение имеющихся и образование новых микротрещин с плоскостями, параллельными свободным поверхностям образца.

Графики деформирования образцов, рис. 5.9, использовались для определений зависимостей модуля упругости и коэффициента поперечных деформаций от нагрузки (Горбацевич, Ильченко, 1999). Наиболее характерные примеры этих зависимостей для образцов пород, отобранных с глубин 7,9–9,9 км, приведены на рис. 5.10.

Результаты испытаний позволяют выделить особенности деформирования глубинных пород. Модуль продольных деформаций (в направлении приложения нагрузки) *Е*с двух образцов (№ 31435, 33 411) биотитовых гнейсов возрастает практически линейно до достижения напряжения, равного σ_n (рис. 5.10, а). Затем величина модуля стабилизируется и остается примерно одинаковой при дальнейшем увеличении нагрузки. У другой пары образцов (№ 28734, 28796) величина E_c возрастает, пока напряжение не достигнет предела σ_u , при котором начинается разрушение образца. В процессе нагрузки модуль упругости возрастает в 2,2-6,1 раза от начального значения. Коэффициент поперечных деформаций Vc при увеличении нагрузки возрастает очень быстро, превышая предельную величину $v_c = 0,5$ для сплошного твердого тела.

(2)

(3)

Деформирование мигматитов плагиогранитов, рис. 5.10, b, характеризуется линейным возрастанием модуля E_c от начальной нагрузки практически до предела σ_u . От начального значения величина E_c возрастает в 4,7—9,6 раза. Аналогично биотитовым гнейсам, с ростом нагрузки наблюдается быстрый рост коэффициента поперечных деформаций. В конце диапазона на нагружений он превышает величину $v_c = 0,5$.

Несколько иной, чем у биотитовых гнейсов, мигматитов, характер деформирования у глубинных амфиболитов, рис. 5.10, с. От начальной, до нагрузки σ_r модуль E_c возрастает в 2,5–2,9 раза (обр. № 31 255, 31 918). Модуль деформаций образца № 36 583 в области средних нагрузок понижает свою величину, а в области высоких — она восстанавливается практически до первоначальных значений. Однако характер изменения величин коэффициента поперечных деформаций для всех трех образцов одинаков — они увеличиваются пропорционально росту нагрузки.

Область пропорционального роста величины модуля деформаций с увеличением нагрузки σ можно аппроксимировать формулой

$$E_c = a + b\sigma$$
.

Коэффициент поперечных деформаций возрастает приблизительно линейно с ростом σ и подчиняется закономерности, выраженной формулой

$$v_c = c + d\sigma$$
.

Величина *E_c* в процессе нагружения изменяется очень значительно. Эти изменения, как и тенденция снижения величин *V_p* с глубиной, рис. 5.7, b, объясняется дезинтеграцией, разуплотнением глубинных поликристаллических пород при их извлечении на земную поверхность и разгрузке от геостатических напряжений с образованием массы микротрещин в теле образца (Горбацевич, Медведев, 1986).



Рис. 5.10. Зависимости модуля упругости (E_c) и коэффициента поперечных деформаций (v_c) от нагрузки для глубинных образцов, изготовленных из керна СГ-3:

а — биотитовые гнейсы, b — мигматиты плагиогранитов, с — амфиболиты. На поле графиков приведены номера кусков керна, из которых были изготовлены образцы для испытаний

В целом для большинства образцов глубинных пород общими закономерностями деформирования можно считать зависимость, выраженную формулой (2) — для модуля продольных деформаций, а для коэффициента поперечных деформаций — формулой (3).

Как известно (Безухов, 1968), модуль упругости является производной напряжения по деформации. Путем разделения переменных и интегрирования из (2) можно получить зависимость деформации ε от напряжения σ для нелинейно деформирующихся сред:

$$\varepsilon = \frac{1}{b} ln [1 + \frac{b}{a}\sigma] . \tag{4}$$

Нелинейность деформирования породы и рост коэффициента поперечных деформаций при увеличении нагрузки обусловливает следующую зависимость горизонтальной компоненты напряжений σ_q от веса вышележащих пород (Gorbatsevich, 1996):

$$\sigma_q = \frac{1 - c - \sqrt{1 - c - 4d(c + d\sigma_z)\sigma_z}}{2d},\tag{5}$$

где *с*, *d* — коэффициенты из уравнения (3), $\sigma_z = \Sigma \rho_i H_i$ — сумма произведений средней плотности каждого слоя вышележащих пород и толщины слоя до глубины рассматриваемой точки массива.

Уравнение (5) следует применять вместо уравнения А. Н. Динника (1925) при расчете величины горизонтальной составляющей σ_q поля напряжений, обусловленного весом вышележащих пород. Уравнение (5) имеет еще и то следствие, что в нелинейно деформирующемся массиве на определенной глубине наступает квазигидростатическое состояние пород, при котором горизонтальная составляющая поля напряжений близка или равна вертикальной. Такое распределение наступит на глубине $H_q = (1-2c)/(2d\Sigma\rho_i)$ (Горбацевич, Ильченко, 1999). В работе (Горбацевич, 1987) выполнена оценка глубины H_q , при которой происходит пе-

В работе (Горбацевич, 1987) выполнена оценка глубины H_q , при которой происходит переход к квазигидростатическому напряженному состоянию (без учета тектонических сил) в массивах, сложенных различными типами пород. Например, для филлитов $H_q \approx 25,4$ км. Для биотитовых гнейсов она составляет около 8 км. Для амфиболитов эта величина близка к 6 км. Существенно более низкие значения отмечаются у глубинных биотитовых гнейсов ($H_q \approx 2,5$ км) и у мигматитов плагиогранитов ($H_q \approx 4,5$ км). Оценка отношения горизонтальной компоненты поля напряжений к вертикальной (Горбацевич, Ильченко, 1999) в разрезе СГ-3 показала, что на глубинах 6—10,5 км это отношение близко к гидростатическому. Полученные результаты подтверждают гипотезу швейцарского геолога А. Гейма (Джегер, 1975) о переходе к гидростатическому распределению геостатических напряжений на больших глубинах.

Как известно, микротрещины на границах зерен минералов, по спайности внутри зерен, присутствуют практически во всех кристаллических породах. Кроме них, в массивах имеются мелко- и крупномасштабные неоднородности, трещины. Каждый из этих объектов воздействует как составляющая в формировании суммарной нелинейности деформирования массивов при изменении их напряженного состояния. Поэтому отклонения от закона Гука являются не исключением, а правилом для неоднородных, гетерогенных, трещиноватых сред (горных пород). Соответственно переход к квазигидростатическому напряженному состоянию в массивах кристаллических пород становится неизбежным. По нашему мнению, глубина этого перехода может быть зарегистрирована сейсмическими методами.

5.2.2. Изменение упругих свойств пород под давлением

Следующий этап изучения упругих свойств пород проводили на установках, позволяющих создавать РТ-условия, адекватные давлению и температуре, при которых образец находился в массиве. При этом в режиме повышения давления (температуры) регистрировались величины скорости распространения продольных (V_p) и поперечных колебаний (V_s), плотности (p). Часть образцов (№ 17 775 S, 18 679 S, 31 115, 35 400, 36 058, 38 098 S, 43 560, 43 726), извлеченных из глубин 4 673—11 383 м, была испытана на установке высоких давлений и температур проф. Х. Керном в университете г. Киль, Германия (Kern et al., 1997). На этой установке образцы подвергались всестороннему давлению до 600 МПа и нагреванию до температуры 600 °С. Причем эти определения выполнялись по направлениям, согласованным со сланцеватостью (слоистостью) и линейностью текстуры образца в системе, определяемой квазиматрицей (Горбацевич, 1995):

$$\mathbf{V}_{ij} = \begin{vmatrix} V_{11} & V_{12} & V_{13} \\ V_{21} & V_{22} & V_{23} \\ V_{31} & V_{32} & V_{33} \end{vmatrix} .$$
(6)

Другая часть образцов (№ 2 679 р, 11 373, 20 289, 31 136, 43 731), диапазон глубин 926,8—11364,2 м, подвергалась нагрузке на установке проф. Н. Христенсена, в университете штата Висконсин, США. Установка предназначена для измерения величин скорости при повышающемся всестороннем давлении до 1000 МПа (Christensen, 1985). Примеры зависимости величин скорости распространения упругих колебаний от давления приведены на рис. 5.11. Зависимости скорости распространения продольных волн с увеличением температуры для 8 образцов приведены на рис. 5.12.

Рис. 5.11 позволяет заметить, что значительный рост величины скорости распространения колебаний в образцах наблюдается до значения всестороннего давления, равного примерно 150—200 МПа. Затем с ростом давления величина скорости увеличивается незначительно и практически линейно. Аналогичные тенденции изменения скорости распространения продольных и поперечных колебаний показали все другие протестированные образцы. Характер роста величин скорости указывает на то, что в пределах повышения давления до 150—200 МПа закрываются трещины, возникшие в керне в период его выбуривания и извлечения на поверхность. При более высоком уровне давления определяющее значение на деформации образца оказывает влияние кристаллическая основа породы (Kern et al., 2001).



Рис. 5.11. Изменение величин скорости распространения продольных колебаний в трех взаимно перпендикулярных направлениях, измеренные на кубических образцах № 36 058 (а) и 31 136 (b) в зависимости от всестороннего давления



Рис. 5.12. Зависимость скорости распространения продольных и поперечных волн от температуры (при 600 МПа) для 8 образцов СГ-3



Рис. 5.13. Зависимости коэффициента анизотропии A_P от давления для 13 образцов, отобранных из диапазона глубин 926,8—11 718 м

Нагрев образцов, рис. 5.12, показал, что при повышении температуры до 600° величина V_{ρ} и V_{s} как правило, монотонно уменьшается, но незначительно, в пределах 0,5–5%, рис. 5.13. Самой консервативной характеристикой является плотность породы. При изменении давления до 600 МПа объемная плотность возрастает на 0,9–1,7%.

Упругая (скоростная) анизотропия играет существенную роль при воссоздании условий формирования массивов пород, определении параметров современных и палеонапряжений, положении сейсмических границ геофизическими методами и другом. Поэтому особое внимание было уделено оценке величин коэффициента упругой анизотропии по продольным волнам (A_p) и показателя анизотропии по поперечным волнам *B* для PT-условий залегания пород (Горбацевич и др., 2000, 2002). На рис. 5.13 представлены зависимости коэффициента A_p от давления для 13 образцов (глубина отбора 926,8–11 718 м), а в табл. 5.2 даны результаты расчетов A_p и показателя *B* для лабораторных условий и условий, определенных для глубины их отбора *(in situ)*. На рис. 5.8, с коэффициент A_p и показатель *B*, определенные для условий *in situ*, даны в точках тех глубин, где были отобраны образцы. Приведенные характеристики рассчитаны по данным, полученным на установках высокого давления.

Номер образца	Глубина отбора <i>Н</i> , м	Коэффициент <i>А_Р, %,</i> при давлении		Показатель В, %, при давлении		
		0,1 МПа	in situ	0,1 M∏a	in situ	
2 679	926,8	2,0	1,5	0	-	
11 373	2 965,4	2,6	1,3	5,1	-	
17 775 S	4 673	41,8	10,2	36,1	1,3	
18 679 S	5 056	63,7	1,4	12,5	4,8	
20 289	6 320	44,0	9,2	4,2	18,5	
31 115	8 718		8,8	-	10,6	
31 136	8 731,5	49,4	7,7	14,4	11,3	
35 400	9 438	38,6	16,6	30,6	38,6	
36 058	9 571,4	61,0	18,3	33,8	37,7	
38 098 S	10 238,5	59,6	11,3	29,5	25,1	
43 560	11 353,5	35,8	1,6	14,5	1,7	
43 731	11 364,2	31,7	2,4	15,6	<u> </u>	
43 726	11 383	21,6	1,6	22,2	2,8	

Таблица 5.2. Сравнительные характеристики упругой анизотропии образцов СГ-3, определенные в лабораторных и *in situ* условиях

Примечание. В табл. жирным шрифтом выделены высокие значения характеристик упругой анизотропии A_{ρ} и *B*, измеренные в образцах при условиях, адекватных месту их отбора в массиве. Как следует из данных рис. 5.13 и табл. 5.2, приложение давления к образцам различным образом оказывает влияние на параметры их упругой анизотропии. Имеются породы, сохраняющие значительную анизотропию при высоких РТ-условиях. Некоторые образцы показали, что их анизотропия при нагружении снижается более чем в десять раз. В среднем, по мере роста давления, в особенности на начальном участке нагружения (до 100 МПа), наблюдается существенное снижение коэффициента анизотропии, определяемого по продольным волнам. Изменение показателя анизотропии, определяемого по поперечным волнам, происходит в более узком диапазоне.

Важным результатом является подтверждение высокой анизотропии пород, залегающих в диапазоне глубин от 6,3 до 10,2 км (табл. 5.2, рис. 5.8, с), путем моделирования условий *in situ*. Высокая степень анизотропии на этих глубинах обусловлена ориентированным расположением вытянутых зерен минералов, слагающих породы (Kern et al., 2001). По диапазону глубин эти образцы представляют породы значительной части вскрытого разреза СГ-3. В этих породах коэффициент A_P составляет от ~ 8 до 18%, а показатель *B* изменяется от ~11 до 38%. Сходные результаты получены при испытаниях шарообразных образцов амфиболитов, изготовленных из керна СГ-3, извлеченного из глубин 8 868–11 379 м (Nikitin et al., 2001). Приложение давления на образец осуществлялось до 400 МПа. Получено, что коэффициент по продольным волнам $\kappa = (V_{pmax} - V_{pmin}) / V_{mean}$ (Birch, 1961) для этих образцов изменяется в пределах 7–19%. По данным работы (Lokajicek et al., 2000) основной рост величины V_p происходит в диапазоне от начального давления до 100–200 МПа. Примечательно, что пространственное расположение элементов упругой симметрии породы в целом не изменяется в процессе всестороннего нагружения.

Ранее в районе Лучломпольского разлома при измерениях методом вертикального сейсмического профилирования на поперечных волнах была зарегистрирована скоростная анизотропия до 10% (Digranes et al., 1996). Полученные методом создания РТ-условий на образцах и измеренные в массиве характеристики анизотропии пород очень значительны и существенно превышают ту величину, при которой это свойство можно не принимать в расчет. Известно, что в твердых средах, обладающих столь высокими характеристиками анизотропии, в некоторых направлениях наблюдается расщепление лучей как продольных, так и поперечных колебаний (Петрашень, 1980). Эти особенности распространения сейсмических волн в высокоанизотропных кристаллических породах следует учитывать при интерпретации результатов геофизических работ.

5.3. СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ РАЗРЕЗА

Исследования изменений величин скорости распространения продольных V_{ρ} - и поперечных V_s -волн методами акустического каротажа (АК) и вертикального сейсмического профилирования (ВСП) в протерозойской и архейской частях разреза СГ-3 производились многократно (Кольская сверхглубокая, 1984; Литосфера.., 1987; Лизинский, Ланев, 1991). Метод АК является в значительной степени более детальным, чем метод ВСП. Для скважин, пройденных без осложнений, без каверн, разрешающая способность метода АК составляет единицы метров, а погрешность измерений величин скорости — порядка 0,01 км/с. Метод ВСП позволяет получать менее детальные результаты. Его разрешающая способность применительно к условиям СГ-3 составляет десятки метров, а погрешность измерения — 0,1 км/с. Сопоставление результатов обеих методов возможно на основе трансформации более детальных данных АК к данным ВСП.

При проведении ВСП были соблюдены два условия. Профиль, по которому располагались источники, был проведен по восстанию пород. Источники располагались как можно ближе к устью скважины. Выбор местоположения пунктов взрыва (ПВ) не был свободен из-за необходимости использования естественных водоемов. Наиболее близкий ПВ находился на расстоянии 0,15 км. При его использовании получен график изменений V_{ρ} и V_{s} от устья до глубины 5 км. С использованием ПВ на расстоянии 0,7 км получена скоростная модель ВСП по всему разрезу СГ-3.

Сводный вертикальный скоростной разрез по скважине СГ-3 (рис. 5.14) составлен на основе данных, полученных методами АК, ВСП и измерений на образцах при соответствующих РТ-условиях. Для интервала глубин 7,2—11,5 км приведены значения скорости V_p и V_s,



Рис. 5.14. Вертикальный скоростной разрез вдоль ствола СГ-3 (Сейсмогеологическая.., 1997).

1 — метод вертикального сейсмического профилирования (ВСП); 2 — метод акустического каротажа (АК); 3 — расчетный метод (РМ), примененный для пород гнейсо-гранитного состава; 4 — расчетный метод для амфиболсодержащих пород; 5 — расчетный метод, доверительные пределы средних по интервалам полученные расчетным методом (РМ) (Архейский комплекс.., 1991). Суть метода РМ заключается в определении величин V_{ρ} и V_{s} по конкретному минеральному составу образца. Расчет производился без учета микротрещин, по формуле (Беликов и др., 1970):

$$\ln V = \Sigma \mu_{\rm i} \ln V_{\rm i} , \qquad (7)$$

где V — скорость распространения волны в образце породы, μ_i — удельный объем минерала, V_i — скорость распространения волны в данном минерале.

Данные рис. 5.14 позволяют заключить, что все три метода дают весьма сходные результаты. По результатам расчетов (РМ), группа пород, объединяющая лейкократовые разновидности (теневые мигматиты, гнейсо-граниты, биотитовые и двуслюдяные гнейсы, пегматиты и др.), имеет значимо отличные величины Vp от группы амфибол-пироксенсодержащих пород (амфиболиты, метагаббро, амфиболовые сланцы и др.). Метадиабазам, амфиболсодержащим породам свойственны более высокие значения расчетных $V_p \approx 6.7$ км/с, а породам гнейсо-гранитного комплекса — более низкие, $V_p \approx 6,15$ км/с. Единичные и средние значения V_p пород гнейсо-гранитного комплекса близки величинам, зарегистрированным методами ВСП и АК. Это объясняется тем, что основной объем пород архейского комплекса слагают гранитоиды, плагиогнейсы и мигматиты. Амфиболиты, амфиболовые сланцы и метагаббро составляют в общем объеме 30%.

В целом средняя величина скорости распространения продольных колебаний в породах архейского комплекса, вскрытых по разрезу СГ-3, определенных тремя методами, составляет $V_p = 6,2$ км, средняя величина скорости поперечных, $V_s = 3,6$ км. Первая по глубине скоростная граница отмечается на глубине $\approx 1,1$ км. По точкам резкого изменения величин V_p и V_s выделяется интервал 1,7-2,1 км с проявлением медноникелевого оруденения. Участок разреза 2,7-4,6 км с наиболее стабильным вещественным составом пород отличается высокой

скоростной однородностью ($V_p \approx 6,7$ км, $V_s \approx 3,8$ км). Вертикальный скоростной разрез позволяет выделить границу протерозойского и архейского комплексов (6 842 м). На глубине 9 456—9 562 м отмечается прослой (толщина 106 м) низкоскоростных пород. Такой же прослой зарегистрирован на глубине 10,144—10,6 км. В остальных частях разреза скоростной градиент сравнительно мал, либо изменения V_p и V_s происходят несинхронно. При измерениях V_s наблюдается существенно меньший разброс данных, полученных методами ВСП, АК и РМ.

Расчетный метод (РМ) определения V_{ρ} и V_s по минеральному составу пород позволяет получать, по крайней мере, до глубин ~ 15 км, результаты, близкие реально присущим массивам. Значения скорости распространения продольных и поперечных волн, рассчитанные по минеральному составу, могут быть использованы при интерпретации результатов геофизических работ. Однако это может быть сделано только в отношении заведомо изотропных или слабоанизотропных массивов, так как расчетный метод позволяет получить лишь средние величины скорости распространения упругих волн в породе. Как следует из анализа вертикального скоростного разреза СГ-3, рис. 5.14, величины скорости распространения продольных волн V_{ρ} в большей степени чувствительны к изменениям вещественного состава пород, чем поперечные V_s . Соответственно скорости V_{ρ} могут быть более полезны для выделения границ пород с разным вещественным составом. Это свойство продольных волн относится и к выделению разломных нарушений, границ зон разуплотнения, заполненных, например, флюидами (Губерман и др., 2000; Smithson et al., 2000). Вместе с тем использование поперечных волн, в особенности поляризационного метода ВСП, весьма эффективно для выделения сильно анизотропных участков исследуемого массива (Digranes et al., 1996).

5.4. АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ПАРАМЕТРОВ СТРУКТУРНЫХ ТЕЛ

Как показано в работах (Сейсмогеологическая., 1997; Кольская сверхглубокая, 1998), по азимуту отклонения скважины от вертикали можно судить о пространственном положении плоскости упругой анизотропии геологического тела. В свою очередь, положение этой плоскости определяет параметры отклонения скважин от вертикали.

На рис. 5.9 приведены вынесенные на горизонтальный план траектории четырех стволов Кольской скважины СГ-3, пройденных в разное время, достигшие различных предельных глубин. Анализируя траектории стволов СГ-3, рис. 5.15, и используя приведенное правило,



Рис. 5.15. Траектории стволов Кольской сверхглубокой скважины в проекции на горизонтальную плоскость:

1 — толща биотит-плагиоклазовых гнейсов с высококальциевыми минералами (ВКМ); 2 — толща биотитплагиоклазовых гнейсов с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ); 3 — телевинская свита; 4 — маярвинская свита; 5 — кувернеринйокская свита; 6 — пирттиярвинская свита; 7 — лучломпольская свита; 8 — запалярнинская свита; 9 — ждановская свита; 10 — матертская свита; 11 зона трещиноватости и катаклаза Лучломпольского разлома; 12 — зона образования бластомилонитов; 13 — андезит-дацитовые порфириты; 14 — глубина контактов опорной толщи; 15 — азимут падения опорных толщ или маркирующих пластов железистых кварцитов; 16 — направление и угол падения толщ; 17 — глубина отдельных точек стволов; 18 (I-IV) — номера стволов СГ-3 в хронологической последовательности (проекция ствола IV в интервале 105 000—11 882 м на рис. не показана) можно прийти к выводу, что на различных глубинах, в пределах различных свит и толщ, плоскость упругой анизотропии пород занимает разное положение. В пределах всего разреза выделяется ряд интервалов (этажей), различающихся параметрами пространственного положения плоскости анизотропии (Кольская сверхглубокая, 1998).

В данном случае под термином этаж понимается интервал глубин, в пределах которого непрерывно выдерживаются приблизительно одинаковые значения азимута простирания, угла падения плоскости анизотропии, параметров анизотропии.

Траектории стволов, рис. 5.15, позволяют заметить, что точки поворота этих плоскостей практически выдерживаются вне зависимости от номера ствола и времени его проходки. Например, в пределах глубин 1,4-4,8 км азимут нормали к плоскости анизотропии примерно равен СВ 28° от магнитного меридиана. Затем, в интервале 4,8-6,2 км ствол скважины практически идет в направлении магнитного меридиана. В пределах глубин 6,2-7,6 км его отклонение составляет CB 37°. В следующем интервале 7,6-8,6 км преобладает азимут отклонения ствола I, равный СЗ 350°. Причем практически на том же интервале ствол III имеет аналогичный азимут. На глубинах 8,4-8,8 км стволы I и III совершают поворот и идут в направлении СЗ 310°. В точке 10,5 км стволы І и ІІ поворачивают практически на одной и той же глубине и параллельно продолжаются до глубины 11,1 км с азимутом ЮЗ 210°. Последний отрезок стволов I, II, III на глубинах, больших 11,1 км, проходит в направлении ЮВ 120°. Ствол IV, начинающийся на глубине 9,54 км и заканчивающийся на 11,88 км, повторяет траекторию ствола III. Таким образом, по изменению азимута наклона скважины, обусловленного степенью упругой анизотропии, в пределах всего разреза СГ-3 выделяются 10 структурных этажей (Горбацевич, Смирнов, 2000). Согласно данным рис. 5.8, в пределах 1 этажа (0-1,06 км) преобладают практически изотропные породы. Первый и второй этажи разделены тектонизированной зоной (*H* = 1,06-1,3 км), представленной бластомилонитами и сланцеватыми бластокатаклазитами, характеризующимися проявлением слабой анизотропией физических свойств. К кровле Ждановской продуктивной свиты примыкает верхняя медно-никелевая оруденелая зона (Кольская сверхглубокая, 1984). Второй этаж (1,3-1,7 км) также сложен почти изотропными породами (*B_{cp}* = 0,04).

Третий этаж (1,7–2,1 км) представлен слоем, включающим сильно анизотропные породы и медно-никелевое оруденение. В пределах этого слоя параметр анизотропии $B_{cp} = 0,13$. Совокупность данных позволяет заключить, что в пределах слоя происходили мощные тектонические подвижки. Значительные вариации упругих и упруго-анизотропных свойств вызвали в пределах 3 этажа образование значительных каверн в стволе скважины.

В пределах 4 этажа (2,1-4,4 км) располагается самый однородный, изотропный и стабильный блок во всем разрезе СГ-3. Это подтверждает величина параметра $B_{cp} = 0,06$. Ствол скважины отличает самая низкая кавернозность. Определенный по направлению отклонения скважины от вертикали азимут действия главной компоненты поля палеонапряжений в пределах 4 этажа составляет CB 28°.

Граница 4 и 5 этажей проходит по Лучломпольскому разлому. По нашим данным, основные тектонические подвижки происходили в интервале 4,4–4,7 км. 5 этаж (4,4–6,2 км), в отличие от вышележащих, характеризуется существенно большим параметром упругой анизотропии ($B_{cp} = 0,18$). С начала этого этажа в скважине значительно возрастает кавернозность. На основе микроструктурных данных и РТ-тестирования образцов в работе (Kern, Popp, 2000) показано, что в нижнепротерозойской части разреза СГ-3 анизотропия пород обусловлена ориентированным расположением зерен слюд и роговой обманки.

На 6 этаже (6,2-7,6 км) залегают более анизотропные породы чем на пятом ($B_{cp} = 0,22$). Граница 6 и 7 этажей (7,6 км) совпадает с контактом I и II толщи архейского комплекса. Именно к этой границе приурочен внутриформационный тектонический контакт. 7 этаж (7,6-8,6 км) отличает самая высокая анизотропия слагающих пород ($B_{cp} = 0,31$) и очень широкие вариации показателя анизотропии. Высокая упругая анизотропия пород сопровождается очень высокой кавернозностью ствола. На некоторых его участках каверны достигают размеров более чем 0,7 м.

В пределах 8 этажа упругая анизотропия пород ($B_{cp} = 0,28$), в среднем, несколько ниже, чем на предыдущем этаже. На 9 этаже (10,15–11,1 км), судя по данным ограниченного числа измерений, залегают менее анизотропные породы ($B_{cp} = 0,2$) чем на 8.

Мощность 10 этажа не определена, так как бурение скважины по стволу III остановлено на отметке 12,262 км. Анизотропия пород несколько ниже, чем на предыдущем этаже. Следует отметить, что азимуты плоскости анизотропии 8 и 10 этажей практически одинаковы (CB 35-40°), однако их азимуты углов падения противоположны.

В отличие от всех предыдущих этажей, в пределах 9 и 10 этажей ствол скважины отклоняется от вертикали в южную полусферу углов. Это связано с выходом всех четырех стволов СГ-3 из замковой части складки в ее северо-западное крыло, при этом четко проявляется стремление всех стволов к направлению, соответствующему нормали к простиранию и падению кристаллизационной сланцеватости и согласно с ней расположенной плоскостью анизотропии.

Сводные характеристики интервалов (этажей) с различающимися параметрами их пространственного положения и показателя анизотропии приведены в табл. 5.3. Отметим, что границы этажей 1,2–1,3, 1,8–2,1, 4,4, 10,15 км выделяются и на скоростном разрезе, рис. 5.14.

Таблица 5.3. Характеристики палеогеодинамических этажей и усредненные параметры упругой анизотропии в разрезе СГ-3 (Кольская сверхглубокая, 1998)

Номер	Интервал,	Мощность,	Азимут простирания плоскости	Угол падения плоскости	Параметр
этажа	км	км	анизотропии <i>θ</i> , град.	анизотропии $lpha_{cp}$, град.	анизотропии В _{ср}
1	0,0-1,2	1,2	-	_	0,05
2	1,2-1,7	0,5	ЮВ 118	ЮЗ 40	0,04
3	1,7-2,1	0,3	_	ЮЗ 0—90	0,13
4	2,1-4,4	2,3	ЮВ 118	ЮЗ 40	0,06
5	4,4-6,2	1,8	B 90	ЮЗ 60-70	0,18
6	6,2-7,6	1,4	ЮВ 127	ЮЗ 50-60	0,22
7	7,6-8,6	1,0	CB 80	ЮВ 50	0,31
8	8,6-10,15	1,55	CB 40	ЮВ 40	0,28
9	10,15-11,1	0,95	ЮВ 120	CB 40	0,2
10	> 11,1	> 1,16	CB 35	C3 40	0,19

5.4.1. Палеонапряжения и структурно-анизотропные особенности разреза

Анализ отклонений стволов СГ-3, рис. 5.16, и его результаты, табл. 5.3, позволяют сделать обоснованный вывод о том, что азимут траектории отклонения скважины от вертикали θ и величина угла α являются параметрами, на основе которых можно определить пространственное положение элементов упругой анизотропии в массиве. Эти параметры также являются исходными для построений пространственных ориентировок компонент палеонапряжений, поскольку анизотропия пород является результатом действия литостатических и тектонических сил, действующих продолжительное геологическое время. Построенная в соответствии с этим, на рис. 5.16 представлена модель направленности элементов анизотропии и ориентировок палеонапряжений в разрезе Кольской СГ-3. На рис. 5.16, b толщина стрелок, отражающих ориентацию действия главной компоненты палеонапряжений, пропорциональна B_{cp} т. е. усредненной величине этой компоненты.

Согласно модели угол наклона падения элементов анизотропии (палеонапряжений) пород в отдельных выделенных этажах (табл. 5.3, рис. 5.16) находится в пределах 40-65°. Сравнительно небольшой диапазон углов падения может быть объяснен, по крайней мере, до глубины 8,6 км, за счет одинакового механизма погружения и наклона свит и толщ при образовании Печенгской синклинали.

Результаты анализа направленности действия палеонапряжений указывают на неоднократное изменение векторов действия сил в процессе формирования протерозойских и архейских пород. Судя по параметрам упругой анизотропии, протерозойская часть разреза СГ-3, за исключением рудного интервала 1,7—1,9 км (Горбацевич и др., 2000), формировалась при сравнительно спокойном палеотектоническом режиме и слабых горизонтальных силах.

Заметная анизотропия, зарегистрированная в пределах 5 этажа, образована направлением действия палеосил в меридиональном направлении. В пределах 6 этажа направление действия этих сил повернуто, по сравнению с вышележащим, на 37° к востоку. Самая значительная анизотропия и соответственно самые большие палеонапряжения действовали в направлении ЮВ 170°. Их направление было отлично от направления палеосил 6 этажа на 47°. Направление палеосил 8 этажа отлично от направления 7 этажа на 40°. Очень резкое отличие

Строение земной коры Лапландско-Печенгского региона



Рис. 5.16. Модель пространственного положения элементов анизотропии (a) и палеонапряжений (b) в массиве по разрезу ствола II (максимальная глубина 12 066 м) (Кольская сверхглубокая, 1998)

Пространственное положение элементов анизотропии в каждом структурном этаже (а) отражено штриховкой на сторонах полуцилиндра в горизонтальном и вертикальном его разрезах. Толщина стрелки, показывающей направление действия палеонапряжений (b), отражает их относительную величину

направления действия палеонапряжений наблюдается на 9 этаже. Они действовали практически под прямым углом к направлению этих сил на 7 и 8 этажах. Направленность палеосил в пределах 10 этажа близка к направлениям действия палеонапряжений на 7 и 8 этажах. Изменчивость направлений, рис. 5.16, b, от этажа к этажу является также свидетельством в пользу именно палеонапряжений, так как поле современных напряжений в этом регионе имеет северо-западную, юго-восточную направленность (Zoback, 1990).

Полученные поэтажные характеристики действия палеонапряжений по уникальному разрезу СГ-3, совместно с геохронологическими данными, по нашему мнению, представляют определенный интерес не только для реконструкции региональной палеогеодинамики, но и для анализа палеотектоники древних континентов.

На основе всей совокупной количественной информации, включающей петрофизические данные, полученные в лабораторных условиях и при моделировании условий *in situ*, результаты геологических, геофизических, геохронологических и геотехнологических определений, нами разработана объемная структурно-анизотропная модель массива в разрезе Кольской сверхглубокой скважины (рис. 5.17). Представленная структурно-анизотропная модель отражает пространственное положение траекторий стволов I (предельная глубина 11 660 м), II (12 060 м), III (12 262 м) и IV (10 500 м). Показано положение (азимуты и углы падения) отдельных структурных этажей и границ, разделяющих этажи.



Рис. 5.17. Объемная структурно-анизотропная модель разреза Кольской сверхглубокой (Горбацевич, Смирнов, 2000):

1-10 - номера структурных этажей

Анализ положения структурно-анизотропных этажей позволяет заметить, что их границы, как правило, не совпадают с границами свит и толщ в пределах протерозойского и архейского комплексов. Они, скорее всего, определяются элементами залегания поверхностей анизотропных геологических структур. На глубинах ~ 4,4 и ~ 10,2 км по вертикали от устья скважины происходит существенная смена палеотектонических режимов с изменением направленности палеосил и деформаций. Смена палеотектонического режима на глубине ~ 4,4 км связана с процессами образования Лучломпольского разлома. Построенная на основе пространственно разнесенных стволов, граница между 8 и 9 этажами, как и более глубокая, между 9 и 10 этажами, включает толщи пород, в пределах которых зафиксированы существенно иные характеристики падения и простирания, чем на вышележащих этажах. Таким образом, начиная с 9 этажа (глубина ~ 10,2 км) параметры палеогеодинамического режима, сформировавшие структурно-анизотропные характеристики пород, существенно отличались от тех, которые действовали в толщах и свитах вышележащего массива.

Обобщая полученные результаты, следует отметить, что глубокие и сверхглубокие скважины, пройденные в кристаллических метаморфических массивах, могут служить единственным инструментом, пригодным для сверки информации, получаемой с поверхности различными сейсмическими методами, такими как МОВ, МОВЗ, ОГТ, МПВ, ГСЗ и другими. Выполненное ранее А. М. Епинатьевой (1989) сравнение сейсмических разрезов, полученных для массива СГ-3 методами ГСЗ, МОВЗ с результатами ВСП и АК, показало их существенное отличие, по крайней мере, для глубин свыше 4,5 км. Поэтому к тем задачам для глубинной геофизики, которые выдвинула А. М. Епинатьева, следует добавить разработку способов интерпретации результатов сейсмических работ в структурно-сложных, упругоанизотропных массивах.

При этом способ обработки результатов сейсмических работ должен включать учет характеристик упругой (скоростной) анизотропии всех массивов, по которым распространяются анализируемые волны. Современное состояние теории и практики геофизических исследований, проводимых при зондировании с земной поверхности, не позволяет определить такие параметры анизотропии, как тип упругой симметрии, пространственное положение ее элементов. Из этого следует, что научные программы бурения глубоких и сверхглубоких опорных скважин, в том числе необходимы для разработки алгоритмов обработки результатов геофизических исследований (МОВ, ГСЗ, ВСП и других) в структурно-сложных анизотропных массивах.

5.5. ДИСКУССИЯ

Комплекс исследований геологических, структурных, текстурных особенностей разреза СГ-3, петрофизических свойств образцов пород в лабораторных и РТ-условиях массива, результаты геофизических работ, данные анализа технико-технологических параметров стволов позволили получить большой объем новой научной информации о самых востребованных человеком верхней и средней частях земной коры. По нашему мнению, основными результатами выполненных исследований являются следующие.

Геология, структура и текстура. Скважина (основной и несколько параллельных стволов) пересекает весь ряд нижнепротерозойских образований Печенгской формации (0—6 842 м) и значительную часть (6 842—12 262 м) архейского гранито-метаморфического комплекса основания (гнейсы, амфиболиты, мигматиты и гранитоиды). В ее разрезе выделены породы от пренит-пумпеллитовой (0—1 400 м) до амфиболитовой фации метаморфизма (6000—12 262 м). Возраст вскрытых пород изменяется от 1 600 до 3 130 млн лет. Подавляющее число типов минерализации, известных на земной поверхности, зафиксировано и в керне СГ-3. Установлено, что рудосодержащими являются не только протерозойские, но и архейские породы. Архейский разрез содержит много гнейсовых тел, связанных с железной минерализацией.

Анализ текстурно-структурных особенностей пород, как и параметры анизотропии керна, указывает на существование в геолого-геофизическом разрезе СГ-3 двух блоков. В верхнем блоке до глубины 4 430 м в основном преобладают изотропные и слабоанизотропные породы. В пределах блока отмечаются зоны растяжения, приуроченные преимущественно к туфогенноосадочным породам (Ждановская, Лучломпольская, Кувернеринйокская, Телевинская свиты). Зоны растяжения сопровождаются повышенными трещиноватостью, проницаемостью, теплои электропроводностью, газо- и водопритоками. Зоны сжатия и квазипластической деформации (Матертинская, Заполярнинская, Пирртиярвинская и Маярвинская свиты) связаны с вулканогенными или интрузивными породами. Зонам сжатия отвечает низкая трещиноватость. Для этой части разреза установлено два динамических типа пород. Первый из них фиксирует зоны дробления либо границы раздела структурных этажей без смещения (или со смещением) верхней и нижней частей блока (H = 1,2-1,3, 1,8-2,1, 4,4-4,7 км). Второй тип представляет случаи накопления пород в стабильных платформенных условиях, либо с конседиментационным прогибанием.

В блоке, лежащем ниже 4 430 м, с увеличением глубины происходит возрастание интенсивности деформаций, степени перекристаллизации и анизотропии пород. Наблюдаются кристаллически-сланцеватые текстуры, которые характерны глубоко деформированным и метаморфизованным осадочным, вулканогенным, а также изверженным породам, подвергшимся дислокационному метаморфизму под воздействием неравностороннего давления (стресса).

В целом в части разреза ниже 4 430 м по структурным и текстурным признакам, на основе явно выраженных структурных элементов — полосчатости, сланцеватости и линейности выделяется три типа основных текстур. В породах СГ-3 наиболее часто представлены породы с четко выраженной сланцеватостью (полосчатостью) и линейностью. В таких текстурированных породах преобладает упругая анизотропия высокой степени, преимущественно орторомбической симметрии. Орторомбическая симметрия в основном может возникать как результат совместного действия гравитационных и тектонических сил.

Четыре толщи архейской части СГ-3 (6 842—10 144 м) на 56% сложены гнейсами, с мощностью пластов от 0,1 до 70 м. Их средняя мощность приближается к 16 м. На 21% эта часть СГ-3 сложена амфиболитами. Средняя толщина слоев амфиболитов составляет 12 м. Средняя мощность мигматитов (13% объема) достигает 21 м. Относительная доля слоев гранитов 7%, при средней мощности ~ 9 м.

Гнейсы, мигматиты и амфиболиты имеют схожее распределение числа слоев по мощностям. Вероятнее всего, это связанно с механизмом образования этих пород, т. е. с ритмичностью периодов накопления осадков и вулканической активностью, а также с теми этапами метаморфизма, которые прошли данные породы. Выполненный анализ показывает, что геодинамическая история архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины отражает частые смены этапов образования пород различных по своей геологической природе.

Как следует из вышеприведенных данных, разрез СГ-3 представлен очень широким спектром пород — от ультраосновного до кислого составов, разной степенью переработки, метаморфизованности, структурных и текстурных особенностей. Слагающие разрез породы обладают существенными вариациями физико-механических свойств.

Лабораторные измерения. Согласно определениям плотности, однородные, плотные породы по разрезу СГ-3 залегают в интервалах 3,0—3,6, 3,9—4,35 км. Средние значения плотности образцов проявляют тенденцию снижения с ростом глубины. Это снижение может быть связано как с литологией, так и с проявлением разуплотнения, дезинтеграции керна при его извлечении на земную поверхность. Встречаются типы пород, в которых влияние дезинтеграции практически не проявляется (метагаббро, метапорфириты). Вместе с тем плотность является самой консервативной характеристикой пород, непосредственно связанной с минеральным ее составом. При изменении давления до 600 МПа объемная плотность возрастает лишь на 0,9—1,7%.

Эффект дезинтеграции пород является причиной аномально низких значений скорости распространения упругих колебаний, определенных в значительной части образцов керна. Поликристаллические породы разуплотняются и дезинтегрируются в процессе их извлечения с глубин, превышающих 4—5 км. Дезинтеграция ставит принципиальное ограничение на извлечение поликристаллических пород с больших глубин в связном виде. Например, извлечение (без создания специальных снарядов, позволяющих сохранять условия *in situ* при извлечении образца на поверхность) лейкократовых разновидностей (гнейсов, гранитов, мигматитов) с глубин, превышающих 13 км, будет возможно только в виде шлама. Важным практическим следствием эффекта дезинтеграции является возможность создания безлюдных технологий извлечения некоторых полезных ископаемых, открытия подземных полостей на недоступных для непосредственного пребывания человека глубинах.

Другое ранее неизвестное явление — эффект линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП) — очень широко проявлено практически на всех глубинных образцах керна СГ-3. Основной причиной этого эффекта, наряду с ориентированным расположением удлиненных зерен минералов, является наличие развитой системы микротрещин, возникающих при освобождении образца от литостатических и тектонических сил. Эффект ЛААП следует учитывать при интерпретации результатов геофизических исследований массивов пород.

Характеристики анизотропии — показатель *В* и коэффициенты A_P , ε_{1133} – обнаруживают явную корреляцию с величиной размера (диаметра) каверн в скважине. Основные интервалы залегания сильно анизотропных пород и соответственно зоны кавернообразования находятся на глубинах 1,75—1,95, 4,43—4,95, 5,75—7,0 и 7,4—8,65 км. Последний интервал включает породы с наибольшей анизотропией, в пределах которых отмечена наибольшая кавернозность. Ниже, до глубины 12 км, анизотропия пород, как и кавернозность ствола, снижается. Наблюдения за формой и объемом каверн в отмеченных интервалах показали их непрерывный рост до размера больших подземных камер. Максимальный рост каверн происходит вдоль осевой части разломов, характеризующихся контактом пород с высокой степенью анизотропии.

Образцы глубинных пород, таких как биотитовых гнейсов, мигматитов плагиогранитов, амфиболитов, деформируются нелинейно как по продольным (в направлении приложения нагрузки), так и по поперечным деформациям. Это в основном объясняется влиянием большого числа микротрещин, образующихся при выбуривании и извлечении керна на земную поверхность. Как известно, микротрещины на границах зерен минералов по спайности внутри зерен присутствуют практически во всех кристаллических породах. Кроме них, в массивах имеются мелко- и крупномасштабные неоднородности, трещины. Каждый из этих объектов воздействует как составляющая в формировании суммарной нелинейности деформирования массивов при изменении их напряженного состояния. Поэтому отклонения от закона Гука являются не исключением, а правилом для неоднородных, гетерогенных, трещиноватых сред (горных пород). Соответственно переход к квазигидростатическому напряженному состоянию в массивах кристаллических пород становится неизбежным. Оценка отношения горизонтальной компоненты поля современных напряжений к вертикальной в разрезе СГ-3 показала, что на глубинах 6-10,5 км это отношение ближе к гидростатическому, чем то, которое может быть рассчитано по гипотезе А. Н. Динника. Полученные результаты подтверждают гипотезу швейцарского геолога А. Гейма о переходе к гидростатическому распределению геостатических напряжений на больших глубинах.

Моделирование условий іп situ. Нагружение глубинных образцов в значительной степени изменяет их свойства. Приложение давления до 600—1 000 МПа вызывает рост величин скорости распространения продольных и поперечных волн в 2 и более раз. Самый значительный, наблюдаемый на начальном участке нагружения (до 150—200 МПа), рост величин V_{ρ} и V_{s} обусловлен закрытием в основном открытых микротрещин. Нагрев образцов показал, что при повышении температуры до 600° величины V_{ρ} и V_{s} , как правило, снижаются, но незначительно, в пределах 0,5—5%.

Приложение давления к образцам различным образом оказывает влияние на параметры их упругой анизотропии. Имеются породы, сохраняющие высокую анизотропию при высоких PT-условиях. Некоторые образцы показали, что их анизотропия при нагружении снижается более чем в десять раз. В среднем, по мере роста давления, в особенности на начальном участке нагружения (до 100 МПа), наблюдается существенное снижение коэффициента анизотропии, определяемого по продольным волнам. Изменение показателя анизотропии, определяемого по скорости распространения поперечных волн, происходит в более узком диапазоне.

Параметры упругой анизотропии, измеренные на образцах, как в лабораторных условиях, так и РТ-условиях, адекватных месту их нахождения в массиве, позволяют разделить разрез Кольской сверхглубокой скважины на две части. В верхней части до глубины 4,43 км в основном преобладают изотропные и слабоанизотропные породы. Ниже 4,43 км залегают сильноанизотропные породы преимущественно орторомбической симметрии, с проявлением эффекта ЛА-АП. Резкая разница в степени анизотропии пород на этой границе может быть причиной, совместно с влиянием скоростных градиентов и температуры, возникновения сейсмических отражений. Примечательно, что данная глубинная отметка совпадает с наклонной сейсмической границей, интерпретируемой ранее как контакт протерозойского и архейского комплексов. По нашему мнению, граница на глубине 4,43 км является тектонической, несколько несовпадающей с литологической границей третьей вулканогенной и третьей туфогенно-осадочной свит.

Очень важным результатом исследований является подтверждение путем моделирования условий *in situ* высокой анизотропии пород, залегающих в диапазоне глубин от 6,3 до 10,2 км. По диапазону глубин эти образцы представляют породы большей части вскрытого разреза СГ-3. В этих породах коэффициент A_P составляет от ~ 8 до 18%, а показатель *В* изменяется от ~ 11 до 38%. Характеристики анизотропии пород очень значительны и существенно превышают ту величину, при которой это свойство можно не принимать в расчет.

Усредненные (без учета анизотропии) величины скорости распространения продольных и поперечных колебаний в породах при высоких давлениях (200—400 МПа), в основном определяются их минеральным (вещественным) составом.

Скоростной разрез. В целом средняя величина скорости распространения продольных колебаний в породах архейского комплекса, вскрытых по разрезу СГ-3, определенных методами АК, ВСП и РМ, составляет $V_{\rho} = 6,2$ км, средняя величина скорости поперечных, $V_s = 3,6$ км. Первая по глубине скоростная граница отмечается на глубине $\approx 1,1$ км. По точкам резкого изменения величин V_{ρ} и V_s выделяется интервал 1,7-2,1 км с проявлением медноникелевого оруденения. Участок разреза 2,7-4,6 км с наиболее стабильным вещественным составом пород отличается высокой скоростной однородностью ($V_{\rho} \approx 6,7$ км, $V_s \approx 3,8$ км). Вертикальный скоростной разрез позволяет выделить границу протерозойского и архейского комплексов (6 842 м). На глубине $\approx 9,5$ км отмечается прослой (толщина ≈ 150 м) низкоскоростных пород. Такой же прослой зарегистрирован на глубине 10,2-10,7 км. В остальных частях разреза скоростной градиент сравнительно мал, либо изменения V_{ρ} и V_s происходят несинхронно.

По полученному скоростному разрезу можно судить, что разница в данных, полученных методами ВСП, АК и РМ, невелика. Расчетный метод (РМ) определения V_{ρ} и V_{s} по минеральному составу пород позволяет получать, по крайней мере, до глубин ~ 15 км, результаты, близкие реально присущим массиву. В целом значения скорости распространения продольных и поперечных волн, рассчитанные по минеральному составу, могут быть использованы при интерпретации результатов геофизических работ. Однако это может быть сделано только в отношении заведомо изотропных или слабоанизотропных массивов, так как расчетный метод позволяет получить лишь средние величины скорости распространения упругих волн в породе.

Как следует из анализа вертикального скоростного разреза СГ-3, величины скорости распространения продольных волн в большей степени чувствительны к изменениям вещественного состава пород, чем поперечные. Соответственно скорости V_p могут быть более полезны для выделения границ пород с разным вещественным составом. Это свойство продольных волн относится и к выделению разломных нарушений, границ зон разуплотнения, заполненных, например, флюидами. Вместе с тем использование поперечных волн, в особенности поляризационного метода ВСП, весьма эффективно для выделения сильноанизотропных участков исследуемого массива.

Структура и напряжения в массиве. Полученные нами данные позволяют разделить разрез СГ-3 на 10 анизотропно-структурных этажей, различающихся пространственными характеристиками их залегания, азимутом простирания и падения плоскости упругой анизотропии, ее усредненной величиной. Анализ положения структурно-анизотропных этажей позволяет заметить, что их границы, как правило, не совпадают с границами свит и толщ, выделенных в пределах протерозойского и архейского комплексов. Вместе с этим границы этажей 1,2-1,3, 1,7-2,1, 4,4, 10,15 км выделяются на скоростном разрезе, полученном методами ВСП и АК. На глубинах ~ 4,4 и ~ 10,2 км происходит существенная смена палеотектонических режимов с изменением направленности палеосил и деформаций. Смена палеотектонического режима на глубине ~ 4,4 км связана с процессами образования Лучломпольского разлома. Построенная на основе пространственно разнесенных стволов граница между 8 и 9 этажами, как и более глубокая, между 9 и 10 этажами, включает толщи пород, в пределах которых зафиксированы существенно иные характеристики падения и простирания, чем на вышележащих этажах. Таким образом, начиная с 9 этажа (глубина ~ 10,2 км) параметры палеогеодинамического режима, сформировавшие структурно-анизотропные характеристики пород, существенно отличались от тех, которые действовали в толщах и свитах вышележащего массива.

Анализ азимутальной направленности действия палеонапряжений указывает на неоднократное изменение векторов действия сил в процессе формирования протерозойских и архейских пород. Протерозойская часть разреза СГ-3, за исключением рудного интервала 1,7— 1,9 км, формировалась при сравнительно спокойном тектоническом режиме и слабых горизонтальных силах. Заметная анизотропия, зарегистрированная в пределах 5 этажа, образована действием палеосил в меридиональном направлении. В пределах 6 этажа направление действия повернуто по сравнению с вышележащим на 37° к востоку. Значительная анизотропия и соответственно самые большие палеонапряжения действовали в направлении ЮВ 170°. Их направление было отлично от направления палеосил 6 этажа на 47°. Направление палеосил 8 этажа отлично от направления 7 этажа на 40°. Очень резкое отличие направления действия палеонапряжений наблюдается на 9 этаже. Они действовали практически под прямым углом к направлению этих сил на 7 и 8 этажах. Направленность палеосил в пределах 10 этажа близка к направления действия палеонапряжений на 7 и 8 этажах. Изменчивость этих направлений от этажа к этажу является также свидетельством в пользу того, что регистрируемую анизотропию пород сформировали именно палеонапряжения, так как главная компонента поля современных напряжений в этом регионе имеет северо-западную — юго-восточную направленность. В целом данные по Кольской и Уральской сверхглубоким скважинам показывают, что зоны потери устойчивости связаны с прослоями пород низкой прочности, а также не с неоднородностью поля современных напряжений, а с существенной анизотропией упруго-прочностных свойств пород.

Полученные поэтажные характеристики действия палеонапряжений по уникальному разрезу СГ-3, совместно с геохронологическими данными, по нашему мнению, представляют определенный интерес не только для реконструкции региональной палеогеодинамики, но и для анализа палеотектоники древних континентов.

Как правило, на всех разрезах глубоких и сверхглубоких скважин, проведенных в кристаллических породах, наблюдается, по крайней мере, для нижних горизонтов, явное расхождение между результатами интерпретации геофизических работ и вскрытым геологическим разрезом. Для Кольской сверхглубокой скважины удовлетворительное соответствие между геофизикой и геологией разреза получено лишь до глубины 4,5 км. Причина такого расхождения состоит в том, что при интерпретации результатов сейсмических работ не была учтена реальная анизотропия пород, которая, как оказалось, ниже 4,5 км, весьма значительна.

В итоге следует отметить, что глубокие и сверхглубокие скважины, пройденные в кристаллических метаморфических массивах, являются единственным инструментом, пригодным для проверки информации, получаемой с поверхности различными сейсмическими методами, такими как МОВ, МОВЗ, ОГТ, МПВ, ГСЗ и другими. Полученные нами данные свидетельствуют о том, что способ обработки результатов сейсмических работ должен включать учет характеристик упругой (скоростной) анизотропии залегающих пород в анализируемом блоке (разрезе) земной коры. Современное состояние теории и практики геофизических исследований, проводимых при зондировании с земной поверхности, пока не позволяет определять такие важные параметры анизотропии, как тип упругой симметрии, пространственное положение ее элементов. Таким образом, научные программы бурения глубоких и сверхглубоких опорных скважин, в том числе необходимы для разработки алгоритмов обработки результатов геофизических исследований (МОВ, ГСЗ, ВСП и др.) в структурно-сложных анизотропных массивах.

За содействие и помощь при проведении исследований, обсуждении результатов авторы выражают благодарность Ф. П. Митрофанову, В. Р. Ветрину, А. К. Яковлевой, И. А. Паниной, Н. Н. Тесовской. Авторы признательны профессорам Х. Керну, С. Смитсону, Н. Христенсену, докторам Т. Поппу, Е. Ай за плодотворное сотрудничество, без которого было бы невозможно получить ряд важных результатов, приведенных здесь.

Работа выполнена по тематике проектов № 94-05-16034-а, 97-05-64167-а, 98-05-79034-к, 99-05-79096-к, 00-05-64057-а, 03-05-64169-а, поддержанных Российским фондом фундаментальных исследований, Международного проекта по геологической корреляции (IGCP-408 UNESCO), Проекта ИНТАС № 01-0314.

ЛИТЕРАТУРА

Абдрахимов М. З., Траскин В. Ю., Перцов Н. В. Исследование разуплотнения кристаллических пород сверхглубоких скважин методами физико-химической механики // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1992. С. 128—135.

Архейский комплекс в разрезе СГ-3. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 186 с.

Баянова Т. Б., Пожиленко В. И., Смолькин В. Ф. и др. Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 53 с.

Безухов Н. И. Основы теории упругости, пластичности и ползучести. М.: Высшая школа, 1968. 512 с.

Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В. Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970. 274 с.

Буртный П. А., Горбацевич Ф. Ф., Иванов Г. А. и др. О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части кристаллической коры Балтийского щита // Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 122—130.

Горбацевич Ф. Ф., Медведев Р. В. Механизм разуплотнения кристаллических пород при их разгрузке от напряжений / Рудные геофизические исследования на Кольском полуострове. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1986. С. 83–89.

Горбацевич Ф. Ф. Проявления нелинейности деформирования крепких кристаллических пород // Изв. АН СССР. Инженерная геология. 1987. № 4. С. 33-45.

Горбацевич Ф. Ф. Анизотропия поглощения сдвиговых колебаний в горных породах // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1990. № 5. С. 70-79.

Горбацевич Ф. Ф., Козловская О. В., Розаев А. Е., Шамрай Г. И. Инженерно-геологическая характеристика пород разреза Уральской сверхглубокой скважины // Изв. РАН. Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1993. № 5. С. 66-74.

Горбацевич Ф. Ф. Акустополярископия горных пород. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1995. 204 с.

Горбацевич Ф. Ф., Медведев Р. В., Смирнов Ю. П. Упруго-анизотропные свойства керна по разрезу Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. 1997. № 4. С. 3-12

Горбацевич Ф. Ф., Ильченко В. Л. Оценка параметров деформирования пород и поля современных напряжений по разрезу Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) // Российский геофизический журнал. 1999. № 13-14. С. 61-71.

Горбацевич Ф. Ф., Ильченко В. Л., Головатая О. С. и др. Упругая анизотропия некоторых пород по разрезу Кольской сверхглубокой скважины, определенная в лабораторных условиях и условиях, смоделированных in situ / Результаты изучения глубинного вещества и физических процессов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины до глубины 12 261 м (ред. Ф. П. Митрофанов, Ф. Ф. Горбацевич). Апатиты: Изд. Полиграф, 2000. С. 139–143.

Горбацевич Ф. Ф., Ильченко В. Л., Смирнов Ю. П. Геодинамическая обстановка в интервале 1,7—1,9 км Кольской сверхглубокой скважины // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2000. № 1. С. 70—77.

Горбацевич Ф. Ф., Смирнов Ю. П. Кольская сверхглубокая: объемная модель упругой анизотропии кристаллических пород верхней и средней коры / Результаты изучения глубинного вещества и физических процессов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины до глубины 12 261 м (ред. Ф. П. Митрофанов, Ф. Ф. Горбацевич). Апатиты: Изд. Полиграф, 2000. С. 144–148.

Горбацевич Ф. Ф., Ильченко В. Л., Головатая О. С. и др. Упругие свойства некоторых образцов пород по разрезу Кольской сверхглубокой скважины, определенные при атмосферных условиях и условиях in situ // Физика Земли. 2002. № 7. С. 46–55.

Горяинов П. М., Давиденко И. В., Горбацевич Ф. Ф. и др. Теоретические и экспериментальные основы тектоно-кессонного эффекта (явления дезинтеграции), геодинамические следствия / Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1992. С. 136—144. Губерман Д. М., Шульце К. С., Кюмпель Г.-Й. и коллектив Кольской сверхглубо-

Губерман Д. М., Шульце К. С., Кюмпель Г.-И. и коллектив Кольской сверхглубокой. Механическое взаимодействие порода-флюид: первые результаты мониторинга уровня флюида на Кольской сверхглубокой скважине / Результаты изучения глубинного вещества и физических процессов в разрезе Кольской сверхглубокой скважины до глубины 12 261 м (ред. Ф. П. Митрофанов, Ф. Ф. Горбацевич). Апатиты: Изд. Полиграф, 2000. С. 93–97.

Джегер Ч. Механика горных пород и инженерные сооружения. М: МИР, 1975. 255 с.

Динник А. Н. О давлении горных пород и расчет крепи круглой шахты // Инженерный работник. 1925. № 7. С.1–12.

Епинатьева А. М. Кольская сверхглубокая скважина и ее влияние на сейсмический метод исследований // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 5. С. 35-46.

Казанский В. И., Боронихин В. А. Ванюшин В. А. и др. Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе / Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. М.: Наука, 1985. С. 6–47.

Казанский В. И., Кременецкий А. А., Кузнецов Ю. И., Ланев В. С. Глубинное строение Печенгского рудного района по материалам сверхглубокого бурения / Глубинные условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1986. С. 219—234. Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Отв. ред. Е. А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.

Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Гл. ред. В. П. Орлов, Н. П. Лаверов. М.: МФ «Технонефтегаз», 1998. 260 с.

Лизинский М. Д., Ланев В. С. Сейсмический разрез участка бурения Кольской сверхглубокой скважины / Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Л.: Наука, 1991. С. 130—147.

Литосфера Центральной и Восточной Европы: Геотраверсы I, II, V / Отв. ред. В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, И. В. Литвиненко и др. Киев: Наукова думка, 1987. 186 с.

Логинов В. Н. Электрические измерения механических величин. М.: Энергия, 1970. 80 с.

Петрашень Г. И. Распространение волн в анизотропных упругих средах. Л.: Наука, 1980. 280 с. Сверхглубокие скважины России и сопредельных регионов / Ред. Э. Б. Наливкина, Б. Н. Хахаев. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 247 с.

Сейсмогеологическая модель литосферы северной Европы. Лапландско-Печенгский район / Ред. Н. В. Шаров. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1997. 226 с.

Справочник (кадастр) физических свойств горных пород. М.: Недра, 1975. 279 с.

Birch F. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, part 2 // Journal of Geophysical Research. 1961. N 66. P. 2199–2224.

Chen Y. D., Krogh T. E., Vetrin V. R. et al. Precise zircon geochronology on archean rocks sampled by the word's deepest continental borehole SD-3 Superdeep well, Kola Peninsula, Russia // Abstr. Eight Inter. Conf. on Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology. Berkly. California. June 5-11. 1994. P.56.

Christensen N. I. Measurements of dynamic properties of rock at elevated temperatures and pressures. In: Measurement of rock properties at elevated pressures and temperatures // ASTM STR 869, H. J. Pincus and E. R. Hoskins, Eds. American Society for Testing and Materials. Philadelphia, 1985. P. 93-107.

Digranes P., Kristoffersen Y. and Karajev N. An analysis of shear waves observed in VSP data from the superdeep well at Kola, Russia // Geophys. J. Int. 1996. V. 126. P. 545-554.

Gorbatsevich F. F. Non-linearity of Strain in Hard Crystalline Rocks // Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr. 1996. V. 33, N 1. P. 83-91.

Gorbatsevich F. F. Decompaction mechanism of deep crystalline rocks under stress relief. Tectonophysics. 2003. V. 370. Issues 1-4. P. 121-128.

Kern H., Liu B. and Popp T. Relationship between anisotropy of P- and S-wave velocities and anisotropy of attenuation in serpentinite and amphibolite. // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 3051-3065.

Kern H. and Popp T. P- and S-wave velocities and velocity anisotropy of core samples from the Kola SD-3 superdeep and their surface analogues at PT conditions / The results of the study of the deep substance and physical processes in the Kola superdeep borehole section down to a depth of 12 261 m. Eds F. P. Mitrofanov and F. F. Gorbatsevich. Apatity: Poligraph, 2000. P. 117–121.

Kern H., Popp T., Gorbatsevich F., Zharikov A. et al. Pressure and temperature dependence of Vp and Vs in rocks from the superdeep well and from surface analogues at Kola and the nature of velocity anisotropy // Tectonophysics. 2001. V. 338. P. 113-134.

nature of velocity anisotropy // Tectonophysics. 2001. V. 338. P. 113-134. Lokajicek T., Proz Z., Klima K. et al. P-wave elastic anisotropy and texture of amphibolites from the Kola superdeep borehole KSDB-3 / The results of the study of the deep substance and physical processes in the Kola superdeep borehole section down to a depth of 12 261 m. Eds F. P. Mitrofanov and F. F. Gorbatsevich. Apatity: Polygraph. 2000. P. 122-125.

Nikitin A. N., Ivankina T. I., Ullemeyer K. et al. Texture controlled elastic anisotropy of amphibolites from the Kola superdeep borehole SG-3 at high pressure // Fisika Zemli. 2001. N 1. P. 41-49.

Smithson S. B., Wenzel F., Ganchin Y. V. and Morozov I. B. Seismic results at Kola and KTB deep scientific boreholes: velocities, reflections, fluids, and crustal composition // Tectonophysics. 2000. V. 329. P. 301-317.

Walsh J. B. The effect of cracks on the compressibility of rocks // J.G.R. 1965. V. 70, N 2. P. 380-391.

Zoback M. D. The role of continental scientific drilling in the studies of the earthquakes, crustal deformation, and lithospheric dynamics / Super-deep continental drilling and deep geophysical sounding. Eds K.Fuchs et al. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg. 1990. P. 70–89.

ГЛАВА 6

РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ЛАПЛАНДСКО-ПЕЧЕНГСКОМ РАЙОНЕ

В связи с заложением и проходкой в пределах Печенгского района Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) были проведены в большом объеме сейсморазведочные работы, а также региональные профильные и площадные сейсмические наблюдения. Эти исследования опирались на материалы по смежным территориям России, Финляндии и Норвегии и включали обширный комплекс методов. Они представлены данными низкочастотных многоволновых глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ), которые дают надежные сведения о скоростной характеристике среды и рельефе поверхности М и дополнены данными метода разведочной сейсмологии (МРС), позволяющими детально исследовать блоковую структуру земной коры и выделить зоны разломов с крутыми углами наклона. Сложные структуры верхней части коры изучены методами общей глубинной точки (ОГТ), вертикального сейсмического профилирования (ВСП) и акустического каротажа (АК). Кроме того, проведены комплексные профильноплощадные работы на суше и в море и реализованы возможности сейсмической томографии (СТ). Результаты и анализ этих наблюдений подробно рассмотрены в литературе (Сейсмогеологическая модель., 1997, 1998). Мы лишь кратко остановимся на их особенностях.

6.1. СЕЙСМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ МОВ И МОГТ

В истории сейсмических исследований Кольского п-ова методом отраженных волн можно выделить три этапа, соответствующих техническим и методическим возможностям данного времени.

В период с 1958 по 1975 гг. проводились сейсмические исследования методом отраженных волн (МОВ) по системе взаимоувязанных годографов с 1—3-хкратными перекрытиями. Основной объем работ этого этапа был сосредоточен в районе Печенгской структуры и ее обрамления. В качестве регистрирующих систем использовались аналоговые осциллографические станции и первые образцы станций с магнитной записью. В качестве источников возбуждения применялись поверхностные взрывы. Целью сейсмических работ МОВ первого этапа являлось как региональное изучение глубинного строения Кольского мегаблока, так и более детальное изучение собственно Печенгской структуры. Результаты исследований подробно изложены в публикациях (Литвиненко, 1963, 1975, 1984; Литвиненко, Ленина, 1968), а также в фондовых материалах Ленинградского горного института (ЛГИ), Западного геофизического треста (ЗГТ), Северо-Западного геологического управления (СЗТГУ). Основные ответственные исполнители работ: И. В. Литвиненко, С. А. Анкудинов, М. Е. Меламуд, М. Д. Лизинский.

На втором этапе, с 1975 по 1986 гг., сейсморазведка МОВ применялась в меньших объемах, но с более детальными задачами: изучение геологического строения отдельных геологических объектов и рудных районов (Хибинского массива, Оленегорского, Мончегорского рудных районов, массива Гремяха-Вырмес и т. д.). На этом этапе работ часто применялись

пространственные системы наблюдений МОВ, представляющие собой замкнутые системы продольных и непродольных профилей, отработанных из одного или двух общих пунктов взрыва. Полученные таким образом поверхностные годографы отраженных волн позволяли производить отбраковку «боковых» отражений, впоследствии исключаемых из разреза по основному продольному профилю МОВ. В это же время в комплексе с наземными работами МОВ было начато применение вертикального сейсмического профилирования (ВСП), сначала в Z-модификации (ВСП-Z), а в дальнейшем и в поляризационной модификации (ВСП-ПМ).

На данном этапе работ использовались более современные (по сравнению с первым этапом) сейсмические станции с магнитной записью. Источником колебаний по-прежнему являлись поверхностные взрывы, а кратность наблюдений не превышала 2—4. Работы МОВ этого этапа проводились силами территориальной геологической организации (ПГО «Севзапгеология») под методическим руководством отдела сейсморазведки ВИРГ. Результаты работ изложены в многочисленных публикациях (Пронягин, Полякова, 1985, 1988) и фондовых отчетах. Наиболее прогрессивным моментом этого этапа работ необходимо считать попытки комплексирования наземных (МОВ) и скважинных (ВСП) сейсмических наблюдений в пределах детальных участков работ. Основные ответственные исполнители: К. А. Кальнин, В. А. Полякова, Н. И. Пронягин, А. В. Роллер, А. Л. Ронин.

В 1982—1983 гг. впервые на Кольском п-ове при изучении Печенгской структуры был опробован метод многократных перекрытий с использованием цифровой регистрирующей аппаратуры ССЦ-4. В качестве источников возбуждения колебаний использованы линии детонирующего шнура (ЛДШ). Однако из-за повышенного уровня поверхностных помех получен материал неудовлетворительного качества, что, в определенной мере, затормозило процесс более широкого внедрения современной методики многократных перекрытий с использованием интерференционных систем возбуждения и приема колебаний в работах МОВ на Кольском п-ове.

Начиная с 1985 г. сейсмические работы по изучению геологического строения территории Кольского п-ова методом отраженных волн в модификации ОГТ (общей глубинной точки) продолжены двумя организациями: ПГО «Севзапгеология» и вновь организованной на Кольском п-ове партией 104 Опытно-Методической геофизической экспедиции (ОМГЭ) НПО «Рудгеофизика». В 1985 г. партия 104 впервые на Кольском п-ове начала профильные работы МОГТ с применением невзрывных источников упругих колебаний и 48-канальной регистрирующей аппаратуры «Прогресс-3В».

По результатам первых вибросейсмических работ на профиле МОГТ Приречный-Никель ПР 02 (рис. 6.1), была построена структурно-геологическая модель территории и сделан ряд нетрадиционных выводов, в частности, о том, что сквозная контрастная сейсмическая зона может объединять оба рудных района (Печенгский — в протерозойской вулканогенно-осадочной толще и Аллареченский — в архейском обрамлении). Это дало возможность сделать предположение о вероятном наличии единой магмо-рудоподводящей зоны. При таком варианте интерпретации два известных медно-никелевых месторождения Аллареченского района могут быть рассмотрены как фрагменты верхней части погребенной рудоносной системы.

В 1986—1987 гг. вибросейсмические исследования МОГТ Северного филиала ГП ЭГГИ в Печенгско-Аллареченском районе были продолжены в северной части профиля Приречный-Никель (02) и по профилю Никель-Заполярный (01) в направлении простирания продуктивной ждановской толщи, а также по двум профилям А и Б в районе СГ-3 (рис. 6.1). Объем вибросейсмических работ МОГТ, выполненных в 1985—1987 гг. в Печенгско-Аллареченском районе, составил около 80 км.

В самом начале работ, в 1985—1987 гг., в Печенгско-Аллареченском районе методика была направлена прежде всего на оценку эффективности использования технологии многократных перекрытий с вибрационными источниками колебаний для изучения структурно-вещественных комплексов докембрия.

Из-за недостаточной канальности сейсмостанции «Прогресс-3» (48 каналов) и необходимости достижения кратности 24, без потери детальности временных разрезов и направленности системы для разных углов падения границ, была использована встречная фланговая система наблюдений, с шагом между пунктами приема — 25 м, между пунктами возбуждения — 50 м. Таким образом, база наблюдений составляла 1 175 м, кратность — 24, вынос источников — 300 м, группирование источников — 3 на базе 25 м, группирование сейсмоприемников — 11 на базе 25 м; сейсмоприемники — СВ-20П. Полоса частот возбуждаемого вибрационного





1 — диориты-плагиограниты; 2—3 — метавулканиты и метаосадочные породы южно-печенгской (2) и печенгской (3) серий; 4 — продуктивный комплекс Печенги; 5—6 — Лапландский гранулитовый пояс: гранулиты кислые (5), эндербиты (6); 7 — кварцевые диориты; 8 — гранитоиды; 9 — габбро-анортозиты; 10 — гнейсы, амфиболиты, тоналиты, трондьемиты; 11 — сланцы, кварциты, конгломераты, базальты, андезиты, дациты, туфы; 12 — линии и обозначения сейсмических профилей МОГТ

сигнала составляла 22—78 Гц, длительность развертки — 9 с, длительность виброграммы — (12—14) с, количество накапливаемых воздействий — (6—12), шаг дискретизации сигнала по времени — 2 мс, фильтрация на входе — 14 Гц, режекторный фильтр включен постоянно. В процессе проведения опытно-методических работ параметры варьировали: увеличивалось количество воздействий до 16—18, длительность развертки опорного сигнала — до 12 с, полоса частот — 22—60, 22—90 Гц, кратность прослеживания — до 48; но в основном параметры соответствовали приведенным выше.

Кроме вибросейсмических исследований ГП ЭГГИ, с 1987 по 1990 гг. Центрально-Кольская поисково-съемочная экспедиция ПГО «Севзапгеология» (ныне АООТ ЦКЭ) в рамках обширной программы по геологическому доизучению Печенгской структуры м-ба 1 : 50 000 выполнила профильные работы МОГТ с поверхностными взрывами по нескольким радиальным (по отношению к Печенгской структуре) профилям МОГТ (СП-300, 400, 401, 402, 500, 600, 700), общим объемом около 100 км. Эти работы МОГТ выполнялись с использованием накладных точечных зарядов взрывчатых веществ без группирования воздействий. Регистрация колебаний производилась с использованием цифровой сейсмостанции «Прогресс-2». Шаг между пунктами приема составлял 30 м, шаг между пунктами возбуждения — 60 м, вынос — 600 м, длина базы наблюдений — 1 410 м. Система наблюдений для достижения кратности накапливания, равной 24 м. была фланговой встречной. Группирование СП точечное, на платформах, по 7 штук на канал. Тип сейсмоприемников СВ-20. В качестве источников колебаний использовались одиночные заряды тротила или скального аммонита, мощностью 5-10 кг, закладываемых в углубление, предварительно подготовленное накладным зарядом весом до 1 кг. Регистрация велась на предварительном усилении (ПУ) — 3, при дискретизации сигнала во времени 2 мс. Предварительная фильтрация на входе (ФВЧ) – 10 Гц. При наличии промышленных помех применялась режекторная фильтрация. Длительность записи (регистрации) не превышала 3 с изза резкого затухания сигнала во времени.

В 1992 г. международным коллективом исследователей (США, Великобритания, Норвегия, Россия) был пройден наиболее принципиальный профиль МОГТ — (KOLA-SD) с выходом на Кольскую сверхглубокую скважину СГ-3 (Project, 1994). Протяженность профиля около 40 км (рис. 6.1). Эти работы представляли собой комплексные сейсмические исследования на поверхности и в скважине СГ-3 с применением в качестве источников колебаний мощных зарубежных вибраторов MERZ, а также регистрации удаленных промышленных взрывов. Работы проводились большим коллективом ученых из нескольких зарубежных университетов, Геологического института Кольского научного центра, ВИРГа, Института Физики Земли РАН. Работы выполнены по проекту ГП ЭГГИ с участием его специалистов и завершены в 1994 г.

Методика исследований МОГТ на вибросейсмическом профиле KOLA-SD, выполненных в рамках международного эксперимента, была предложена иностранными партнерами и исходила из возможностей используемых технических средств. Так, при производстве работ были задействованы три 96-канальные сейсмические станции MDS-10, предоставленные американским (Вайоминг) и шотландским (Глазго) университетами, а также сверхмногожильный (240 жил) специальный сейсмический кабель (Smythe et al., 1994; Ganchin et al., 1998).

Система наблюдений была фланговой, при положении вибраторов на меньших пикетах профиля по отношению к базе наблюдений (рис. 6.2). База приема состояла из 90 трехкомпонентных установок, расположенных через 50 м, т. е. длина составляла 4 450 м. Вынос источников колебаний был переменным, его величина колебалась от 0 до 2 900 м, но в основном он менялся в пределах 1 500–300 м. Шаг между ПВ по профилю составлял 50–100 м. Группирование источников колебаний и вертикальных сейсмоприемников линейное на базе 50 м. Количество вибраторов в группе 3–4, группирование вертикальных сейсмоприемников (типа CB-10) по 12 на канал. Горизонтальные (Х и Ү) сейсмоприемники не группировались ввиду невозможности установки таких групп на грунт из-за высоты снежного покрова. Итоговая кратность перекрытий составила 15–30. Дополнительно на профиле проводились сейсмологические наблюдения с помощью автономных регистрирующих систем REF-TEC. Количество таких систем, одновременно выставляемых по профилю, достигало 20–25, с шагом между ними 100 м.

Количество воздействий на пунктах возбуждений составляло 8—10, но полевое накапливание сигналов не производилось. Каждое воздействие регистрировалось отдельно на магнитный носитель с целью последующей компьютерной визуализации, частотного анализа и разбраковки. Полоса частот опорного сигнала (при его развертке вверх) находилась в диапазоне





Рис. 6.2. Схемы полевых наблюдений на профилях вибросейсморазведки (а) и на международном геотраверсе KOLA-SD

10—60 Гц. Длительность развертки свип-сигнала составляла 24 с, длительность виброграммы — 39 с, шаг дискретизации сигнала по времени — 4 мс. Оптимизация полевой методики позволила получить сейсмограммы высокого качества, хорошо освещающие глубины до 15—20 км (рис. 6.3), однако, в более глубокой части разреза и на уровне границы М отношение сигнал/помеха было недостаточным, и вопрос о строении этой части коры пока остается открытым.

Одним из наиболее важных объектов вибросейсмических исследований МОГТ в Западно-Кольском районе является пояс лапландских гранулитов, работы на котором были выполнены ГП ЭГГИ в 1990—1994 гг. Раньше глубинное изучение лапландских гранулитов предпринималось дважды: в 1961—1963 гг. — по профилю Р-1 (Литвиненко, 1984) и в 1983—1986 гг. — на территории Финляндии и Норвегии, по линии международного геотраверса POLAR (Luosto et al., 1989). Методика ГСЗ, применявшаяся на этих профилях, была нацелена на изучение земной коры на глубинах 10—50 км, поэтому детали внутреннего строения пояса лапландских гранулитов, его форма и глубина распространения по данным ГСЗ были оценены неполно и неоднозначно.

Вибросейсмическими профилями МОГТ (ПР 10 и 11), общая протяженность которых составила 330 км, пояс лапландских гранулитов был пересечен в двух направлениях (рис. 6.1). Субмеридиональный профиль 10, кроме пояса гранулитов, пересек все основные структурнотектонические элементы к северу от него (блок Инари, Центральную Аномальную зону, Вешьяурскую зону, Мохтьозерский разлом, западное замыкание Печенгской структуры). Создание увязанных ортогонально глубинных сечений пояса лапландских гранулитов и его обрамления позволило сделать ряд принципиально новых выводов о его глубинном строении (Минц., 1996).

Методика полевых наблюдений была несколько изменена, так как работы носили региональный характер. В соответствии с этим на профилях 10 и 11 полоса частот опорного сигнала была смещена в область более низких частот (20–62 Гц), дискретизация сигнала – 4 мс, фильтр на входе – 14 Гц, количество воздействий – 12, длительность развертки – 9 с, длительность виброграммы – 15 с. Система наблюдений – центральная симметричная, вынос источника – 600 м, длина базы приема на каждом фланге – 1 150 м, шаг между ПП – 50 м, шаг



Рис. 6.3. Характер первичных сейсмограмм на профиле KOLA-SD

между ПВ — 50 м. Группирование источников — 3 на базе 50 м. Группирование приемников — 11 на базе 50 м. В северной части профиля 10 методика работ была изменена с целью усиления направленности системы наблюдений и увеличения глубинности, так как появилась техническая возможность использования американского многожильного кабеля (168 жил) и более низкочастотных сейсмоприемников (10 Гц). В связи с этим, в этой части профиля 10 встречная система наблюдений была заменена фланговой, что позволило увеличить базу приема до 2 350 м, направленная кратность составила 24, спектр возбуждаемого сигнала был более расширен в сторону низких частот (14—62 Гц), число воздействий увеличено до 16. Длительность развертки сигнала составила 16 с, длительность виброграммы — 26 с. Остальные параметры работ остались неизменными.

Таким образом, работами ГП ЭГГИ, проведенными в 1985—1994 гг. (ответственные исполнители работ: И. С. Бартенев, В. А. Полякова, Ю. А. Рисположенский), была доказана эффективность невзрывной сейсморазведки МОГТ при изучении докембрийских структурно-вещественных комплексов и рекомендовано ее применение в практических целях для создания глубинного каркаса при производстве мелкомасштабных геологических съемок, а также для заполнения информационного пробела между детально изученной поверхностью и результатами исследования земной коры методом глубинных сейсмических зондирований.

В 1995 г. значительные объемы сейсмических работ МОГТ на Кольском п-ове выполнены силами УГГП «Спецгеофизика» (Берзин и др., 2000), в рамках региональной программы по созданию каркасной сети геотраверсов для всей территории России. Так, в 1995 г. по линии геотраверса I-EB (Баренцево море — Лодейное Поле — Черное море) начаты профильные вибросейсмические исследования МОГТ. В северной своей части профиль полностью пересек Мурманскую область, а на территории Кольского п-ова его длина составила свыше 500 км. Профиль прошел от побережья Баренцева моря (Лиинахамари) через Кольскую сверхглубокую скважину СГ-3 до Мурманска и далее на юг — Кандалакша — Кемь.

Методика вибросейсмических наблюдений по линии геотраверса в северной его части, которая проходит по территории Кольского п-ова, была подобна методике МОГТ-ШГСП, применявшейся на профиле KOLA-SD. База приема — 4 750 м, кратность прослеживания — 48, шаг между ПВ и ПП — 50 м, система наблюдений — фланговая, группирование источников и приемников — линейное. Количество источников в группе 4—5, приемников — 22 на базе 44 м. Параметры возбуждения: полоса частот сигнала развертки (СВИП) — 14—48 Гц, при длительности — 10 с, количество накапливаемых воздействий — 6, длина виброграммы — 30 с, фильтрация на входе сейсмостанции — 10 Гц, шаг дискретизации сигнала — 4 мс. Аппаратура: сейсмостанция «Прогресс-96В», электрогидравлические вибраторы СВ-5-150, сейсмоприемники СВ-10Ц. Равномерность и кратность системы наблюдений достигала 50.

Материалы сейсмических исследований на геотраверсе 1-ЕВ были объединены с материалами ранее проведенных сейсморазведочных работ в Печенгско-Аллареченском районе на лапландских гранулитах. В результате переобработки всех данных по единой методологии на современных ЭВМ построены модели глубинного строения Западно-Кольского региона. Составной региональный профиль 10 проходит вдоль государственной границы (рис. 6.1), профиль 11 ориентирован ему поперечно, и профиль KOLA-SD с сопряженными ему профилями 02, 01 и 1-ЕВ охватывает Печенгскую структуру, ее южные крылья и северное обрамление, вплоть до побережья Баренцева моря.

На указанных сечениях в результате обработки сейсмических материалов по методике МОГТ-МДС (Седых, Ступак, 2002) выделены субгоризонтальные и наклонные пакеты четких, достаточно уверенно коррелирующихся динамически выраженных отражений, участками осложненные зонами потерь корреляции или стыковкой отрезков с разной геометрией волновых полей (рис. 6.4). В принятом для модельных построений м-бе целесообразно проводить групповую корреляцию отражающих элементов, выделяя главные отражатели (горизонты). Редукция в данном случае оправдана и удобна, так как из множества зачастую штрихподобных отражений позволяет выбрать наиболее протяженные и устойчивые, достоверно выявляющие структурные особенности разрезов.



епремождународным теотравере 1-2.5 через олок серварантер (С1 -5 - элиппахамари).



6.2. СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МОВ И ГСЗ

Район бурения Кольской сверхглубокой скважины относится к числу более изученных сейсмическим методом. И хотя высокая степень исследований связана не только с бурением СГ-3, но именно это обстоятельство явилось одним из важных мотивов выбора места заложения сверхглубокой скважины на Балтийском щите.

Сейсмические исследования в Печенгском районе начаты за 7 лет до бурения СГ-3 под руководством профессора Ленинградского горного института И.В. Литвиненко. Двумя годами раньше он впервые в мире успешно применил метод ГСЗ для изучения земной коры кристаллического щита в Северной Карелии, и этот опыт позволил обратиться к изучению важнейшего в отношении никеленосности Печенгского района. Задачи, которые ставились перед исследователями свыше 30 лет тому назад, актуальны и поныне. Это не только общегеофизические проблемы строения земной коры щита, но и связь геологических структур, изученных вблизи поверхности Земли, с ее глубинным строением.

От ГСЗ И. В. Литвиненко перешел к более детальным исследованиям, которые стимулировались поисками медно-никелевых руд. Кристаллический щит — нетрадиционный объект применения сейсморазведки, которая развилась как метод исследования осадочных бассейнов при поисках нефти и газа. Поэтому при изучении щита пришлось практически на каждом этапе исследований решать весь комплекс технико-методических задач. В результате Печенгско-Аллареченский район в течение двух десятилетий оставался одним из важнейших полигонов, на котором развивался сейсмический метод изучения кристаллического щита.

Последовательное укрупнение масштаба по мере накопления опыта исследований привело к тому, что в районе выполнены (рис. 6.5) разномасштабные сейсмические наблюдения: ГСЗ (3 профиля); МОВ с региональными (до 800 пог. км) и детальными (150 пог. км) задачами; ВСП (свыше 50 скважин глубиной до 2 км). Данные ГСЗ характеризуют общую структуру земной коры в районе СГ-3. По результатам региональных наблюдений МОВ изучено глубинное строение Печенгско-Аллареченского района, а по детальным исследованиям МОВ и ВСП — структура отдельных участков Печенгского рудного поля, перспективных на поиски медно-никелевых руд.

Новый импульс сейсмические исследования получили в результате бурения в этом районе сверхглубокой скважины. Это были наблюдения МОВ по профилю через устье скважины



Рис. 6.5. Сейсмическая изученность Печенгско-Аллареченского района методами ОГТ и МОВ:

 сейсмические профили ГСЗ и МОВЗ (1 — Печенга — Ловно, 2 — Печенга — Ковдор — Костомукша, 3 — Никель — Умбозеро — Ручьи, 4 — Никель — Умбозеро); 2, 4 сейсмические профили МОВ; 3 — сейсмические профили ОГТ; 5 — местоположение Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3); 6 — участки детальных работ МОВ; 7 — геологические контуры СГ-3, специально предназначенные для изучения ее разреза, и ВСП в стволе СГ-3, которое наращивалось по мере проходки и доведено до забоя (12 км). Достигнутая глубина ВСП беспрецедентна не только для экзотических условий кристаллического щита, но и для традиционных районов сейсмических исследований. Выполнение сейсмических исследований в стволе СГ-3 требовало от исполнителей решения не только технико-методических задач, как при наземных наблюдениях, но и задач технологических, связанных с исключительной глубиной погружения скважинного прибора.

Усилия исследователей были вознаграждены. Сейсмический разрез через скважину изучен с высокой надежностью. Разрез, включающий ствол СГ-3 и геологический профиль на дневной поверхности, представляет, по образному выражению И.В. Литвиненко, «золотой треугольник», потому что обеспечивает возможности для изучения различной природы сейсмических разделов в земной коре. Данные ВСП по стволу СГ-3 о скорости упругих волн в естественном залегании и о сейсмическом волновом поле на глубине невозможно переоценить.

Результаты разнообразных по задачам и масштабам сейсмических исследований в Печенгско-Аллареченском районе публиковались по мере их выполнения в серии монографий (Геология и глубинное.., 1968; Восточная часть.., 1975; Земная кора.., 1978; Кольская сверхглубокая, 1984, 1998; Литосфера.., 1987; Проблема.., 1991; Строение литосферы.., 1992; Шаров, 1993; Сейсмогеологическая модель.., 1997, 1998). Однако специфика и уникальность этого огромного по объему материала состоит в том, что он объединяет разнообразные по масштабам сейсмические данные со сверхглубоким бурением, в том числе сейсмическими наблюдениями в стволе СГ-3. Это создает предпосылки для постановки и решения кардинальных задач сейсмических исследований кристаллической коры, важнейшей из которых является природа ее глубинных сейсмических границ.

6.3. СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДОМ РАЗВЕДОЧНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ МРС (МОВЗ)

Метод обменных волн землетрясений (МОВЗ) основан на регистрации и последующей интерпретации обменных волн типа PS, т. е. волн, первоначально имеющих природу продольных волн, а после прохождения сквозь анизотропные среды меняющих свою природу на поперечные — S. Для построения границ обмена используется разность времен прихода обменных и образующих их продольных волн, т. е. Δ Tps-p. Метод позволяет изучать глубинное строение земной коры и верхней мантии от 0,8—1,0 до 100—150 км, выделять вертикальные, горизонтальные и наклонные границы и неоднородности в литосфере. Точность построения разрезов этим методом практически очень слабо зависит от погрешности определения координат эпицентров землетрясений и других сейсмопроявлений, глубины гипоцентра и времени в очаге, а зависит в основном от частоты зарегистрированных сигналов и расстояния между регистраторами (Булин и др., 1992; Золотов, Ракитов, 2004).

Сейсмологические исследования МОВЗ с регистрацией и интерпретацией не только землетрясений, но и взрывов на различных эпицентральных расстояниях (метод разведочной сейсмологии — МРС) являются более информативными, чем просто МОВЗ и выполняются в Печенгском районе с 1977 г. Исследования МОВЗ-МРС проводились разными авторскими коллективами, что обеспечивает внешний контроль построений. Работы МОВЗ осуществлялись автономно и в комплексе с исследованиями ГСЗ (рис. 6.6).

В 1977—1979 гг. НПО «Нефтегеофизика» выполнены исследования МОВЗ на пяти профилях общей протяженностью 250 км (Волхонин, Линькова и др., 1988) с аппаратурой «Земля». Отработано три основных профиля: Заполярный — Баренцево море, Печенга — Ура-Губа, Приречный — Борисоглебск и два вспомогательных профиля: Титовка — Рыбачий, оз. Куэтсярви — Заполярный. Целью работ явилось, с одной стороны, выяснение возможностей метода в условиях отсутствия осадочного чехла и выхода на поверхность древнейших комплексов со сложной внутренней структурой, а с другой — изучение глубинного строения литосферы района СГ-3. В результате проведенных исследований авторы пришли к выводу, что в поле обменных волн выделяется значительно большее количество сейсмических границ, чем при методе ГСЗ. В качестве опорных выделены две границы обмена: на глубине 10—15 км, располагающаяся несколько выше преломляющего горизонта, с граничной скоростью 6,8 км/с, и граница Мохоровичича, на глубине 37—42 км хорошо увязываемая с данными ГСЗ. В земной коре выделены





Рис. 6.6. Схема сейсмической изученности Печенгского района методами ГСЗ и МОВЗ:

1 - сейсмические профили МРС, выполненные ГГП «Невскгеология»; 2 - участки детальных работ МОВЗ, выполненные ГГП «Невскгеология»; 3 профили МОВЗ, выполненные НПО «Нефтегеофизика»; 4 — профили ГСЗ (1 — Печенга — Ловно, 2 — Печенга — Ковдор (геотрансект EU-3), 3 — Никель — Умбозеро); 5 пункты взрыва при работах ГСЗ; 6 сейсмические профили МОВЗ-ГСЗ, выполненные СРГЭ НПО «Нефтегеофизика» (4 — профиль «Кварц»); 7 — детальные наблюдения МОВЗ-ГСЗ на профиле «Кварц»; 8 — граница Печенгской структуры; 9 — Кольская сверхглубокая скважина

также промежуточные прерывистые границы, характеризующие ее сложное слоисто-блоковое строение. Верхняя мантия, изученная до глубин 70 км, характеризуется в поле обменных волн значительной расслоенностью.

В 1984—1985 гг. СРГЭ НПО «Нефтегеофизика» проведены сейсмические исследования методом МОВЗ-ГСЗ на профиле Кварц (рис. 6.6), который пересек весь Кольский п-ов с СЗ на ЮВ. На северо-западном фланге профиля, проходящем непосредственно через СГ-3, на отрезке протяженностью 60 км выполнены детальные непрерывные наблюдения с шагом 250 м и проведены также площадные сейсмические исследования МОВЗ-ГСЗ по семи пересекающимся под прямыми углами профилям (рис. 6.6) общей протяженностью 93 км с шагом 250 м. Прострелка выполнена из 5 ПВ на удалениях 10—220 км. Площадные работы МОВЗ-ГСЗ в районе скважины СГ-3 проводились с целью уточнения глубинной структуры коры, выявленной при ГСЗ корреляции сейсмических границ в разрезе скважины и в нижележащих толщах пород, определения наклона и рельефа границ раздела, уточнения скоростного разреза коры. Кроме того, ставилась специальная задача построения объемной модели коры участка бурения СГ-3.

Получены новые результаты, характеризующие разрез земной коры Печенгского района по данным различных классов и типов волн (Галдин, Егоркин и др., 1991). По рефрагированным продольным и поперечным волнам от взрывов определены скоростные параметры разреза, а по отраженным волнам построены отражающие площадки, которые, по мнению авторов, характеризуют контакты геологических тел, границы раздела между основными частями литосферы, тектонические нарушения. На профиле Кварц данные обменных волн землетрясений позволили охарактеризовать земную кору, начиная с глубины 10 км. Выделено до 5 границ обмена, основными из которых являются поверхность М (глубина 41–45 км, 51% информации) и PS_{3к} (глубина 24–27 км, 31% информации). Составлены объемная модель строения земной коры района СГ-3 (Галдин, Егоркин и др., 1991) в пределах прямоугольного параллелепипеда со сторонами 19 и 7 км, сейсмические и геолого-геофизические разрезы по всем профилям, схемы изоглубин для трех границ раздела.

В 1988—2001 гг. ГГП «Невскгеология», г. Санкт-Петербург, выполнены трехкомпонентные сейсмологические профильно-площадные работы методом разведочной сейсмологии (МРС).

Это метод, позволяющий использовать в интерпретации волны всех типов источников сейсмических колебаний: взрывов и землетрясений (Булин и др., 1992). ГГП «Невскгеология» исследования МРС начало с детальных площадных работ по радиально-кольцевым профилям вокруг Кольской СГ-3. Шаг наблюдений — 500 м, площадь изучения — 20 км², глубина построения объемной модели земной коры — до 50 км. Цель работ — построение равномерно обоснованной объемной модели глубинного строения земной коры и увязка особенностей волновых полей с особенностями физико-геологических параметров среды. После удачного проведения опытных и детальных работ МРС в ГГП «Невскгеология» были выполнены региональные (рис. 6.6) исследования МРС по системе замкнутых профилей (330 км профилей с интервалом наблюдений 1—3 км). Цель региональных работ — построение глубинных сейсмогеологических разрезов по Печенгско-Аллареченской площади новыми способами обработки (динамические и кинематические).

При проведении работ ГГП «Невскгеология» использовалась аналоговая аппаратура с последующей оцифровкой — «Земля-М», предназначенная для длительной непрерывной регистрации на магнитную ленту трех компонент инфразвуковых сейсмических колебаний, а с 2001 г. в комплексе работ участвует аппаратура цифровой регистрации «Дельта-Геон-02». Трехкомпонентная регистрация сейсмической активности Земли с таким типом аппаратуры позволяет наблюдать записи местных и близких землетрясений с магнитудой ≥ 2,0 и далеких землетрясений с М > 4,8 из любой точки Земного шара. На рис. 6.7, 6.8 представлены записи типичных сейсмоявлений, регистрируемых при исследованиях МРС. В последнее время определились возможности изучения шельфовых территорий с помощью наземных трехкомпонентных станций. На рис. 6.9 представлены записи пневмоизлучателей из акватории Белого моря.

Управление регистраторами (загрузка параметров, анализ текущего состояния, запуск в один из режимов работы и т. д.) осуществляется с помощью персонального компьютера типа NoteBook или Блока управления и синхронизации (БУС) через стандартный интерфейс RS-232. Основные технические характеристики регистратора сейсмических сигналов «Дельта-Геон-02» представлены в табл. 6.1.

До начала полевых работ производится контроль над идентичностью работы аппаратуры путем установки всех станций записи в одной точке и одновременной регистрации сейсмических волн от различных источников энергии: землетрясений и взрывов (рис. 6.10). Проверка



Рис. 6.7. Землетрясение 04.01.2003 г. 05h 25m α = 80°, Δ = 67°, о-ва Фиджи. Запись станцией «Дельта Геон-02»



Текущее значение Т: 30.09.03 14:04:20,274

Текущее значение Т: 30.09.03 14:04:25,074



Рис. 6.8. Профиль АР-3, 2003 г. Запись промышленного взрыва 30.09.03 14h 04m

Текущее значение Х: 29.09.03 2:41:24,691



Рис. 6.9. Профиль АР-3, 2003 г. Запись пневмоизлучателя из акватории Белого моря и землетрясения

Таблица 6.1.	Технические	характеристики	регистратора	. «I	lельта-Г	еон-0	2»
			P				_

Количество каналов	4		
Разрядность АЦП	22		
Диапазон регистрируемых частот	0,1240 Гц		
Коэффициент нелинейных искажений	0,005%		
Мгновенный динамический диапазон	115 дБ		
Величина подавления дополнительных аттенюаторов	20 дБ		
	40 дБ		
Уровень шумов, приведенный ко входу	0,2 мкВ		
Емкость АТА Flash-диска	до 2000 Мбайт		
Напряжение питания	720 B		
Потребляемая мощность	1,8 Вт		
Диапазон рабочих температур	−30+50 °C		
Габаритные размеры	270 × 210 × 150		
Масса	2,4 кг		
Нестабильность опорного термостабилизированного генератора	10 ⁻⁸		
Установка точного времени	по GPS		

Примечание. Программное обеспечение управления регистратором работает в среде Windows.

состояния аппаратуры в процессе полевых наблюдений проводится по записи калибровочных импульсов (рис. 6.11). При наблюдениях установка регистрирующей аппаратуры производилась в яму, имеющую размеры 0,7 x 0,7 x 0,7 м, на немагнитную металлическую плиту с ориентировкой горизонтальных сейсмографов по сторонам света СЮ-ЗВ и установкой вертикального сейсмографа по уровню.



Рис. 6.10. Идентичность записи. Землетрясение 23.01.2003 г. 18h 22m 11,20s, α = 17°

Текущее значение Т: 02.09.03 0:01:02,771



Рис. 6.11. Калибровка 00h 01m 02.09.2003 г.
При проведении трехкомпонентной регистрации сейсмических полей на записях выделяются все типы волн — продольные, поперечные, обменные, как однократно отраженные, так и многократно, как проходящие сквозь всю земную кору, так и образованные вблизи точки приема.

Наиболее традиционна обработка обменных PS-волн от землетрясений с построением глубинных сейсмических разрезов и волн P и S от взрывов с построением годографов, сейсмотомографических карт и разрезов с определением скоростей Vp и Vs и коэффициента K = Vp/Vs.

Кратко всю процедуру интерпретации можно свести к следующим этапам:

• Выделение и корреляция волн, зарегистрированных на вертикальных компонентах;

• Выделение и корреляция волн, зарегистрированных на горизонтальных компонентах;

• Построение предварительного временного разреза с элементами, отражающими особенности волнового поля;

• Определение оптимальных скоростных параметров среды и создание предварительной модели среды;

• Трансформация временного разреза в глубинный.

Временной разрез представляет собой статистическую зависимость времен запаздывания обменных волн PS относительно продольной волны P или Δ (tps_{1...i} — tp). Время пробега обменной волны от границы обмена до земной поверхности зависит от угла падения ip волны на границу обмена, который, в свою очередь, зависит от эпицентрального расстояния Δ . Указанные выше зависимости могут служить причиной значительного различия времен tps_i по одной и той же границе, зафиксированных от различных землетрясений. Ввиду различия времен запаздывания обменных волн, образовавшихся на одной и той же поверхности от землетрясений различных очаговых зон (эпицентральных расстояний), по временному разрезу трудно судить о конфигурации границ и о блокировке земной коры.

После получения сейсмической модели земной коры проводится определение глубины залегания границы Н по формуле Хазегава (Hasegawa, 1930):

$$(K_i-1) \cdot [1 + 1/2k_i \cdot (\cos^2 ep_i)]$$

где H_i, Vp_i, K_i соответственно глубина, скорость и коэффициент отношения скоростей волн Р к скоростям волн S в i-ой среде, покрывающей границы обмена, еp_i — угол выхода сейсмической радиации.

Сейсмические сносы Lp, Ls, Lps определялись по формулам:

 $Ls = H_i tg_i s$, $Lp = H_i tg_i p$, Lps = (Ls+Lp)/2.

Определения азимутов на эпицентр (α) и эпицентральных расстояний (Δ) производились путем расчета на ЭВМ с использованием координат эпицентров, помещенных в каталоге землетрясений сети сейсмических станций ЕСС. Угол ер_i определялся путем пересчета углов ek = f(Δ), по формуле:

$$\cos ep_i = Vp/Vk$$
,

где Vk и ek — скорость и угол выхода сейсмической радиации для земной коры с осредненными параметрами (Коган, 1955).

По результатам расчета строится глубинный разрез и разрез обменоспособности среды. Понятие «обменоспособность» введено Э.В.Исаниной в 1977 г. при проведении работ MPC-MOB3 на Украинском щите и определено как способность среды к образованию в ней обменных PS-волн различной интенсивности при прохождении через нее Р-волн. Для каждой обменной волны определяется место в геопространстве, где она образовалась, и ее относительная интенсивность

$$A_{\text{отн}} = \frac{A_{\text{PSq}}}{A_{\text{Pw}}} \cdot 100\%.$$

Из теории упругости известно, что интенсивность обменных волн зависит от отношения скоростей, расслоенности и поглощающих свойств на контакте сред и от углов выхода. Однако при самых удачных сочетаниях всех перечисленных параметров теоретически было невозможно получить волну интенсивнее 30—35% от интенсивности Р-волны, в то время как практические наблюдения указывали на существование PS-волн интенсивностью 100%. В 1991 г. была доказана возможность существования обменных волн повышенной интенсивности (до 50—60%) за счет так называемых «нежестких» контактов (Яновская, Дмитриева, 1991).

Сопоставление глубинных разрезов и разрезов «обменоспособности» земной коры, полученных в различных регионах по MPC-MOB3, указывает на наличие целых блоков повышенной и пониженной обменоспособности. Интенсивность обменных волн по латерали изменяется довольно значительно, и протяженность «однородного» слоя в основном не более 40—50 км. При сопоставлении материалов MPC-MOB3 с геофизическими полями, полученными на полигоне Кольской СГ-3, удалось показать зависимость интенсивности обменных волн от трещиноватости и напряженного состояния среды (рис. 6.12). Таким образом, обменная волна может характеризовать не только положение границы так называемого «обмена», но и ее напряженнодеформированное состояние.



Рис. 6.12. Сопоставление геофизических полей с данными МОВЗ ГП «Невскгеология». Кольская СГ-3

Как указывалось ранее, в МОВЗ-МРС интерпретируются все типы зарегистрированных волн (P, S, PS) с возможностью построения суммарного вектора колебаний (трехкомпонентная регистрация). Связь параметров поперечных волн с факторами, влияющими на изменение прочностных свойств, более однозначна чем продольных. В методе имеется возможность совместного использования горизонтально- (SH) и вертикально-поляризованных (SV) волн, что в свою очередь позволяет изучать анизотропию свойств массива пород. Совместное использование Ри S-волн позволяет выделить максимальное число границ раздела сред, изучить статистические поля напряжений (а при мониторинге и динамику процесса), возникающих в массиве пород.

На рис. 6.13 приведен глубинный сейсмологический разрез МОВЗ-МРС по профилю III Приречный — Печенга — Лиинахамари, пересекающий весь Печенгский район от Аллареченского рудного поля на юго-западе до берега Баренцева моря (рис. 6.6). На разрезе хорошо



Рис. 6.13. Глубинный сейсмологический разрез МОВЗ-МРС по профилю Приречный — Печенга — Лиинахамари:

1 — пикет и его номер; 2 — точка обмена волн Р на PS; 3 — границы, установленные по МОВЗ; 4 — глубинные разломы, предполагаемые по данным метода отраженных волн; 5 — относительная интенсивность обменных волн (обменоспособность), %

выделяются вертикальные блоки пониженных и повышенных интенсивностей обменных волн и слои с переменными значениями обменоспособности. Указанные обстоятельства позволяют сделать вывод о большой стабильности земной коры по вертикали и значительной изменчивости физических свойств по латерали. Анизотропия почти всех физических параметров, характеризующих земную кору, не вызывает, на первый взгляд, сомнений на отличие волновых полей от землетрясений и взрывов. Можно выделить прерывистую расслоенность земной коры и проявление общей блоковой тектоники. Зоны разломов, разграничивающие блоки, имеют различные глубины заложения, направления в пространстве и углы падения. Число прослеженных границ в земной коре изменяется от трех до восьми. Мощность переходного слоя корамантия составляет 6—12 км. Граница М₁, отождествляемая с поверхностью Мохоровичича, залегает на глубинах 34—40 км.

6.4. СЕЙСМОТОМОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сейсмотомографический метод (СТ) обработки данных с трехмерным моделированием среды применен на изучаемой территории впервые в 1997 г. (Сейсмогеологическая модель.., 1997) и позволил выделить в земной коре Печенгского рудного района блоки и зоны с аномальными значениями скоростных параметров, которые могут быть сопоставлены как с вещественными неоднородностями горных пород, так и с особенностями их физического состояния. Чем шире спектр эпицентральных расстояний и больше пересекающихся лучей, тем выше степень надежности выделения аномалий. В базу данных для обработки включены лучи 4 200 Р-волн и 2 300 S-волн. По рис. 6.14 хорошо видно, что на исследуемой площади плотность лучей во всех направлениях очень высока. Спектр эпицентральных расстояний (источникприемник) изменяется от 0,5 до 350 км. При математической обработке этих данных, выполнявшейся с применением пакета программ FIRSTOMO (Дитмар, Рослов, 1993), проведена томографическая реконструкция скоростного строения среды от земной поверхности до подошвы коры как для наиболее изученных блоков, так и для всего региона.

Для построения более детальной трехмерной томографической модели Печенгского рудного района нами выбран детальный участок сейсмических наблюдений, в центре которого находится Кольская сверхглубокая скважина. По данным о временах пробега объемных P- и Sволн от взрывов, зарегистрированных на сейсмостанциях в Печенгском районе, по программе FIRSTOMO построена трехмерная, скоростная модель района для площади 150 х 150 км², простирающаяся по глубине до границы Мохоровичича. По всей площади получены разноглубинные, скоростные карты-срезы и разрезы, характеризующие параметры геопространства. С помощью проведенного СТ-анализа материалов сейсмических исследований ГСЗ, ОГТ, MOB3-MPC удалось получить несколько вариантов разноволновых глубинных разрезов земной коры на суше и в смежной акватории Баренцева моря, которые позволили впервые увидеть вариации физических параметров среды в пространстве, а не на плоскости разрезов. Сейсмотомографическая модель была также использована для построения объемной геологической модели земной коры Печенгского рудного района и его обрамления.

Результаты томографического моделирования приведены на рис. 6.15 в виде изменения скоростных параметров V_p, V_s и V_p/V_s для Печенгского района. Объемная скоростная модель представлена в виде двух карт-срезов изолиний для фиксированных глубин 5 и 9 км (см. рис. 6.15, A, Б). Установлено, что на глубине 5 км среда сильно дифференцирована по скорости, которая изменяется в случае V_p от 6,0 до 7,0 км/с и V_s – от 3,4 до 3,7 км/с. Высокоско-ростное поле продольных и поперечных волн, по-видимому, соответствует местоположению Печенгской структуры на глубине 5 км и находится в обрамлении низкоскоростных значений. При анализе параметра V_p/V_s на этой глубине выделяется северо-западная зона повышенного значения коэффициента K = 1,85. На срезе для глубины 9 км в поле скорости продольных и поперечных волн практически отсутствуют высокоскоростные фрагменты Печенгской структуры. Среда является слабодифференцированной по скорости.

Выполненные томографические построения позволили получить осредненные характеристики Мурманского и Кольско-Норвежского блоков и доказать, что они отличаются разным типом расслоенности разреза в вертикальном направлении. Общей их чертой выступает однотипная инверсия скорости, как S-волн, так и P-волн на глубине 8–12 км, которая продолжается в южную часть Баренцевской шельфовой плиты. Привлечение материалов бурения скважины



Строение земной коры Лапландско-Печенгского региона

Рис. 6.14. Лучевая схема региональной сейсмической изученности Печенгского рудного района и его обрамления:

На схеме крестики обозначают положение приемников на региональных профилях; тонкие линии — проекции сейсмических лучей — пункт взрыва — пункт наблюдения на дневной поверхности; треугольники — пункты взрыва. Точка с координатами (23.8; 44.12) соответствует положению Кольской сверхглубокой скважины

СГ-3 (Кольская сверхглубокая, 1998) дает основание полагать, что в данном случае это согласованное изменение скоростных свойств может быть объяснено повышенной трещиноватостью пород и связанной с ней флюидонасыщенностью. Отсюда следует предположение, что Печенгская структура как бы «плавает» на флюидонасыщенной зоне пониженной скорости сейсмических волн. При сопоставлении картины скоростных полей отчетливо прослеживается тенденция уменьшения скорости продольных и поперечных волн с глубиной. Так, на срезе 9 км вблизи Печенгской структуры значения скорости V_p в среднем равны 6,0–6,2 км/с, V_s = 3,4–3,6 км/с, в то время как на глубине 5 км значения скорости V_p = 6,3–6,4 км/с, V_s = 3,6–3,7 км/с.



Рис. 6.15. Скоростные срезы Печенгского района и зоны сочленения «Суша-Море» на глубинах 5 км (А) и 9 км (Б): а, г – скорость продольных волн; б, д – скорость поперечных волн; в, е – коэффициент К = V_p/V_s





1 — изолинии скорости V_р в км/с (до глубины 25 км в изолиниях); 2 — ось волновода; 3 — границы, установленные по МОВЗ

Важную дополнительную информацию содержат вариации коэффициента V_p/V_s в разрезах. В частности, на суше в интервале 10–90 км наблюдается полого наклоненная на юго-запад зона разграничения пониженных и повышенных значений этого параметра, совпадающая в тектоническом плане с мощными разломами южного крыла Печенгской структуры. Особого внимания заслуживает вытянутый субгоризонтальный ореол с отношениями V_p/V_s от 1,80 до 1,90 на глубине 15–20 км под Печенгской структурой. Выше него располагается зона пониженных значений этого коэффициента, которая фиксируется и на морском отрезке разреза в интервале до 110–170 км от берега. Это позволяет предполагать существование единого волновода в зоне перехода «Суша-Море» на глубинах 8–15 км (Исанина и др., 2000).

Исключительно информативным представляется результат сопоставления глубинного разреза МОВЗ с сейсмотомографическим разрезом по профилю III (рис. 6.6, 6.16). Область понижения скорости, зафиксированная в скважине СГ-3 на уровне 8—12 км, является предполагаемым волноводом под всей Печенгской структурой и с некоторым изменением характера волнового поля обменных волн переходит с суши в морскую часть профиля. Верхняя граница волновода прослеживается прерывистой границей обменов, которая одновременно является и подошвой высокоскоростных линзовидных аномалий в верхней части коры. Нижняя граница волновода выражена более устойчивой границей обменов, которая на протяжении всего профиля контролирует положение кровли высокоскоростного слоя.

Таким образом, по данным о временах пробега P- и S-волн построена глубинная томографическая модель на площади 150 x 150 км², в центре которой находится Кольская сверхглубокая скважина. Модель представлена в виде трех пересекающихся вертикальных сечений параметров V_p, V_s и V_p/V_s и двух горизонтальных срезов для глубин 5 и 9 км. Установлено, что земная кора делится на верхнюю «гетерогенную» и нижнюю «гомогенную» часть. На глубине 8—12 км происходит однотипная инверсия скоростей P- S-волн, которая продолжается в южную часть Баренцевской шельфовой плиты. Это позволяет предполагать существование единого волновода в зоне перехода «Суша-Море».

6.5. ГЛУБИННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ

Приведенные выше сейсмические материалы и данные бурения Кольской сверхглубокой скважины, как нам кажется, позволяют существенно уточнить представления о структурно-тектоническом и глубинном строении земной коры Лапландско-Печенгского района; однако далеко не все поставленные прежде вопросы находят однозначное решение, и, кроме того, возникает много новых сложных вопросов частного и общего характера.

Следует отметить, что уровень наших представлений о глубинном строении коры во многом зависит от научно-технического состояния и от степени детальности сейсмических работ. Мы отмечали выше определенный прогресс в методике исследований, достигнутый в последние годы, а также большой объем проведенных здесь сейсмических наблюдений. Однако эти работы оказались далеко не равноценными.

В последние годы в связи с возрастающим объемом глубинных исследований комплексом методов МОГТ, ГСЗ, МОВЗ, сейсмотомография, активно обсуждается одна из актуальных проблем региональной геофизики — сопоставимость и достоверность получаемых данных о глубинном строении земной коры и верхней мантии. Обработка осуществляется с использованием P-S- и PS-волн широкого класса событий: далеких и близких землетрясений, а также промышленных и специальных взрывов до глубины 100 и более км, что позволяет изучить в едином ключе строение консолидированной коры и верхней мантии. Интерпретация каждого вида данных многоволновой сейсмики имеет свои методические особенности и дает представление о различных физических параметрах изучаемой среды.

Сопоставление разрезов МОГТ и ГСЗ показывает (Сейсмогеологическая.., 1998), что тонкослоистая структура нижней коры видна на разрезах МОГТ, а при ГСЗ она может быть за пределами разрешенности метода. Поверхность М в МОГТ характеризуется сменой гетерогенного поля волн на область рассеянных площадок. Природа неоднородности в мантии может быть иной, чем в земной коре. Возможно, верхняя мантия анизотропна под границей М, и там присутствуют зоны повышенной и пониженной скорости. Видимые отсутствия внутрикоровых границ, так же, как и их размытость, по данным ОГТ в большей мере могут быть связаны со сложным рельефом границ (наклоном границ, изменением отражающих свойств, поглощения и др.), а также значительным ослаблением уровня сигнала с больших глубин. Малые базы суммирования по ОГТ не позволяют уверенно выделять глубинные границы в таких сложных геологических зонах, а зоны с большими углами наклона не могут быть выделены уже методически. Данные ГСЗ на близкритических и закритических отражениях (а также с учетом низких частот) по отношению к данным ОГТ на докритических отражениях являются более интегральными (осредняющими), но в то же время более достоверными, как при определении структуры границ М, так и средней скорости в земной коре и граничной скорости по поверхности М. Сочетание методов ОГТ и ГСЗ очень важно для понимания строения земной коры и верхней мантии региона. Их не надо противопоставлять, они дополняют друг друга.

Глубинные исследования МОВЗ на территории России выполнены более чем на 50 000 км профилей. За рубежом (Германия, Куба, Иран, Швеция) региональные работы МОВЗ проведены в профильно-площадном варианте более чем на 3 000 км.

Учитывая трехкомпонентную современную цифровую регистрацию сейсмических сигналов в широком динамическом (130 дб) диапазоне и возможность расстановки станций с помощью спутниковой навигации, исследования МОВЗ-МРС (метод разведочной сейсмологии) приобрели весьма универсальную сейсмическую направленность. Появилась реальная возможность одновременного изучения строения земной коры от 0,4-0,5 км до верхов мантии (100 и более км) с помощью широкого спектра сейсмических источников (специальные взрывы, карьерные и шахтные взрывы, пневмоизлучатели в акватории, близкие и далекие землетрясения, фоновые микросейсмические помехи). К сожалению, часто сравниваются просто глубинные разрезы, отражающие статическую картину. Это происходит по причине отсутствия каких-либо динамических или анизотропных характеристик среды на разрезах МОГТ, в то время как разрезы МОВЗ-МРС характеризуют геопространство как статически (положение и количество границ, блоковость, положение зон разломов практически любых углов наклонов, их трассировка на глубину и определение современной сейсмической активности), так и динамически — состояние напряженности, жесткость контактов, анизотропные свойства массивов, трещиноватость и т. д. Безусловно, различная природа отраженной продольной (МОГТ) и проходящей обменной (МОВЗ) волн создают довольно часто (особенно в сложно построенном геологическом пространстве) рисунок «случайных» несовпадений. На деле оказывается, что значительный интерес представляют собою как совпадения границ, так и их расхождения, и совместный анализ результатов этих методов позволит значительно приблизиться к строению и истории развития изучаемого геопространства. Приведем всего один пример, когда существует слабая отраженная Р-волна и интенсивная проходящая обменная PS-волна — это так называемый «нежесткий» контакт (Яновская, Дмитриева, 1991), т. е. отсутствует граница отражения, но присутствует граница обмена.

В 1985 г. «Невскгеология», г. Санкт-Петербург, выполнила работы МОВЗ на профиле Мяндусельга — Вознесенье. Фрагмент этого профиля (Медвежьегорск — Петрозаводск) представлен только в сейсмическом варианте (ввиду отсутствия динамических характеристик в материалах ОГТ).

В 2001 г. по этому же участку пройден профиль ОГТ 1-ЕВ «Спецгеофизика». Сопоставление построенных в 1986 г. (МОВЗ) и в 2001 г. (ОГТ) участков разрезов представлено на рис. 6.17. На рис. по МОВЗ хорошо видна зона перехода кора-мантия, ограниченная поверхностями М_I (30–38 км) — кровля зоны перехода и М_{II} (40–46 км) — подошва зоны перехода, в то время как на разрезе МОГТ индексом М обозначена весьма сомнительная область, не имеющая параметрических данных и совпадающая то с границей М_{II} (север), то с М_I (юг). Выше по коре видны различные варианты как совпадений, так и различий. Следует отметить, что, по мнению авторов, хорошо совпадающие границы — это границы со значительными перепадами скоростей по разные стороны границы, так называемые «жесткие» границы. Блоки и зоны, выделяемые по комплексу волновых признаков в МОВЗ, в материалах ОГТ либо весьма размыты, либо не обозначаются вовсе, что связано с невозможностью в ОГТ выделения границ и зон с углами наклона более 45°, в то время как в МОВЗ такие границы и зоны выделяются по целому комплексу признаков: топография границ, дифференцированная расслоенность, частотные и амплитудные спектры волн, обменоспособность среды и поляризационные свойства волновых полей.

В результате анализа совместных материалов МОВЗ, МОГТ, ГСЗ можно утверждать, что только комплексный подход к построению глубинных сейсмогеологических разрезов позволит



Н, км

Рис. 6.17. Сопоставление данных МОВЗ («Невскгеология») и ОГТ («Спецгеофизика») по участку геотраверса 1-ЕВ

приблизиться к пониманию тектонических процессов, как в современной земной коре, так и в протокоре. Взаимно выигрышная комбинация совместного использования P, S, PS-волн. Компоненты поперечной и обменной волн позволяют определить иные свойства земной коры, чем волны сжатия. Но не один из этих компонентов в отдельности не позволяет дать объективную картину глубинного строения литосферы. Однако сочетание этих компонентов позволяет извлечь ту информацию, которая не доступна каждому из них по отдельности. Следовательно, данные различных сейсмических методов должны использоваться в комплексе для взаимного дополнения, информации о геологическом строении среды.

Одной из фундаментальных проблем глубинной геологии, на решение которой направлены сверхглубокое бурение и комплексные геолого-геофизические исследования, является выяснение природы внутрикоровых сейсмических границ. Природа таких границ в верхней части кристаллической коры может быть связана с разными причинами: изменением вещественного состава, различием в структурно-текстурных особенностях пород, термодинамической обстановкой и другими (Епинатьева, 1989; Проблемы комплексной.., 1991; Кольская сверхглубокая, 1998; Рабинович и др., 2000). Текстурный тип границ обусловлен появлением мощных зон трещиноватости и обнаружен в разрезе СГ-3, например, на глубине 10,5 км. Образование таких границ, по-видимому, связано с изменением напряженного состояния пород (зоной разгрузки) и может наблюдаться во многих районах и на разных глубинах. Термобарический тип границ возникает как следствие резкого изменения температуры и давления. Открытое при сверхглубоком бурении явление гидрогенного разуплотнения на больших глубинах имеет большое значение для понимания физических границ и может помочь расшифровать природу сейсмических волноводов. В реальных геологических обстановках происходит наложение различных факторов, влияющих на формирование полигенных по своей природе границ. В одних случаях это может приводить к появлению резких контрастных границ раздела, в других, наоборот, к частичному уничтожению или затушевыванию границ, обусловленных вещественными неоднородностями (Казанский и др., 2002).

Данные сейсмических исследований свидетельствуют о трассировании только двух практически повсеместно существующих границ — поверхности кристаллического фундамента и поверхности Мохоровичича, которые выделяются при глубинных сейсмических наблюдениях разными классами упругих волн. Все иные границы в земной коре намечаются локально и, как правило, только по одному классу волн. Относительно высокой разрешающей способностью по горизонтали и вертикали характеризуются близвертикальные и докритические отраженные волны. Закритические отраженные и преломленные волны являются более грубым инструментом познания глубинного строения земной коры и верхней мантии.

По данным сейсмических наблюдений, в верхней части Балтийского щита отмечен высокий градиент скорости продольных волн, возрастающих от 5,5–6,0 до 6,5 км/с на глубине 10 км. Устойчивые преломляющие границы внутри коры Печенгского района не прослеживаются. Однако на ряде профилей выделены их фрагменты с разными (6,6–7,0 км/с) граничными скоростями и глубинами от 15 до 30 км. Достаточно надежно, хотя и спорадически, прослеживаются обычно две-три группы закритических отражений при использовании метода ГСЗ, которые на разрезах представляются в виде семейств, практически горизонтальных площадок, тесно расположенных в интервале 3–5 км. Наиболее четко выделяются на записях отражения от границы М, которые отождествляются на годографах длиной 250 км с первыми преломленными волнами со скоростью 8 км/с. Характер отражений от границы М изменчив и свидетельствует о неоднородности границы кора-мантия как в смысле ее резкости — скачок скорости, переходная зона, так и по латерали — форма рельефа, прерывистость, наличие ступеней. В целом земная кора Печенгского района имеет скоростные характеристики, близкие принятым для типовой модели коры континентов.

Выполненное обобщение первичных сейсмических материалов, различных по детальности и глубинности исследований наземных и скважинных сейсмических методов, полученных в районе бурения Кольской сверхглубокой скважины, позволяет утверждать, что большинство отражающих площадок приурочено к литологическим границам печенгского комплекса и фиксирует положение отдельных свит. Протяженные отражающие границы приурочены также к тектоническим зонам надвигового типа с интенсивным катаклазом и рассланцеванием пород.

Менее определенно устанавливается геологическая природа сейсмических границ, расположенных ниже печенгского комплекса. Сложная складчатая структура Кольской серии исключает присутствие в разрезе сколько-нибудь протяженных горизонтов такой природы, а связанные с ними отражающие площадки характеризуются очень короткими осями синфазности и имеют значительный разброс по глубине. Архейский разрез содержит два интервала с относительно низкой скоростной характеристикой на глубине — около 7 и 10,5 км. Оба они приурочены к зонам разрывных нарушений, а верхний интервал — на глубине 6,8—7,2 км, кроме того, к контакту архейского и печенгского комплексов пород.

Вся толща пород протерозоя представляет собой высокоскоростной косослоистый блок, который по отношению к нижележащей архейской толще является сейсмическим экраном. При этом в районе Кольской скважины СГ-3 выявлена сложная купольно-блоковая структура архейского комплекса, осложненная крутопадающими и субвертикальными глубинными разломами. Этот разрез коренным образом отличается от традиционных представлений о связи глубинных сейсмических разделов кристаллической коры с мощными горизонтальными слоями. Разрез представлен чередованием сравнительно маломощных (сотни метров) интервалов, отличающихся по значениям скорости, и позволяет предположить, что глубинные сейсмические разделы кристаллической коры представляют собой композицию трехмерных гетерогенных тел.

Подводя итоги проведенным сейсмическим работам в районе скважины СГ-3, можно утверждать, что основные сейсмические границы в пределах Печенгской структуры связаны с изменениями упругих свойств среды, вызванными различием состава пород (литолого-стратиграфические границы), либо их физического состояния: раздробленность, дезинтеграция, динамометаморфизм (тектонические границы). Естественно, что прослеживаемые границы не связаны с одной и той же пачкой пород, поэтому в большинстве случаев приходится вести групповую корреляцию горизонтов, так как для высокометаморфизованных толщ трудно допустить пространственную выдержанность границ раздела, подобную той, что имеет место в осадочных бассейнах.

Кроме границ внутри осадочно-вулканогенных пород протерозойского комплекса, на многих профилях в пределах Печенгской структуры регистрируются отраженные волны от границы раздела между древними супракрустальными образованиями архея и вышележащими более поздними породами. Существование подобной границы можно распространить на отдельные блоки Балтийского щита, так как возрастные различия, а, следовательно, количество фаз наложенного метаморфизма, многообразные виды складчатости, преобразование состава ведут к изменению физических свойств пород по сравнению с относительно более поздними структурно-вещественными комплексами. Сейсмическая граница между ними обусловлена различием упругих свойств, несогласностью залегания, тектонизацией контакта.

В целом структура кристаллической коры Печенгского района приобретает мозаично-неоднородное строение с градиентными изменениями и инверсиями скорости упругих волн, различным количеством границ раздела в блоках и весьма дробной скоростной дифференциацией.

Полученные результаты поставили новые вопросы перед сейсмическими методами исследований сложных структур консолидированной коры. К ним относятся:

1. Данные отдельных сейсмических методов нельзя считать однозначными. Основной путь уменьшения такой неоднозначности заключается в комплексном использовании сейсмических волн разных классов (отраженные, преломленные, рефрагированные) и разных типов (продольные, поперечные, обменные), зарегистрированных на различных удалениях от ПВ (ближняя и дальняя зоны) при нормальном и наклонном падении на сейсмические границы.

2. Для успешного комплексирования наземных сейсмических наблюдений со скважинными необходимо разработать физические основы, модели и методику, обеспечивающие сопоставимость и совместную интерпретацию данных разных методов. Представляется также необходимой совершенствование методики комплексирования наземных исследований ОГТ, ГСЗ, МРС и наблюдений в скважине АК, ВСП при разноудаленных источниках возбуждения колебаний.

3. Сейсмические методы — основные при изучении консолидированной коры. По материалам низкочастотной многоволновой сейсмики ГСЗ получаются более надежные сведения о скоростной характеристике среды и рельефе поверхности М. Данные МРС позволяют детально исследовать блоковость земной коры, выделить зоны разломов с крутыми углами наклона. Сложные структуры верхней части коры могут быть поэтапно изучены методами ОГТ, ВСП, АК. При проведении сейсмических исследований необходимо учитывать их избирательность, связанную не только с используемыми длинами волн, но и с наличием экранирующих высокоскоростных неоднородностей и сложной геометрией границ. Отсюда следует необходимость проведения региональных исследований на тех же профилях комплексом сейсмических методов, включающих наблюдения по способу глубинного ОГТ и трехкомпонентные наблюдения по способам ГСЗ и МРС. Результаты этих работ дополняют друг друга и несут разную информационную нагрузку.

Для решения этих задач необходимо дальнейшее продолжение сейсмических исследований на непрерывно совершенствующейся технологической основе в комплексе с другими геофизическими методами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 05-05-64002.

ЛИТЕРАТУРА

Берзин Р. Г., Кулаков С. И., Сулейманов А. К. идр. Отображение современной структуры Балтийского щита в волновых полях отраженных волн по материалам опорного профиля 1-ЕВ // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 111-116.

Булин Н. К., Исанина Э. В., Литвиненко В. И. Сейсмологические исследования МОВЗ на Балтийском щите и его южных склонах // Записки Ленингр. горн. ин-та. 1992. Т. 135. С. 53-64. Волхонин В. С., Линькова Т. М., Качалова Л. И., Казаченко Е. Д. Исследование геологической структуры методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) в восточной части Балтийского щита // Геодинамические исследования. М.: Наука, 1988. № 12. С. 87-96.

Восточная часть Балтийского щита: геология и глубинное строение. Л.: Наука, 1975. 161 с.

Галдин Н. Е., Егоркин А. В., Коновалов В. Е., Эренбург М. С. Объемная модель глубинного строения земной коры района заложения Кольской скважины СГ-3 по данным детальных работ МОВЗ-ГСЗ и материалам бурения / Проблемы комплексной интерпретации геолого-геофизических данных. Отв. ред. В. А. Глебовицкий, Н. В. Шаров. Л.: Наука, 1991. С. 159–168.

Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. 194 с.

Дитмар П. Г., Рослов Ю. В. Пакет программ для моделирования и интерпретации времен пробега сейсмических волн «DOGSTOMO» // Тез. докл. Междунар. науч. конф. «Геофизика и современный мир», 1993. С. 227.

Епинатьева А. М. Кольская сверхглубокая и ее влияние на сейсмические методы исследований // Физика Земли. 1989. № 5. С. 36-46.

Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.

Золотов Е. Е., Ракитов В. А., Кадурин И. Н. Современное состояние метода обменных волн землетрясений // Разведка и охрана недр. 2004. № 4. С. 24-28.

Исанина Э. В., Верба М. Л., Иванова Н. М. и др. Глубинное строение и сейсмогеологические границы Печенгского района на Балтийском щите и смежной части шельфовой плиты Баренцева моря // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42, № 5. С. 476-487.

Казанский В. И., Исанина Э. В., Лобанов К. В. и др. Геолого-геофизическая позиция, сейсмогеологические границы и металлогения Печенгского рудного района // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 4. С. 276-286.

Коган С. Д. Динамические параметры очагов глубоких землетрясений // Труды геофизического института. М.: АН СССР, 1955. № 30. С. 30-81.

Кольская сверхглубокая скважина / Отв. ред. Е. А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. М.: МФ Технонефтегаз, 1998. 260 с.

Литвиненко И. В. Сейсмический метод при изучении глубинного строения Балтийского щита // Зап. ЛГИ, 1963. Т. 46, вып. 2. С. 3–13.

Литвиненко И. В. Сейсмические границы земной коры Балтийского щита. Восточная часть Балтийского щита (геология и глубинное строение) Л.: Недра, 1975. С. 151–155.

Литвиненко И. В. Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита. Геофизика, 28. Геологический конгресс, С-08. М., 1984. С. 9–20.

Литвиненко И.В., Ленина И.С. Некоторые результаты изучения сейсморазведкой глубинного строения Печенгской структуры // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. С. 139—148.

Литосфера Центральной и Восточной Европы: геотраверсы I, II, V / Отв. ред. В. Б. Соллогуб, А. В. Чекунов, И. В. Литвиненко. Киев: Наукова думка, 1987. 168 с.

Минц М. В., Глазнев В. Н., Конилов А. Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.

Пронягин Н. И., Полякова В. А. Основные черты волновых полей, регистрируемых в центральной части Кольского полуострова // Глубинные сейсмические исследования в восточной части Балтийского щита и на прилегающих акваториях. Апатиты: Изд. КФАН СССР, 1985. С. 28–35.

Полякова В. А., Пронягин Н. И. Поле скоростей массива Гремяха — Вырмес и его обрамления по данным комплексных сейсморазведочных работ // Физические поля рудных районов Кольского полуострова. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1988. С. 29—34.

Проблема комплексной интерпретации геолого-геофизических данных / Отв. ред. В. А. Глебовицкий, Н. В. Шаров. Л.: Наука, 1991. 224 с.

Рабинович Г. Я., Блохин Н. Н., Певзнер Л. С., Смирнов Ю. П. Новые представления о сейсмоакустической модели Кольской сверхглубокой скважины // Разведка и охрана недр. 2000. № 7-8. С. 28-31.

Седых Ю. Н., Ступак В. М. Объемная физико-геологическая модель Западно-Кольской области Балтийского щита / Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 372—383.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1997. 226 с.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1998. Ч. I — 237 с., Ч. II — 205 с.

Строение литосферы Балтийского щита / Отв. ред. Н. В. Шаров. М.: Наука, 1992. 166 с.

Шаров Н. В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1993. 145 c.

Яновская Т. Б., Дмитриева Л. А. Влияние нежесткости контакта упругих сред на коэффициент отражения, преломления и обмена // Изв. АН СССР, Физика земли. 1991. № 2. С. 17-22.

Ganchin Y. V., Smithson S. R., Morozov I. V. et al. Seismic Studies around the Kola Superdeep Borehole, Russia // Tectonophysics. 1998. V. 288. P. 1-16.

Hasegawa M. Die Wirkung der obersten Erdschicgt auf die Anfangsbewegung einer erbeben Wellen // «Z. fur Geophysik». 1930. Bd. 6. N 2. P. 78-98. Luosto U., Fluch E. R., Lund C. E. The crustal structure along the POLAR profile from

seismic refraction investigations // Tectonophysics. 1989. V. 162, N 1-2. P. 51-85.

Project Imadges Crust, Collects Seismic Data in Wordl's Largest Borehole / Eos, Transaction, American Geophysical Union, 1994. V. 75, N 41. 35 p.

Smythe D. K., Smithson S. B., Gillen C. et al. Project Images Crust, Collects Seismic Data in World's Largest Borehole // Eos. 1994. V. 75, N 41. P. 473-476.

ГЛАВА 7

ОБЪЕМНАЯ МОДЕЛЬ, ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Бурение и исследование Кольской сверхглубокой скважины внесли фундаментальный вклад в изучение процессов образования и условий локализации рудной минерализации в древней континентальной земной коре. Они доказали высокую насыщенность земной коры рудной минерализацией вплоть до максимальных достигнутых глубин, позволили определить параметры рудообразования в глубинных зонах Балтийского щита на разных этапах его геологической истории и расширили перспективы на глубину крупнейшего в Европе Печенгского рудного поля (Кольская сверхглубокая, 1984).

В то же время проходка Кольской сверхглубокой скважины породила серию новых проблем. Как перейти от единственного детально изученного разреза самой скважины к трехмерной модели района бурения? Как определить его геологические границы? Как использовать современные компьютерные технологии для корреляции наблюдений по скважине и на поверхности?

Перечисленные задачи были решены к середине 1990-х гг. путем специализированного картирования поверхности, формализации разреза по плотности и анизотропии упругих свойств пород и построения трехмерной интегральной геодинамической модели Печенгского района до глубины 15 км (Казанский и др., 1994).

Но эта методика оказалась малопригодной для архейского комплекса пород и глубин более 15 км. Ключевую роль в построении объемной модели на всю мощность древней континентальной земной коры, вплоть до верхней мантии, сыграла комбинация геологических, петрологических и петрофизических данных с сейсмографическим изучением северной части Балтийского шита и шельфа Баренцева моря. Комплексные работы, проведенные во второй половине 1980 — начале 2000-х гг., позволили выявить под Печенгским рудным районом реликтовый мантийный плюм и в новом свете рассмотреть геодинамику и металлогению переходной зоны Балтийский щит — шельф Баренцева моря (Исанина и др., 2000; Казанский и др., 2002), а также воздействие протерозойских процессов на архейский фундамент Печенгской структуры (Ветрин и др., 2002а, 2003; Баянова и др., 2004).

7.1. О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ГРАНИЦАХ РАЙОНА

Экономическое развитие Печенгского рудного района и направление его геологических исследований связаны с добычей и переработкой медно-никелевых руд, он традиционно рассматривался как состоящий из двух рудных полей — главного Печенгского и Аллареченского (Медно-никелевые.., 1985). Первое приурочено к одноименной структуре, сложенной раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными породами, второе располагается к югу от этой структуры в архейских метаморфических породах.

Печенгский район как составная часть Печенгско-Имандра-Варзугской зоны карелид фигурирует во всех тектонических и металлогенических обобщениях по Балтийскому щиту.

Некоторые исследователи объединяют Печенгскую структуру с поясом Пасвик-Полмас, расположенным на территории Норвегии и Финляндии. Помимо Печенгского рудного района с Печенга-Имандра-Варзугской зоной пространственно ассоциируются расслоенные основные-ультраосновные массивы (Мончегорский, Панских и Федоровых тундр) с сульфидным медно-никелевым оруденением (Медно-никелевые.., 1985). В последние годы в них выявлено и интенсивно изучается платинометалльное оруденение (Митрофанов и др., 1995).

Как было показано в предыдущих главах, Печенга-Имандра-Варзугская зона долгое время рассматривалась как протерозойская геосинклиналь. Затем стала трактоваться как шовная мобильно-проницаемая зона (Кратц и др., 1978), внутриконтинентальный рифт (Загородный, Радченко, 1983; Geology.., 1995), континентальный рифт, превратившийся в океанический (Кременецкий, Овчинников, 1986), как зона архейской и протерозойской субдукции и коллизии двух континентов (Berthelsen, Marker, 1986), рифтогенный зеленокаменный пояс (Melezhik, Sturt, 1994) и др.

В монографии «Кольская сверхглубокая» (1984) Печенгский район назван районом бурения скважины СГ-3 без точного определения его геологических границ. Корреляция геологических, геофизических и металлогенических данных по сопредельным территориям России, Норвегии и Финляндии привела В. И. Казанского и К. В. Лобанова (1996) к выводу, что Печенгский район представляет собой обособленный сегмент Печенга-Имандра-Варзугской зоны карелид. На северо-востоке он ограничен Воронье-Колмозерской, на юго-востоке — Лицкой, на северо-западе — Инари-Киркенесской зоной разломов и на юго-западе — еще слабоизученной системой разломов северо-западного простирания. В такой интерпретации архейский фундамент Печенгского рудного района включает фрагменты Норвежско-Кольского блока и блока Инари, а его протерозойские структурные элементы представлены Печенгской структурой и ее продолжением поясом Пасвик-Полмас, Лицко-Арагубской цепочкой гранитоидных массивов и массивом Вайноспаа, а также многочисленными разломами, разделяющими архейский фундамент на тектонические блоки более высокого порядка. Некоторые из этих разломов, вероятно, унаследовали положение архейских структур (рис. 7.1, а).

Главные тектонические элементы Печенгского рудного района находят четкое отражение в региональном гравитационном поле. Печенгской структуре соответствует почти изометричная положительная аномалия. Она охватывает оба крыла Печенгской структуры и краевую часть блока Инари*.

Симметрично по отношению к положительной аномалии располагаются две отрицательные аномалии, которые пространственно ассоциируются с Лицким гранитоидным массивом и массивом Вайноспаа. В гравитационном поле четко фиксируются и реоморфические гранитоидные купола (рис. 7.1, б).

В пределах обозначенных выше границ в Печенгском районе находятся архейские месторождения железистых кварцитов Судварангера, протерозойские проявления платинометалльной и медно-никелевой минерализации (Гора Генеральская, Карик), сульфидные медно-никелевые месторождения Печенгского и Аллареченского рудных полей, разнотипные месторождения и рудопроявления радиоактивных руд (Лицевское месторождение и др.), гидротермальные свинцово-цинковые жилы предположительно рифейского возраста и, наконец, проявления золото-серебряного оруденения в скважине СГ-3.

Как будет показано ниже, именно в пределах Печенгского рудного поля возможна прямая корреляция наблюдений по Кольской сверхглубокой скважине и поверхности.

7.2. АЛЬТЕРНАТИВНЫЕ МОДЕЛИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ

С наибольшей детальностью в Печенгском районе изучена Печенгская структура, к которой приурочены крупные сульфидные медно-никелевые месторождения одноименного рудного поля. Необходимо подчеркнуть, что в середине 1980-х гг., на основании одной и той же карты Печенгского рудного поля и разреза скважины СГ-3 были предложены несколько различных моделей глубинного строения Печенгской структуры.

^{*} Традиционно в Печенгской структуре различали Северное и Южное крыло. В последнее время их стали называть Северной и Южной зонами. Авторы этой главы сохраняют первоначальное название, поскольку термин «крыло» применим не только к складчатым, но и к разрывным структурам. Например, различают лежачее и висячее крыло сброса.



Рис. 7.1 Схема геологического строения (а), гравитационного поля (б) в Печенгском рудном районе:

1 — позднепротерозойские осадочные отложения; 2—7 — ранний протерозой: 2,3 — южно-печенгская серия: 2 — метавулканогенные и метаосадочные породы, 3 — метавулканогенные породы, 4—6 — северопеченгская серия, 4 — метабазальты и метапикриты свиты пильгуярви, 5 — метаосадочная Продуктивная толща, насыщенная никеленосными габбро-верлитовыми интрузиями (черное), 6 — метабазальты и метаандезиты с прослоями метаосадочных пород (свиты колосйоки, куэтсярви, ахмалахти), 7 — северопеченгская и южнопеченгская серии нерасчлененные; 8 — кристаллические сланцы неопределенного возраста (тальинская свита, бывшая тундровая серия); 9—11 — архей: 9 — гнейсы и кристаллические сланцы блока Инари, 10 — гнейсы, мигматиты, граниты и амфиболиты Кольско-Норвежского блока, 11 — интесивно гранитизированные гнейсы Мурманского блока; 12—14 — раннепротерозой ские гранитоиды: 12 — поздние интрузивные (лицко-арагубский комплекс); 13 — реоморфические граниты; 14 — ранние интрузивные (лицко-арагубский комплекс); 13 — реоморфические граниты; 14 — ранние интрузивные; 15 — расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии; 16—21 — рудные месторождения (крупные значки) и рудопроявления — (мелкие значки): 16 — Fe, 17 — ЭПГ, 18 — Сu, Ni, 19 — U, 20 — Pb, Zn, 21 — Au, (цифры в двойных кружках: I — рудное поле Судварангер, II — Гора Генеральская, III — печенгское рудное поле, IV — Аллареченское рудное поле, V — Лицевское месторождение); 22 — рассланцеванные породы (а) и разломы (б) (цифры в кружках): 1 — Воронья-Колмозерский, 2 — Урагубский, 3 — Инари-Киркенесский, 4 — Порьиташский); 23 — Кольская сверхглубокая скважина СГ-3, 24 — линеамент Троллфьорд-Рыбачий-Кильдин. П-с — Северолеский, 2 — Урагубский, 3 — Инари-Киркенесский, 4 — Порьиташский); 23 — Кольская сверхглубокая скважина СГ-3, 24 — линеамент Троллфьорд-Рыбачий-Кильдин. П-с — Северное крыло Печенгской структуры, П-ю — Южное крыло Печенгской структуры, П-0 — Пояс Пасвик-Полмак. Раннепротерозойские гранитоидные массивы: В — Вайноспаа, Л — Лицкий, Н — Нейден

В монографии «Кольская сверхглубокая» (1984) объемная геологическая модель Печенгского района представлена в виде блок-диаграммы, которую составили В. С. Ланев и М. С. Русанов. Они присоединились к мнению исследователей, рассматривающих Печенгскую структуру как грабен-синклиналь, и пришли к следующим выводам об условиях залегания печенгского комплекса **. В северной и центральной частях Печенгской структуры все маркирующие горизонты обладают сравнительно пологим центриклинальным падением в южных направлениях. Нигде не наблюдается обратное северное падение, включая Южное крыло. Максимальная мощность осадочно-вулканогенного печенгского комплекса устанавливается в центральной части Печенгской структуры, в непосредственной близости от Порьиташского разлома, где она

^{**} С учетом новых данных под названием печенгский комплекс объединены северо- и южнопеченгская серии.

достигает 8 км. Породы Южного крыла сопоставимы с породами верхних свит Северного крыла, но они гораздо сильнее рассланцованы и рассечены многочисленными продольными разломами, которые вмещают пластовые тела дацит-андезитовых порфиритов. Эти разломы, судя по ступенчатому уменьшению силы тяжести, представляют собой систему параллельных взбросов с суммарной вертикальной амплитудой не менее 8 км (рис. 7.2, а I).

Проходка Кольской сверхглубокой скважины стимулировала геологическое изучение смежных территорий Финляндии и Норвегии. Используя эти данные, А. Бертельсен и М. Маркер (Berthelsen, Marker, 1986) высказали идею о Печенга-Имандра-Варзугской зоне как о зоне коллизии двух архейских континентов. С их точки зрения архейские породы, обнажающиеся севернее Печенгской структуры, принадлежат к одному континенту, на краю которого 2,4–2,0 млрд лет назад формировались осадочные и вулканогенные породы Печенгского комплекса. Метаосадочные породы и метаандезиты южного крыла они рассматривают как островодужную ассоциацию, а находящиеся еще южнее архейские породы и гранулиты — как часть другого континента. Предполагается, что в раннем протерозое оба континента были разделены океаном, а затем в результате их коллизии океаническая кора подверглась субдукции и Печенгская структура приобрела вид нескольких чешуй, надвинутых с юга на север (рис. 7.2, а II).

А. И. Петров (1988) подчеркнул пространственную связь Печенгской структуры с обособленной гравиметрической аномалией и отнес Печенгскую структуру к числу эксплозионных вулкано-тектонических депрессий центрального типа. Элементы симметрии Печенгской структуры и соответствующих им гравитационных и магнитных полей не совпадают с элементами симметрии мозаичных блоков фундамента, что указывает на решающую роль в формировании Печенгской структуры глубинного энергетического очага напряжений. По его мнению, в ненарушенном залегании сохранилось лишь Северное крыло Печенгской структуры с характерным концентрическим расположением разломов и горизонтов вулканических пород, в то время как южная часть некогда единой кольцевой структуры интенсивно рассланцована и рассечена крутопадающими разломами. Эти деформации относятся к концу среднего протерозоя и обусловлены надвиганием масс с юго-запада (рис. 7.2, а III).



Рис. 7.2. Альтернативные модели глубинного строения Печенгской структуры в проекции на разрез через Кольскую сверхглубокую скважину (а) и сопоставление наблюдаемого и расчетного гравиметрических профилей (б):

I – модель грабен-синклинали (Кольская сверхглубокая, 1984), II – модель коллизионной шовной зоны (Berthelsen, Marker, 1986), III – модель эксплозивного аппарата центрального типа (Петров, 1988). 1–2 – Северная зона Печенги: 1 – метавулканогенные и метаосадочные породы, 2 – Продуктивная свита; 3–4 – Южная зона Печенги: 3 – метавулканиты и метаандезиты, 4 – метавулканогенные и метаосадочные породы тундровой серии; 5 – гнейсы, мигматиты и амфиболиты кольской серии, 6 – реоморфические граниты, 7 – разломы, 8 – Кольская сверхглубокая скважина. I–III – расчетные гравиметрические профили: I – для грабенсинклинали, II – для коллизионной шовной зоны, III – для эксплозивного вулканического аппарата, IV – наблюдаемый гравиметрический профиль Появление альтернативных объемных моделей Печенгской структуры объясняется двумя причинами: быстрым изменением геотектонических концепций после 1970-х гг. и резкой диспропорцией между детальными комплексными исследованиями Кольской сверхглубокой скважины и фрагментарными наблюдениями на поверхности.

Чтобы устранить эту диспропорцию, начиная с 1980 г. тематической группой ИГЕМ РАН проводился систематический сбор ориентированных образцов раннепротерозойских и архейских пород в естественных обнажениях и открытых горных выработках, которые изучались теми же методами и на тех же приборах, что и образцы из разреза скважины СГ-3. Наибольшее количество образцов было отобрано из опорного стокилометрового профиля, пересекающего весь Печенгский район от хребта Мустатунтури на северо-востоке до Аллареченского рудного поля на юго-западе. Таким образом, были созданы две сопоставимые базы данных, включающие около 1 600 образцов из скважины и около 1 200 образцов с поверхности. Они позволили решить две задачи: сформулировать геологические ограничения интегральной трехмерной геодинамической модели Печенгского рудного поля и осуществить формализацию и корреляцию разреза скважины и опорного профиля с использованием компьютерных технологий.

7.3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ТРЕХМЕРНОЙ ИНТЕГРАЛЬНОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ РЕГИОНА

Ограничения модели по данным Кольской сверхглубокой скважины:

1. В интервале 6,8—12 км скважина прошла по архейским гнейсам, мигматитам и амфиболитам, не обнаружив предполагаемого базальтового слоя древней континентальной земной коры.

2. На контакте между архейской кольской и северопеченгской серией в скважине не обнаружено ни углового или структурного несогласия, ни метаморфического перерыва. И те и другие породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и интенсивно расланцованы и перекристаллизованы.

3. На всем вскрытом интервале (0-6,8 км) северопеченгская серия обладает устойчивым моноклинальным падением и удивительной выдержанностью осадочных пород, разделяющих более мощные вулканические толщи.

4. Важную роль в структуре северопеченгской серии играют зоны рассланцевания согласного типа. Они возникли синхронно с прогрессивным метаморфизмом, интенсивность которого с глубиной возрастает от пренит-пумпеллиитовой до амфиболитовой фации.

5. В верхней части разреза эти зоны сконцентрированы в Продуктивной толще и развиваются на контактах пород различного состава. В зоне Лучломпольского разлома и ниже него влияние литологического состава пород отходит на второй план, и все деформированные породы обладают четкой анизотропией в отношении текстур, структур и упругих свойств.

6. В интервале 6—11 км сланцеватые амфиболиты, гнейсы и мигматиты рассечены зонами трещиноватости, дробления и катаклаза, которые сопровождаются низкотемпературным регрессивным метаморфизмом.

7. Во всем вскрытом диапазоне глубин древняя континентальная кора содержит рудную минерализацию: сульфидные медно-никелевые руды в Продуктивной толще, гидротермальную жильную минерализацию в низах северопеченгской серии, железо-титановое, медно-никелевое и другое оруденение в кольской серии.

8. Никеленосные основные-ультраосновные интрузивы и ассоциированные с ними сульфидные медно-никелевые месторождения генетически связаны с наиболее поздними вулканитами северопеченгской серии и входят в единый вулкано-плутонический комплекс.

Ограничения по наблюдениям на поверхности:

1. Почти изометричная Печенгская структура заполнена двумя разновозрастными вулканогенно-осадочными северо- и южнопеченгской сериями. Для Северного крыла и соответственно северопеченгской серии характерен базальтоидный вулканизм в интервале от 2,4 до 2,0 млрд лет, для Южного крыла и южнопеченгской серии — андезитовый вулканизм в диапазоне 1,9—1,7 млрд лет.

2. Вулканогенно-осадочная северопеченгская серия возникла на консолидированном и размытом кристаллическом фундаменте в условиях рифтогенеза и последующего длительно-

го прогибания (2,35—2,0 млрд лет). В современной структуре района она тектонически совмещена с породами южного крыла, а те, в свою очередь, с зоной реоморфических гранитных куполов.

3. Крупные разломы расчленяют Печенгский район на ряд тектонических блоков, которые различаются по литологическому составу, интенсивности тектонических деформаций, плотности и упругой анизотропии пород.

В этих ограничениях помимо собственных наблюдений учтены обширные данные предшествующих геологических съемок и геохронологических исследований Печенгского района.

7.4. КОРРЕЛЯЦИЯ И ФОРМАЛИЗАЦИЯ РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ СГ-3 И ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ НА ПОВЕРХНОСТИ

В качестве основных параметров для формализованного описания разреза были выбраны плотность пород и коэффициент их анизотропии по упругим свойствам. Первый параметр, в связи с изохимическим характером метаморфизма, отражает литологический состав пород, второй — интенсивность тектонических деформаций, синхронных с прогрессивным метаморфизмом пород протерозойского комплекса и регрессивным метаморфизмом архейского комплекса (Казанский и др., 1985).

Величины плотности (г/см³) и коэффициента анизотропии скоростей продольных ультразвуковых волн (AVp) были определены в одних и тех же образцах в структурно-петрофизической лаборатории геологического факультета МГУ по методике В. И. Старостина (1979). Предварительно эта методика была опробована и усовершенствована на примере докембрийских метаморфических толщ Чупино-Лоухского района в Северной Карелии (Лобанов и др., 1982). Объемную анизотропию скоростей продольных волн исследовали на ориентированных плоскопараллельных насыщенных водой пластинах с использованием ультразвукового излучателя Р5-5 и теодолитной приставки. Коэффициент анизотропии (AVp) вычислялся как отношение максимальных значений Vp к минимальным. Все параметры рассчитывались на ЭВМ по специально составленным программам. Результаты частных измерений были суммированы по типам пород и затем методом среднего взвешенного вычислены для формализованных элементов разреза скважины и тектонических блоков, выделенных на поверхности.

При построении модели разрез печенгской серии в скважине разделен на три формализованных элемента: верхний отвечает метавулканитам свиты пильгуярви, средний — продуктивной толще и нижний — остальным свитам печенгской серии. Разрез кольской серии рассматривается в качестве четвертого элемента. По результатам частных измерений вычислены средние значения плотности и AVp по типам пород, а затем по свитам и элементам. Отдельно выделена зона Лучломпольского разлома, играющего важную роль в тектонике Печенгской структуры (рис. 7.3).

На формализованном разрезе хорошо видна резкая разница раннепротерозойского и архейского комплексов пород по их плотности (т. е. литологическому составу) и общее возрастание интенсивности рассланцевания пород с глубиной, о чем свидетельствуют величины AVp. Однако эти вариации носят не линейный, а более сложный характер.

Наиболее резкое увеличение анизотропии протерозойских пород установлено в зоне Лучломпольского разлома. Метабазальты свиты колосйоки в своих верхней и средней частях почти не деформированы и сохраняют реликтовые массивные и шаровые текстуры. По мере приближения к разлому в метабазальтах появляются неясно сланцеватые разности, которые в свою очередь сменяются струйчатыми и очково-сланцеватыми бластомилонитами и бластокатаклазитами. Глубина 4 340 м служит тем рубежом, ниже которого все вулканогенные и осадочные породы интенсивно рассланцованы и перекристаллизованы. Состав и парагенезисы минералов этих тектонитов соответствуют положению Лучломпольского разлома в вертикальной метаморфической зональности. Коэффициент AVp в зоне Лучломпольского разлома увеличивается от 1,06 до 1,37. Ниже по разрезу сланцеватые метабазальты и метаандезиты свит куэтсярви и алмалахти также характеризуются высокими значениями AVp (от 1,22 до 1,25), которые типичны и для архейского комплекса.



Рис. 7.3. Разрез Кольской сверхглубокой скважины:

Свиты северопеченгской серии (pilg — пильгуярви, kol — колосйоки, kuet — куэтсярви, ahm — ахмалахти), AVp — коэффициент объемной анизотропии скоростей продольных волн.

1 — метабазальты и пикриты (IV-в — свиты пильтуярви), 2 — метаосадочные породы продуктивной толщи (IV-о — свиты пильтуярви), 3 — основные интрузивы, 4 — никеленосные основные-ультраосновные интрузивы, 5 — метабазальты (III-в — свиты колосйоки), 6 — метабазальты и метатрахибазальты (II-в — свиты куэтсярви), 7 — метаандезиты и метаандезито-базальты (I-в — свиты ахмалахти), 8 — метаосадочные породы (III-о — колосйоки, II-о — куэтсярви, I-о — ахмалахти), 9 — гнейсы и мигматиты, 10 — амфиболиты (вне масштаба), 11 — Лучломпольский разлом (Л), 12 — кристаллически-сланцеватые породы и мигматиты кольской серии, 13—16 — текстуры пород: 13 — массивные и шаровые реликтовые, 14 — слоисто-сланцеватые, 15 — кристаллически-сланцеватые, 16 — катакластические; 17—21 — фации метаморфизма: 17 — пренит-пумпеллиитовая, 18 — зеленосланцевая, 19 — эпидот-амфиболитовая, 20 — амфиболитовая, 21 — зеленосланцевая регрессивная, 22 — места отбора образцов (К-8658, К-8802, К-9002 — гнейсы, К-8933, К-11262, К-11345 — амфиболиты), для корреляции архейских пород из скважины и с поверхности (Лобанов и др., 2002) Благодаря моноклинальному залеганию северопеченгской серии и однозначной увязке слагающих ее свит было выполнено сравнение параметров плотности и AVp в разрезе скважины и на поверхности. Результаты сравнения оказались положительными (табл. 7.1). Правда, в зоне Лучломпольского разлома на поверхности были зафиксированы меньшие значения AVp, чем в скважине. Кроме того, на поверхности были определены значения плотности и AVp в породах Южного крыла Печенгской структуры (табл. 7.2) и в тектонических блоках архейского фундамента к северу от Печенгской структуры (табл. 7.3). Как следует из табл. 7.2, породы Южного крыла выделяются максимальной анизотропией упругих свойств. Архейский комплекс, наоборот, слабее дифференцирован по параметрам плотности и AVp, чем Северное, и тем более Южное крыло Печенгской структуры.

	Толщи	Места отбора	Интервал	Кол-во	Плотность.	Пористость,	Vp.	Vs.		
Свиты		образцов	глубины, м	образцов	г/см ³	%	км/с	км/с	AVp	
Северо-					·					
печенгская	IV-в	СГ-3	0-1059	202	3,02	0,43	6,43	3,56	1,08	
серия (PR1)		Поверхность		240	2,98	0,37	6,55	3,77	1,16	
Пильгуярви	IV-o	СГ-3	1 059-2 805	242	2,90	0,45	6,01	3,39	1,18	
		Поверхность		780	2,84	0,83	6,05	3,12	1,19	
	III-в	СГ-3	2 805-4 616	203	3,01	0,35	6,44	3,66	1,10	
Колосйоки		Поверхность		115	2,97	0,74	6,22	3,50	1,16	
	III-o	СГ-3	4 6 16 - 4 884	108	2,80	0,54	5,47	3,12	1,30	
		Поверхность		72	2,81	1,23	6,12	3,43	1,21	
	II-в	СГ-3	4 884-5 619	135	2,87	0,58	5,75	3,24	1,22	
Куэтсярви		Поверхность		84	2,85	0,56	6,00	3,43	1,15	
	ll-o	СГ-3	5 619-5 717	48	2,77	0,66	5,61	3,03	1,23	
		Поверхность		69	2,75	0,45	6,12	3,37	1,15	
	І-в	СГ-3	5 717-6 823	172	2,85	0,78	5,83	3,15	1,22	
Ахмалахти		Поверхность		104	2,82	0,52	5,99	3,39	1,16	
	l-o	СГ-3	6 823-6 835	18	2,68	0,82	5,69	3,10	1,23	
		Поверхность		22	2,69	0,89	5,45	3,15	1,20	
Кольская	Гнейсы									
серия	амфиболиты	СГ-3	6 835-12 262	472	2,76	1,06	5,34	2,71	1,25	
(AR)	мигматиты	Поверхность		914	2,73	0,84	5,69	3,22	1,16	

Таблица 7.1. Петрофизические параметры протерозойских и архейских пород из разреза Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) и опорного профиля на поверхности (средневзвешенные значения)

Таблица 7.2. Петрофизические параметры протерозойских и архейских пород Южного крыла Печенгской структуры по опорному профилю на поверхности (средневзвешенные значения)

Блоки	Кол-во	Плотность,	Пористость,	Vp,	Vs,	۸Vn
серии пород	образцов	г/см ³	%	км/с	км/с	
Порьиташский	152	2,76	0,71	6,03	3,46	1,26
разлом						
Пороярвинский	125	2,81	0,79	5,97	3,40	1,24
южнопеченгская серия (PR1)						
Толпьвыдский,	64	2,76	0,76	5,85	3,29	1,20
реоморфические граниты (PR1)						
Тундровый	78	2,92	0,75	6,05	3,29	1,16
тундровая серия (AR-PR)						
Аллареченский	159	2,77	0,82	5,77	3,00	1,16
кольская серия (AR)						

Таблица 7.3. Петрофизические параметры архейских пород тектонических блоков северного обрамления Печенгской структуры по опорному профилю на поверхности (средневзвешенные значения)

Блоки	Кол-во	Плотность,	Пористость,	Vp,	Vs,	AVp
серии пород	образцов	г/см ³	%	км/с	км/с	
Мурманский	55	2,67	0,63	5,83	3,23	1,15
Колмозеро-Воронья зона разломов	68	2,70	0,73	6,01	3,34	1,22
Лиинахамарский	156	2,73	0,89	5,69	3,20	1,16
Нясюкско-Титовский	53	2,74	0,77	5,70	3,27	1,16
Западно-Нясюкский	150	2,68	0,75	5,70	3,23	1,15

7.5. ИНТЕГРАЛЬНАЯ ТРЕХМЕРНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЙОНА ДО ГЛУБИНЫ 15 КМ

Перечисленные выше геологические ограничения объемной модели Печенгского района и сведения о вариациях плотности и анизотропии пород в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и на поверхности сначала были использованы для оценки альтернативных моделей, а затем для построения интегральной трехмерной геодинамической модели до глубины 15 км.

В качестве основного способа оценки альтернативных моделей было выбрано сопоставление фактического и расчетных гравиметрических профилей по разрезу, проходящему через скважину СГ-3 (рис. 7.2, б). Расчетные кривые определялись на ЭВМ исходя из формы и размеров блоков разных пород согласно той или иной модели и фактическим данным о плотностях этих пород. Другими словами, решалась обратная задача имитационного моделирования и подбора поля от объектов с известными параметрами. В интегральной модели фактический и расчетный гравиметрические профили полностью совпадают друг с другом.

Одним из важных результатов разработки интегральной модели является вывод о распространении пород Северного крыла или северопеченгской серии на сравнительно небольшую глубину, не превышающую 10—12 км от современной дневной поверхности (рис. 7.4). То же самое относится к породам Южного крыла или южнопеченгской серии. Расчеты на ЭВМ плотностных моделей свидетельствуют также об отсутствии в осевой части Печенгской структуры крупных подводящих каналов, заполненных основными и ультраосновными породами. Вариации коэффициента анизотропии пород в поперечном разрезе Печенгской структуры доказывают, что Южное крыло деформировано сильнее Северного крыла. Наиболее напряженные тектонические воздействия испытали породы, примыкающие к Порьиташскому разлому. На Северном крыле синметаморфическое рассланцевание пород наиболее четко проявлено в низах северопеченгской серии и в Продуктивной толще. Судя по распределению плотностей горных пород, максимальная глубина залегания нижнего контакта Продуктивной толщи не превышает 5—6 км. Ее южная граница распространения ограничена Порьиташским разломом. Не исключено, что отдельные блоки пород продуктивной толщи между Порьиташским разломом и выходами толщи приподняты ближе к поверхности.

Предлагаемая интегральная модель трактует Печенгский рудный район как горизонтальное сечение мантийной рудообразующей системы центрального типа. Модель характеризует Северное крыло Печенгской структуры как фрагмент вулканической кальдеры, осложненной согласными зонами рассланцевания, а ее Южное крыло — как комбинацию чешуйчатой моноклинали с реоморфическими гранитными куполами. Формированию рудообразующей системы предшествовал рифтогенез древней континентальной земной коры. Модель учитывает генетическую связь между раннепротерозойским базальтоидным вулканизмом и никеленосными основными-ультраосновными интрузивами. Предполагается, что основные и более молодые средние вулканиты заполнили две вулкано-тектонические депрессии, сопряженные с мощной зоной разломов северо-западного простирания. Позднее вулкано-тектонические депрессии подверглись интенсивному сжатию и региональному метаморфизму, которые изменили также породы фундамента. И, наконец, еще позднее в обстановке растяжения возникли крутопадающие зоны катаклаза и регрессивных изменений.

7.6. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО РАЙОНА В ТЕЧЕНИЕ КАРЕЛЬСКОГО ЦИКЛА

Согласно описанной выше модели металлогению главного карельского цикла или эпохи в Печенгском районе определяют месторождения и рудопроявления Ni, Cu, ЭПГ и U, чередование обстановок сжатия и растяжения и параллельное развитие базальтоидного и гранитоидного магматизма. Соответственно история развития Печенгского района в течение карельского цикла подразделена на четыре этапа: предрифтогенный, рифтогенный, коллизионный и постколлизионный (Казанский, 1997).

Геотектоническая обстановка внедрения расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузий недостаточно ясна, и они отнесены к предрифтогенному этапу с известной долей условности.



Рис. 7.4. Фрагмент объемной геологической модели Печенгского рудного района в сопоставлении с сейсмическим разрезом по профилю КОЛА ОГТ-92:

1-2 – Южное крыло Печенгской структуры, южнопеченгская серия: 1 – метабазальты и сланцы; 2 – метаандезиты; 3-6 – Северное крыло Печенгской структуры, северопеченгская серия: 3 – метавулканиты свиты пильгуярви, 4 – метаосадочные породы продуктивной толщи, 5 – никеленосные габбро-верлитовые интрузии, 6 – метавулканогенные и метаосадочные породы свиты колосйоки; 7 – метавулканогенные и метаосадочные ская серия; 10 – разломы (цифры в кружках: 1 – Порьиташский, 2 – Луоттнинский, 3 – Лучломпольский); 11 – рассланцеванные породы; 12 – наклонные отражающие площадки

В отличие от массивов в обрамлении Имандра-Варзугской зоны, никеленосный и платиноносный массив горы Генеральской сложен габброноритами при резко подчиненной роли оливинплагиоклазовых кумулятов и в составе его платиноидной малосульфидной минерализации широко развиты сульфоарсениды (Гроховская и др., 1996). В массиве горы Генеральской рудоносные такситовые и пойкилитовые породы представлены неравновесными парагенезисами и обогащены флюидосодержащими минералами. Весьма совершенное фракционирование платиновых металлов и обогащение руд тяжелыми и редкими ЭПГ указывают на существование спредингового центра, распологавшегося, вероятно, над горячей точкой или мантийным плюмом. Возраст массива по данным U-Pb метода равен 2 496 <u>+</u> 10 млн лет (Баянова и др., 2004). Очень близкие возрастные датировки в 2 483 <u>+</u> 26 млн лет получены для гранитоидного массива Найден (Levchenkov et al, 1995). Начало рифтогенного этапа в Печенгском районе фиксируется по реголиту, конгломератам и вулканогенным песчаникам, которые располагаются в основании печенгской серии. Конгломераты содержат обломки пород не только архейской кольской серии, но также габброноритов горы Генеральской (Бакушкин, Ахмедов, 1975).

Конгломераты, песчаники и реголит с перерывами прослежены в ненарушенном залегании вдоль северной и восточной границы Печенгской структуры и пояса Пасвик-Полмас, что доказывает отсутствие сколько-нибудь значительных перемещений по контакту между кольской и печенгской сериями (Melezhik, Sturt, 1994). Вверх по разрезу печенгской серии состав вулканитов изменяется от андезитобазальтов и трахиандезитов до базальтов, андезитобазальтов и трахиандезитов до базальтов, андезитобазальтов и трахиандезитов до базальтов и ферропикритов, что хорошо видно на кривой плотности пород (см. рис. 7.3). По данным Rb/Sr изохронного и U/Rb по цирконам методов вулканиты свиты ахмалахти имеют возраст 2 338 \pm 30 млн лет, свиты куэтсъярви 2 280 \pm 80 млн лет, свиты колосйоки – 2 130 \pm 52 млн лет и свиты пильгуярви – 1 987 \pm 5 и 1 952 \pm 8 млн лет (Скуфыин, 1993; Баянова и др., 2004). С ферропикритами свиты пильгуярви во времени и генетически связаны никеленосные габбро-верлитовые интрузии, имеющие возраст около 1 990 млн лет (Смолькин, 1992; Hanski, 1992). Судя по соотношениям 87 Sr/ 86 Sr, данные вулканиты обнаруживают признаки контаминации мантийных расплавов сиалическим материалом, в то время как ферропикриты и габбро-верлитовые интрузии ассоциируются с глубинными мантийными источниками.

Проходка Кольской сверхглубокой скважины доказала выдержанность сульфидного медно-никелевого оруденения по падению на 2,5 км. Согласно интегральной модели это объясняется исходным горизонтальным залеганием никеленосных габбро-верлитовых силлов и их метаморфизмом в обстановке сжатия и чешуйчатых перемещений тектонических блоков. В генетическом плане интегральная модель связывает формирование сульфидных медно-никелевых месторождений Печенгского рудного поля с эволюцией мантийной вулкано-плутоногенной рудообразующей системы центрального типа. Преемственность между рудоносным массивом горы Генеральской и никеленосными габбро-верлитовыми интрузиями доказывается не только петрологическими и изотопно-геохимическими данными, но также присутствием в медно-никелевых рудах Печенги небольших концентраций платиновых металлов в виде сульфоарсенидов (Дистлер и др., 1989). Возрастные датировки габбро-верлитовых интрузий почти идентичны таковым для реоморфических гранитоидных куполов в юго-западном обрамлении Печенгской структуры. Возраст гранитоидов Каскельяврского купола с помощью Pb/Pb метода по цирконам определен в 1 940 <u>+</u> 40 млн лет. Купола имеют изометричную форму, окружены ореолами мигматитов, и слагающие их породы варьируют по составу от диоритов до плагиогранитов (Ветрин и др., 1987; Пушкарев, 1990).

Как уже отмечалось, гранитоидные купола надвинуты с юго-запада на рассланцованные метаосадочные и метавулканогенные породы южнопеченгской серии. Геотектоническая природа этой серии остается предметом энергичных дискуссий. Обсуждение их выходит за рамки настоящей статьи. Подчеркнем лишь два обстоятельства. Во-первых, южнопеченгская серия имеет более молодой возраст (1,9–1,8 млрд лет), чем собственно печенгская серия, и вместе с тем в ней развиты базальты и пикриты. Последние, однако, отличаются от ферропикритов свиты пильгуярви степенью дифференциации и спектрами РЗЭ (Смолькин, Скуфьин, 1995). Во-вторых, в южнопеченгской серии широким распространением пользуются лавы и интрузивные тела андезитов, которые по петрохимическим характеристикам и возрасту близки к дайкам и штокам диоритов лицко-арагубского комплекса (ЛАК) (Ветрин и др., 1975). В породах Южного крыла, как и в Кольской сверхглубокой скважине, зафиксирована золоторудная минерализация в самородной форме. Однако масштабы ее неясны (Кольская сверхглубокая, 1998).

Интенсивное сжатие, чешуйчатые перемещения тектонических блоков, в том числе сорванных гранитоидных куполов, массовое рассланцевание и зональный метаморфизм протерозойских вулканогенных и осадочных пород, габбро-верлитовых интрузий и сульфидных медно-никелевых руд, а также ремобилизация этих руд отвечают коллизионному этапу развития Печенгского района. Этот этап был непродолжительным, и его возрастные рамки точно не определены. Но он сыграл очень важную роль, преобразовав ранее возникшие вулкано-тектонические депрессии в шовную. Среднепротерозойские тектонические движения и метаморфизм оказали мощное воздействие и на кристаллический фундамент. Об этом свидетельствует тот факт, что и на поверхности, и в разрезе скважины СГ-3 наблюдается аналогичная метаморфическая зональность в диапазоне от пренит-пумпеллеиитовой до амфиболитовой фации, которая наложена и на раннепротерозойские, и на архейские породы (Глаголев и др., 1983). Тектонические движения коллизионного этапа наиболее интенсивно проявились в Южном крыле Печенгской структуры. Окончание коллизионного этапа фиксируется по пересечению рассланцованных и метаморфизованных пород пояса Пасвик-Полмас гранитным массивом Вайноспаа, который имеет возраст около 1,8 млрд лет (Наараla et al., 1987).

На постколлизионном этапе режим сжатия сменился режимом растяжения, и произошло резкое изменение тектонического плана. Наиболее характерна для постколлизионного этапа цепочка среднепротерозойских (1 815—1 720 млн лет) гранитоидных массивов лицко-арагубского комплекса, которая протягивается в северо-восточном направлении вкрест общего простирания Печенга-Имандра-Варзугской зоны. Согласно результатам гравитационного моделирования гранитные массивы лицко-арагубского комплекса распространяются в глубину на 5—8 км ниже существующей земной поверхности.

В отличие от более ранних кислых интрузивных пород Печенгского района, гранитоиды лицко-арагубского комплекса обладают массивными равномерно зернистыми и порфировидными текстурами, не обнаруживают признаков пластических деформаций, и некоторые их разновидности приближаются к гранитам рапакиви.

Вплоть до последнего времени процессы уранового рудообразования не рассматривались в аспекте металлогении Печенгского района. По данным А. В. Савицкого и др. (1995), длительное и многоэтапное воздействие метаморфических и магматических процессов на архейский фундамент Печенгского района сопровождалось неоднократным перераспределением урана и последовательной его концентрацией. Урановая минерализация большей частью располагается в восточной части района и подразделяется на 4 минеральных типа: 1) редкоземельно-торий-урановый в пегматоидных гранитах, кварц-плагиоклазовых метасоматитах и олигоклазитах, 2) торий-урановый в кварц-альбит-микроклиновых и кварц-микроклиновых метасоматитах, 3) урановый в хлорит-альбитовых и альбититовых метасоматитах, 4) урановый в альбит-гидрослюдисто-хлоритовых метасоматитах. Урановая минерализация тяготеет к Лицко-Арагубской полосе гранитоидных интрузий и к меридиональным разломам Ладожско-Баренцевоморской зоны, локализуется преимущественно в метаморфических породах кольской серии. Относительно высокие концентрации урана приурочены на Лицевском месторождении к альбит-гидрослюдисто-хлоритовым метасоматитам. Браннеритовые руды Лицевского месторождения имеют возраст 1,75-1,65 млрд лет. Предполагается, что они образованы постметаморфическими глубинными флюидами вне прямой связи с интрузиями.

7.7. ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ПРОЦЕССЫ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В ФУНДАМЕНТЕ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ

Фундамент Печенгской рифтогенной структуры, вскрытой Кольской сверхглубокой скважиной СГ-3 в интервале глубин 6 842—12 261 м, сложен преобладающими дацит-плагиориодацитовыми (тоналит-трондьемитовыми) «серыми гнейсами», амфиболитами, железистыми кварцитами и гнейсами с высокоглиноземистыми минералами (ВГМ). По результатам документации керна скважины СГ-3 архейский комплекс подразделен на 5 ритмов, состоящих из гнейсов с высокоглиноземистыми минералами (сверху вниз толщи 1, 3, 5, 7, 9) и подстилающих их тоналит-трондьемитовых гнейсов (толщи 2, 4, 6, 8, 10) (Кольская сверхглубокая, 1998). Исследование архейского комплекса в разрезе скважины оказалось более трудной задачей, чем изучение протерозойского комплекса. Эти трудности связаны с дискованием керна, извлеченного с больших глубин, нерешенностью вопроса о природе аномально низких значений скоростей акустических волн и высоких значений пористости архейских пород в образцах керна, поднятого с отметок ниже 8 км.

В этой связи сопоставление архейских пород из разреза Кольской сверхглубокой скважины и их возможных аналогов с поверхности было выполнено двумя способами.

Во-первых, были проведены структурно-петрологические, петрофизические и нейтронографические исследования образцов гнейсов и амфиболитов из скважины (см. рис. 7.3) и с поверхности в районе хребта Мустатунтури (Лобанов и др., 2002). Исследования физических свойств опорных образцов керна и их аналогов с поверхности показали, что на глубинах 8– 11 км присутствуют гнейсы и амфиболиты с нормальной для таких пород плотностью (2,71–2,74 и 3,05–3,06 г/см³), скоростями продольных (5,57–5,83 и 6,29–6,50 км/с) и поперечных (2,72–3,18 и 3,31–3,45 км/с) волн. Декомпрессия при подъеме образцов керна на поверхность приводит к их разуплотнению, в результате пористость может возрасти в два раза, а проницаемость — на десятичный порядок. Данные проведенных петрофизических исследований дают основание предполагать, что архейские гнейсы и амфиболиты обладают пористостью порядка 0,5% и проницаемостью от 10⁻²⁰ м² до 10⁻¹⁸ м². Вместе с тем микроструктурные и нейтронографические исследования опорных образцов керна и их аналогов выявили некоторые необычные характеристики анизотропии пород кольской серии, например, более совершенную ориентировку роговой обманки по сравнению с плагиоклазом и плагиоклаза по сравнению с кварцем. Судя по составам сосуществующих минералов, эти ориентировки возникли в температурных границах амфиболитовой фации. Причины их различий недостаточно ясны, что вызывает необходимость проведения дополнительного текстурного анализа.

В результате впервые получены петрологические, структурные и петрофизические характеристики того каркаса, который слагает абиссальные зоны древней континентальной земной коры, и где могут развиваться более поздние процессы.

Во-вторых, архейские породы нижней части разреза скважины были изучены изотопными и геохимическими методами для определения природы гранитизации архейского комплекса (Ветрин, Гороховский, 2002) и реконструкции состава протолитов фундамента Печенгского палеорифта (Ветрин и др., 2003).

Согласно геохронологическим и геохимическим данным породы архейского комплекса в разрезе скважины СГ-3 и Сванвик-Нейденского сегмента Кольско-Норвежского блока имеют идентичный возраст и относятся к осадочно-вулканогенным и плутоническим образованиям, характерным для гранит-зеленокаменных областей (рис. 7.5).

Методами Rb-Sr, Sm-Nd и U-Pb-датирования возраст протолитов «серых гнейсов» СГ-3 оценивается в 2 950–2 850 млн лет. Время магматической кристаллизации «серых гнейсов» 2 и 10 толщ скважины составляет соответственно 2 814 \pm 17 и 2 835–2 832 млн лет, а наиболее древнее значение возраста (2 930 \pm 52 млн лет, SHRIMP) определено для циркона из тоналиттрондьемитовых гнейсов 4 толщи. Образование пегматитов происходило около 2 740 млн лет назад на заключительных этапах позднеархейского метаморфизма, возраст которого датирован в 2 760–2 770 млн лет. Время формирования протерозойских мигматитов установлено в 2 225 млн лет, а внедрение постскладчатых жил порфировидных и равномерно зернистых гранитов лицко-арагубского комплекса (ЛАК) — в 1 765 млн лет (Balashov et al., 1992; Бибикова и др., 1993; Чен и др., 1998; Яковлев и др., 2000). При этом породы архейского комплекса СГ-3 изменены процессами протерозойского магматизма и метасоматоза, связанными с формированием Печенгской структуры. К числу наиболее интенсивно проявленных протерозойских процессов в породах фундамента Печенги относятся: внедрение многочисленных тел основного-го-ультраосновного состава, регрессивный метаморфизм в условиях средне-низкотемпературной амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, гранитизация пород, а также внедрение интрузивных тел гранитов ЛАК.

При изучении протерозойских процессов в породах фундамента Печенги особое внимание уделялось исследованию геохимии редкоземельных элементов, а также некоторых других главных и второстепенных элементов (Al, Mg, Ti, V, Th, Zr, Hf, Ta, Nb, Y и др.), наименее мобильных в процессах регионального метаморфизма и метасоматоза. Образцы керна СГ-3 и пород северо-западного обрамления Печенги были проанализированы на главные и редкие элементы методами ICP-MS, ICP, INAA, XRF в Центре петрографических и геохимических исследований (CRPG-CNRS) в г. Нанси, Франция, в Объединенном институте геологии, геофизики, минералогии СО РАН, г. Новосибирск и в Геологическом институте КНЦ РАН, г. Апатиты. В лаборатории геохронологии Геологического института выполнены также изотопные Sm-Nd анализы пород.

Гнейсы дацит-плагиориодацитового (тоналит-трондьемитового) состава преобладают среди глубинных и приповерхностных пород гранит-зеленокаменной области и подразделены на стратифицированные вулканические и плутонические фации, относящиеся к различным геохимическим типам. Результаты Sm-Nd исследования свидетельствуют о формировании протолитов



Рис. 7.5. Схема геологического строения Северной Норвегии и северо-западной части Мурманской области:

1-6 – породы протерозойского возраста: 1 – постскладчатые граниты и пегматиты лицко-арагубского комплекса, (Ва – массив Вайноспаа), 2 – мусковит-микроклиновые граниты и гранитизированные породы, 3-4 – вулканогенно-осадочные породы Печенгско-Имандра-Варзугского пояса: 3 – северопеченгская серия, 4 – южнопеченгская серия, 5 – породы основного состава, 6 – кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты каскельяврского комплекса, 7 – гранулиты, 8–18 – породы позднеархейского возраста: 8 – порфировидные граниты (Пи – массив Пириваара, Не – массив Нейден), 9 – кварцевые сиениты, 10 – монцониты, гранодиориты, 11 – плагиомикроклиновые граниты, 12 – вулканогенно-осадочные породы зеленокаменных поясов, 13 – нерасчлененные породы Терско-Аллареченского зеленокаменного пояса и фундамента, 14–17 – «серые гнейсы» дацит-плагиориодацитового состава различных комплексов: 14 – Киркенес, 15 – Варангер, 16 – Сванвик, 17 – гарсио (+ нерасчлененные комплексы) и гнейсы с высокоглиноземистыми минералами, 18 – эндербиты, 19 – разломы, 20 – Кольская сверхглубокая скважина, 21 – результаты U-Pb изохронного датирования (млн лет)

обогащенных РЗЭ гнейсов (тип Б) за счет более деплетированной мантии (єNd = 1,05-2,68), тогда как протолиты обедненных РЗЭ гнейсов (тип А) были, вероятно, в меньшей степени деплетированы относительно некогерентных элементов (єNd = 0,58-1,73). Гнейсы, деплетированные тяжелыми РЗЭ, формировались в равновесии с реститами состава богатых гранатом амфиболитов или эклогитов при Р > 15-16 кбар. В противоположность этому гнейсы, обогащенные тяжелыми РЗЭ, могли быть образованы при более низких давлениях с реститами состава гранатовых амфиболитов. Различие редкоземельного состава гнейсов геохимических типов А и Б могло быть обусловлено, помимо различного состава источников, также меньшей степенью плавления источника для типа Б и более высокой степенью плавления при образовании гнейсов типа А.

Геохимические особенности состава гнейсов с ВГМ — высокое содержание как легких РЗЭ и ИЗЭ, так и фемических элементов, сконцентрированных в детритовой и глинистой составляющей пород, наряду с уменьшением концентраций РЗЭ с ростом SiO₂ — свидетельствуют об участии процессов выветривания и осадочной дифференциации в образовании их протолитов. Установлено влияние локальных источников сноса на состав гнейсов и больший вклад высокомагнезиальных основных пород типа TH 1 при образовании гнейсов с ВГМ из разреза скважины по сравнению с этими породами с поверхностью.

Амфиболиты в архейском комплексе СГ-3 представлены, главным образом, ортоамфиболитами дайковой и интрузивной фаций и по нормативному составу соответствуют оливиновым или кварцевым толеитам. По редкоземельному составу ортоамфиболиты дайковой фации относятся к двум дискретным типам. Для амфиболитов первого типа характерно умеренное фракционирование РЗЭ при повышенном содержании легких лантаноидов ((La/Yb)_n = 4,6-6,9 и La_n = 70-90). Среди метаэффузивов Печенги по содержанию РЗЭ, породообразующих и редких элементов наибольшее сходство с изученными амфиболитами СГ-3 имеют базальты колосйокской свиты, формировавшиеся из относительно малоглубинного источника с возрастом около 2,1 млрд лет. Модельный возраст рассматриваемых амфиболитов, вычисленный исходя из предположения о деплетированном составе мантии региона (T_{Nd}(DM), составляет 2,16-2,33 млрд лет, чем определяется нижний возрастной предел образования их протолитов (рис. 7.6). Учитывая сходство составов амфиболитов с метабазальтами колосйокской свиты Печенги, время образования которых оценивается в 2 114 ± 52 млн лет, такой же возраст принимается нами и для проанализированных амфиболитов. Для указанного возраста величина ϵ Nd в амфиболитах составляет 0,77-2,77, что приближается или ниже значения ϵ Nd ~ 3,5 для деплетированной мантии с возрастом 2,1 млрд лет (DePaolo, 1981). Интерпретация пониженных значений εNd обычно производится исходя из предположения об обогащенной природе источника, либо вследствие контаминации расплавов веществом верхней коры. Последнему варианту противоречат пониженные концентрации Rb, Ba, Pb в базальтах колосйокской свиты. Следовательно, вычисленные значения ϵ Nd для амфиболитов первой группы отражают, скорее всего, формирование исходных расплавов из деплетированных мантийных источников, в различной степени обогащенных некогерентными элементами.

Амфиболиты второго типа деплетированы относительно легких лантаноидов (La_n = 12-29), имеют плоскую конфигурацию кривых распределения (La/Yb_n = 1,0-1,1) и относительно амфиболитов первого типа содержат меньше Fe, Ti, P, Th, Nb, Zr при повышенных концентрациях Mg, Ni и Pb. По составу главных элементов и элементов-примесей они обнаруживают несомненное сходство с амфиболитами окружения скважины и примитивными толеитовыми базальтами архейских зеленокаменных поясов TH 1 (Конди, 1983).

Амфиболиты, представляющие породы интрузивной фации в архейском комплексе СГ-3, по содержанию и распределению РЗЭ также существенно отличаются от архейских амфиболитов окружения скважины. Среди рассматриваемых пород максимальным содержанием легких РЗЭ и наиболее фракционированным распределением лантаноидов (La/Yb)_n = 12,2) характеризуются метапироксениты, аналогичные пироксенитам нясюкского комплекса, расположенного в северном обрамлении Печенги и имеющего Sm-Nd изохронный возраст 1 956 ± 20 млн лет (Huhma et al., 1996). Максимальная оценка модельного возраста (T_{Nd} (DM) изученного образца метапироксенита (№ 9 608) составляет 2 200 млн лет, что не противоречит его отнесению к раннему протерозою. Образец метагаббро (№ 43 745) по концентрациям породообразующих и большинства редких элементов аналогичен метадолеритам и габброноритам из даек северного обрамления Печенги с возрастом в 2 200 млн лет. Это сопоставление



Рис. 7.6. Диаграмма є Nd — время для пород основного состава из разреза СГ-3, окружения скважины и гранитоидов лицко-арагубского комплекса (ЛАК): 1 — трахибазальт куэтсярвинской свиты, 2 — основные породы дайковой фации (тип 1), 3 — ос-

новные породы интрузивной фации (9 608 — метапироксенит, 43 745 — гранат-клинопироксеновое габбро), 4 — амфиболиты окружения скважины, 5 — жильные граниты ЛАК, 6 — порфировидные гранодиориты

подтверждается протерозойским модельным возрастом образца 43 745 (2 222 млн лет). Согласно имеющимся данным по редкоземельному составу пород (около 100 анализов), количество архейских амфиболитов в нижней части СГ-3 не превышает, вероятно, 20%, тогда как преобладающая часть пород основного-ультраосновного составов представлена ортоамфиболитами раннепротерозойского возраста. Этим определяется существенная базификация архейского комплекса СГ-3 в период формирования Печенгского палеорифта.

Протерозойская гранитизация пород архейского комплекса СГ-3 происходила синхронно с процессами регрессивного метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций и проявлена в образовании теневых, пятнистых и неяснополосчатых мигматитов, количество которых возрастает вверх по разрезу скважины. Гранитизация была проявлена локально лишь под Печенгским палеорифтом и в его ближайшем окружении, и по отношению к вмещающим метаморфическим породам представляла собой резко неравновесный и неизохимический процесс, сопровождавшийся выносом Al₂O₃, CaO, Na₂O и привносом SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃, FeO, K₂O и ряда элементов-примесей (Rb, Ba, Nb, Zr, P3Э, Pb, Cu, Cr, Ni, Co, V, F, Pb, CO₂), характерных породам повышенной щелочности. Для преобладающей части полевых шпатов из гранитизированных пород температура кристаллизации не превышала 380-460 °С, что существенно ниже температур кристаллизации магматических полевых шпатов при Р = 5-6 кбар. В одном образце температура полевошпатового равновесия для зерен из участка с аллотриоморфнозернистой структурой достигала 650-660 °С и приближалась к значениям температур субсолидусного равновесия магматических полевых шпатов. Приведенные значения температур определяют формирование преобладающего количества полевых шпатов мигматитов в результате относительно низкотемпературного преобразования пород гнейсового субстрата с возникновением локальных очагов плавления и последующим перемещением и кристаллизацией части анатектических расплавов с образованием жильных аплитов (рис. 7.7). Изучение изотопного состава нерадиогенного свинца указывает на смешение древнего Pb (с возрастом 2,8 млрд лет), развивавшегося при низких U/Pb и высоких Th/U отношениях в области нижней коры, с более молодым Pb (~ 2,2 млрд лет), эволюция которого проходила в условиях более высоких U/Pb и более низких Th/U отношениях (Ветрин, Гороховский, 2002).



Рис. 7.7. РЬ-изотопные данные для микроклинов (1), плагиоклазов (2) из гранитизированных пород и плагиоклазов из гнейсов (3):

кривые эволюции свинцов в координатах ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb — ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb согласно версии 2 по Р. Зартману, Б. Доу (1981). М — мантия, В.К. — верхняя кора, Н.К. — нижняя кора. Коннодами соединены точки составов полевых шпатов из одного образца. Пунктирной линией обозначена изохрона для полевых шпатов из гранитизированных пород с верхним пересечением в 2,2 млрд лет, и нижним пересечением — в 2,8 млрд лет (на рис. нижнее пересечение не показано)

Образование гранитизированных пород предполагается при воздействии на гнейсы и амфиболиты верхней коры глубинных флюидов, отделявшихся при кристаллизации очагов мантийных расплавов, продуцировавших субщелочные вулканиты пирттиярвинской свиты печенгского комплекса с возрастом 2,3–2,2 млрд лет. Потоки флюидов, направленные из кристаллизующейся магмы в кровлю очага, вызывали процессы гранитизации пород верхней коры, обусловленные осаждением из флюидов главных и второстепенных компонентов в результате падения их растворимости при уменьшении температуры и давления. Этими же факторами было обусловлено, вероятно, уменьшение редкоэлементной специализации гранитизированных пород по направлению к верхним частям разреза коры при сохранении главных тенденций распределения элементов литофильной и сидерофильной групп по сравнению с гранитизированными породами основания разреза и вулканитами кутэсярвинской свиты. Возраст гранитизированных пород оценивается как раннепротерозойский (2 225–2 150 млн лет), и продолжительность процесса гранитизации — в 50–70 млн лет.

Граниты лицко-арагубского комплекса. На глубине 9 100-11 200 м в породах архейского комплекса СГ-3 располагаются многочисленные дайковые тела мелкозернистых гранитов мощностью от первых см до 10-15 м, по составу аналогичные гранитам четвертой фазы лицко-арагубского комплекса (ЛАК), образующим цепь интрузивных тел северо-восточного простирания вдоль границы Печенгского района. Время образования порфировидных гранитов и гранодиоритов главной фазы и жильных лейкократовых гранитов определено в 1765-1770 млн лет (Ветрин и др., 2002а), и U-Pb возраст цирконов из мелкозернистых гранитов с глубин 9 100-9 700 м составляет 1765 ± 2 млн лет (Чен и др., 1998).

По геолого-геохимическим признакам гранитоиды ЛАК подразделяются на две дискретные ассоциации — «диоритовую» и «гранитовую», между которыми нет взаимопереходов. Первая ассоциация представлена породами 1 и 5 фаз, и вторая ассоциация — гранитоидами 2—4 интрузивных фаз. К породам первой фазы относятся монцодиориты, субщелочные габбро, кварцевые диориты, и к породам заключительной (5) фазы — сиениты, граносиениты, кварцевые монцониты. Предполагается, что породы этих фаз были образованы при дифференциации всплывшего к основанию гранитного слоя мантийного астенолита. Порфировидные гранодиориты и граниты второй (главной) фазы, лейкократовые слабопорфировидные граниты (3 фаза) и мелкозернистые граниты 4 фазы формировались при дифференциации очага вторичной гранодиоритовой магмы, возникшей при палингенезе пород коры в термическом куполе над мантийным астенолитом (Ветрин и др., 1975). Эта петрогенетическая схема подтверждается результатами изучения изотопии Sr и Nd в породах и минералах гранитоидов. Как следует из рис. 7.6, порфировидные граниты и жильные лейкократовые граниты характеризуются повышенными отрицательными значениями ϵ Nd (до -11,0), что свидетельствует о существенном вкладе вещества коры (до 90-100% в жильных гранитах) при формировании исходных расплавов.

При изучении изотопного состава гелия во флюиде, захваченном минералами гранитоидов при их кристаллизации, в нем установлено присутствие мантийной составляющей (Ветрин и др., 20026). Величина первичного отношения $^{4}\text{He}/^{3}\text{He}$ в составе гелия, захваченного при кристаллизации пород, оценивается в ~ (3–5).10⁵ (рис. 7.8). Генетическая интерпретация первичного отношения $^{4}\text{He}/^{3}\text{He}$ проведена в рамках смешения гелия континентальной коры и мантийного гелия, за источник которого на основании результатов изучения глубинных ксенолитов принята обогащенная мантия региона. Принимая величину отношения $^{4}\text{He}/^{3}\text{He}$ в обогащенной мантии и континентальной коре соответственно как 6,7.10⁴ и 1.10⁸, величина $^{4}\text{He}/^{3}\text{He}$ = (3–5).10⁵ в гранитах могла быть получена при смешивании мантийного и корового компонентов в пропорции ~ 1 : (4–7). Эти данные определяют мантийно-коровую природу захваченного флюида, в составе которого мантийный компонент составляет ~ 13–22%. Мантийно-коровая модель происхождения флюида в гранитоидах хорошо соотносится с петрологической моделью происхождения пород, основу которой составляет процесс анатектического плавления коры под воздействием расплавов мантийного генезиса.

Для большинства протерозойских процессов, проявленных в породах фундамента Печенгского палеорифта, установлена связь с мантийными источниками вещества. В целом количество протерозойского вещества, привнесенного в архейские породы основания скважины, вместе с ремобилизованным материалом архейской коры оценивается как ≥ 30% (амфиболиты ≥ 12-15%, жильные граниты ~ 3%, гранитизированные породы ~ 15%).



Рис. 7.8. Диаграмма в координатах ⁴He/³He – (U + 0,2Th)/³He, показывающая соотношение родительских и дочерних изотопов в породах и минералах ЛАК (логарифмические координаты):

наклон эволюционной линии (пунктир) для возраста 1,76 млрд лет рассчитан с учетом вклада радиогенного гелия, генерированного при заданных концентрациях (U + 0,2Th). Сплошная линия – регрессионная прямая, пересечение которой с осью ординат определяет начальное отношение ⁴He/³He = 480 000 (см. текст). Во врезке справа в линейных координатах вынесены данные из прямоугольника в левой части диаграммы

7.8. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ — ШЕЛЬФ БАРЕНЦЕВА МОРЯ

Изложенная выше интегральная геодинамическая модель не смогла отразить глубинное строение Печенгского района на всю мощность континентальной земной коры и объяснить условия локализации низкотемпературной полиметаллической минерализации, явно наложенной на карельские структуры Балтийского щита (рис. 7.1). Эта минерализация прослеживается на Печенгском побережье вдоль Воронья-Колмозерской зоны разломов и линеамента Троллфиорд-Рыбачий-Кильдин и вскрыта Кольской сверхглубокой скважиной в интервале 6—11 км. Решение этих вопросов найдено путем анализа геологических и сейсмических данных по Печенгскому району и смежной части шельфа Баренцева моря с построением томографической модели переходной зоны «Суша-Море» (Исанина и др., 2000). В базу данных для обработки были включены 4 200 лучей Р-волн и 2 300 S-волн. Спектр эпицентральных расстояний (источник-приемник) изменяется от 0,5 до 350 км. При математической обработке этих данных, выполнявшейся с применением пакета программ FIRSTOMO (Дитмар, Рослов, 1993), в ГП «Невскгеология» первоначально был построен один опорный разрез переходной зоны «Суша-Море» (Исанина и др., 2000). Для построения более детальной трехмерной томографической модели Печенгского рудного района нами выбран детальный участок сейсмических наблюдений, в центре которого находится Кольская сверхглубокая скважина.

Установлено, что граница на глубине 18-28 км, как в наземном, так и в морском отрезках профилей земной коры делится на верхнюю «гетерогенную» и нижнюю — «гомогенную» части (рис. 7.9).

Выполненные томографические построения позволили получить осредненные характеристики Мурманского и Кольско-Норвежского блоков и доказать, что они отличаются разным типом расслоенности разреза в вертикальном направлении. Общей их чертой выступает однотипная инверсия скоростей, как S-волн, так и P-волн на глубине 8—12 км, которая продолжается в южную часть шельфовой плиты Баренцева моря. Привлечение материалов бурения скважины СГ-3 (Кольская сверхглубокая, 1998) дает основание полагать, что в данном случае это согласованное изменение скоростных свойств может быть связано с повышенной трещиноватостью пород и связанной с ней флюидонасыщенностью. Отсюда следует предположение, что Печенгская структура как бы «плавает» на флюидонасыщенной зоне пониженной скорости сейсмических волн.

Исключительно информативным оказался результат сопоставления глубинных разрезов MOB3 с сейсмотомографическими разрезами. В частности, путем интерпретации данных MOB3 и ГСЗ определено положение и строение границы Мохо в Печенгском районе. Эта граница отвечает переходному слою кора-мантия мощностью 6—12 км, и ее верхняя поверхность располагается на глубинах 34—41 км. Важное значение имеет тот факт, что наименьшие глубины границы Мохо соответствуют Печенгской структуре, а изолинии глубин очерчивают овальные и удлиненные аномалии, отвечающие общему тектоническому плану Печенгского рудного района начиная с рифтогенного и кончая постколлизионным этапом развития карелид (рис. 7.10). Этот факт служит дополнительным подтверждением идеи о том, что карельская металлогения Печенгского рудного района определялась мантийно-коровым взаимодействием.

В наиболее общем виде результаты проведенных исследований представлены на геолого-геофизическом разрезе Балтийский щит — шельф Баренцева моря, на котором также показано положение медно-никелевого и полиметаллического оруденения (Казанский и др., 2002). До глубины 15 км левая часть разреза основывается на интегральной глубинной геодинамической модели Печенгского рудного района, правая часть разреза — на материалах комплексных геофизических исследований смежной части шельфа Баренцева моря (Верба и др., 1997). Характеристика более глубоких горизонтов (15—40 км) основана на сейсмических данных, положение волновода изображено в соответствии с приведенными ниже данными (рис. 7.11).

Анализ имеющихся на сегодня геологических и геофизических материалов позволяет выделить на рассматриваемой территории три пологих сейсмогеологических границы первого порядка:

I — поверхность раздела кора-мантия;

II - поверхность раздела нижней «гомогенной» и верхней «гетерогенной» коры;

III — поверхность раздела верхней коры и неметаморфизованных рифейско-фанерозойских отложений.



Рис. 7.11. Разрез переходной зоны Балтийский щит – шельф Баренцева моря:

1-2 – архейский комплекс Балтийского щита и шельфа Баренцева моря: 1 – гранитоиды, эндербиты, мигматиты, гнейсы (Мурманский блок), 2 – гнейсы, мигматиты, гранитоиды, амфиболиты, кристаллические сланцы (Кольско-Норвежский блок и блок Инари); 3-5 – раннепротерозойский осадочно-вулканогенный комплекс карелид: 3 – северопеченгская серия (основные метавулканиты и продуктивная толща – точки), 4 – южнопеченгская серия, 5 – предполагаемый метаосадочный аналог северопеченгской серии; 6 – протерозойские гранитоиды; 7, 8 – неметаморфизованные рифейские отложения: 7 – чехол Русской плиты, 8 – основание шельфа Баренцева моря; 9 – палеозойские и мезозойские шельфовые отложения; 10 – разломы (В-К-Воронья-Колмозерская система разломов); 11 – пограничный разлом Русской плиты – линеамент Троллфиорд-Рыбачий-Кильдин (Т-К); 12 – нижняя «гомогенная» кора; 13 – верхняя «гетерогенная» кора, мантия; 14 – сейсмогеологические границы первого порядка (I – мантия-кора, II – нижняя-верхняя кора, III – кораничые отложения; 17 – медно-никелевые месторождения; 18 – медно-цинковая минерализация; 20 – предполагаемый очаг; 21 – внутрикоровый волновод. П – Печенгская структура І и ІІІ границы являются литологическими, природа ІІ границы остается неясной. Учитывая результаты корреляции архейских пород в разрезе Кольской сверхглубокой скважины и на поверхности, можно предполагать, что эти породы распространяются до ІІ границы, как на Балтийском щите, так и на шельфе Баренцева моря, ІІІ сейсмогеологическая граница надежно фиксируется лишь на шельфе Баренцева моря. На суше ей соответствует контакт между раннедокембрийскими кристаллическими породами и рифейскими отложениями, слагающими осадочный чехол Русской плиты. Ныне этот чехол большей частью уничтожен эрозией, за исключением выходов на п-ове Средний.

Сейсмогеологические границы второго порядка надежно установлены лишь в пределах Печенгской структуры. Здесь они имеют наклонное залегание и тектоническую природу, как это видно на примере Лучломпольского разлома, представляющего собой мощную зону рассланцевания вулканогенных и осадочных пород северопеченгской серии. С помощью вертикального сейсмического профилирования установлено, что с глубиной Лучломпольский и Порьиташский разломы и соответствующие наклонные сейсмические границы выполаживаются и сливаются в единую зону тектонических дислокаций. К сейсмогеологическим границам второго порядка, вероятно, можно отнести также волновод в основании Печенгской структуры.

Результаты проведенных исследований позволяют высказывать предположение о разновозрастности границ, ныне фиксируемых сейсмическими методами. Если вывод о существовании мантийного поднятия под Печенгским рудным районом справедлив, то I сейсмогеологическая граница существовала уже в начале карельского цикла. Наклонные сейсмогеологические границы типа Лучломпольского разлома возникли на коллизионном этапе развития карелид, III сейсмогеологическая граница — в начале рифея, после консолидации и размыва кристаллического фундамента Балтийского щита, а субгоризонтальные флюидонасыщенные зоны трещиноватости в фундаменте Балтийского щита — на более поздних этапах формирования шельфа Баренцева моря.

Относительно геологической позиции свинцово-цинковых жил Печенгского побережья были высказаны разные точки зрения. В. И. Казанский и др. (1999) пришли к заключению, что в общем региональном плане низкотемпературная гидротермальная свинцово-цинковая минерализация Печенгского побережья локализуется вблизи Воронье-Колмозерской системы разломов, в породах архейского основания и тяготеет к поверхности его несогласия с рифейским осадочным чехлом Русской плиты. Проявления свинцово-цинковой минерализации известны также в рифейских отложениях в зоне линеамента Троллфиорд-Рыбачий-Кильдин, которая считается северо-восточным ограничением Русской плиты. Таким образом, в региональном плане полиметаллическая минерализация приурочена к зоне крупнейших разломов на границе Русской плиты и шельфовой плиты Баренцева моря. При этом гидротермальная свинцово-цинковая и медно-цинковая минерализация Печенгского рудного района в пространстве и времени сопряжена с рифейскими структурами переходной зоны «Суша-Море» и возникла в режиме пассивной континентальной окраины.

7.9. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Исследования Кольской сверхглубокой скважины не могли ограничиваться изучением только керна и околоскважинного пространства. Свидетельством тому многолетние комплексные работы по созданию глубинной модели Печенгского рудного района, где пройдена Кольская сверхглубокая скважина. Эти работы включали специализированную документацию скважины, структурно-петрологическое и петрофизическое изучение керна, сбор и анализ адекватных образцов с поверхности, что позволило формализовать и коррелировать разрез скважины с поверхностью, определить геологические границы Печенгского рудного района и разработать с учетом материалов гравиметрических съемок его интегральную трехмерную геодинамическую модель до глубины 15 км.

Тем самым была создана основа для исследования более глубоких уровней земной коры вплоть до верхней мантии. На этом более позднем этапе работ первостепенное значение приобрели результаты глубинных сейсмических исследований, прежде всего сейсмической томографии. Они позволили расчленить континентальную земную кору Балтийского щита на верхнюю гетерогенную и нижнюю — гомогенную кору, доказать продолжение этой коры в смежную часть шельфа Баренцева моря и выявить под Печенгским рудным районом поднятие поверхности раздела кора-мантия или реликтовый раннепротерозойский плюм. Соответственно была определена геолого-геофизическая позиция Печенгского рудного района в докембрийских структурах Балтийского щита и дана новая интерпретация его геодинамической и металлогенической эволюции.

В основе этой интерпретации лежит идея о направленном мантийно-коровом взаимодействии в течение карельского цикла, в период которого роль мантийных источников и процессов уменьшалась, а внутрикоровых — увеличивалась. Именно этим объясняется последовательный переход платинометалльного оруденения в связи с гипербазитами к сульфидному медноникелевому в ассоциации с габбро-верлитовыми интрузиями и далее к метаморфогенному гидротермально-метасоматическому урановому рудообразованию.

Эту идею подтверждают и развивают результаты изотопно-геохимических исследований фундамента Печенгской структуры. Они доказывают, что в раннем протерозое архейский фундамент испытал мощное воздействие регрессивного метаморфизма амфиболитовой и эпидотамфиболитовой фации и низкотемпературной гранитизации, которые сопровождались внедрением базит-гипербазитовых даек, т. е. базификацией фундамента, и завершились внедрением порфировидных гранитов.

Полученные данные опровергают крайние мобилистские представления о тектонике Печенгской структуры, согласно которым она состоит из серии чешуйчатых террейнов эпиконтинентальной и океанической природы.

Вместе с тем из проведенных исследований вытекает ряд практических следствий:

1. Идеи о связи крупнейшего в Европе Печенгского рудного поля с изолированным сегментом раннепротерозойской Печенга-Имандра-Варзугской зоны и с реликтовым мантийным плюмом могут служить исходным пунктом для прогнозирования аналогичных медно-никелевых месторождений на других территориях.

2. Согласно интегральной глубинной геодинамической модели Печенгского рудного района, никеленосные габбро-верлитовые интрузии первоначально представляли собой силы и залегали субгоризонтально, подобно рудоносным интрузиям Норильского района. Этот вывод снимает ограничения на возможную глубину распространения габбро-верлитовых интрузий и медно-никелевых руд вплоть до Порьиташского разлома.

3. Согласно той же модели богатые сульфидные руды Печенгского рудного поля образовались на коллизионном этапе развития карелид и контролируются зонами рассланцевания пород Продуктивной толщи. Эти зоны обладают максимальной анизотропией по упругим свойствам. Величина этой анизотропии, определенная петрофизическим методом, может служить поисковым признаком богатых руд.

4. Если предположение о том, что образование низкотемпературной полиметаллической минерализации Печенгского побережья и пологих сейсмических границ связано с процессами на шельфе Баренцева моря, верно, в рифейских отложениях переходной зоны «Суша-Море» возможно открытие более крупного стратиформного полиметаллического оруденения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 01—05—64294, 01—05—64295, 04—05—65053, 05-05-6581) и проекта МПГК № 408.

ЛИТЕРАТУРА

Бакушкин А. М., Ахмедов А. М. Базальные конгломераты печенгского комплекса вблизи горы Генеральской / Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, 1975. С. 70—85.

Баянова Т. Б., Яковлев Ю. Н., Губерман Д. М. и др. Изотопные U-Pb по цирконам и Sm-Nd модельные возраста пород Кольской сверхглубокой скважины (СГ-3) и их гомологов на поверхности. Апатиты: КНЦ РАН, 2004. 105 с.

Бибикова Е. В., Ветрин В. Р., Кирнозова Т. И. и др. Геохронология и корреляция пород нижней части разреза Кольской сверхглубокой скважины. // ДАН. 1993. Т. 332, № 3. С. 360—363.

Верба М. Л., Дворников Л. Г., Кацев В. А. и др. Опорные геофизические профили на Арктическом шельфе // Разведка и охрана недр. 1997. № 3. С. 31-33.
Ветрин В. Р., Виноградов А. Н., Виноградова Г. В. Петрология и фациальноформационный анализ лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса / Интрузивные чарнокиты и порфировидные граниты Кольского полуострова. Апатиты, 1975. С. 149—316.

Ветрин В. Р., Пушкарев Ю. Д., Рюнгенен Г. И., Шлайфштейн Б. А. Геологическое положение и возраст гранитоидов южного обрамления Печенги / Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1987. С. 15–29

Ветрин В. Р., Гороховский Б. В. Гранитизация пород архейского комплекса Кольской сверхглубокой скважины: возраст и источники вещества // Петрология. 2002. № 2. С. 210–224.

Ветрин В. Р., Баянова Т. Б., Каменский И. Л., Икорский С. В. U-Pb возраст и изотопная геохимия гелия в породах и минералах лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса // ДАН. 2002a. Т. 386, № 2. С. 85—89.

Ветрин В. Р., Каменский И. Л., Икорский С. В. Мантийный флюид в протерозойских гранитоидах: изотопы Не и Ar в породах и минералах лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса (Кольский полуостров) // Петрология. 2002б. Т. 10, № 3. С. 270–282.

Ветрин В. Р., Туркина О. М., Ладден Дж., Деленицин А. А. Геохимия и реконструкция состава протолитов фундамента Печенгского палеорифта // Петрология. 2003. Т. 11, № 2. С. 196—224.

Глаголев А. А., Русинов В. Л., Плюснина Л. П., Тронева В. А. Минеральные ассоциации и метаморфизм базитов печенгской серии (северо-запад Кольского полуострова) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1983. № 1. С. 29-45.

Гроховская Т. А., Лапутина И. П., Кузнецов Г. С. и др. Платино-медно-никелевое оруденение расслоенного интрузива горы Генеральской (Печенгский рудный район, Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38, № 3. С. 201—225.

Дистлер В. В., Филимонова А. А., Гороховская Т. Л., Лапутина И. П. Платиновые металлы в медно-никелевых рудах Печенгского рудного поля // Геология рудных месторождений. 1989. № 6. С. 3-15.

Дитмар П. Г., Рослов Ю. В. Пакет программ для моделирования и интерпретации времен пробега сейсмических волн «DOGSTOMO» // Тез. докл. Междунар. научн. конф. «Геофизика и современный мир», 1993. С. 227.

Загородный В. Г., Радченко А. Т. Тектоника раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1983. 96 с.

Исанина Э. В., Верба М. Л., Иванова Н. М. и др. Глубинное строение и сейсмогеологические границы Печенгского района на Балтийском щите и смежной части шельфовой плиты Баренцева моря // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42, № 5. С. 476-487.

Казанский В. И., Боронихин В. А., Ванюшин В. А. и др. Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. М.: Наука, 1985. С. 6-46.

Казанский В. И., Кузнецов О. Л., Кузнецов А. В. и др. Глубинное строение и геодинамика Печенгского рудного района: опыт изучения Кольской сверхглубокой скважины // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36, № 6. С. 500-519.

Казанский В. И., Лобанов К. В. О границах и металлогении Печенгского рудного района (Балтийский шит) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38, № 1. С. 103—109.

Казанский В. И. Мантийно-коровые рудообразующие системы Украинского и Балтийского щитов; Кировоградский и Печенгский рудные районы // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39, № 6. С. 502-520.

Казанский В. И., Лобанов К. В., Кузнецов А. В. и др. Гидротермальная полиметаллическая минерализация переходной зоны «Суша-Море», Печенгский рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41, № 3. С. 195—213.

Казанский В. И., Исанина Э. В., Лобанов К. В. и др. Геолого-геофизическая позиция, сейсмогеологические границы и металлогения Печенгского рудного района // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44, № 4. С. 276-286.

Кольская сверхглубокая. Исследование глубинной структуры континентальной коры бурением Кольской сверхглубокой скважины. Е. А. Козловский (ред.). М.: Недра, 1984. 490 с.

Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. Ред. В. П. Орлов, Н. П. Лаверов. М.: МФ Технонефтегаз, 1998. 260 с.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

Кратц К. О., Делина Б. Б., Былинский Р. В. и др. Основные понятия о структурах земной коры / Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. С. 25—28.

Кременецкий А. А., Овчинников Л. Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 262 с.

180

Лобанов К. В., Казанский В. И., Старостин В. И. Структурно-петрофизический контроль мусковитовых пегматитов Чупино-Лоухского района (Северная Карелия) / Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982. С. 137—165.

Лобанов К. В., Казанский В. И., Кузнецов А. В и др. Сопоставление архейских пород из разреза Кольской сверхглубокой скважины и их аналогов с поверхности по результатам структурно-петрологических, петрофизических и нейтронографических исследований // Петрология. 2002. Т. 10, № 1. С. 30-45.

Медно-никелевые месторождения Балтийского щита. Л.: Наука, 1985. 330 с.

Митрофанов Ф. П., Балабонин Н. Л., Корчагин А. У. Металлогения Кольского пояса расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий // Отечественная геология. 1995. № 6. С. 37—41.

Петров А.И.Импульсно-очаговые структуры и проблемы их рудоносности. Л.: Недра, 1988. 232 с.

Пушкарев Ю. Д. Мегациклы в системе кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 217 с.

Савицкий А. В., Громов Ю. А., Мельников Е. В., Шариков П. И. Урановое оруденение Лицевского района на Кольском полуострове (Россия) // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37, № 5. С. 403-416.

Скуфьин П. К. Эволюция вулканизма рудоносной Печенгской структуры (Кольский полуостров) // Геология рудных месторождений. 1993. № 3. С. 271-283.

Смолькин В. Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.

Смолькин В. Ф., Скуфьин П. К. Вулканические ассоциации Северной и Южной зон (состав, эволюция, генезис) // Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры. Апатиты, 1995. С. 37-47.

Старостин В. И. Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра, 1979. 240 с.

Чен Д., Кроу Т. Е., Ветрин В. Р., Митрофанов Ф. П. U-Pb геохронология пород архейской части разреза Кольской сверхглубокой скважины // Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследования. Ред.: В. П. Орлов, Н. П. Лаверов / М.: МФ Технонефтегаз, 1998. С. 59–70.

Яковлев Ю. Н., Баянова Т. Б., Губерман Д. М. и др. Геолого-геохронологическое расчленение архейского комплекса в разрезе Кольской сверхглубокой скважины // Материалы III Всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты, 2000. С. 284–287.

Balashov Y. A., Mitrofanov F. P., Balagansky V. V. New geochronological data on Archaean rocks of the Peninsula. Correlation of Precambrian formations of the Kola Karelian region and Finland. Apatity, 1992. P. 13-34.

Berthelsen A., Marker M. Tectonic of the Kola collision suture and adjacent Archean and Early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield // Tectonophysics. 1986. V. 126, N 1. P. 31-58.

Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield) / F. P. Mitrofanov, ed. Apatity, 1995. 145 p. DePaolo D. J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and mantle evolution in the Proterozoic // Nature. 1981. V. 291. P. 193-196.

Hanski E. Petrology of Pechenga ferropicrites and cogenetic Ni-bearing gabbro-wehrlite intrusions, Kola Peninsula, Russia // Geol. Surv. Finland. Bull. 1992. N 367. 195 p.

Haapala I., Front K., Rantala E., Vaarma M. C. Petrology of Nattanen type granite complexes, Northern Finland // Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 225-240.

Huhma H., Smolkin V. F., Hanski E. J., Fedotov Z. A. Sm-Nd isotope study of the Nyasyukka dyke complex in the northern Pechenga area, Kola Peninsula, Russia. Program and Abstracts // IGCP Project 336 Symposium in Rovaniemi. 1996. University of Turku Publ. P. 57-58.

Levchenkov O. A., Levsky L. K., Nordgulen O. et al. U-Pb ages from Sorvaranger, Norway and the western pa t of the Kola Peninsula, Russia Norges Geologiske Undersokels / Spee. Publ. 7. Geology of the eastern Finmark — western Kola Peninsula regton. Trondheim. 1995. P. 29-47.

Melezhik V. A. Stust B. A. General geology and evolutionary history of the Early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra/Varzuga-Ust 5, Ponoy Green-stone Belt in the northeastern Baltic Shield // Earth. Sci. Rev. 1994. N 36. P. 205-241.

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ АРКТИКИ

ГЛАВА 8

ЛИТОСФЕРА КАРСКО-БАРЕНЦЕВОМОРСКОЙ ШЕЛЬФОВОЙ ПЛИТЫ И АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРА (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ОПОРНОМ ПРОФИЛЕ 2-АР)

Работы на опорных профилях Государственной сети по существу являются фундаментальными исследованиями, на базе которых развиваются как прикладные, так и теоретические построения. Поэтому вполне естественно, что на обработку и осмысливание всего объема данных, полученных при натурных наблюдениях на опорных профилях, уходят, как правило, многие годы. Так было со всеми региональными геотраверсами, уже отработанными в рамках общероссийской программы развития сети опорных профилей на суше.

Первый такой профиль, отработанный на Баренцевом море в 1995—1999 гг., геотраверс 1-АР («Первый Арктический») пересек шельф по линии от сверхглубокой скважины СГ-3 в пос. Заполярный до опорной скважины на о. Хейса (ЗФИ) и осветил строение, главным образом, структур Баренцево-Северокарского мегапрогиба (рис. 8.1). Результаты этих исследований были освещены в презентации на Международном геологическом конгрессе в Рио-де-Жанейро в 2000 г.

Опорный профиль 2-АР, отработка которого заняла три года (1999—2002), осветил строение центральной области Западно-Арктической континентальной окраины, включая три ее главных структуры — Баренцевскую шельфовую плиту, Южно-Карскую синеклизу Западно-Сибирской плиты и разделяющую их Новоземельскую гряду (рис. 8.2).

Третий профиль (3-AP), который отрабатывался в 2002—2004 гг., продолжил создание каркаса профилей на Западно-Арктическом шельфе, осветив его разрез по линии Белое море — Северная Земля (рис. 8.3).

В строении крупнейших геоблоков региона, изученных опорными профилями, принимают участие осадочные и магматические образования широкого возрастного диапазона — от рифейских до кайнозойских.

8.1. ХАРАКТЕРИСТИКА КОРОВЫХ ГРАНИЦ

Граница М прослежена при работах ГСЗ и ШГСП на глубинах от 28 до 45 км (рис. 1.5). Минимальные глубины соответствуют центральной части шельфа, а максимальные — материковому обрамлению шельфа (Шаров, 1993; Сейсмогеологическая.., 1998) и др. Породы верхней мантии, залегающие ниже границы М, обладают высокими скоростями прохождения сейсмических волн — от 7,5 до 8,4 км/с. Прослеживаемость границы М в пределах региона не остается неизменной: в районах глубокого залегания и древнего возраста стабилизации она выделяется, как правило, значительно более уверенно, нежели в местах относительно неглубокого положения, где земная кора на протяжении фанерозойской истории была подвержена рифтогенной деструкции. По анализу распределения нижних кромок магнитоактивных тел было





изолиниями показана плотностная структура разреза в г/см³, согласованная со структурой распределения скорости упругих волн по данным томографической обработки материалов ГСЗ; консолидированная кора показана вертикальной штриховкой; в осадочном слое отмечены наиболее контрастные сейсмические границы по данным МОВ ОГТ и зоны разломов; по данным ГСЗ отмечены границы: Ф – гетерогенного фундамента, К – Конрада, М – Мохоровичича



Рис. 8.3. Сейсмогеологический разрез южной части Баренцевской шельфовой плиты и Южно-Карской синеклизы вдоль геотраверса 3-АР Составлен Е. А. Ашихминой, М. Л. Вербой, В. Э. Волком, Ю. Н. Кулаковым и Т. В. Шварц

установлено, что подошва «нижней коры» на большей части шельфа может быть сопоставлена с изотермической поверхностью Кюри (578 °C) (Волк, 1984). Трехмерное плотностное моделирование литосферы Баренцевского региона путем решения обратной задачи гравиразведки (Бойко и др., 1989) позволило оценить вариации плотности мантийного вещества — 3,05—3,30 г/см³. Наибольший градиент плотности в мантии отмечен на границах гетерогенных блоков коры. Такие структуры, как Южно-Баренцевская впадина, Седовский прогиб, Центрально-Баренцевское поднятие, Адмиралтейский блок, находят отображение в распределении плотности мантийных пород.

Внутренняя структура консолидированной коры выше границы М также неоднородна. В ее разрезе выделяется от одного до трех слоев, которые разделяются невыразительными в сейсмическом отношении границами, не имеющими повсеместного распространения. На значительной части региона устанавливается присутствие в разрезе коры одной границы в средней ее части (граница К) и одной — в кровле (граница Ф или поверхность фундамента).

Граница К была зафиксирована лишь на тех участках шельфа, где общая мощность коры составляет 34—36 км или более. Поверхность К выявляется на глубинах 13—26 км и характеризуется граничными скоростями 6,8—7,2 км/с. В Южно-Баренцевской впадине раздел К прослежен непосредственно под осадочным слоем. С этой границей часто связаны нижние кромки магнитоактивных тел, объединяемые в горизонт II (Волк, 1984).

Вариации граничных скоростей на поверхности К свидетельствуют о неоднородности состава нижнего слоя коры. Независимо от четкости границы К, «нижняя кора», по традиции именуемая «базальтовым слоем», выделяется во всех районах шельфа, где выполнено ГСЗ или сейсмологические наблюдения. Мощность слоя обычно колеблется в пределах 15–25 км, максимальные значения — до 32 км, отмечены на севере Балтийского щита (Шаров, 1993). В центральных областях шельфа мощность нижнекорового слоя несколько меньше, чем на периферии.

Наряду с областями, где отчетливо прослеживается граница К, существуют тектонические блоки, в пределах которых вместо одной внутренней границы в разрезе консолидированной коры выделяются две поверхности раздела (Павленкова, 1996). Существуют также блоки, в которых ГСЗ не обнаруживает скачков скоростей сейсмических волн с глубиной, в связи с чем внутри коры невозможно выделить дискретные слои.

Граница Ф, соответствующая поверхности верхнего («гранитного», или «гранитно-метаморфического») слоя консолидированной коры, выделяется в разрезе Баренцево-Карского шельфа далеко не везде одинаково и уверенно. Наименее надежно она прослеживается в пределах относительно древних структур (Sakoulina et al., 2000). В Печорской синеклизе граница Ф обычно совмещается с кровлей складчато-метаморфического фундамента (раздел К₁ по (Павленкин, 1981), но в некоторых блоках эта граница прослеживается весьма неуверенно, что объясняется наличием в основании фанерозойского чехла линз высокоплотных пород, в которых скорости сейсмических волн мало отличаются от подстилающих рифейских толщ (до 7,0 км/с) (Булин и др., 1976).

В тех случаях, когда осадочный слой подстилается более древними, чем рифей комплексами, граница Ф фиксируется уверенно. В общем случае она довольно надежно выделяется на глубинах 5–6 км в пределах положительных структурных форм и 7–9 км во впадинах и прогибах. В глубоких впадинах, где мощность осадочного слоя превышает 14–16 км, поверхность Ф не прослеживается.

Мощность гранитно-метаморфического слоя консолидированной коры максимальна на территории Балтийского кристаллического щита — от 15 до 25 км (Шаров, 1993; Глазнев, 2003). Близкие оценки были даны для Шпицбергена (Кременецкая, 1983). В остальных районах шельфа мощности слоя укладываются в диапазон 8—10 км. По данным ГСЗ, в Южно- и Северо-Баренцевской впадинах гранитно-метаморфический слой отсутствует (Тулина и др., 1988; Sakoulina et al., 2000).

Скоростные характеристики слоев коры зависят от состава структурно-вещественных комплексов верхней части консолидированной коры. На Баренцевоморском шельфе в осадочном чехле имеется значительный градиент скоростей продольных волн — от 2,7—3,5 км/с у дна моря до 5,1—5,7 км/с в основании осадочного чехла, что обусловлено как изменениями литологического состава, так и уплотнением пород с глубиной. В пределах Балтийского кристаллического щита средняя скорость продольных волн в гранитно-метаморфическом слое коры (до глубин 10—12 км) 6,1—6,2 км/с при диапазоне вариаций от 5,7 до 6,5 км/с (Глазнев, 2003).

Такая широкая вариация параметров указывает на большое разнообразие пород, условно объединяемых под одним термином — «гранитный» слой. В «базальтовом» на глубинах 15—30 км вариации скоростей существенно ниже — от 6,4 до 6,8 км/с, лишь в локальных участках аномально утолщенной коры под Беломорским террейном на глубинах 50—62 км в подошве «базальтов» выделяются линзы со скоростями 7,2—7,4 км/с (Глазнев, 2003).

8.2. ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ФУНДАМЕНТА

Фактические данные о породных комплексах, слагающих верхний этаж консолидированной коры, распределены по площади региона весьма неравномерно. Метаморфические комплексы наиболее полно изучены на окраинах шельфа — на Кольском п-ове, Финмаркене, Шпицбергене, а также на Новой Земле, Пай-Хое и Полярном Урале, где докембрийское основание выведено на современный эрозионный срез. В пределах Печорской низменности строение пород фундамента освещено лишь в отдельных пунктах, где глубокие скважины пробурены на всю мощность осадочного чехла. Вне этих районов представления о строении комплексов основания базируются только на результатах геофизических исследований. В совокупности все данные показывают весьма сложную картину строения фундамента под недеформированным осадочным чехлом (рис. 8.1–8.3).

По характеру породных серий различаются два типа комплексов основания: «кристаллический фундамент» и «складчатое основание». «Кристаллический фундамент», в свою очередь, может быть разделен на два подтипа: глубокометаморфизованные архейско-нижнепротерозойские образования (аналогичные тем, что развиты на Балтийском щите); слабометаморфизованные складчатые комплексы неопротерозоя (характерны для Тимано-Канинского авлакогена, Печорской синеклизы и Свальбардской антеклизы).

«Складчатое основание» представлено неметаморфизованными, но интенсивно дислоцированными раннепалеозойскими образованиями скандинавской зоны каледонид, палеозойскими толщами Новоземельских киммерид и складчатыми комплексами фанерозоя Западного Шпицбергена. Особое место занимают комплексы основания герцинских тафрогенных структур, в строении которых «гранитно-метаморфический» слой играет подчиненную роль или вообще отсутствует. Границы между разнотипными блоками фундамента, как правило, совпадают с долгоживущими глубинными разломами.

8.2.1. Кольско-Лапландско-Карельская провинция

В строении фундамента Баренцевского шельфа у берегов Кольского п-ова — в пределах Кольско-Лапландско-Карельской провинции БЩ — принимают участие архейские, нижнепротерозойские и верхнепротерозойские структурно-формационные комплексы. Наиболее древней породной ассоциацией являются «серые гнейсы» тоналит-трондьемитового состава и огнейсованные гранитоды серии эндербитов-тоналитов-плагиогранитов, развитые на Мурманском побережье и в ядрах антиформ в Кольском и Инарском доменах. Кольской сверхглубокой скважиной СГ-3 комплекс «серых гнейсов» вскрыт под супракрустальными комплексами раннего протерозоя и верхнего архея на глубинах от 9 745 до 12 262 м (Кольская сверхглубокая, 1998). В 1970-1980-е гг. этот гнейсо-гранитоидный комплекс по геолого-петрологическим критериям относился к раннеархейской формации «первичнокоровых гранитов» (Батиева и др., 1978; Виноградов, Батиева, 1991), однако, детальные геохронологические исследования 90-х годов XX в. не выявили в нем пород и минералов древнее 3,1 млрд лет, все датировки протолитов и самых ранних процессов их преобразования ограничены интервалом от 2,94 до 2,71 (Каталог, 2002). С учетом этих данных на изданных на грани веков геологических картах северной части Балтийского щита выделен «комплекс основания (BC)», в который объединены древнейшие ортогнейсы (типа хомпен-гнейсов Инари) и огнейсованные гранитоиды тоналито-трондьемитовых и эндербитовых комплексов (типа Канент-яврского комплекса Мурманского блока), а также локализованные в их полях линзы биотитовых, амфиболи пироксен-биотитовых гнейсов и амфиболитов неясного генезиса (Geology., 1995; Geologisk kart., 1996; Геологическая карта., 2002).

Во втором верхнеархейском структурном ярусе кристаллического фундамента различаются две группы комплексов — нестратифицированный *кольско-беломорский и* стратифицированный *лопийский*.

Кольско-беломорский комплекс и его аналоги в фундаменте Восточно-Европейской платформы объединяют сложнодислоцированные терригенно-вулканогенные формации, подвергшиеся полициклическому метаморфизму в условиях амфиболитовой и гранулитовой фации. Породные серии представлены гнейсами (биотитовыми, пироксен-биотитовыми, амфибол-биотитовыми, высокоглиноземистыми с гранатом, кианитом, силлиманитом, кордиеритом), амфиболитами и железистыми кварцитами (джеспилиты BIF). Возрастной интервал, которым датируются протолиты и первые стадии метаморфизма, составляет 3,0–2,7 млрд лет (Каталог, 2002; Пожиленко и др., 2002). Почти повсеместно кольско-беломорский комплекс подвергался деформациям и метаморфо-метасоматическим изменениям сумийского, карельского и свекофеннского циклов, локальные изменения происходили в пределах зон активизации и магматизма гренвильского, каледонского и герцинского циклов. Многократность наложенных процессов хорошо документируется по изотопно-геохронологическим датировкам с использованием Sm-Nd, U-Pb, Rb-Sr, K-Ar систем (Каталог, 2002).

Лопийский комплекс включает в себя ряд формационных серий (тундровая, кейвская, колмозеро-вороньинская и др.), выполняющих функции локальных структур поясового (тектонотип — зона Колмозеро-Воронья) или бассейнового облика (тектонотип — Кейвский прогиб). Лопийские формации зонально метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций умеренного или повышенного давления (андалузит-силлиманитовый и кианитовый ряды фаций) (Петров, 1999). Породные серии состоят из гнейсов и кристаллических сланцев с пачками амфиболитов, мраморов, кварцитов, сохранивших в большинстве случаев диагностические признаки, по которым уверенно распознаются метаосадки и метавулканиты различного фациального облика. Это позволяет в каждой структуре достаточно надежно определять стратиграфическую последовательность и реконструировать эволюцию палеотектонических условий литогенеза. Особо следует отметить широкое развитие высокоуглеродистых кианитовых и ставролит-слюдистых сланцев, образовавшихся за счет хемогенно-терригенных осадков (переотложенных кор химического выветривания) лагунных и прибрежно-морских фаций. В Кейвском бассейне с горизонтами кианитовых сланцев в червуртской свите связаны крупные промышленные скопления глинозема (Пожиленко и др., 2002).

Характерной чертой лопийских комплексов является наличие в средней части разреза мощных (1-4 км) вулканогенных толщ (свиты патчеярвинская, лебяжинская, полмостундровская, вороньетундровская, урагубская, каскамская, корватундровская, пялочная, вочеламбинская). В низах разреза превалируют подводные вулканиты базитового состава, принадлежащие к низкокалиевой толеитовой и коматиитовой сериям (Смолькин, 1992). Для верхней части разреза характерны дифференцированные серии базаль-андезит-дацитового состава. Реже встречаются локальные ареалы дацит-риолитового вулканизма (лебяжинский и пеллапах-ский комплексы) с признаками наземных пеплово-туфовых и игнимбритовых отложений (Виноградов, Батиева, 1991; Пожиленко и др., 2002).

Возрастные соотношения между комплексами тоналит-трондьемитовых «серых гнейсов» (ВС), кольско-беломорским и лопийским недостаточно ясны. Изотопные данные не дают оснований для разнесения их на разные возрастные уровни. Модельные возрасты протолитов во всех комплексах Sm-Nd методом определеяются не древнее 3,2 Ga. Возраст кислого вулканизма U-Pb методом по цирконам из метариолитов датирован как 2 828 ± 8 Ма в Колмозеро-Вороньинском поясе и 2 871 ± 15 Ма в Кейвском прогибе, что отвечает интервалу кристаллизации комплекса BC - 2 870 Ма в Терском террейне, 2 807 ± 10 на Вочеламбинском участке, $2\,790\,\pm\,20$ в Оленегорском блоке Кольского домена, $2\,813\,\pm\,6$ в блоке Варангер и $2\,902\,\pm\,9$ в блоке Ярфиорд Серварангер-Кольского террейна. Датировки стадий амфиболитового метаморфизма в лопийском комплексе укладываются в интервал 2,94-2,72 ga, соответствующий времени гранулитового и высокотемпературного амфиболитового метаморфизма кольско-беломорского комплекса. Интрузивные комплексы габбро-анортозитов и щелочных гранитов, прорывающих лопийские серии, внедрялись в интервале 2,75-2,63 Ga. Более поздние наложенные процессы фиксируются по Rb-Sr и K-Ar датировкам вплоть до герцинского времени, но максимум активизации, вызвавшей локальный ультраметаморфизм и формирование жильных полей амазонитовых пегматитов и редкометалльных силекситов, приурочен к рубежу 1,75-1,65 *да* (Каталог, 2002; Пожиленко и др., 2002).

Геологические соотношения между гранитоидами комплекса ВС и кольско-беломорской серией также неясны, поскольку четких границ раздела между ними нет. В основании лопийского

комплекса встречаются конгломераты с гальками гранитоидов тоналит-трондьемитовой серии, что до получения изохронных изотопных датировок служило основным доводом в пользу раннеархейского возраста «первичнокоровых» гранитов (Батиева и др., 1978).

Третий структурный ярус в кристаллическом фундаменте представлен проторифтовыми образованиями карельского комплекса и коллизионными структурами типа Лапландского гранулитового пояса, сформировавшимися в интервале 2,5–1,8 *ga*. Наиболее полные разрезы осадочно-вулканогенных формаций этого яруса сохранились в Печенгско-Имандра-Варзугском рифтогенном поясе, протянувшемся почти на 800 км через Кольский п-ов от Финнмаркена до горла Белого моря. В Печенгском блоке разрез рифтового комплекса полностью вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной в интервале глубин 0–6,7 км (Кольская сверхглубокая, 1984, 1998). Менее полные разрезы карельского комплекса изучены в Пана-Куолоярвинской, Кукасозерской, Усть-Понойской и Кейвской (хр. Серповидный) структурах (Мележик, 1992; Смолькин, 1992; Пожиленко и др., 2002).

Комплекс карелид разделен на три стратиграфических отдела. Нижний отдел или сумий объединяет три свиты (пурначскую, кукшинскую и сейдореченскую), в каждой из которых низы разреза сложены осадочными формациями, а верхние подсвиты имеют преимущественно вулканогенную природу. В *пирначской* свите нижняя подсвита мощностью 0,6 км сложена биотит-полевошпат-кварцевыми сланцами (метаграувакки) с прослоями кварцевых метапесчаников, гравелитов и конгломератов в основании. Вулканогенная подсвита мощностью 1,5 км представлена амфиболитами (метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой фации толеитовые платобазальты) (Смолькин, 1992). Осадки кукшинской свиты трансгрессивно налегают на вулканиты пурначской свиты со следами размыва и стратиграфического несогласия. В нижней подсвите мощностью 0,5 км преобладают биотит-хлорит-полевошпат-кварцевые сланцы с примесью до 10% карбонатного материала (известковистые субграувакки) и аркозовые метапсаммиты с прослоями мраморизованных известняков. Вулканиты верхней подсвиты мощностью 0,5-1,2 км представлены амфиболитами с реликтами офитовых структур (метадиабазы толеитовой серии). В осадочной подсвите сейдореченской свиты (0,6 км) превалируют кварциты и аркозовые метапесчаники, а мощная вулканогенная подсвита включает серию пород - пикрито-базальты (амфиболиты, 1,5 км), андезито-базальты и андезиты (биотит-хлорит-полевошпатовые сланцы, 1,5 км), дациты и риолиты (двуслюдяные и мусковитовые сланцы, 1 км). Возраст кислых вулканитов 2 448 ± 8 Ма (Каталог, 2002).

Осадочно-вулканогенные формации сумия выполняют ассимметричный грабен с пологим моноклинальным залеганием толщ. Мощность коры под осевой зоной грабена на 5 км меньше, чем в прилегающих участках Кольского и Терского доменов, причем уменьшение мощности происходит за счет утонения «базальтового» слоя (Галдин и др., 1988). Вдоль северного борта грабена размещается крупный (9–16 х 67 км) Федорово-Панский расслоенный плутон, сложенный платиноносной пироксенит-габбронорит-анортозитовой ассоциацией, внедрение и раскристаллизация которой произошли в интервале от 2 491 до 2 447 Ма (Mitrofanov et al., 1998). К этому же возрастному рубежу относится формирование крупного магматического ареала на северо-западном фланге Имандра-Варзугского грабена, в Мончегорском районе. В интервале от 2 507 до 2 434 *ma* здесь внедрились базит-ультрабазитовые интрузивные серии, сформировавшие расслоенные и многофазные дифференцированные плутоны Главного хребта и Мончи, вмещающие медно-никелевое, платинометалльное и хромитовое оруденение.

К югу от рифтогенного прогиба, в сопредельных Кандалакшско-Колвицком и Гранулитовом террейнах расположены пояса высокобарических метаморфитов, представленных гранатовыми и пироксенсодержащими полевошпатовыми амфиболитами (метабазальтами), амфиболовыми гнейсами (метаандезитами) и высокоглиноземистыми гранат-кордиерит-силлиманитбиотитовыми гнейсами и кислыми гранулитами. Ранее эти комплексы относились к архею, но в последние годы получены U-Pb и Sm-Nd датировки, свидетельствующие об их раннепротерозойском возрасте (Каталог, 2002).

Средний отдел карелид охватывает интервал от сариолия до людиковия (2,40—1,94 Ga), в течение которого произошло максимальное раскрытие Печенгско-Имандра-Варзугского рифта и заполнение его осадочно-вулканогенными отложениями *печенгской, варзугской* и *панской* серий (Смолькин, Митрофанов, 1996). Максимальной интенсивности достигли одновременно процессы вулканизма в более мелких рифтогенных структурах — Пана-Куолаярвинской, Кукасозерской, Усть-Понойской. Строение разрезов во всех структурах однотипно. Как и в сумийском отделе, в разрезе ритмично чередуются толщи (свиты) с преобладанием терригенных осадков и вулканогенные, на 70—90% сложенные лавовыми потоками и туфовыми отложениями.

Наиболее детально изучен разрез печенгской серии. Он пересечен на всю семикилометровую мощность Кольской сверхглубокой скважиной и прослежен по поверхностным выходам и горным выработкам в Печенгском рудном поле, в котором локализованы сульфидные медноникелевые месторождения (Мележик, 1992; Смолькин, Митрофанов, 1996; Кольская сверхглубокая, 1998). В основании разреза развиты валунные и гравийно-галечные конгломераты и конгломерато-брекчии фановой фации предгорных склонов (*телевинская* свита, 0-250 м). Во второй осадочной свите (кувернеринйокской, 0-300 м) они сменяются мелководными озерными отложениями (известняки, доломиты, кварцито-песчаники, яшмы, сланцы), в третьей свите (лучломпольской, 0—300 м) к аналогичной породной ассоциации добавляются туффиты, доломиты, аркозы, а в четвертой (*ждановской*, 800-1000 м) доминируют относительно глубоководные флишоидные толщи углеродистых и сульфидно-углеродистых сланцев и филлитов с прослоями алевролитов, песчаников, гравелитов, туфов и туффитов основного, ультраосновного и среднекислого состава. Вулканогенные свиты имеют мощность от 800 до 2000 м. В первой снизу (маярвинской) преобладают диабазы и диабазовые порфириты с мандельштейновыми текстурами; во второй свите (пирттиярвинской) к диабазам добавляются альбитофиры, трахиты, андезито-дациты; третья свита (заполярнинская) содержит пестрый комплекс авгитовых и актинолитовых диабазов, амфиболитов и зеленых сланцев; в четвертой свите (матертской) с максимальной интенсивностью проявляются ферропикритовые лавы с массивной или шаровой текстурой, переслаивающиеся с афанитовыми авгитовыми диабазами (по геохимическим свойствам близкими к толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов). С внедрением ферропикритовых магм в продуктивную ждановскую свиту связано формирование никеленосных габбро-верлитовых интрузивов на рубеже 1 980-1 970 Ма (Hanski et al., 1990; Смолькин, 1992).

На стадии закрытия рифтов в калевийское время (1,94—1,86 Ga) в локальных мульдах отлагались черносланцевые и молассоидные формации верхнего отдела карелид (южно-печенгская и томингская серии). Вулканические серии этой стадии имеют сложный дифференцированный состав — от ультрабазитов до дацитов и риолитов, локально проявляются щелочные лавы и туфы. Степень дислоцированности толщ верхнего отдела карелид значительно выше, чем в более ранних комплексах.

Все породы карельского комплекса подверглись зональному метаморфизму, усиливающемуся от осевых зон рифтогенных прогибов к бортам и подошве — от фации зеленых сланцев до амфиболитовой (Петров, 1999). В Южно-Печенгской структурной подзоне Печенгской мульды амфиболитовая фация охватывает весь калевийский подъярус. Здесь же встречаются бескорневые интрузии плагиогранитов и гранодиоритов (Каскельяврский, Шуонияврский массивы) с возрастом 1 940 Ма, в контактной зоне которых породы карельского комплекса подвергаются ультраметаморфизму, что приводит к образованию внутрипроторифтового прогиба структур типа «гнейсовых складчатых овалов».

Усиление метаморфизма у бортов трога и обилие в разрезе диабазов сближает физические свойства пород карельского комплекса и подстилающих его гнейсо-амфиболитовых толщ *кольскобеломорского* комплекса. Как показали исследования керна КСГС, породы архейского комплекса на глубинах ниже 6,8 км характеризуются скоростью распространения упругих волн 5,5–5,8 км/с при средневзвешенной плотности 2,73 г/см³, а в *печенгской* серии эти параметры составляют соответственно 6,8–7,0 км/с и 2,95 г/см³ (Кольская сверхглубокая, 1984, 1998).

Четвертый структурный ярус фундамента («складчатого основания») слагает *верхнепротерозойский или гренвильский* комплекс. Он прослеживается под плитным чехлом в полосе Тимано-Канинских дислокаций, на юге Новой Земли, в окрестностях Северо-Варангерской зоны складок, предполагается на Шпицбергене и на крайнем востоке Карского шельфа, в районах, прилегающих к берегам Таймыра и Северной Земли.

8.2.2. Баренцевоморская тектоническая провинция

При проведении ГСЗ доверхнепротерозойские комплексы прослежены на шельфе, прилегающем к побережью Кольского п-ова, как кровля «гранитно-метаморфического» слоя с граничными скоростями 6,1—6,2 км/с. В северной зоне Кольского шельфа породы этого возраста, судя по сейсмическим данным, слабодислоцированы и входят в состав покровных комплексов. Северная граница «кристаллического фундамента» уверенно проводится по смене общего характера аномальных физических полей, отраженной на схемах их районирования. Такой характер сочленения северного склона Балтийского щита с сопредельными структурами свидетельствует о наличии крупных глубинных разломов вдоль его северной границы. Вблизи этой границы происходит и изменение условий залегания рифейских образований. На сейсмических материалах здесь уверенно отслеживается подошва рифейского терригеннометаморфического комплекса, полого погружающаяся в СВ направлении и нарушенная лишь малоамплитудными сбросами. Кроме того, на геоакустических профилях видно довольно крутое моноклинальное падение пород в этом же направлении, не осложненное складчатыми деформациями (рис. 8.4). Это позволяет считать, что п-ов Рыбачий с его сложноскладчатой архитектурой мощных флишоидно-турбидитных толщ не может служить тектонотипом для всего рифейского комплекса Баренцевского шельфа, а скорее должен рассматриваться как относительно локальное явление.

В пределах **Центрально-Баренцевского поднятия**, судя по сейсмическим данным, сохраняется спокойный характер залегания рифейских толщ. Их кровля сопоставляется с преломляющим горизонтом со скоростями 5,5—5,9 км/с, а подошва — с горизонтом, имеющим граничную скорость $V_{rp} = 6,0-6,2$ (Neprochnov et al., 2000). Незначительная разница в скоростных параметрах показывает, что рифейские образования по величине уплотнения пород приближаются к подстилающим их образованиям «гранитного» слоя. Последние, вероятно, можно считать аналогами архейско-нижнепротерозойского комплекса Кольского п-ова. Своеобразной чертой глубинного строения Центрально-Баренцевского массива является присутствие в его северной части изометричной структуры около 40 км в поперечнике, отраженной в магнитном поле интенсивной положительной аномалией. В геологическом отношении ей соответствует совокупность пластовых, субгоризонтальных и крутопадающих тел базитов, локализованных в основании осадочного чехла и в верхнем ярусе фундамента.

Сейсмические исследования на **Печорском шельфе** показали, что в верхнем этаже консолидированной коры здесь хорошо выражены две границы: верхняя K_1 имеет граничную скорость 5,9–6,5 км/с и сопоставляется с кровлей рифейской толщи, а расположенная на 3–5 км ниже граница K_2 с $V_{rp} = 6,5$ км/с фиксирует подошву толщи. На территории Печорской синеклизы породы рифейского фундамента по сейсмическим данным отделяются от вышележащих недислоцированных комплексов очень неуверенно, что связано с экранирующим влиянием высокоскоростных образований в основании осадочного чехла. Аналогичная ситуация выявлена после проведения профилирования КМПВ в Печорском море.

В крайней ЮЗ части Баренцевского шельфа, прилегающей к **Финмаркену**, строение поверхности консолидированной коры определяется присутствием мощной толщи «геосинклинальных» образований рифейско-нижнепалеозойского возраста, интенсивно деформированных во время каледонской эпохи складчатости (Gayer, 1989). Характерной особенностью каледонид Скандинавии является слабое проявление магматизма. Исключение составляет лишь постскладчатый *зейландский* комплекс в покрове Лаксфьорд, представленный небольшими интрузивными телами габбро, карбонатитов, нефелиновых сиенитов и пироксенитов (Townsend, Gayer, 1989).

В структурном плане Финмаркена различают автохтон и три крупных надвиговых покрова (Гайсса, Калак и Магерой). Между первыми двумя выделяется небольшой по площади, но хорошо обнаженный и исследованный надвиг Лаксфьорд, а в поле развития аллохтона Калак в тектонических окнах выступают на эрозионный срез кристаллические породы раннедокембрийского фундамента. Внутренняя структура всех аллохтонов весьма сложна. В породах фиксируются различные складки, в том числе плойчатого типа, разнонаправленные трещины кливажа и многочисленные разломы, преимущественно падающие на СЗ. В надвиге Лаксфьорд выделяется до восьми отдельных надвиговых пластин, разделенных пологонаклонными плоскостями смещения. Все это свидетельствует о весьма интенсивном и неоднократном проявлении горизонтального сжатия с общего северо-западного направления. Формирование надвиговой структуры было многофазным и охватило интервал от середины кембрия до силура: от начальных фаз Финмаркенской орогении (490–540 Ма) до более поздней Сканской орогении (поздний ордовик — ранний силур) (Dallmeyer et al., 1989). Радиологические датировки показывают, что тектонические события в надвиге Лаксфьорд систематически опережали на



Рис. 8.4. Сейсмические разрезы рифейских и венд-кембрийских отложений на северном склоне Балтийской антеклизы (Кольско-Канинской моноклизе), отработанных на суше (п-ов Рыбачий) и на шельфе геотраверса Дальние Зеленцы (Симонов и др., 2001).

Оба профиля показывают наличие отражающих площадок по всему разрезу рифея-нижнего палеозоя, указывающих на слабую дислоцированность осадочных комплексов и отсутствие регмагенных структур, которые можно было бы сопоставить с региональными покровными надвигами скандинавского типа 10—15 Ма аналогичные явления в надвиге Гайсса. Из этого следует, что смятие осадочных толщ начиналось в Финмаркене с запада и по мере усиления стресса продвигалось в ЮВ направлении, захватывая все новые недеформированные районы. В такой трактовке самый нижний надвиг оказывается и самым молодым, причем структурные наблюдения указывают на затухание складкообразования к концу каледонской орогенной эпохи.

По данным наземных и морских сейсмических работ, кровля складчатых каледонских образований прослеживается в виде преломляющей границы со скоростями 6,2-6,3 км/с (Faleide et al., 1984). Вместе с тем область распространения этой границы весьма невелика. На западе она ограничивается бровкой континентального склона, а на севере — разломом, следующим вдоль берега Скандинавии на расстоянии 20-50 км от него. К северу от этого разлома в депрессионных зонах Западно-Баренцевского шельфа граница с такими сейсмическими скоростями не фиксируется. Вместо нее на глубине 8-13 км прослеживается граница с $V_{rp} = 5,2-5,6$ км/с (Harland, Dowdeswell, 1988). Природа этой границы дискуссионна: норвежские геологи сопоставляют ее со складчатым каледонским комплексом (Breivik et al., 2002), тогда как российские исследователи интерпретируют ее обычно как кровлю плитного чехла того же возраста (Verba, Sakoulina, 1999; Верба, Верба, 2002).

На **Свальбардском поднятии** в доплитном комплексе консолидированной коры уверенно различаются три структурных яруса — карельский, гренвильский и байкальский (Тебеньков, 2003). Имеются также единичные более древние изотопные датировки по цирконам (3,2— 2,5 Ga), свидетельствующие о существовании коры континентального типа в архейское время в районе Ню-Фрисланда и Хорнсунна (Balashov et al., 1996).

Тектонотипом карельского яруса служит Ню-Фрисланд, где метаосадочные образования серии Атомфьелла (гнейсы, гранат-слюдяные сланцы, кварциты и мраморизованные доломиты, амфиболиты) имеют возраст 2 415 ± 34 Ма. Супракрустальный комплекс интенсивно деформирован и шарьирован (выделяется не менее четырех групп надвигов), прорван интрузиями базитов и гранитов и на рубеже 1,75–1,78 Ga метаморфизован в условиях андалузит-силлиманитовой субфации амфиболитовой фации. В более поздние эпохи (готскую, гренвильскую, каледонскую) он подвергался повторной деформации и инъецировался молодыми гранитами. С серией Атомфьелла коррелируются гнейсо-мигматитовые комплексы северо-западного Шпицбергена (серия Смеренбургфьорд) и Северо-Восточной земли (комплекс Дувефьорд) (Тебеньков, 2003).

Гренвильский структурный ярус представлен образованиями двух структурно-формационных ассоциаций. В раннегренвильском комплексе, сформированном в относительно стабильной тектонической обстановке, без активных проявлений магматизма, на большей части территории шло накопление мелкозернистых терригенных осадков флишоидного типа с прослоями карбонатов (толщи кристаллических сланцев с пачками кварцитов и мраморов, известные как серии *исбьернхамна* на о. Западный Шпицберген, *кроссфьорд* и *конгвегген* — на Северо-Западной Земле, *бренневинсфьорд* — на Северо-Восточной Земле).

Rb-Sr датировка кристаллических сланцев серии *исбьернхамна* дала значение возраста 1 481 Ма, а по детритовым и метаморфогенным цирконам получен набор датировок от 1,7 до 0,9 Ga. На Ню-Фрисланде в этот же период накапливались мощные (более 3 км) толщи вулканогенно-терригенно-карбонатной формации эвгеосинклинального типа, которые в процессе зонального метаморфизма в условиях от зеленослацевой до амфиболитовой фации были преобразованы в слюдяные и гранат-слюдяные сланцы, кварциты и мрамора, объединяемые в серию *моссель* (Красильщиков, 1973).

В конце раннего рифея произошла инверсия тектонического режима и возросла магматическая активность, что выразилось в появлении кислых вулканитов повышенной калиевости в верхах серии *моссель* на Ню-Фрисланде (U-Pb возраст по цирконам 1 294 ± 42 Ma) и в серии Консвегген на п-ове Бреггер, а также во внедрении габбро-диорит-гранитных интрузий на рубеже 1 200 Ma. Со структурным несогласием на деформированные раннерифейские комплексы налегает среднерифейский (950—960 Ma) орогенный терригенно-вулканогенный комплекс Кап-Ханстен мощностью до 5 км, в котором среди вулканитов превалируют андезито-дациты и риолиты. Времени его образования отвечает главная фаза внедрения синорогенных гранитов (комплексы Лаппония, Фондаллен, Лаура, Контактберген на CB Земле, Коллербреэн и Бискайер на C3 Земле).

Финальные дислокации были менее интенсивными, чем на раннегренвильской стадии, и сопровождались региональным метаморфизмом зеленосланцевой фации. В байкальскую эпоху гренвилиды подвергались тектоно-магматической активизации, выразившейся во внедрении трещинных интрузий габброидов в интервале 620—660 Ма на СЗ и СВ Земле и в локальном проявлении метаморфизма эклогитовой фации на СЗ Земле на рубеже 535—505 Ма (Dallmeyer et al., 1989).

Каледонский этап развития Шпицбергена изучен слабо и является дискуссионным. Согласно построениям геологов кембриджской школы в интервале между средним ордовиком и верхним девоном (480—370 Ма) был сформирован каледонский ярус складчатого основания. Российские же геологи в последние годы пришли к выводу, что деформации этого времени имеют не коллизионную, а сдвиговую природу и проявились лишь в узкой шовной зоне, прилегающей к разлому Претендер. В пользу этих построений свидетельствует то, что каледонские движения вызвали лишь зональный метаморфизм, который в раннепалеозойском комплексе не поднимался выше зеленосланцевой ступени, а ордовикско-силурийские отложения представлены шельфовыми карбонатными формациями мощностью около 2 км. Кроме того, выяснилось, что девонская красноцветная формация типа Old Red, которую ранее относили к орогенным образованиям, представляет собой дельтовый комплекс, выполняющий авлакоген, аналогичный Денисовскому на Печорской синеклизе и по времени формирования не связанный с каледонскими тектоническими движениями.

В отдельных разломах проявлялся глаукофановый метаморфизм (комплекс гранат-глаукофановых сланцев Вестготабрен на западном побережье Шпицбергена, К-Ar, Ar-Ar и Rb-Sr датировки 480—460 Ма по слюдам (Dallmeyer et al., 1989). Интрузии гранитов Ньютонтоппен на Ню-Фрисланде, Хорнемантоппен на C3 Земле, Дьюпскиллодден и Рейп-фьорд на CB Земле внедрились в интервале 420—415 Ма (Balashov et al., 1996; Tebenkov et al., 1996). Предполагается, что метаморфизм сопровождался генерацией реоморфических гранитов только в глубокопогруженных карельских и гренвильских комплексах. Петрофизические характеристики пород каледонского яруса были получены по параметрической скважине Раддедален-1 на о. Эдж. Плотность осадочных пород на глубинах 0,8—2,5 км варьирует в пределах 2,62—2,85 г/см³, породы слабомагнитны (максимальная остаточная намагниченность, отмеченная в доломитах ордовика, не превышает 150·10-5CИ), скорость продольных волн V_p изменяется от 5,2 до 5,6 км/с, а в некоторых разновидностях алевролитов доходит до 6,5 кс/с. Вследствие сказанного рассмотрение данного осадочного комплекса в составе фундамента лишь отдает дань традиции.

На Земле Франца-Иосифа (ЗФИ) параметрической скважиной «1-Нагурская» вскрыта пологонаклонная (около 20°) толща кварцитовидных песчаников, филлитов и кварцево-серицитовых сланцев вендского возраста, интрудированных мезозойскими долеритами (Грамберг и др., 1985). Метаморфизм пород не выше хлоритовой фации, они относительно слабо уплотнены ($\sigma = 2,50-2,77$ г/см³), у контактов с долеритами фиксируются плойчатые текстуры. Вендская толща рассматривается как древний покровный комплекс, развитый на жестком кристалическом основании. На остальной территории ЗФИ о присутствии пород «гранитного» фундамента свидетельствуют только геофизические данные, нередко противоречивые. Так, на Земле Александры кровля фундамента выделена по магнитометрическим данным на глубина 2,5–3,5 км (Верба, 1985), а на о. Хейса — по сейсмологическим данным, — на глубине 7,0–9,5 км (Аветисов, Булин, 1974).

На Вильчековской моноклизе, по материалам ГСЗ, толща со скоростями 5,5–5,9 км/с, сопоставляемая с кристаллическим фундаментом, была выделена на глубинах 1,5–7,0 км (Качурина и др., 1999; Старк и др., 1999), однако, после проведения здесь же комплексного профилирования ГСЗ — КМПВ было высказано предположение, что толщу с такими низкими кинематическими параметрами следует относить к покровному комплексу, аналогичному вскрытому в скважине на Земле Александры (Sakoulina et al., 2000).

На Карском шельфе строение фундамента представляется наименее ясным. Параметрической скважиной на о. Свердруп в основании плитного чехла были вскрыты метамофические породы венда (Грамберг и др., 1985), а бурение на Новопортовской площади п-ова Ямал показало, что в кровле доюрского фундамента развиты разновозрастные терригенные, карбонатные, метаморфические и вулканогенные породы, прорываемые дайками основного состава и мелкими интрузиями палеозойских гранитоидов (Сурков, Смирнов, 2003).

Материалы региональных геофизических работ на опорном профиле 3-АР (рис. 8.3) были обобщены ВНИИОкеангеология (Мащенков и др., 2002) и использованы для построения модели глубинного строения земной коры Карской синеклизы. Компьютерная технология

моделирования сочетала методику двухмерного сейсмогравитационного моделирования с опорой на результаты сейсмических исследований и трехмерного гравитационного моделирования с учетом информации об аномалиях поля силы тяжести, рельефе дна и массовых расчетов верхних кромок магнитоактивных источников. Из новой модели следует, что под депоцентром Южно-Карского бассейна раздел М воздымается до уровня 28 км, причем «гранитный» слой консолидированной коры практически полностью редуцирован. Максимальные глубины залегания раздела М (до 38 км) зафиксированы под осью Северо-Сибирского порога.

Конфигурация границы между верхним и нижним этажами консолидированной коры повторяет, в общем, форму раздела М. Рельеф фундамента сложнорасчлененный: максимальные глубины кровли фундамента (до 13 км) зафиксированы в Южно-Карской впадине, а в районе Северо-Сибирского порога между двумя поднятиями фундамента зафиксирована депрессия глубиной до 6 км. Выявлены три локальных впадины, две из которых имеют изометричную форму, а наиболее глубокая депрессия, отчетливо выраженная в северной части Южно-Карской синеклизы, имеет простирание ЮЗ — СВ. Пайхойско-Новоземельская и Таймырско-Североземельская зоны складчатых деформаций выделяются в рельефе фундамента как области линейно-вытянутых воздыманий.

Выявилось принципиальное отличие в плотностных характеристиках коры Южно-Карской синеклизы и северной части шельфа. На юге верхний этаж консолидированной коры ниже границы Ф однороден по плотности, а основные неоднородности сосредоточены в промежуточном структурном этаже, где выделяются переуплотненные блоки с плотностью 2,62–2,68 г/см³, появление которых связано с магматическими телами. К северу от Северо-Сибирского порога плотностные неоднородности сосредоточены в верхнем этаже консолидированной коры.

Магнитные источники выявлены на двух уровнях: в верхней части осадочного чехла, представленной слаболитифицированными осадками, и в консолидированной коре вблизи кровли фундамента. В пределах Южно-Карской впадины наиболее глубоко залегающие источники располагаются в нижней части осадочного чехла, пространственно совпадая с уплотненными телами. К северу от Северо-Сибирского порога наряду с этой группой имеется значительное количество источников в верхней части консолидированной коры, причем значительная часть магнитных источников совпадает с плотностными неоднородностями. В структурах Пайхойско-Новоземельской складчатой системы магнитные источники группируются вдоль субвертикальных плоскостей, которые интерпретируются как глубинные разломы.

Согласно концепции Н. А. Богданова и В. Е. Хаина, нашедшей отражение в «Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири (м-б 1 : 2 500 000)», «домезозойский фундамент» Южно-Карской впадины погружен на глубины 12—14 км, а в центральной части разделен на несколько приподнятых горстовидных блоков (Русановский, Рогозинский и др.), над которыми суммарная мощность мезозойско-кайнозойских отложений сокращена до 5—7 км. Блоки разделены глубокими рифтогенными трогами, имеющими перекрестный структурный план. В грабеновых структурах центральной части впадины мощность синрифтового пермскотриасового комплекса оценивается в 6—7 км, причем наличие связи этих структур с положительными гравитационными и магнитными аномалиями рассматривается как свидетельство глубокой переработки земной коры в рифтогенных зонах и проявления в них базитового магматизма.

Эта черта геологического строения Южно-Карской впадины свидетельствует о тесной связи со структурами Западно-Сибирской плиты, где рядом глубоких скважин, в том числе Тюменской сверхглубокой СГ-6, были вскрыты основные эффузивы трапповой формации (оливиновые и долеритовые базальты с прослоями красноцветных туфов, туфов базальтового состава, кластолав, туфобрекчий), перемежающиеся с отложениями континентального генезиса, со споро-пыльцевыми комплексами и остатками наземных растений раннего триаса (Сурков, Смирнов, 2003). Позднепермско-раннетриасовые субщелочные интрузивные и изверженные породы установлены на юго-западном ограничении Южно-Карской впадины в поле развития Байдарацкого разлома (Пономарев, Романова, 1983).

Зондирования МПВ, выполненные на территории низменности, показывают, что под зонами распространения пермско-триасового синрифтового комплекса поверхность М максимально приподнята (до 26–28 км) и имеет пониженные граничные скорости – 7,8–8,0 км/с, тогда как на периферии плиты эта поверхность залегает на глубинах 32–35 км и характеризуется граничными скоростями 8,0–8,2 км/с (Шипилов, Тарасов, 1998). Замеры теплового потока в морских скважинах и на Ямале свидетельствуют о повышенных (более 70-75 мВт/м²) значениях теплового поля над рифтовой системой Южно-Карской впадины, тогда как в бортовых ее зонах теплопотоки снижаются до 50-60 мВт/м² (Цыбуля, Левашкевич, 1992). Линейные магнитные аномалии мезозойского времени прослеживаются с территории Западной Сибири в пределы Южно-Карской впадины. Сложная сетчатая конфигурация аномальных зон указывает на то, что степень деструкции фундамента не достигала уровня, соответствующего спрединговым срединноокеаническим рифтам, а соответствовала типу внутриконтинентальных трапповых провинций или «каркасных тектоногенов» с субокеанической корой (Сурков, Смирнов, 2003).

Северо-Карская синеклиза занимает северную часть Карского шельфа и представляет собой закономерное сочетание прогибов (впадин) и поднятий, заложившихся на байкальском основании. В прогибах мощность осадочного выполнения достигает 10 км. Отложения представлены позднерифейско-кембрийской терригенной толщей (до 2,5 км), ордовикско-силурийской терригенно-карбонатной (около 2,5 км), девонской карбонатно-терригенной (более 2,5 км), карбон-пермской терригенной (около 500 м). На поднятиях палеозойские отложения либо отсутствуют, либо представлены редуцированными разрезами. Эта сложнопостроенная область перекрыта маломощным (до 1–2 км) плитным чехлом юрско-меловых терригенных образований.

8.2.3. Фундамент рифтогенных прогибов

В Южно-Баренцевской впадине, наиболее полно изученной глубинными сейсмическими исследованиями ГСЗ-КМПВ, кровля консолидированной коры, залегающей на глубинах 15-24 км, хорошо прослеживается по преломленной волне K₂ с V_{гр} = 6,8 км/с. По значению скорости волны граница соотносится с «базальтовым» слоем земной коры. Далее ее сменяет группа волн М, связываемых с поверхностью мантии. Волна К₁, которая уверенно отслеживалась на Печорском шельфе и сопоставлялась с поверхностью рифейского фундамента, в Южно-Баренцевской впадине отсутствует, что указывает и на отсутствие пород, соответствующих «гранитно-метаморфическому» слою. Эта волна перестает прослеживаться в пограничной зоне листрических сбросов, отделяющих впадину от Печорской синеклизы. С зоной сбросов совпадает резкое увеличение мощности верхнепалеозойско-триасового терригенного комплекса и выпадение из разреза карбонатного комплекса верхнего девона-карбона, что позволяет определить время разрыва и «редукции» гранитно-метаморфического слоя в Южно-Баренцевской впадине как допермское. Нижний предел этого процесса определяется на основе данных по Хибино-Харловской зоне глубинных разломов на Кольском п-ове, продолжающей на суше Южно-Баренцовскую систему разломов. Возраст континентальных осадочных толщ ловозерской, контозерской и харловской свит, заполняющих кальдерные структуры в кристаллическом цоколе, по фаунистическим данным определяется как среднедевонский-нижнекарбоновый, а изотопные датировки вулканогенных образований ловозерской серии дают оценки возраста 410 Ма (Каталог.., 2002; Пожиленко и др., 2002). Каменноугольный возраст предполагается для вулканогенно-осадочной толщи, выявленной при проведении ГСЗ-КМПВ в наиболее погруженной части Южно-Баренцевской впадины (Тулина и др., 1988). Высокие значения скоростных параметров толщи (V_{гр} = 5,3-5,6 км/с) и приуроченность к ней большого числа магнитоактивных тел показывают, что помимо терригенных пород в разрезе толщи большую роль играют вулканиты.

На Карском шельфе, судя по данным региональных геофизических съемок, тектоническая обстановка в зонах рифтогенной деструкции в общих чертах повторяет баренцевоморскую. В пользу этого говорят и данные глубинных сейсмических наблюдений, выполненных на трансекте «Ямал — Кяхта», который является континентальным продолжением морского геотраверса 2-АР. Структура нижних горизонтов земной коры здесь в основных чертах зеркально отражает прогибы в платформенном чехле, а амплитуда поднятия поверхности М достигает 10 км (Казаис, 1974). Судя по геолого-геофизической модели Енисей-Хатангского прогиба, уменьшение мощности земной коры в осевой части прогиба происходит за счет резкого сокращения мощности гранитного слоя, вплоть до полного его исчезновения (Сурков и др., 2002). Н. Л. Добрецов (2003), рассматривая эволюцию структур Западно-Сибирской низменности и Карско-Баренцевского шельфа, предположил, что в их пределах располагалась единая крупная трапповая провинция, возникновение которой в поздней перми-раннем триасе было обусловлено влиянием Сибирского суперплюма. Магматизм, связанный с этим суперплюмом, начался в Котуй-Маймечинском районе (первый этип — 250—253 Ма, второй — 246—240 Ма), продолжился на Таймырском побережье Карского моря (235—240 Ма), на Путоране, в рифтовых впадинах Западно-Сибирской плиты, в Кузнецком и Челябинском угольных бассейнах, и завершился на Таймыре (220—230 Ма) и Карско-Баренцевском шельфе.

8.3. СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

В вертикальном разрезе недислоцированных покровных комплексов Баренцево-Карского региона можно найти образования практически всего неогея — от рифея до голоцена, но распространение толщ различного возраста отличается крайней неравномерностью. Лишь на отдельных небольших участках можно встретить непрерывные последовательности, охватывающие подряд несколько систем. Как было показано ранее (Сейсмогеологическая... 1998; Верба, Матвеев, 2000), обе эти принципиальных особенности строения осадочного чехла данного региона являются следствием одной геодинамической причины — преобладания в его пределах на протяжении около 1 млрд лет режима растяжения, проявившегося в многократном повторении процессов рифтогенеза. Позднее Э. В. Шипилов интерпретировал такое сочетание процессов аккреции континентальной коры с ее дроблением как «пермско-триасовую интерференцию тектоно-геодинамических режимов» (Шипилов, 2003). Различаясь по продолжительности, интенсивности и унаследованности, эти движения создали на Западно-Арктическом шельфе уникальную геологическую обстановку, которая характеризуется необычно тесным соседством глубоких *рифтогенных* (миогеосинклинальных) прогибов, сложенных мощными толщами узкого стратиграфического диапазона и блоками древней стабилизации, в разрезе которых, наоборот, участвует большое число стратиграфических подразделений, но сравнительно малой мощности, характерной для плитных комплексов (Грамберг, 1988; Верба, Верба, 2002). Важнейшей общей чертой покровных комплексов является избирательное распространение дорифтовых комплексов, которые «избегают» районов проявления активного рифтогенеза. Так, например, дорифтовый карбонатный комплекс карбонанижней перми отсутствует в осевой зоне Баренцево-Северокарского мегапрогиба (Шипилов. 2003). Коллизионные явления локализованы на окраинах Баренцевского шельфа: байкальское смятие в Тимано-Канинском авлакогене, шовные каледонские движения типа strike-slip по разлому Карпинского-Троллсфьорд-Комагелв, киммерийское шарьирование на Новой Земле и аналогичные события в альпийское время на Шпицбергене. Каждому из этих событий в разрезе синхронных осадочных комплексов отвечает поверхность несогласия, которая прослеживается на прилегающих шельфах и позволяет расчленить разрез на крупные сейсмокомплексы.

Практически каждому хрону неогея можно поставить в соответствие два типа разреза, коренным образом различающихся по характеру геодинамических условий формирования. Один из них в формационном отношении принадлежит к ряду *склоновых* (миогеосинклинальных) или *окраинно-океанических* разрезов, а другой — к ряду типично платформенных — *перикратонных*, если он формировался на погруженной периферии платформы, или *хатакратонных*, если накапливался на относительной приподнятой ее области. Исключение составляют лишь отдельные толщи, сформировавшиеся в течение последнего, альпийского тектонического цикла, когда рифтогенные процессы сместились в сопредельные области Северного Ледовитого океана, а на преобладающей части Западно-Арктической континентальной окраины началось накопление *койлогенного* чехла, сплошным покровом перекрывшего все более древние разнородные образования.

В вертикальном разрезе обычно различают два структурных этажа — верхний или плитный, сложенный юрско-меловыми отложениями, и нижний — доплитный или промежуточный, в строении которого принимают участие все более древние образования (Сейсмогеологическая.., 1998). В нижнем этаже выделяют в свою очередь до четырех развитых неповсеместно структурных ярусов, разделяемых регионально выраженными, но, как правило, нерезкими несогласиями и сложенных различными по формационной принадлежности комплексами осадочных пород. Эти структурные ярусы — рифейский, вендско-кембрийский, ордовикско-среднедевонский и верхнедевонско-триасовый — соответствуют основным этапам тектогенеза, завершение которых совпадает с гренвильской, байкальской, каледонской и герцинской эпохами складчатости.

8.3.1. Рифейские покровные комплексы

Рифейские покровные комплексы развиты локально и присутствуют в составе чехла в трех районах Баренцевоморского шельфа — на северном склоне Балтийской антеклизы, на западе Новой Земли и на Шпицбергенской антеклизе, включая о. Медвежий. В этих районах отложения рифейского структурного яруса изучены в естественных обнажениях и представлены средне-верхнерифейскими преимущественно терригенными образованиями. Кроме того, наличие в основании осадочного чехла рифейских недислоцированных образований предполагается по геофизическим данным на Центрально-Баренцевском поднятии и в районе Адмиралтейского поднятия. На южном борту Баренцево-Северокарского мегапрогиба и на Центрально-Баренцевском поднятии рифейские отложения залегают в слабонарушенном состоянии и рассматриваются в качестве нижнего структурного этажа чехла Баренцевской плиты. Об относительно спокойном залегании этого комплекса можно судить по наличию многочисленных, хотя и непротяженных отражений на сейсмических разрезах, полученных в разные годы (Исанина и др., 2000). Отдельные фрагменты рифейского плитного чехла, представленного слабонарушенными субплатформенными пестроцветными терригенными и карбонатными отложениями, описаны на п-ове Варангер, о. Кильдин, п-ове Среднем, красноцветные, континентальные осадки гиперборейской серии развиты вдоль южного берега Кольского п-ова (Lyubtsov et al., 2000).

На о. Кильдин разрез плитного комплекса общей мошностью около 1,3 км представлен кильдинской серией верхнего рифея, расчлененной на семь свит. Нижняя, иерновская (140 м), сложена красноцветными и сероцветными глауконитовыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев. С размывом на ней залегает коровинская свита (55 м) серых субграувакк с прослоями строматолитовых известняков с рифовыми колониями типичного для верхнего рифея вида Gimnosolon ramsay Steinm, сменяющихся к верху красно-коричневыми кварцевыми песчаниками и алевролитами. Вышележащие безымянная (45 м), чернореченская (55 м) и песцовоозерская (180 м) свиты сложены пестроцветными и красноцветными полимиктовыми субграувакками и алевролитами с пачками кварцевых песчаников, глинистых сланцев и строматолитовых известняков. Придорожная свита (600 м) сложена однородной толщей серых глауконитовых субграувакк. в верхах появляются пачки аркозовых песчаников. Венчает разрез станциевоозерская свита (250 м) серых полимиктовых, аркозовых и кварцевых косослоистых песчаников, перекрытых горизонтом алевролитов. Структура разреза свидетельствует о проявлении в этом районе двух трансгрессивно-регрессивных циклов.

На **п-ове Среднем** более полный и мощный (до 1,8 км) разрез верхнего рифея охватывает четыре трансгрессивно-регрессивных цикла. В составе *кильдинской серии* развиты пестроцветные отложения, разделенные на 6 свит: *кутовую* (40 м — конгломераты), *иерновскую* (200 м — косослоистые сероцветные граувакки и глауконитовые аркозовые песчаники), *палвинскую* (260 м — серые кварциты и кварцевые песчаники с горизонтом 45 м красноцветных алевролитов в кровле), *поропелонскую* (280 м — конгломераты, песчаники, алевролиты и глинистые сланцы с фосфоритами), *землепахтинскую* (500 м — гравелиты, косослоистые аркозы и полимиктовые песчаники), *каруярвинскую* (250 м — красноцветные песчаники с линзами доломитов). С размывом и конгломератами в основании на *кильдинскую серию* налегает *волоковая серия*, состоящая из двух свит: *куяканской* (170 м — фосфороносные конгломераты и брекчии олистостромовой формации и косослоистые аркозовые песчаники с пачками глинистых сланцев) и *пуманской* (350 м — черные глинистые сланцы с типичными для верхнего рифея микрофоссилиями и субграувакки).

В тыловой части рифейского палеоконтинента (Терский берег Кольского п-ова, северное побережье Белого моря) одновременно с «морским» рифеем северной зоны формируется не затронутый деформациями, маломощный (250—500 м) плитный чехол, представленный гиперборейской серией пестроцветных (турьинская свита) и красноцветных (терская и чапомская свиты) конгломератов, косослоистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В каледонскую эпоху активизации (465—376 Ма назад) в плитном чехле образовались зоны гидротермальной минерализации, к которым приурочены месторождения самородного серебра, аметистов и флюорита. Плитный комплекс интрудирован дайками и малыми интрузиями щелочных пикритов, меланефелинитов, карбонатитов, возник ряд полей кимберлитовых трубок (часть из них алмазоносна). Локальные очаги мантийного магматизма на Терском берегу Белого моря возникали и в мезозое, о чем свидетельствуют датировки даек нефелинитов на Турьем п-ове — 170—150 Ма (Каталог, 2002; Пожиленко и др., 2002).

На прилегающем к Кольскому п-ову участке шельфа сейсмические данные о рифейских отложениях получены МАГЭ по Кольско-Канинской моноклизе. Кровле слабо-дислоцированного рифейского комплекса соответствует горизонт с граничными скоростями 5,5-5,8 км/с, прослеживаемый с перерывами на всем протяжении Кольской моноклинали вплоть до Центрально-Баренцевского поднятия. Ниже на профилях зарегистрирована однородная толща слабодеформированных осадочных пород мощностью до 5 км. Она отделяется от вышележащих слоистых осадков Pz-Mz комплекса слабовыраженным угловым несогласием. Толща полого (1-5°) наклонена к СВ. На профиле 1-АР в качестве верхнерифейской толщи показан интервал сейсмического разреза, ограниченный снизу преломляющим горизонтом Ф1, сопоставляемым с кровлей консолидированного нижнепротерозойского фундамента, а сверху - протяженным сейсмическим горизонтом Фо, который в равной мере хорошо выражен как в поле отраженных волн, так и преломленных и сопоставляется с подошвой венд-палеозойских отложений. Горизонт Фо выходит на поверхность морского дна в 15 км к северу от п-ова Рыбачий и прослеживается в полосе шириной до 200 км вдоль всей Кольско-Канинской моноклизы. На северном краю этой полосы кровля рифейского комплекса погружается на глубину 12 км. Граничные скорости на разделе Φ_0 составляют 5,7–5,8 км/с вблизи поверхности дна, а с погружением на большие глубины скорости монотонно растут, достигая значений 6,1-6,3 км/с на глубине 5 км, и 6,4-6,5 км/с на глубине 10-12 км (Исанина и др., 2000; Sakoulina et al., 2000). Наличие такой жесткой зависимости скорости от глубин является хорошим свидетельством того, что эта толща еще не утратила способности к уплотнению и, следовательно, не может быть отнесена к глубоко метаморфизованным комплексам фундамента. Ненарушенное залегание рифейской толщи характерно и для значительной части Центрально-Баренцевского массива, где с кровлей рифея сопоставляется преломляющий горизонт с V_{гр} = 5,5-5,9 км/с.

Характер рифейского комплекса заметно меняется и по падению, и по латерали. Маломощная *кильдинская* серия по клиноформной схеме замещается вдоль профиля более сложным литофациальным набором отложений, в составе которого можно различить две самостоятельных толщи мощностью 2,5–3,0 каждая. В итоге, формационный состав рифейского разреза северной части моноклизы приобретает признаки склоновых образований, свойственных Канинскому типу разреза. Между поверхностью Ф₁ и подошвой *кильдинской* серии на сейсмогеологических профилях повсеместно выделяется промежуточная толща осадочных пород с плохо выраженной слоистостью и множеством пакетов отражающих площадок. Возможно, она соответствует дельтовым фациям раннерифейских отложений серии тана-фиорд или комплексу BSC. На п-ове Рыбачьем мощность промежуточного слоя варьирует от 3 до 7 км (Пожиленко и др., 2002), а к востоку толща постепенно трансформируется в тонкий (не более 1,5 км) плащ отложений. В общем ансамбле формаций, слагающих разрез рифея, данный комплекс воспринимается как конденсированные осадки центральных, наиболее глубоководных частей рифтогенного бассейна.

В верхах рифейского комплекса появляется сначала очень тонкая (не более 0,5—1,0 км на удалении от берега 70—120 км), а потом утолщающаяся до 2,5—3,0 км осадочная формация, в составе которой, судя по наличию множества контрастных отражений в волновом поле МОВ, присутствуют различные литофациальные типы пород. Эта формация по положению в разрезе соответствует *табуевской* серии Канинского разреза. При такой трактовке нижележащая толща должна коррелироваться с тархановской серией, а подстилающий их комплекс BSC корелируется с *микулкинской* серией, начинающей разрез рифея на п-ове Канин. При принятии такой схемы корреляции сейсмических и геологических разрезов весь рифейский комплекс Кольско-Канинской моноклизы может быть отнесен к типу склоновых миогеосинклинальных формаций, маркирующих северо-восточную границу Восточно-Европейского кратона.

Докембрийские формации, обнаженные на площади около 5 км² в районе губы Северной Сульменевой на Северном о. Новой Земли, обычно рассматриваются в составе кристаллического основания архипелага, однако, по характеру слагающих их пород они больше соответствуют протоплатформенному чехлу (Кораго и др., 1992). В разрезе выделены две тощи якорнинская и удобнинская (Кораго и др., 1984). Первая, общей мощностью 365—440 м, сложена в нижней части разреза (35 м) диафторированными двуслюдяными плагиогнейсами, кварц-серицит-хлорит-эпидотовыми сланцами, рассланцованными мраморами и амфиболитами, а в остальной части — массивными и тонкополосчатыми, иногда сланцеватыми до плойчатости песчанистыми мраморами, содержащими гальку кварца, кварцитов и кварц-плагиоклазовых сланцев и реже валуны этих пород размером до 6 м; в верхней части разреза среди мраморов появляются прослойки кварцитовидных пород.

Удобнинская толща мощностью 650 м имеет более сложное строение: амфиболиты 50—60 м, диафторированные двуслюдяные плагиогнейсы и кристаллические сланцы с прослоями мраморов (90 м), мигматизированные амфиболиты (50 м), слюдяные сланцы, чередующиеся с мраморами, кварцитовидными породами и реже с амфиболитами (до 300 м), плагиогнейсы с прослоями кварцитов и мраморов (180 м). Залегание толщи в целом моноклинальное с крутым падением к востоку — юго-востоку, на отдельных участках вблизи дизъюнктивных нарушений осложненное мелкими складками. Возраст пород по U-Pb датировкам оценивается как 1 630—1 390 Ма (ранний рифей по (Кораго и др., 1992).

Отложения верхнего рифея-венда обнажаются в проливе Карские Ворота, в заливе Иностранцева, в окрестностях Русской Гавани и на Северном о. вблизи Митюшева Камня. В заливе Иностранцева разрез отличается монотонным терригенным составом, наличием мега- и микроритмичности, присутствием многочисленных горизонтов кварцевых песчаников с известковистым цементом и оползневых брекчий. Породы относительно слабо-метаморфизованы. Мощность толщи 2—3 км. Вместе с вышележащими осадками палеозоя рифейская толща образует единый субплатформенный мегакомплекс. В районе Русской Гавани к отложениям этого возрастного диапазона отнесены терригенные отложения *маковской* и *ломоносовской* свит мощностью 3—4 км.

На юге Новой Земли одновозрастные осадки формировались в более глубоководных фациях и подвергались метаморфизму в условиях зеленосланцевой ступени. В формационном отношении они соответствуют образованиям континентального склона, подножия и выровненного дна трогового бассейна. В разрезе у Карских Ворот выделяется четыре толщи: нижняя имеет смешанный песчано-алевролито-глинистый состав, вторая — преимущественно глинистый, третья — разнозернистый псаммитовый, а верхняя — песчано-глинисто-кремнистый. Для грубообломочных терригенных формаций характерны плохая сортировка и граувакковый состав, градационная слоистость, ритмичное строение, текстуры взмучивания и перемешивания осадка. Глинистая формация обладает однородным строением, а верхняя, песчано-глинистая толща характеризуется горизонтальной слоистостью и общим увеличением кремнистости и карбонатности вверх по разрезу. Общая мощность разреза более 2 км. Верхнерифейский-вендский возраст пород установлен по микрофоссилиям.

Таким образом, формационная зональность верхнепротерозойских осадочных образований на Новой Земле в целом аналогична отмеченной выше для окраины Восточно-Европейской платформы, но отличается от нее противоположным направлением смены сходных палеотектонических обстановок: на склоне платформы нарастание мористости происходит в СВ направлении, а на Новой Земле наблюдается зеркально симметричная ситуация. Эта особенность рифейских разрезов указывает на то, что рифтогенный рифейский бассейн, прослеживаемый вдоль всей северной окраины Восточно-Европейской платформы, на широте средней части Новоземельской гряды был ограничен другим древним массивом, склон которого, надо полагать, имел такую же СЗ ориентацию, что и Кольско-Канинский борт бассейна. Таким массивом могла быть древняя Баренция (Журавлев, Раабен, 1975). В пользу этого предположения свидетельствуют данные о зональности рифейских комплексов на Шпицбергенской антеклизе, а также характер более поздних тектонических деформаций, проявившихся в пределах всего этого рифейского субокеанического бассейна, отделявшего Баренцию от Восточно-Европейского кратона.

В конце венда-начале кембрия верхнепротерозойские отложения на Новой Земле подверглись складчатости, испытали слабый метаморфизм и сформировали позднебайкальский структурно-формационный комплекс основания, в котором превалирует СЗ ориентация тектонических элементов. По отношению к палеозойским формациям верхнепротерозойские комплексы залегают с угловым и азимутальным несогласием, причем простирание палеозойских структур преимущественно меридиональное, а более древних — субширотное. С удалением от Новой Земли, судя по магнитометрическим данным, складчатость ослабевает, и можно полагать, что на прилегающем шельфе верхнепротерозойские отложения находятся в менее нарушенном залегании, так что на Адмиралтейском мегавале их уже можно рассматривать в составе шельфового осадочного чехла. Такая же обстановка характерна и для поднятия Персея, расположенного на западном борту Северо-Баренцевской впадины. Третьим участком шельфа, где рифейские образования участвуют в строении платформенного чехла, выступает о. Медвежий. Здесь описана толща верхнерифейских карбонатов платформенного облика, выделенная в свиту руссехамна (Красильщиков, Лившиц, 1974). Толща не деформирована и полого наклонена к СВ, мощность ее оценивается, по геофизическим данным, в 1—1,5 км (Верба и др., 1982). Распространение этого древнего платформенного комплекса ограничено, вероятно, площадью шельфа, непосредственно прилегающего к острову и получившего у норвежских геологов наименование «платформы Стаппен».

Предполагается, что подобный комплекс платформенных образований рифейского возраста может быть развит и на северо-восточном борту Хинлопенского прогиба, на что косвенно указывают результаты обработки материалов магнитных съемок. Они свидетельствуют о наличии относительно маломощной (1-2 км) толщи между подошвой палеозойских покровных комплексов и поверхностью фундамента на шельфе к востоку от Шпицбергена и к югозападу от ЗФИ. Между этими крайними пунктами Шпицбергенской антеклизы, согласно геологическим данным (Красильщиков, 1973; Harland, 1998) и геофизическим построениям на прилегающем шельфе (Верба и др., 1982; Алехин и др., 1988), располагается полоса мощных терригенно-вулканогенных толщ рифейского возраста, среди которых различаются флишевые миогеосинклинальные формации склонового типа и эвгеосинклинальные океанические образования, слагающие нижнерифейский комплекс основания. Вышележащий средне-верхнерифейский комплекс представлен миогеосинклинальными образованиями (серии лумфьорд и *мерчисонбей* соответственно на Ню-Фрисланде и Северо-Восточной Земле), в составе которых отмечается закономерный переход от песчано-алеврито-глинистых пород внизу к глинисто-карбонатным и доломитовым вверху разреза. Мощность толщи также меняется закономерно: флишоидная толща софиебаген на западе имеет минимальную мощность — 1-2 км, на Ню-Фрисланде она максимальна - около 7 км, а в сторону Северо-Восточной Земли снова сокращается до 4-5 км, определяя тем самым местоположение зоны наибольшего прогибания в районе пролива Хинлопен. Формационная принадлежность рассматриваемой толщи не вполне ясна. Будучи геосинклинальной по условиям образования, она далеко не всегда отделяется выдержанным несогласием от недислоцированных отложений чехла. Вследствие такой двойственности положения в разрезе, толщу нередко рассматривают как переходную от комплексов основания к комплексам осадочного чехла (Хаин, 1978). Простирание межформационных границ и позднейших деформаций северо-западное, что позволяет считать рифейский комплекс Шпицбергена естественным продолжением Тимано-Печоро-Южноновоземельского пояса.

Таким образом, рифейский структурно-формационный комплекс представлен в Баренцевском регионе двумя типами разрезов. Один из них характеризуется ограниченными мощностями (1-2 км) и существенно карбонатным составом, вследствие чего характеризуется как плитный (хатакратонный). Для другого типа присущи мощности порядка 4-6 км и преимущественно терригенный состав, на основании чего этот тип определятся как перикратонный или склоновый. Отсутствие офиолитов и вулканитов андезитовой серии свидетельствует о том, что деструктивные процессы в рифейском Тимано-Печоро-Южноновоземельском осадочном бассейне миогеосинклинального типа не привели к полному разрыву континентальной коры. На присутствие гранитно-метаморфического слоя в основании гренвильского орогена косвенно указывает активное проявление посторогенного высококалиевого кислого вулканизма в том участке бассейна, который подвергся максимальному метаморфизму и деформации – в C3 блоке Шпицбергена. Исходя из этого, можно полагать, что величина раскрытия сфенохазма, отделявшего Восточно-Европейский массив от Баренции, увеличивалась от Тимана к Шпицбергену.

Наличие недислоцированных маломощных образований в разрезах этого возраста, отнесенных к типу хатакратонных, свидетельствует об установлении стабильного платформенного режима на отдельных участках рифейского бассейна. Их распространение было ограничено на юго-западе региона склоном Балтийского щита, а на северо-востоке — площадью древнего кратона Баренции. Последний в более поздние периоды оказался разобщенным разновозрастными рифтогенными процессами на отдельные блоки, реликты которых можно реконструировать в структуре Северо-Восточной Земли Шпицбергена, поднятия Персея, Адмиралтейского мегавала, о. Северного Новой Земли и Южно-Карской синеклизы.

8.3.2. Венд-кембрийский покровный комплекс

Выходы на современном эрозионном срезе венд-кембрийского покровного комплекса (ВКП) широко распространены по периферии шельфовой плиты. Отложения этого возраста установлены на архипелаге Шпицберген, о. Медвежий, Земле Франца-Иосифа, Новой Земле, п-ове Канин, на севере Кольского п-ова, а также вскрыты в ряде скважин в пределах Печорской низменности. В центральных областях Баренцевского шельфа присутствие этих отложений в ненарушенном залегании можно предполагать по геофизическим данным лишь в отдельных пунктах.

На о. **Медвежий** *ВКП* представлен аргиллито-алевролито-песчаниковыми отложениями свиты *серхамна* мощностью 115—125 м, с размывом залегающими на рифейских породах. Севернее, на архипелаге **Шпицберген**, мощность *ВКП* возрастает до 700—2 500 м, в нем появляются конгломераты, доломиты, известняки. От рифейских и ордовикских отложений *ВКП* отделен слабовыраженными несогласиями.

На **ЗФИ** к венду отнесены две толщи, вскрытые скважиной Нагурская-1. Верхняя (1,9– 2,9 км) сложена кварцитами и кварцитовидными песчаниками, а нижняя (2,9–3,2 км) — филлитами и кварцево-серицитовыми сланцами. Осадочные толщи прорваны интрузиями долеритов позднего палеозоя или мезозой-кайнозоя. В контактных зонах фиксируется повышение степени метаморфизма до хлоритовой фации, увеличение наклона слоев до 75°, локальная плойчатость. Вне термальных ореолов интрузий осадочные породы относительно слабо уплотнены ($\sigma = 2,5-2,77$ г/см³) и дислоцированы (наклон обычно не более 20°). Возраст пород определен как вендский по проблематичным находкам акритарх. К-Аг датировки дают одинаковые оценки — около 360 Ма, как для интрузий, так и для вмещающих пород.

На **Новой Земле** *ВКП* расчленен на пять свит, две из которых относятся к венду (*кривенерская*, 500-800 м, и *рейнекская*, около 500 м), две — к среднему кембрию (*астафьевская*, около 500 м, и *снежногорская*, 330 м), а пятая — к верхнему кембрию (*карпинская*, 500 м). В заливе Иностранцева и вблизи Митюшева Камня они представлены песчано-алевритовыми и глинистыми отложениями. Разрез характеризуется монотонностью, ритмичным строением (от мега- до микроритмичности), наличием многочисленных горизонтов кварцевых песчаников с известковистым цементом и оползневых брекчий, а также относительно слабым метаморфизмом. Между *ВПК* и перекрывающими его отложениями ордовика-силура несогласий не выявлено.

На севере Новой Земли в единый покровный комплекс, без внутренних перерывов и несогласий, включаются осадочные толщи от рифея до среднего кембрия с ритмичным строением разрезов. Наиболее древней является терригенная формация верхнего рифея — низов кембрия, характеризующаяся существенным кварцевым составом, повышенной известковистостью и присутствием горизонтов оползневых карбонатных конгломерато-брекчий. По вертикали ее сменяет карбонатно-терригенная формация (400—500 м), представленная переслаиванием черных известковисто-кремнистых алевролитов, серицит-хлорит-кремнистых, реже алеврито-глинистых сланцев, иногда известняков и песчаников. Толща условно отнесена к нижнему-среднему кембрию и со стратиграфическим несогласием перекрывается среднеордовикской существенно терригенной формацией.

В **Печорской синеклизе**, судя по данным бурения, в *ВКП* преобладают вулканогенно-осадочные породы, объединяемые в *лаптопайскую* серию мощностью 1,5—2,5 км. Серия несогласно, трансгрессивно залегает на складчатом основании. В составе серии преобладают терригенные образования, имеющие в вендской части разреза молассоидный облик; в кембрийском горизонте эпизодически встречаются прослои карбонатов. Мощность разрезов *ВПК* нарастает от первых сотен метров на западе и севере до 2—2,5 км на северо-западе и юго-востоке.

На шельфе в южной части Баренцевской плиты, судя по сейсмическим материалам, отложения этого возраста выделяются как специфический сейсмостратиграфический комплекс *(CCK)*, заключенный между отражающими горизонтами V и VI. Мощность *CCK* возрастает от 1 км на западе Печорского шельфа до 2–3 км вблизи Новой Земли. Оба отражающих горизонта, ограничивающих *CCK*, обнаруживают несогласное трансгрессивное налегание вышележащих пород на подстилающие и смещение однотипных сейсмофаций к юго-западу вслед за передвижением береговой линии в этом направлении. Эта особенность позволяет интерпретировать *CCK* как перикратонную формацию, отложившуюся на подвижной окраине молодой платформы, и включать *CCK* в состав катаплатформенного чехла. В *ВКП*, как и рифейском структурном ярусе, различаются, хотя и не столь отчетливо, два типа комплексов: маломощные терригенно-карбонатные образования внутренних стабильных зон платформенных блоков и более мощные терригенные толщи пери- или интракратонных прогибов (рис. 8.4).

8.3.3. Ордовикско-среднедевонский покровный комплекс

Ордовикско-среднедевонский покровный комплекс (ОПК) вместе с толщей перекрывающих его пород составляет основное осадочное выполнение Баренцевского шельфа. Вещественный состав ОПК изучен в скважинах и естественных обнажениях на Шпицбергене, Медвежьем, Новой Земле и на Печорской низменности. Строение ОПК неоднородно. Наиболее широким латеральным распространением пользуются ордовикско-силурийские образования (рис. 8.5). На северо-западе региона ордовикские толщи сложены преимущественно карбонатными фациями, мощностью 0,5–1,5 км, а на юге и востоке — терригенными, мощностью 0,3–0,9 км. На фоне этих типично платформенных фаций выделяется локальный участок на юге Печорского шельфа, где сейсмическими работами выявлен грабенообразный Гуляевский прогиб, выполненный мощной (4,5–5 км) толщей осадочных пород среднего-позднего ордовика. В основании этой толщи присутствуют и более древние отложения, возраст которых неясен. Граничные скорости на поверхности фундамента здесь составляют 6,7 км/с.

На юге **Новой Земли** ордовикские отложения залегают на подстилающих рифейсковендских, с резким угловым и азимутальным несогласием. Нижний отдел ордовика представлен пестроцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами и известняками, средний терригенно-карбонатными породами при преобладании карбонатных, а верхний — пестрои темноцветными карбонатно-терригенными толщами. В строении карбонатной формации позднего ордовика-позднего силура принимают участие известняки с многочисленными органическими остатками и реже — седиментационные доломиты. Мощность варьирует от 2 180 м до 1 350 м. Вышележащая терригенно-карбонатная формация представлена алеврито-глинистыми сланцами, брахиоподовыми и глинистыми известняками мощностью 350—1000 м. Эти карбонатные мелководные шельфовые формации входят в состав единого нижне-среднепалеозойского плитного комплекса. Остальную часть разреза силура в центральной зоне Новой Земли слагает известняково-доломитовая толща, вверху содержащая пачки песчаников, сланцев и конгломератов. В западном направлении роль грубообломочных пород возрастает, а алевролитов и сланцев — снижается.

В центральной зоне Новой Земли выделяются два типа разрезов нижнего отдела *ОПК*. На востоке, в Пахтусовской антиклинали, в разрезе выделяются песчано-глинистая (200– 250 м) и карбонатная (350–400 м) формации открытого шельфа. На остальной части центральной зоны архипелага распространены терригенные формации мощностью 1–1,4 км, для которых характерны переходы по латерали и вертикали от груботерригенных (песчаноконгломератовых) до алеврито-глинистых отложений. На юго-западе, в губе Митюшиха, разрезы характеризуются наиболее грубым составом отложений и выпадением кембрийских и большей части ордовикских слоев. Восточнее разрезы сложены полным набором отложений от верхов нижнего кембрия по силур включительно. Нижние части разреза представлены глинистыми сланцами, среднекембрийские слои — кварцитовидными песчаниками, а отложения верхнего кембрия, ордовика и низов силура — чередованием толщ песчано-конгломератового и алеврито-глинистого состава. Мощность — от 600 м в районе губы Грибовой до 2 500 м в районе оз. Ледникового.

На севере Новой Земли разрез *ОПК* начинается среднеордовикской существенно терригенной формацией (1 400 м), представленной переслаиванием песчаников с алевролитами, аргиллитами и известняками. Выше располагается глинистая формация (300–400 м) среднеордовикского возраста и формация кварцевых песчаников с прослоями и пачками аргиллитов (250–550 м) верхнего отдела (рис. 8.6). В разрезе силура выделяются известково-глинистая формация (400–600 м) и две терригенных — песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов мощностью 300–450 м и ритмичное переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников (500–800 м). Формации образуют две группы: одна представлена аспидными и флишоидными глубоководными отложениями верхнего протерозоя-среднего ордовика, а другая — флишоидными относительно глубоководными и молассоидными мелководными отложениями верхнего ордовика-силура.



Рис. 8.5. Корреляция разрезов раннепалеозойских отложений Баренцевоморского региона (слева направо):

Печорской синеклизы (Дедеев, Запорожцева, 1985), Западно-Кольского прогиба (фрагмент сейсмического профиля 1-АР), о. Эдж (скважина Роддендален) (Шварц, 1985) и Земли Сёркап на Шпицбергене (Harland, 1998)



Рис. 8.6. Сейсмический разрез через Пахтусовский прогиб (фрагмент профиля 2-АР, СЗ часть Карского отрезка профиля):

На разрезе под койлогенным юрско-меловым покровом Южно-Карской синеклизы виден мощный однородный слабодеформированный сейсмостратиграфический комплекс, который сопоставляется со среднепалеозойскими геосинклинальными отложениями Пахтусовского прогиба и подстилается акустически жестким КССК, условно датируемым ранним палеозоем

Формирование рассмотренных комплексов на севере Новой Земли происходило, вероятно, в узком троговом прогибе рифтогенного (авлакогенного) типа, обладавшем довольно крутыми склонами, о чем свидетельствуют широкое развитие фаций склона и подножия (гравитационных и мутьевых потоков) и выровненный рельеф дна бассейна с нарушенным режимом аэрации, обусловившим образование аспидных формаций. Верхняя группа формаций является вещественным выражением процесса заполнения и постепенного отмирания этого рифтогенного прогиба. Пестрота и невыдержанность формаций по латерали являются результатом сочетания двух разноплановых факторов: неравномерности поступления обломочного материала, транспортируемого с запада из полосы орогенов, и различной интенсивности накопления собственных, бассейновых тонких осадков на удаленных от области размыва участках моря.

В остальных районах шельфа данный комплекс отложений пользуется ограниченным распространением. На северо-западе региона отложения ордовика представлены преимущественно карбонатными фациями, мощностью в первые сотни метров (Шварц, 1985; Harland, Dowdeswell, 1988). Отложения силура весьма изменчивы по простиранию и развиты локально. Мощность их меняется в пределах от нуля до 1500-1600 м (на востоке региона). На западе региона силурийские отложения известны на о. Эдж (морские карбонаты) и в районе Сент-Джонс-фьорда (конгломераты). Их мощность оценивается в первые сотни метров. На о. Медвежий и ЗФИ силур выпадает из разреза. Нижне-среднедевонские отложения на большей части плиты отделяются от нижележащих перерывом в осадконакоплении. Исключение составляют глубокие авлакогенные прогибы — Девонский, Колвинский и другие, где перерыв не выражен. В этих прогибах девон представлен мощной толщей отложений — терригенных на западе и юге, и карбонатных — на востоке. Мощность их соответственно — 3,5 км и 1,5–2,5 км. По сейсмическим материалам в этой толще прослеживаются отражающие горизонты IV (в подошве) и III₃ (в кровле), на которых обычно фиксируются несогласия типа подошвенного налегания. За пределами отмеченных прогибов мощность девонских отложений заметно сокращается, и в сейсмических профилях они неотличимы от подстилающих отложений ордовикско-силурийского структурного яруса.

Таким образом, разрезы ОКП уверенно разделяются на два типа. Один тип представлен платформенными сравнительно маломощными образованиями терригенно-карбонатного состава, а другой - мощными толщами терригенных и карбонатных пород, выполняющих авлакогеноподобные прогибы. Верхняя граница структурного яруса совпадает с поверхностью перерыва, который почти повсеместно фиксируется в подошве франских отложений. В разрезах Шпицбергена, Печорской низменности и юга Новой Земли верхнедевонские отложения залегают на подстилающих с размывом. Судя по составу обломков в базальных конгломератах пашийского горизонта, в Печорской синеклизе размыв иногда достигал ордовикских отложений. На о. Медвежий породы верхнего девона залегают непосредственно на рифейских. В ряде мест на Новой Земле и на Печоре к этому рубежу в разрезе приурочены интенсивные проявления основного магматизма. Материалы морских сейсмических работ показывают, что граница между девоном и карбоном (ОГ III₃) имеет лишь слабые признаки эрозионной поверхности (Шкарубо, 1999). Дополнительные геологические исследования границы между девонскими и карбоновыми отложениями на о. Зап. Шпицберген и здесь не подтвердили наличия углового несогласия: осадки карбона без размыва налегают на косослоистую пачку песчаников дельтовой фации. Ранее это соотношение было ошибочно интерпретировано, как признак различной деформированности отложений и послужило основанием для выделения «свальбардского» этапа диастрофизма (Harland, Dowdeswell, 1988).

8.3.4. Верхнедевонско-триасовый покровный копмлекс

Верхнедевонско-триасовый покровный комплекс (ТПК) развит на всей площади шельфа. Как и в нижележащих ярусах, в ТПК различаются два типа разрезов. Один представлен типично плитными образованиями умеренной мощности (2,3-4,6 км), а другой — авлакогенной толщей мощностью до 15 км. Плитный тип разреза установлен на юге Печорского шельфа и одноименной низменности, в окрестностях архипелага Шпицберген, на Центрально-Баренцевском поднятии, а также предполагается на поднятиях Персея, Лоппа и Адмиралтейском, где в них различают два структурно-вещественных комплекса: нижний, карбонатный (верхний девон-нижняя пермь) и верхний, терригенный (верхняя пермь-триас). Граница между ними скользит по разрезу, смещаясь к подошве перми в северной и восточной частях шельфа и к кровле перми — на западе региона. В пределах Центрально-Баренцевского поднятия стратиграфический объем ТПК достоверно не определен, поскольку имеющиеся данные МОВ-ОГТ не дают возможности уверенно проследить отражающие горизонты от изученных бурением районов Печорской синеклизы через погруженные области БСКМ. Мощность нижнего, карбонатного комплекса меняется от 2,6 км на о. Колгуев до 1,2 км на о. Зап. Шпицберген. Мощность верхней, терригенной части ТПК в районе о. Колгуев – 1,3–2 км, на востоке Шпицбергена – не более 1 км, а на о. Медвежий — лишь 200 м. Важной особенностью нижнего подъяруса выступает его существенное утонение на бортах поднятий и полное отсутствие в пределах наиболее погруженных областей БСКМ.

Авлакогенный тип разреза доступен для непосредственных наблюдений лишь в двух пунктах. На Гусиной Земле обнажен полный разрез верхней перми (8—10 км), сложенный почти исключительно песчаниками, и нижнего триаса (1 км), также представленный терригенными образованиями, содержащими маломощные прослои вулканогенных пород. Второй разрез аналогичного типа известен на ЗФИ, где глубокими скважинами вскрыта триасовая парагеосинклинальная толща смешанного аргиллито-алевролит-песчаникового состава мощностью в 5— 6 км. Кроме того, геофизическими наблюдениями в южной части Баренцевского шельфа выявлена нижнепермская терригенная толща мощностью 5 км, местами подстилаемая мощным, не повсеместно развитым комплексом галогенных образований. Ниже по разрезу работами КМПВ было установлено присутствие относительно высокоскоростной толщи предположительно вулканогенно-терригенного состава, возраст которой условно, по аналогии с контозерской серией Кольского п-ова, определен как позднедевонский-нижнекаменноугольный. Мощность этой толщи, связываемой с начальным этапом рифтогенеза в БСКМ, оценивается в 4–8 км, а по граничным скоростям (5,3–5,6 км/с) она занимает промежуточное положение между комплексами основания и низов осадочного чехла и потому трудноотличима и от тех и от других. Распространение авлакогенных комплексов контролируется пределами рифтовых впадин БСКМ.

В сейсмическом разрезе осадочные комплексы плитного типа представлены серией почти параллельных отражающих горизонтов — III, II, I и A (с различными индексами), отличительной чертой которых является выдержанность по простиранию, горизонтальность залегания и слабая выраженность несогласий. В отличие от этого авлакогенный тип разреза характеризуется в сейсмической записи невыдержанной по простиранию картиной (рис. 8.7). Сейсмические горизонты отличаются невысокой акустической жесткостью и отсутствием горизонтальных поверхностей. Вследствие этого в многокилометровой толще отложений верхнего перми-триаса практически отсутствуют опорные горизонты, и ее расчленение производится по пакетным признакам и условным, непротяженным горизонтам, не имеющим, как правило, регионального распространения. Некоторое исключение составляют горизонты la в основании терригенной толщи перми и А – в основании триаса, которые прослеживаются на значительной части Баренцевского шельфа. Кроме того, в сейсмическом разрезе авлакогенного типа фиксируется множество фантомных горизонтов, которые, несмотря на малую протяженность, обнаруживают отчетливые признаки несогласного залегания - подошвенного налегания, кровельного прилегания, эрозионного вреза и т.п. Чаще всего они приурочены к триасовой части разреза (рис. 8.8).

Подошва триаса обычно проводится по сейсмическому горизонту А, на котором детальными наблюдениями выявляются следы слабовыраженного несогласия. На востоке плиты это несогласие носит характер эрозионного среза, на юго-востоке относится к типу подошвенного налегания, а на периферии Северо-Баренцевской впадины — подошвенного прилегания. Примечательно, что в наиболее погруженных зонах впадин признаков несогласного залегания в основании триасовых отложений не наблюдается. На Шпицбергенском шельфе в подошве триасовых отложений фиксируется лишь слабовыраженное несогласие типа подошвенного налегания, а на суше архипелага несогласие выражено более четко. На Новой Земле несогласия в этой части разреза не наблюдается. На ЗФИ пермские отложения выпадают из разреза вследствие предтриасового размыва, однако и здесь размыв не сопровождается угловым несогласием.

Эрозионные поверхности фиксируются также и внутри триасовой толщи в виде непротяженных, неровных отражений группы A₁—A₃. В пермской части разреза на юге шельфа выделяются три характерных разновидности сейсмофаций — склоновые с широким развитием клиноформ, фации подножия с хаотическими или волнисто-слоистыми отражениями и «немые» фации глубокого моря, прозрачные в акустическом отношении.

Разрезы среднего палеозоя на **Новой Земле** в целом разделяются на два типа: западный и восточный. Первый свойственен районам, прилегающим к побережьям Баренцева моря, а второй — Карского. Несмотря на значительную фациальную изменчивость отложений по латерали, разрезы нижнедевонских толщ вполне сопоставимы на всей территории Новой Земли, и она практически может рассматриваться в качестве единой структурно-формационной зоны.

Отложения среднего палеозоя в западной зоне образуют группу терригенно-карбонатных шельфовых формаций и входят вместе с нижнепалеозойскими в единый шельфовый комплекс отложений. Среди девонских отложений (2,3–2,8 км) преобладают карбонатные, реже карбонатно-терригенные породы — разнообразные известняки, часто органогенные и седиментационные доломиты. В районе Русской Гавани низы этой формации переходят в карбонатно-терригенную формацию (до 1 км), сложенную кварцевыми песчаниками, кварцитами, алевролитами и сланцами с прослоями доломитов. В разрезе верхнего отдела, залегающего обычно с небольшим размывом, присутствует вулканогенно-осадочная толща раннефранского возраста (100–500 м), представленная базальтами и их туфами, кварцевыми песчаниками, алевролитами, разнообразными известняками и конгломератами в основании разреза. Вулканические образования наиболее широко развиты в центральных частях Новой Земли, тогда как крайний



Рис. 8.7. Сопоставление разрезов девонских авлакогенов:

Демидовского на Центрально-Баренцевском поднятии (верхний профиль, составленный по материалам работ на опорном профиле 1-АР) и Денисовского на Печорской синеклизе (нижний разрез, составленный по данным А. Л. Кунько, местоположение показано на врезке). Стратификация выполнена по М. Л. Вербе



Рис. 8.8. Сейсмический разрез Баренцевской шельфовой плиты по опорному профилю 1-АР:

Северная часть профиля (правая часть рис.) соответствует Северо-Баренцевской впадине, выполненной мощным синрифтовым верхнепалеозойско-триасовым комплексом. На профиле выделены пакеты отражений от поверхности фундамента и границы М на склоне Балтийской антеклизы и Центрально-Баренцевском поднятии (южная часть профиля) и затухание этих отражений в наиболее погруженной области рифтогенного Баренцево-Северокарского мегапрогиба

юго-восток и север (к северу от Русской Гавани) в вулканическом отношении пассивны. Залегающие выше отложения представлены карбонатами (1,4-2,5 км), имеющими широкий возрастной диапазон — от позднего франа по средний карбон включительно. Нижне- и среднекаменноугольные толщи также характеризуются карбонатным составом. В основании разреза, как правило, присутствуют песчано-конгломератовые осадки небольшой мощности, залегающие на юге архипелага с размывом на силурийские, а на севере образующие с последними единый комплекс.

Отложения нижнего девона и карбона на севере Новой Земли объединяются в группу карбонатных шельфовых формаций плитного комплекса. На крайнем северо-востоке архипелага отложения этого времени развиты локально или совсем отсутствуют. В районе залива Циволько мощность нижнекарбоновой формации не превышает 60—110 м.

На юге Новой Земли разрез девона в целом аналогичен описанному выше. Разными особенностями обладает разрез вулканогенно-терригенной формации раннефранского возраста, которая представлена ритмичным переслаиванием известковистых песчаников, алевролитов, сланцев кремнистых и кремнисто-глинистых пород, причем роль последних возрастает в северо-восточном направлении, поскольку базальты и туфы развиты преимущественно в бассейне р. Рогачева, а к северу они редки, либо отсутствуют вообще, так как их замещают комагматичные интрузивные и субвулканические образования. В строении вышезалегающих позднедевонских отложений доминирует кремнисто-глинистая формация (500–600 м), характерной чертой которой служит присутствие в разрезе пачек глинистых сланцев «доманикового» типа. Песчано-кремнисто-известняковая формация нижнего карбона представлена маломощными (20–100 м) известняками и песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов.

Таким образом, общей особенностью разрезов западной зоны Новой Земли является латеральная вариация мощности отложений при относительном постоянстве их формационной принадлежности. Весьма характерным в этом отношении примером может служить разрез губы Грибовой, в котором при общей мощности 1000 м можно выделить все основные формации девона-нижнего карбона. В разрезах восточного берега Новой Земли в нижнем девоне также превалируют разнообразные известняки (550–700 м). Среднедевонские толщи (700–800 на юге и 120–150 м на севере) имеют известково-глинистый состав, а в верхней части повсеместно присутствуют горизонты кварцевых песчаников. Разрезы верхнего отдела представлены вулканогенно-терригенными и карбонатно-кремнисто-глинистыми породами. Нижнекаменноугольные толщи характеризуются малыми мощностями и карбонатно-кремнисто-глинисты состав. вом. Отложения среднего-верхнего карбона имеют кремнисто-карбонатно-глинистый состав. Среднепалеозойские отложения этой части Новой Земли могут быть объединены в группу кремнисто-карбонатно-терригенных формаций и отнесены к классу черносланцевых. Глубоководный бассейн, в котором происходило их накопление, имел, вероятно, рифтогенную природу и был достаточно узким, так как в разрезах его восточной части фиксируется обломочный материал, привнесенный из области сноса, которая располагалась в границах современного Карского шельфа.

Позднепалеозойские отложения Новой Земли также невыдержаны по простиранию, но формационная их зональность подчиняется иной закономерности. Их изменчивость проявляется в основном в меридиональном направлении, хотя в некоторых чертах они наследуют и раннепалеозойскую, и среднепалеозойскую зональность.

На юге Новой Земли выделяются Баренцевская, Рогачевская и Карская структурно-формационные зоны, отличающиеся составом и мощностью слагающих их толщ и в значительной степени наследующие тектоническую зональность, заложенную в предшествующие эпохи (Кораго и др., 1992). Разрезы отложений С₂—Р₁ характеризуются здесь сокращенными мощностями, карбонатно-кремнистым и карбонатно-кремнисто-глинистым составом осадков. В основании разреза залегает специфическая марганценосная карбонатно-кремнисто-глинистая формация, имеющая возраст от среднего карбона до низов поздней перми и, видимо, однотипная современным глубоководным отложениям, содержащим железо-марганцевые конкреции.

В разрезах нижней перми (и части уфимского яруса) присутствуют косослоистые известковистые песчаники и известняки, фтаниты, радиоляриты (150–500 м). На восточном берегу Южного о. на этом стратиграфическом уровне выделяется известково-песчано-глинистая формация (700–900 м), которой свойственно преобладание аргиллитов и алевролитов с присутствием в верхней части прослоев песчаников и хлидолитов, а в нижней — мощных пачек песчаников и песчанистых известняков. Вверх по разрезу ее сменяет терригенная формация средней части уфимского яруса, сложенная песчаниками, хлидолитами с прослоями алевролитов и аргиллитов (700–800 м).

Выше располагается терригенная формация (1 800–2 100 м) верхнеуфимского — татарского возраста. Более высокие горизонты перми и нижнетриасовые отложения слагают терригенную формацию (850–1150 м), в строении которой участвуют песчаники, алевролиты, аргиллиты, валунно-галечные конгломераты, а в нижней части — редкие горизонты туффитов среднего-основного состава. В целом верхнепермские толщи, принадлежащие новому седиментационному циклу и занимающие около 40% обнаженной площади на юге Новой Земли, образуют мощную регрессивную серию осадков и слагают преимущественно синклинорные зоны. Нижнетриасовые отложения, известные всего в четырех выходах, связаны с нижележащими толщами постепенными переходами и, судя по характерной примеси пеплового материала, являются предвестниками нового этапа тектоно-магматической активизации.

В центральной части Новой Земли, в районе залива Циволько в средне-позднекаменноугольном разрезе выделена кремнисто-глинистая формация (100—130 м), в строении которой принимают участие глинистые сланцы, глинистые силициты, фтаниты, кремнистые и обломочные известняки. Отличием этих северных разрезов является присутствие в составе нижнепермской формации маломощных горизонтов карбонатов марганца. Характерными чертами вышележащего разреза нижней перми являются большие мощности (1 700–2 100 м), значительная роль хлидолитов и присутствие линз конгломератов. Выше ее сменяет терригенная формация, представленная известковистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами (1 100–1 700 м).

Таким образом, в генетическом отношении отложения верхнего палеозоя-нижнего триаса обособляются в три группы формаций: глубоководных аспидных (средний карбон — низы верхней перми), терригенных флишоидных (верхняя пермь) и мелководных молассоидных (верхи перми — низы триаса). На крайнем северо-востоке Новой Земли верхний палеозой представлен в существенно иных фациях — здесь развита нерасчлененная толща верхов среднего карбона — перми (до казанского яруса), сложенная известняками, известковисто-глинистыми сланцами, кварцевыми песчаниками, реже гравелитами (600—700 м), сформировавшимися в предельно мелководных прибрежно-морских условиях. Толща трансгрессивно залегает на породах нижнего карбона (Ледяная Гавань) или нижнего девона (залив Екс) и совместно с карбонатными формациями нижнего девона — карбона выделена в самостоятельный структурноформационный комплекс, накапливавшийся в плитных условиях. На шельфе Карском доюрские отложения достоверно выявлены только на северо-восточной окраине осадочного бассейна, у Северной Земли. Кроме того, в последние годы появились сведения о присутствии на Ямале девонских рифовых построек, представляющих перспективный объект нефтепоисковых работ. Сейсмопрофилирование в области сочленения Уральского складчатого пояса, Пай-Хоя и южного борта Карской синеклизы выявило в Байдарацком проливе пермско-триасовые комплексы, перекрытые с угловым несогласием юрским плитным чехлом, что указывает на присутствие палеозойских осадочных образований в составе недислоцированных комплексов осадочного чехла Южно-Карской синеклизы (Каныгин и др., 2000).

8.3.5. Юрско-меловой покровный комплекс

Юрско-меловой койлогенный комплекс *(ЮКК)* наиболее распространен на шельфе и является основным объектом нефтегеологических исследований. Строение разрезов *ЮКК* поразительно однообразно на огромной площади (рис. 8.9).

В южной зоне Карского шельфа и на п-ове Ямал общая мощность мезозойско-кайнозойского чехла составляет 4,5-5,0 км, а в сводовых частях крупных положительных структур сокращается до 2,5 км (Ронкина, Бро, 1984; Армишев, Десятков, 1993; Чернавских, 1994). В нижней части разреза выделяется песчано-алевролитово-глинистый комплекс, разделяющийся на четыре толщи. Первая толща мощностью не более 100 м представлена аргиллитами с маломощными прослоями кварц-полевошпатовых песчаников, содержащих обугленные растительные остатки. Вторая толща мощностью 117-129 м сложена пачками песчаников и алевролитов по 20-30 м, разделенными маломощными прослоями аргиллитов. Породы обогащены углистым детритом и содержат спорово-пыльцевой комплекс, характерный для низов средней юры. Толща сопоставляется с верхне-ааленскими отложениями Усть-Енисейского района. Третья толща (124-154 м) сложена алевритовыми, с прослоями известняков и известковистых песчаников, мелкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками, содержащими растительный детрит и водоросли. Отложения весьма сходны с разрезом морского байоса Усть-Енисейского района. Четвертая толща (61-132 м) представлена неравномерным чередованием пластов песчаников, алевролитов и аргиллитов, обогащенных углистым детритом. В верхней части отмечаются пачки мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, мощностью до 30 м, из которых на отдельных площадях (например, Новопортовской) были получены фонтанные притоки газа с дебитом до 190 тыс. м3/сутки. По литологическому составу, текстурным особенностям и электрической характеристике отложения толщи уверенно сопоставляются с верхами тюменской свиты центральных и южных районов Западно-Сибирской платформы и могут быть отнесены к бату. Общая мощность нижне-среднеюрского комплекса увеличивается в восточном направлении.

Таким образом, для арктической части Западно-Сибирской низменности и прилегающих с севера акваторий характерно развитие нижне-среднеюрских отложений преимущественно в морских фациях, в отличие от синхронных комплексов тюменской свиты центральных и южных районов низменности, где в основном распространены озерно-аллювиальные фации. В строении серии проявляется определенная ритмичность осадконакопления, выражающаяся в чередовании существенно глинистых и песчано-алевритовых толщ. Накопления глинистых осадков связываются с лейасово-раннеааленской и байосской морскими трансгрессиями. Песчано-алевролитовые осадки формировались в основном в верхнеааленское и батское время.

Верхнеюрские отложения представлены слоистыми, участками сидеритизированными, слабоалевритовыми, иногда битуминозными аргиллитами и глинистыми алевритами с пиритизированными остатками водорослей. В нижней части разреза, соответствующей келловею, породы в значительной степени обогащены углистым детритом. В сводах поднятий кровля верхней юры бывает размыта, и из разреза выпадают, по-видимому, волжские и, частично, кимериджские отложения. Мощность изменяется от 46 до 120 м.

Валанжинские отложения подразделяются на две толщи. Нижнюю, глинистую (нижнийсредний валанжин), слагают алевритистые аргиллиты или тонкое ритмичное чередование алевролитов и аргиллитов. В подошве толщи выделяется пласт песчаников. В ряде локальных структур низы нижнемеловой толщи вместе со значительной частью верхнеюрских осадков в своде размыты в предверхневаланжинское время, а на крыльях глубина размыва была незначительной, и часть толщи сохранилась. В соответствии с этим мощность колеблется от 0 до 80 м. Толща верхнего валанжина сложена песчаниками, алевролитами и глинами, содержащими растительный детрит. Мощность отдельных прослоев изменяется от 1 до 20 м. В тех местах, где верхнеюрские и нижне-средневаланжинские отложения размыты, и эрозионный рельеф характеризуется неровностями, мощность толщи резко увеличивается от обычных 24 до 160 м.

Разрез *готтерива* (170 м) слагают тонкоплитчатые алевритистые аргиллиты с пиритизированными остатками водорослей. В присводовых участках в низах развиты сильно глинистые, нередко известковистые алевролиты, а непосредственно над продуктивными отложениями в керне отмечается плохо окатанная галька.

Баррем-аптские отложения (700 м) представлены чередованием прослоев песчаников, алевролитов и глин различной мощности и хорошо сопоставляются с танопчинской свитой, повсеместно выделенной в низовьях р. Оби. Нижняя часть разреза характеризуется большей песчанистостью, по сравнению с верхней.

Альб-сеноманские отложения (400 м) подразделяются на две толщи. Нижняя сложена алевритистыми глинами с остатками пиритизированных водорослей. В ее составе выделяются три глинистых пачки мощностью от 30 до 50 м, разделенных маломощными прослоями алевролитов и песчаников. По литологическому составу толща сопоставлена с нижней подсвитой *ханты-мансийской* свиты западных районов низменности. Мощность достигает 150 м. Верхняя толща представлена неравномерным переслаиванием невыдержанных по простиранию пластов песчаников, алевролитов и глин. В возрастном отношении она соответствует верхней части *ханты-мансийской* свиты и *уватской* свите западных районов низменности.

Турон-датские отложения (до 350 м) представлены глинистой толщей и хорошо сопоставляются с кузнецовской, березовской и ганшинской свитами западных и центральных районов низменности.

Палеогеновые отложения керном охарактеризованы слабо и могут быть выделены по сопоставлению электрокаротажных диаграмм со скважинами, пробуренными в низовьях р. Оби. К палеоцену в скв. 66 Новопортовского месторождения (интервал 212—265 м) условно отнесена толща глин с прослоями песчано-алевритовых пород в верхней части. Эоценовые отложения представлены опоковидными глинами.

Четвертичные отложения развиты повсеместно и представлены песчано-глиниситыми осадками мощностью от первых метров до 60 м.

В сейсмическом разрезе перечисленным стратиграфическим подразделениям соответствует набор отражающих горизонтов, как правило, выдержанных по простиранию и надежно опознаваемых при интерпретации (табл. 8.1).

Стратиграфическое положение отражающего горизонта	Индекс	Глубина, м
Подошва кузнецовской свиты (турон)	Г	800
Подошва ханты-мансийской свиты (альб)	M ¹	1 500
Подошва песчаниковой пачки в верхах танопчинской свиты, в 200 м от ее кровли (готтерив – апт)	М	1 700
Подошва ахской свиты, кровля баженовской свиты (граница верхней юры и нижнего мела)	Б	2 800
Подошва тюменской свиты (граница нижней юры и триаса)	T_4	4 800
Подошва мощной глинистой пачки в средней части триаса, в 400 м от кровли	l _a	5 200
Подошва триаса, кровля ПСЭ	A	5 500

Таблица 8.1. Стратиграфическое положение сейсмических горизонтов в мезозойских отложениях Южно-Карской синеклизы по сопоставлению с данными бурения на Харасавэйской площади

На Баренцевской плите койлогенный этаж имеет мощность около 2–3 км. Граница его распространения совпадает с границей Баренцевской плиты. Отложения плитного этажа детально изучены многочисленными сейсмическими и геоакустическими профилями и вскрыты рядом глубоких скважин. По сейсмическим данным в нем различают три комплекса: юрский, меловой и кайнозойский, разделенные слабовыраженными несогласиями. Как правило, роль этих несогласий уменьшается от периферии плиты к ее центральным областям.

Основание структурного этажа совпадает с региональным отражающим горизонтом Б; граница между юрским и меловым комплексом проводится по горизонту В, а подошва кайнозойского — по горизонту Г. Кроме того, в каждом из комплексов обычно хорошо виден ряд менее контрастных и протяженных отражений. Все перечисленные толщи, слагающие верхний структурный этаж, представлены терригенными породами — от глин до грубозернистых песчаников, среди которых изредка встречаются угленосные песчаники и битуминозные глины. Разрезу свойственна общая трансгрессивно-регрессивная последовательность литофаций, когда в основании залегают относительно крупнозернистые разности песчаников аллювиального, прибрежно-морского и мелководно-морского генезиса (нижняя и средняя юра), залегающие на подстилающих пермско-триасовых отложениях с небольшим размывом. В средней части разреза преобладают тонкозернистые, песчано-глинистые отложения, соответствующие максимуму трансгрессии (верхняя юра — нижний мел), а верхнюю часть слагают песчано-глинистые, иногда углистые отложения, отражающие регрессивную стадию развития бассейна осадконакопления (верхи нижнего мела). При всем разнообразии фациального и литологического составов отложений плитного структурного этажа, отдельным его толщам свойственна, однако, значительно более строгая выдержанность по простиранию, чем для всех нижележащих отложений осадочного чехла.

Мощность нижней-средней юры меняется от 700—900 м в погруженных зонах, до 100—150 м — на периферии плиты. Местами, например, на северо-западе Шпицбергена их мощность сокращается до первых метров. Мощность верхнеюрско-нижнемеловой части структурного этажа колеблется в пределах от 100 до 400 м и убывает в том же направлении, что и нижележащих. Характерным звеном этой части разреза выступает пачка битуминозных глин волжского яруса мощностью первые десятки метров, коррелируемая с баженовской свитой Западной Сибири. Мощность самого верхнего члена разреза варьирует в диапазоне 500—2000 м, причем максимальные значения также приурочены к центральным областям плиты.

Строение разреза мезозой-кайнозойских отложений **Северо-Баренцевской** впадины во многом подобно рассмотренному выше. Особенно отчетливо это сходство проявляется в строении верхнеюрских отложений (Устинов, Покровская, 1994). Верхнеюрские «черные глины», отличающиеся высоким содержанием органического вещества (C_{opr} -> 8%), являются своеобразным маркирующим горизонтом, который благодаря характерному облику, повышенной радиоактивности и высоким, по сравнению с вмещающими породами, значениям удельных электрических сопротивлений, легко опознается при бурении как по шламу, так и по каротажу. В Южно-Баренцевской впадине и Кольско-Канинской моноклизе «черные глины» слагают две пачки, кровля которых располагается на глубинах 1 200 и 2 314 м. Кимериджская пачка располько в южной части впадины, где ее мощность 20–35 м, а средневолжская встречается только в южном обрамлении Южно-Баренцевской впадины «черные глины» располагаются на глубине от 350 до 700 м, имеют только средневолжский возраст, а мощность их не превышает 10 м.

По ряду параметров «черные глины» тяготеют к породам типа баженовитов, входящим в состав баженовской свиты Западной Сибири. Обычно они находятся преимущественно на стадиях катагенеза ПК₃(Б₃) и МК₁(Д), редко на стадиях более глубокой преобразованности. Углефицированные растительные остатки принадлежат преимущественно водорослям. Предполагается наличие «черных глин» в центральной части Северо-Баренцевской впадины. Известны находки «черных глин» на поднятии Персея, они обнаружены также в шламе скважины на Лудловской седловине и установлены о. Греэм-Белл ЗФИ. Мощность «черных глин» в Северо-Баренцевской впадине, вероятно, не превышает 20 м.

Мезозой-кайнозойские отложения на территории **Новой Земли** локально распространены, однако, сам факт их наличия имеет принципиальное значение для понимания условий формирования койлогенного чехла на Западно-Арктическом шельфе и тектонической позиции архипелага в структуре этого региона. На прибрежной равнине Южного острова известны глыбы и обломки пород с окаменелостями юрского и мелового возраста — от бата до альба (Черкесов, Бурдыкина, 1981). Местное (новоземельское) происхождение валунов сейчас признается большинством исследователей. Среди мезозойских пород доминируют разнообразные песчаники, часто с известковистым или сидеритовым цементом; реже встречаются конгломераты, брекчии и известняки; в отдельных случаях наблюдались алевролиты, мергели, опоки и глины. Верхнетриасовые-нижнеюрские породы представляют собой континентальные образования с древесной флорой, остальные мезозойские отложения, кроме готерив-барремских, являются морскими. В готтерив-барремских осадках отмечены бурые угли, спорово-пыльцевой комплекс которых с одновозрастными континентальными породами Западной Сибири. Эти находки позволяют предполагать, что всю первую половину мезозоя (по альб включительно) Новая Земля находилась под уровнем моря и была перекрыта чехлом осадков, в большинстве своем смытых в процессе кайнозойского аплифта и сохранившихся лишь в виде делювиальных развалов. Из этого предположения следует, что формирование койлогенного чехла на всей площади Обско-Баренцевского осадочного супербассейна происходило в однотипных фациальных условиях, и лишь вследствие интракратонной активизации Новоземельского аркогена в альпийскую эпоху этот единый режим бассейнового литогенеза был локально нарушен и сменился денудационным.

8.3.6. Кайнозойский покровный комплекс

Разрезы кайнозойских отложений Баренцева и Карского морей различаются более существенно. Они слагают маломощный покров, который на сейсмических материалах практически не заметен и может быть зарегистрирован лишь при высокочастотном профилировании. Мощность плаща осадков обычно не превышает 5-10 м, и только в самой центральной части БСКМ и Южно-Карской впадины выявляются участки, где кайнозойские отложения обладают мощностью до 150 м. Судя по характеру сейсмофаций, здесь развиты субаквальные осадки, без несогласия перекрывающие верхнемеловые отложения. Очевидно, в этих структурах осадконакопление практически не прерывалось на рубеже мела-палеогена. Важной особенностью разреза кайнозойских образований Баренцевского шельфа служит присутствие небольших грабенов проседания (рис. 8.10). На профиле 2-АР они встречаются с интервалом 15-25 км, причем во всех случаях граничные разломы прослеживаются до самой поверхности дна, что указывает на молодой возраст нарушений, обновляемых буквально в наши дни. Землетрясения силой до 4,5 баллов, фиксируемые в этом регионе, в частности, на линии Байдарацкого разлома, являются свидетельством того, что тектонические напряжения, вызывающие появление подобных грабенов проседания, продолжают релаксироваться в различных областях шельфа, представляя определенную опасность для инженерных сооружений. В Карском море аналогичного типа структуры выявлены лишь в погребенном виде, что указывает на более спокойные современные тектонические условия.



Рис. 8.10. Система грабенов проседания в верхней части разреза юрско-мелового койлогенного комплекса Северо-Баренцевской впадины (слева, фрагмент профиля МОВ-ОГТ по геотраверсу 2-АР) и структура растяжения в кайнозойских отложениях западных предгорий Альп (справа, по Ж. Гогелю)

ЛИТЕРАТУРА

Аветисов Г. П., Булин Н. К. Глубинное геологическое строение архипелага Земли Франца-Иосифа по сейсмологическим данным // Геофиз. методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1974. Вып. 9. С. 26-32.

Алехин С. В., Армишев А. М., Батурин Д. Г. и др. Баренцевская шельфовая плита. Л.: Недра, 1988. 263 с.

Армишев А. М., Десятков В. М. Результаты поисковых работ на о. Белом Карского моря // Нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа (по материалам бурения на островах и море). СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 75-77.

Батиева И. Д., Бельков И. В., Ветрин В. Р. и др. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 264 с.

Богданов Н. А., Хаин В. Е. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и Севера Сибири. М-б 1: 2 500 000. Объяснительная записка. М.: изд. Инст. литосферы РАН, 1989. 127 с.

Бойко Г. Е., Павлюк М. И., Гайванович О. П. Тектоническое районирование восточной части Баренцева моря по данным трехмерного плотностного моделирования // Комплексное освоение нефтегазовых ресурсов континентального шельфа СССР. Тез. докл. Мурманск, 1989. С. 33-35.

Булин Н. К., Берлянд Н. Г., Булавко Л. Ф. Глубинное строение Тимано-Печорской провинции (по геофизическим данным) // Сов. Геология. 1976. № 1. С. 115-122.

Верба В. В., Красильщиков А. А., Лившиц Ю. Я. Отражение структуры фунда-мента Шпицбергенского шельфа в магнитном поле // Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Материалы Междунар. раб. совещ. Киев: Наукова думка, 1982. С. 93-95.

Верба М. Л. Баренцево-Северокарский мегапрогиб и его роль в эволюции Западно-Арктического шельфа // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: ПГО «Севморгеология», 1985. C. 11-27.

Верба М. Л., Матвеев Ю. И. Эволюция Земной коры Баренцевоморского шельфа на основе данных глубинных сейсмических исследований // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. № 12. С.175-185.

Верба В. В., Верба М. Л. Структура растяжения земной коры в Арктическом регионе. Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Гл. ред. Д. А. Додин, В. С. Сурков. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 93-108.

Виноградов А. Н., Батиева И. Д. Эндогенные режимы и эволюция магматизма в раннем докембрии. СПб.: Наука, 1991. 198 с.

Волк В. Э. Геомагнитная характеристика земной коры Северной полярной области Земли // Структура земной коры Мирового океана. Л.: ПГО «Севморгеология», 1984. С. 38-45.

Галдин Н. Е., Егоркин А. В., Зюганов С. К и др. Глубинное строение земной коры Кольского полуострова вдоль регионального профиля МОВЗ-ГСЗ Печенга — Умбозеро — Ручьи // Геотектоника. 1988. № 4. С. 30-44.

Геологическая карта Кольского региона м-ба 1:500 000 / Ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты: изд. ГИ КНЦ РАН, 2002.

Глазнев В. Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2003. 254 с.

Грамберг И. С. Баренцевоморская шельфовая плита. Л.: Недра, 1988. 263 с.

Грамберг И. С., Школа И. В., Бро Е. Г. и др. Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Сов. Геология. 1985. № 1. С. 95-98.

Дедеев В. А., Запорожцева И. В. Земная кора Европейского Северо-Востока СССР. Л.: Наука, 1985. 98 с.

Добрецов Н. Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской облас-

ти в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геол. и геоф. 2003. Т. 44, № 1-2. С. 5-27. Журавлев В. С., Раабен М. Е. Гипотеза Баренции в свете современных данных // Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1975. С. 75-92.

Исанина Э. В., Верба М. Л., Иванова Н. М. и др. Глубинное строение и сейсмологические границы Печенгского района на Балтийском щите и смежной части шельфовой плиты Баренцева моря // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42, № 5. С. 491-502.

Казаис В. И. Строение поверхности Мохоровичича в Енисей-Хатангском прогибе по результатам комплексной интерпретации геофизических полей // Енисей-Хатангская нефтегазоносная область / Под ред. Д. С. Сорокова, Г. Д. Гинсбурга. Л.: НИИГА, 1974. С. 51-53.

Каныгин А. В., Бахарев Н. К., Беляев С. В. Девонские рифы на Ямале: новые данные о возрасте и геологическом строении // Материалы региональной геол. конф. геологов Сибири. Томск, 2000. Т. 2. С. 301-302.

Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита / Баянова Т. Б., Пожиленко В. И., Смолькин В. Ф., Кудряшов Н. М., Каулина Т. В., Ветрин В. Р. // Приложение № 3 к монографии «Геология рудных районов Мурманской области» / Ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2002. 53 с.

Качурина Н. В., Шкатов Е. П., Андреева И. А. О морфоструктурной позиции желобов Святой Анны и Франц-Виктория в свете новых данных // Разведка и охрана недр. 1999. № 7—8. С. 32—34.

Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения сверхглубокой скважины / Гл. ред. Е. А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.

Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / Под. ред. В. П. Орлова, Н. П. Лаверова, М.: МФ «Технонефтегаз», 1998. 260 с.

Кораго Е. А., Андреева И. А., Ершов Ю. П. и др. Докембрийские образования Северного острова Новой Земли // Новая Земля на ранних этапах геологического развития Л.: НПО «Севморгеология», 1984. С. 5—19.

Кораго Е. А., Ковалева Г. Н., Ильин В. Ф. и др. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли. СПб.: Недра, 1992. 187 с.

Красильщиков А. А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия — раннего палеозоя Шпицбергена / Тр. НИИГА. Л.: Недра, 1973. Т. 172. 120 с.

Красильщиков А. А., Лившиц Ю. Я. Тектоника острова Медвежий // Геотектоника. 1974. № 4. С. 39—51.

Кременецкая Е. О. О глубинном положении некоторых сейсмических границ Кольского полуострова и о. Зап. Шпицберген // Геофиз. исслед. на Европейском Севере СССР. Апатиты: изд. КФАН СССР, 1983. С. 44-50.

Мащенков С. П., Астафурова Е. Г., Глебовский В. Ю. Модель глубинного строения земной коры по опорному геофизическому разрезу в Карском море // Геолого-геофиз. характеристики литосферы Арктич. Региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 69—89.

Мележик В. А. Седиментационные и осадочно-породные бассейны раннего протерозоя Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 258 с.

Павленкин А. Д. Скоростная модель среды акватории Баренцева моря и Тимано-Печорской провинции // Морские геофизические исследования в Арктике. Л., 1981. С. 52–59.

Павленкова Н. И. Роль флюидов в формировании сейсмической расслоенности Земной коры // Физика Земли. 1996. № 4. С. 51-61.

Петров В. П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1999. 325 с.

Пожиленко В. И., Гавриленко Б. В., Жиров Д. В., Жабин С. В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2002. 359 с.

Пономарев Г. Я., Романова Н. В. Герцинский магматизм Байдарацкой зоны разломов // ДАН СССР, 1983. Т. 273, № 3. С. 678-682.

Ронкина З. З., Бро Е. Г. Литолого-палеонтологическая характеристика юрско-меловых отложений Карского седиментационного бассейна // Нефтегазоносность Мирового океана. Л.: ПГО «Севморгеология», 1984. С. 48–59.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион. Колл. авт. под ред. Ф. П. Митрофанова, Н. В. Шарова. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1998. Ч.1. 237 с. Ч. 2. 205 с.

Симонов А. П., Губерман Д. М., Яковлев Ю. Н. и др. Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности Северо-западного фланга Тимано-Варангерской системы байкалид // Геофизика XXI столетия: 2001 год. Сборник трудов третьих геофизических чтений им. В. В. Федынского (22–24 февраля 2001 г., Москва). М.: Научный мир, 2001. С. 64–69.

Смолькин В. Ф. Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 278 с.

Смолькин В. Ф., Митрофанов Ф. П. Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры // Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1996. 256 с.

Старк А. Г., Шкатов Е. П., Кузнецова Л. А. Новые данные о геологическом строении северной окраины Баренцевоморского шельфа по сейсмическим исследованиям // Разведка и охрана недр, 1999. № 7-8. С. 21-24.

Сурков В. С., Кузнецов В. Л., Латышев В. И., Смирнов Л. В. Структура земной коры Западно-Сибирской плиты // Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология. Под ред. Д. А. Додина, В. С. Суркова. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. С. 325–327.

Сурков В. С., Смирнов Л. В. Строение и нефтегазоносность фундамента Западно-Сибирской плиты // Отечественная геология. 2003. № 1. С. 10-16. Тебеньков А. М. Главные этапы формирования фундамента Северо-Восточной Земли, Шпицберген / Ред. Г. Г. Матишов, Г. А. Тарасов. Комплексные исследования природы Шпицбергена. Сб. материалов 3-й междунар. конф. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2003. С. 59-66.

Тулина Ю. В., Шемелева И. Б., Соколов С. Б. и др. Основные особенности глубинного строения южной части Баренцева моря // Геофизические поля Атлантического океана. М., 1988. С. 34-51.

Устинов Н. В., Покровская И. Е. Верхнеюрские «черные глины» Баренцевоморского шельфа // Геологическое строение и нефтегазоносность Арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. С. 19–29.

Хаин В. Е. (ред.) Тектоника Европы и смежных областей. Древние платформы, байкалиды, каледониды. (Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы и смежных областей м-ба 1 : 2 500 000). М.: Наука, 1978. 422 с.

Цыбуля Л. А., Левашкевич В. Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты: КНЦ РАН, 1992. С. 110.

Черкесов О. В., Бурдыкина М. Д. О стратификации мезозоя Новой Земли по находкам переотложенной фауны // Палеонтологическая основа стратиграфических схем палеозоя и мезозоя островов Советской Арктики. Л.: НИИГА, 1981. С. 85–99.

Чернавских А. В. Условия формирования верхнеюрско-нижнемеловых отложений центральной части Западной Сибири в зоне Сибирских увалов // Геол. нефти и газа. 1994. № 4. С. 13–16.

Шаров Н. В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1993. 145 с.

Шварц В. Л. Литолого-стратиграфическое расчленение разреза скважины Раддедален-1 (остров Эдж арх. Шпицберген) // Геологическое строение Баренцево-Карского шельфа. Л.: ПГО «Севмор-геология», 1985. С. 44–59.

Шипилов Э. В. Пермско-триасовая интерференция тектоно-геодинамических режимов в эволюции Арктической периферии Северной Евразии // ДАН. 2003. Т. 393, № 3. С. 376-381.

Шипилов Э. В., Тарасов Г. А. Региональная геология нефтегазовых осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1998. 306 с.

Шкарубо С. И. Геодинамические аспекты эволюции северной части Норвежско-Гренландского бассейна // 25 лет на Арктическом шельфе России. Мурманск: изд. МАГЭ, 1999. С. 71–79.

Balashov Yu. A., Peucat J. J., Tebenkov A. M. et al. Additional Rb-Sr and singlegrain zircon datings of Caledonian granitoid rocks from Albert I Land, North-West Spitsbergen // Poar res., 1996. V. 15. P. 153-165.

Breivik A. J., Mjelde R., Grugan P. et al. A possible Caledonide arm through the Barents Sea imaged by OBS data // Tectonophysics. 2002. V. 355. P. 67-97.

Dallmeyer R. D., Reuter A., Clauer N., Liewig N. Chronologyof Caledonian tectonothermal activity within the Gaissa and Lakse fjord Nappe Complexes (Lower Allochton), Finnmark, Norway: evidence from K-Ar and 40Ar/39Ar ages. In: The Caledonide Geology of Scandinavia (ed. by R. A. Gayes). Graham & Trotman. 1989. P. 9-26.

Faleide I. J., Gudlaugsson S. T., Jacquart G. Evolution of the western Barents Sea // Marine Petrol. Geol. 1984. V. 1, N 2. P. 123-150.

Gayer R. A. The Caledonide Geology of Scandinavia. Graham & Trotman. 1989. 312 p.

Geologisk kart der Norge, berggrunuskart Kirkenes. 1:1250000 / A. Siedlecka, O. Nordgulen (Eds.). Norg. Geol. under. 1996.

Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield) / Mitrofanov F. P., Pozhilenko V. I., Smolkin V. F. et al. Apatity: KSC RAS, 1995. 145 p.

Hanski E., Huhma H., Smolkin V. F. et al. The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Ni-bearing intrusions at Pechenga, Kola Peninsula, U.S.S.R // Bull. Geol. Soc. Finland. 1990. V. 62, N. 2. P. 123-133.

Harland W. B., Dowdeswell E. K. Geologikal evolution of the Barents shelf region. London. Graham&Trotman. 1988. 169 p.

Harland W. B. Geology of Svalbard. Geol. Soc. mem. 17. Cambridge. 1998. 529 p.

Lyubtsov V. V., Predovsky A. A., Negrutsa V. Z. et al. Neoprototerozoic sedimentary rock successions of the Barents and White Sea Coasts of the Kola Peninsula, Northwest Russia // Norges Geol. Unders. Rep. 99.138. Trondheim. 2000. 84 p.

Mitrofanov F. P., Bayanova T. B. Duration and timing of ore-bearing Paleoproterozoic intrusions of Kola province // Mineral Deposits: Processes to Processing, Stanley et al (Eds). Balkema, Rotterdam. 1999. P. 1275-1278.

Mitrofanov F. P., Sharov N. V., Zagorodny V. G. et al. Crustal structure of the Baltic shield along the Pechenga-Kostomuksha-Lovisa geotraverse // Int. Geol. Rev. 1998. V. 40, N 11. P. 990-997.
Neprochnov Yu. P., Semenov G. A., Sharov N. V. et al. Comparision of the crustal structures of the Barents Sea and the Baltic Shieldfrom seismic data // Tectonophysics. 2000. V. 321. P. 429-447.

Sakoulina T. S., Telegin A. N., Tichonova I. M. et al. The results of deep seismic investigations on geotraverse in the Barents Sea from Kola Peninsula to Franz Joseph Land // Tectonophysics. 2000. V. 329. P. 319-331.

Tebenkov A. M., Ohta Y., Balashov Yu. A., Sirotkin A. N. Newtontoppen granitoid rocks, their geology, chemistry and Rb-Sr age // Polar res. 1996. V. 15 (1). P. 11-23.

Townsend C., Gayer R. A. The timing of orogenesis in northern Norway: did the Finmarkian orogeny occur // The Caledonide Geology of Scandinavia (ed. by R. A. Gayer), Graham & Trotman. 1989. P. 63-65.

Verba M. L., Sakoulina T. S. The reconstruction of the Early Paleozoic structure of the Barents Sea sedimentary basin inferred from geophysical surveys along Profile I-AR // Polarforschung. 1999, (erschienen 2001). V. 69. P. 85-94.

ГЛАВА 9

ЛИТОСФЕРА ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРКТИКИ

9.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ОБЪЕКТЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

Глубоководная часть Арктики подразделяется на два бассейна — Евразийский и Амеразийский (рис. 9.1). Кроме того, в Арктике выделяют Норвежско-Гренландский глубоководный бассейн. Если два из них — Евразийский и Норвежско-Гренландский — по своей природе относятся к океаническим, то в Амеразийском бассейне по различным признакам находят либо черты океанической, либо континентальной коры.

В Евразийском бассейне заканчивается полярная ветвь Срединно-Атлантического хребта, состоящая из Исландского хребта, хребтов Мона, Книповича и Гаккеля. Хребет Гаккеля является осевым в Евразийском бассейне и морфологически выражен до континентального подъема шельфа моря Лаптевых. В Евразийском бассейне по обе стороны от хребта Гаккеля выделяются две абиссальные котловины — Амундсена и Нансена.

Амеразийский бассейн отделен от Евразийского хребтом Ломоносова и разделяется на Центрально-Арктический блок и Канадскую котловину. Центрально-Арктический блок ограничен на юге склонами шельфа Восточно-Сибирского и частично Чукотского морей. Кроме хребта Ломоносова, блок включает систему поднятий Альфа-Менделеева и Чукотский бордерленд с примыкающим хребтом Нордуинд. Между системой поднятий Альфа-Менделеева и Чукотским бордерлендом расположена впадина Менделеева. Внутри Центрально-Арктического блока локализуется котловина Макарова, ступенями (Макарова I, II, III) погружающаяся на север.

Арктика расположена в центре суперконтинента Лавразия, расколовшегося на Северо-Американскую и Евразийскую литосферные плиты, и представляет собой геодепрессию. Для всех распавшихся суперконтинентов (Пангеи, Гондваны, Лавразии) характерна не только типичная для океанической коры билатеральная симметрия океанического дна относительно оси спрединга, но и элементы билатеральной симметрии между раздвинувшимися континентами по уровню погружения поверхности литосферы и, отчасти, по внутренней структуре верхней коры. Элементы такой симметрии характерны для североатлантических блоков расколовшейся Лавразии, включая Гренландию. В то же время два крупнейших Арктических мегаблока, соответствующих Баренцево-Карскому шельфу с прилегающей океанической корой котловины Нансена и Амеразийскому бассейну с прилегающей океанической корой котловины Амундсена, полностью лишены элемента симметрии по уровню погружения поверхности литосферы относительно полярной ветви Срединно-Атлантического хребта. Если бы Амеразийский бассейн представлял собой шельф с приподнятыми архипелагами, то раскол Лавразии не являлся бы проблемой для глобальной тектоники плит. В реальной же ситуации, в рамках плейттектонической концепции приходится создавать достаточно экзотические модели раскрытия котловин Амеразийского бассейна относительно полюсов вращения (например, Канадской котловины) и дрейфа микроконтинентов (например, Чукотского бордерленда).

Строение земной коры Российской части Арктики



Рис. 9.1. Обзорная схема Арктического бассейна

В главе рассматривается альтернативный подход к решению вышеупомянутой проблемы, основанный на идее о неотектоническом обрушении дна Амеразийского бассейна, которое приблизительно через 35—40 млн лет после начала раздвига по оси хребта Гаккеля могло нарушить билатеральную симметрию между расколовшимися частями Лавразии по уровню погружения поверхности литосферы. Также рассматривается другая проблема, связанная с поисками элементов симметрии морфоструктурных форм между Баренцево-Карским и Амеразийским бассейнами относительно полярной ветви Срединно-Атлантического хребта.

9.2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ЕГО ПОЛУЧЕНИЯ

Основу экспериментальных данных, анализируемых в главе, составляют сейсмические материалы МОВ, собранные с дрейфующих ледовых станций «Северный Полюс» (СП), и данные ГСЗ, полученные на геотраверсах «Трансарктика 89—92», «Арктика 2000» (рис. 9.2). Кроме того, привлекались опубликованные материалы многоканального сейсмического профилирования и широкоугольных сейсмических зондирований немецких экспедиций R/V «Polarstern» ARK-91 (Jokat et al., 1995) и ARK-98 (Jokat., 2003), данные площадной сейсмической съемки, выполненной в экспедициях «Север», материалы ГСЗ, полученные на шельфах арктических морей, а также геологические данные по обрамляющей суше.

Информация о рельефе дна Арктического океана бралась из «The international bathymetric chart of the Arctic ocean (IBCAO)», 2002 г. Основой этой карты является российская карта «Рельеф дна Северного Ледовитого океана, 1999» (м-6 1 : 5 000 000), а также данные рейсов американских подводных лодок.



Глава 9. Литосфера глубоководной части центральной Арктики



DSS investigations (location of shots)

Сейсмические зондирования МОВ вдоль линий дрейфов ледовых станций СП

Наблюдения МОВ для изучения структуры и мощности осадочного чехла проводились с долговременных дрейфующих ледовых станций СП за период с 1973 г. (СП21) по 1988 г. (СП28).

В процессе дрейфа станций было собрано приблизительно 14 000 км многоканальных данных МОВ. Линейный интервал между зондированиями был нерегулярным вследствие неравномерной скорости дрейфа льдины и в среднем равнялся 1 300 м. При выполнении сейсмических зондирований использовалась центральная или фланговая 24-канальная расстановка динамических сейсмоприемников длиной 1 150 м и аналоговая магнитная запись. Для возбуждения сейсмических сигналов выполнялись подрывы 2—5 электродетонаторов, заглубленных в воду на 5—8 м.

Координирование сейсмических наблюдений на СП21-СП24 производилось астрономическим способом, а на СП26-СП28 — с помощью спутниковой навигационной системы (СНС) «Транзит». Точность астрономической привязки составляла \pm 1,0 км. Точность привязки по СНС составляла \pm 0,3 км.

Во ВНИИОкеангеология аналоговые магнитные записи были оцифрованы с дискретом 2 мс и конвертированы в формат SEG-Y. Цифровые данные обрабатывались средствами систем OKEAN и ProMAX. Для повышения соотношения сигнал-шум, записи всех зондирований были просуммированы после ввода формальных кинематических поправок в сейсмограммы общего пункта взрыва. Вследствие несоизмеримых глубин океана по сравнению с апертурой регистрации, скоростной анализ не проводился. Ряд обрабатывающих процедур, таких как интерактивный анализ частотных спектров и переменная частотная фильтрация до суммирования, а также динамическое преобразование суммотрас, применялся для улучшения качества временного разреза по линиям дрейфа.

Сейсмические зондирования МОВ в сезонных экспедициях «Север»

Авиадесантные площадные сейсмозондирования МОВ, как составная часть гидрографических исследований рельефа дна Арктического океана, проводились по сети точечных зондирований с интервалом от 5 до 30 км с одновременной регистрацией информации о строении осадочного чехла. Всего было выполнено 17 426 точечных авиадесантных сейсмозондирований.

Приемная система представляла собой 12-канальную угловую ($\approx 90^{\circ}$) расстановку размером 275 \times 275 м с шагом между одиночными сейсмоприемниками 50 м. Пункт взрыва располагался в вершине угла расстановки. Возбуждение упругих колебаний осуществлялось с помощью 3—5 детонаторов, погруженных под лед на глубину 8—10 м. Регистрация сейсмической информации была аналоговой. Привязка наблюдений до конца 70-х годов осуществлялась астрономическим способом. Точность привязки составляла ± 0,5–1,0 км. С начала 80-х годов применялись радионавигационные системы типа «Омега», «Маршрут» с точностью привязки 0,3–0,5 км.

Наблюдения ГСЗ на геотраверсах «Трансарктика 1989-1992»

Наблюдения ГСЗ проводились в течение четырех полевых сезонов в период с 1989 по 1992 г. В результате были отработаны два геотраверса. Один, протяженностью около 1 500 км, проходит от шельфа островов Де Лонга в Восточно-Сибирском море через котловину Макарова к приполюсной части Арктического океана. Другой, длиной около 300 км, пересекает хребет Ломоносова от котловины Амундсена до котловины Макарова.

Работы выполнялись с применением авиации, базировавшейся на временных ледовых базах. Исследования ГСЗ осуществлялись по системе зондирований с плотностью точек наблюдений и взрывов, обеспечивающей формирование системы встречных и нагоняющих годографов длиной до 200 км. Регистрация сейсмических сигналов производилась с помощью телеметрического комплекса «Тайга-2» с аналоговой магнитной записью. На каждой расстановке использовались 10—18 регистраторов с шагом от 3 до 15 км и 5—8 пунктов взрыва с интервалом 15—50 км. Сейсмические сигналы возбуждались посредством взрывов в воде зарядов тротила (до 1 т) на глубине 50—100 м. В каждой точке взрыва и наблюдения ГСЗ выполнялись также сейсмозондирования МОВ.

Определение координат пунктов взрыва и пунктов приема и вывод вертолета в заданную точку производились с помощью СНС «Навстар». Ориентирование приемных расстановок осуществлялось по компасу с учетом магнитного склонения. Азимут приемной расстановки уточнялся по гирокомпасу при пролете над ней вертолета.

Наблюдения ГСЗ на геотраверсе «Арктика-2000»

Исследования выполнялись вдоль широтного геотраверса (82°с. ш.) через поднятие Менделеева с целью изучения глубинного строения земной коры поднятия и прилегающих котловин Макарова и Менделеева. Протяженность геотраверса составила 500 км.

Работы в экспедиции «Арктика-2000» проводились в течение августа-сентября 2000 г. с борта НЭС «Академик Федоров». Последовательно были отработаны четыре расстановки регистраторов, каждая из которых представляла собой линейную систему установленных на дрейфующем льду цифровых регистраторов «Дельта-Геон» с трехкомпонентными сейсмоприемниками при последовательном выполнении взрывов в воде зарядом тротила весом от 100 до 1000 кг. Примененная методика позволила регистрировать сейсмические годографы длиной до 200 км. Установка на лед и снятие регистраторов производились с помощью двух вертолетов МИ-8. Количество одновременно устанавливаемых регистраторов было максимально возможным и ограничивалось лишь интервалом времени, когда смещение регистраторов, связанное с дрейфом льда, не превысит такой критической величины, при которой расстановку еще можно считать линейной. Оптимальной для условий, когда скорость дрейфа льда достигала 10 миль в сутки, оказалась расстановка из 25 регистраторов на интервале 120 км. Процесс отработки расстановки ГСЗ состоял из следующих этапов: расчет координат установки каждого регистратора и пунктов взрывов; расстановка 25 регистраторов (по 12–13 на каждый борт МИ-8); подготовка и последовательное взрывание 8 пунктов взрыва (по 4 ПВ на каждый борт МИ-8); снятие регистраторов с фиксацией фактических координат.

Батиметрическая съемка

Систематические гидрографические исследования в Арктике начались с 1961 г. и продолжались более 35 лет. За период исследований вся акватория Арктического бассейна покрыта высокоточным систематическим промером глубин при плотности измерений 5—15 км. Всего было выполнено 17 426 точечных авиадесантных сейсмозондирований на площади более 4 млн км², что составляет 80% площади всего бассейна. В каждой из точек съемки определялись: географические координаты, глубина моря, направление и угол наклона поверхности дна и всех нижележащих слоев, мощность осадочного чехла и гипсометрическое положение акустического фундамента. В местах со сложным рельефом дна сейсмические измерения дополнялись одновременным измерением глубины моря с помощью эхолота.

Итогом многолетних российских гидрографических исследований стала опубликованная в 1999 г. карта «Рельеф дна Северного Ледовитого океана» м-ба 1 : 5 000 000, с сечением рельефа 200 м.

9.3. СКОРОСТНАЯ СТРУКТУРА ЛИТОСФЕРЫ

Интерпретация рефрагированных волн, зарегистрированных на геотраверсах ГСЗ, проводилась методом сейсмотомографии. Посредством итеративного решения обратной задачи, обеспечивающего последовательное приближение рассчитанных и наблюденных годографов первых вступлений, подбирался скоростной разрез V(X, Z).

По характеру годографов, на которых фиксируется смена волн с различными кажущимися скоростями и структура скоростного разреза, где наблюдается изменение градиента нарастания скорости с глубиной (границы I—II рода), были выделены следующие скоростные слои:

1. Водный слой, V = 1,5 км/с.

2. Осадочный слой, V = 1,6-5,0 км/с.

3. Верхняя кора, V = 5,0-6,7 км/с, в том числе верхняя (V = 5,0-6,0 км/с) и нижняя (V = 6,0-6,7 км/с) части.

4. Нижняя кора, V = 6,7-7,7 км/с, в том числе верхняя (V = 6,7-7,3 км/с) и нижняя (V = 7,3-7,7 км/с) части.

5. Мантия, V \geq 7,8 км/с, в том числе разуплотненная (низкоскоростная) мантия (V = 7,8–7,9 км/с), стандартная мантия (V = 8,0–8,2 км/с) и уплотненная (высокоскоростная) мантия (V = 8,3–8,8 км/с).

В рифтовых геоструктурах континентов и океанов под горячими точками и под орогенами мантия, по экспериментальным данным, характеризуется относительно низкими скоростями до глубины не менее 100 км. Высокоскоростная мантия подстилает кору океанических желобов и пассивных окраин. Две трети суши и океанов сложены тектонически пассивными платформами и абиссалями со стандартной мантией.

В основании нижней коры выделяется коро-мантийный слой, локально регистрируемый в коре обоих типов. Верхнюю часть нижней коры в океанах относят к океаническому слою III.

Нижняя часть верхней коры на континентах соответствует кристаллическому фундаменту. В океанах нижняя часть верхней коры выделяется преимущественно на асейсмичных поднятиях (Геофизика.., 1979) в качестве нижней части океанического слоя II.

Верхняя часть верхней коры на континентах отвечает складчатому фундаменту орогенов и уплотненным древним осадочным отложениям, отсутствующим в океане. Аналогичными параметрами описывается океанический слой II.

Таким образом, любой слой с определенным диапазоном скоростей может рассматриваться или как континентальный, или как океанический, в зависимости от принимаемой концепции. Следовательно, скоростной параметр только устанавливает скоростной диапазон в слое, но не идентифицирует тип коры. Поэтому, для определения типа коры, кроме изучения скоростных параметров слоев, необходимо вести поиск признаков в других направлениях, например, в различиях уровней поверхности литосферы и мантии, изостазии коры континентов и океанов и т. д.

Скоростные модели по геотраверсам «Трансарктика 1989-1992» и «Арктика 2000»

Геотраверс «СЛО 89—91» (рис. 9.3) представляет собой субмеридиональное сечение геоструктур от шельфа о. Де Лонга через котловину Макарова до подножия хребта Ломоносова в районе Северного Полюса. Геотраверсы «СЛО 92» (сечение хр. Ломоносова) и «Арктика-2000» (сечение поднятия Менделеева) объеденены в одно субширотное сечение Центрально-Арктического блока, или геотраверс ГСЗ «СЛО 92 — Арктика-2000» (рис. 9.4). Субширотный геотраверс пересекает главные поднятия Центрально-Арктического блока от котловины Амундсена на западе до впадины Менделеева на востоке. Оба сечения иллюстрируют последовательность геоструктур по всему пути миграции осадков от источников сноса (водораздельные хребты) до центра зоны аккумуляции (осадочный бассейн).

Особенностью скоростных разрезов рассматриваемых геотраверсов является их отчетливая сегментация на линзовидные блоки, ограниченные наклонными нарушениями коры и верхней мантии. Наклонные границы блоков падают в сторону сокращения мощности слоев консолидированной коры — к котловине Макарова.

Скоростные разрезы вдоль рассматриваемых геотраверсов, дополненные соответствующими полями локальных скоростных аномалий, представлены на рис. 9.5, 9.6.

Скоростные слои, ограниченные высокоградиентными зонами, неоднородны. Скоростной разрез V(X, Z) раскладывается на монотонную региональную составляющую (или тренд) и отклонения от него (или локальные скоростные аномалии). Тренд, как правило, описывает общие геологические закономерности, такие как общее уплотнение всех пород с глубиной или закономерности, присущие более глобальным (по сравнению с исследуемым объектом) геоструктурам. В нашем случае все геоструктуры Арктического бассейна лежат на склонах глобальной Арктической геодепрессии.

Природа локальных скоростных аномалий связана с геологической структурой исследуемого объекта. Все методы сейсмического просвечивания среды объединяет общий принцип нахождения добавки в принятый региональный или глобальный скоростной закон. При всем их многообразии они объединяются под общим названием сейсмотомографические методы.

Глубинная сейсмотомография устанавливает неоднородности скоростей в мантии вплоть до ядра и на этой основе инициирует исследования, объединяемые понятием глобальная геодинамика. В частности, возможным открытием глубинной мантийной сейсмотомографии является установление глубоких скоростных корней континентальных и океанических геоструктур в мантии (Gosser, Kind, 1996).

При исследовании сейсмотомографией верхней твердой оболочки Земли толщиной всего 50 км ожидается, что в поле локальных скоростей лучше всего проявляются видимые оси скоростных аномалий, осложняющие простирание изолиний скоростей. На самом деле главные эффекты обеспечиваются субгоризонтальными реологическими зонами резкого повышения скорости относительно тренда в верхней части консолидированной коры и резкого понижения в верхах мантии. По-видимому, положительные скоростные аномалии связаны с жесткой коровой пластиной, а отрицательные — с разуплотненной и, очевидно, пластичной мантийной пластиной волноводного типа (рис. 9.5, 9.6).

Коровая жесткая пластина слабо варьирует по мощности (10—15 км) и раздроблена на блоки. По совокупности искажений скоростного разреза и поля локальных скоростей, наклонные зоны понижения скоростей (плотностей) обычно аппроксимируются листрическими сбросами, которые быстро выполаживаются с глубиной и касаются волновода, что согласуется с динамикой зон регионального растяжения (расширения). Из представленных рисунков видно, что растяжение охватывает весь Центрально-Арктический блок до осей современных водоразделов хребта Ломоносова и системы поднятий Альфа-Менделеева.



Рис. 9.3. Сейсмотомографическая модель литосферы по геотраверсу «СЛО» 1989-1991

а) при отношении горизонтального масштаба к вертикальному ~ 10; б) ~ 1



Рис. 9.4. Сейсмотомографическая модель литосферы по геотраверсу «Трансарктика 1992-2000»:

а) при отношении горизонтального масштаба к вертикальному ~ 7,5; б) ~ 1



Рис. 9.5. Сопоставление скоростных разрезов (а) и полей локальных скоростных аномалий (б) по геотраверсу «СЛО 1989—91» — «СЛО 1992»



Рис. 9.6. Сопоставление скоростных разрезов (а) и полей локальных скоростных аномалий (б) по геотраверсу Трансарктика «1992—2000»

9.4. СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Одна из ключевых проблем, решение которой может помочь существенно продвинуться в понимании геологической истории развития всего Арктического океана, формулируется следующим образом — каковы региональные особенности сейсмической конфигурации осадочного чехла Евразийского бассейна, Центрально-Арктического блока и Канадской котловины? При отсутствии данных глубоководного бурения, для палеотектонической интерпретации последних использовалась методология сейсмостратиграфического анализа с опорой на имеющиеся сейсмические и геологические данные по периферии Арктического бассейна.

Сейсмостратиграфическая интерпретация региональных особенностей осадочного чехла проводилась в соответствии с принципами сейсмической стратиграфии и базировалась на апробированной в многочисленных районах Мирового океана классификации типов сейсмостратиграфических несогласий и сейсмофациальных единиц. Данная классификация (Mitchem et al., 1977; Sangree et al., 1977) определяет взаимосвязь между главными элементами сейсмической конфигурации осадочного чехла и наиболее вероятными тектоническими событиями, ставшими причиной их формирования, а также реконструирует возможные морфологические и тектонические условия на момент отложения осадков по сейсмическим образцам осадочных комплексов.

Основные принципы сейсмической стратиграфии утверждают:

1. Все крупные несогласия в глубоководных бассейнах формируются либо вследствие длительного отсутствия седиментации, либо в результате эрозии. Значительные перерывы в осадконакоплении являются следствием региональных или эвстатических тектонических событий, которые резко понижают относительный уровень моря.

2. Тип песчано-глинистых фаций в наибольшей степени зависит от глубины моря (мелководье, шельф, склон, глубоководье) на момент накопления отложений.

Относительно первого принципа существует достаточно распространенное мнение о том, что влияние тектоно-эвстатических минимумов ограничивается только шельфами и не распространяется на глубоководные бассейны. В этой связи следует заметить следующее.

По-видимому, в данном случае имеет место некоторая путаница в понимании природы глубоководного осадконакопления в периоды тектоно-эвстатических минимумов. Действительно, в течение этих периодов (когда шельфы обнажены) формируется множество конусов выноса от крупных шельфовых рек, которые развиваются на континентальных склонах и подножиях. Вследствие этого складывается впечатление, что в периоды тектоно-эвстатических минимумов в глубоководных бассейнах происходит наиболее интенсивное накопление кластического материала. Но в масштабах всего океана конусы выноса являются локальными структурами; представление об их распространенности далеко в океан (много далее 200–300 км от бровки шельфа) является большим преувеличением. Одновременно с накоплением осадков на склонах в периоды минимумов, за пределами конусов выноса (т. е. на большей части глубоководных бассейнов) развиваются несогласия вследствие отсутствия седиментации. Все эти процессы достаточно подробно описаны в работах Sangree, Thompson, Widmier (Mitchem et al., 1977).

9.4.1. Евразийский бассейн

В Евразийском бассейне сейсмическими методами наиболее детально изучена котловина Амундсена. В осадочном чехле котловины повсеместно выделяется динамически яркий рефлектор. Эквивалентная данному рефлектору региональная поверхность, разделяющая осадочный чехол на два структурных этажа (нижний и верхний), является крупнейшим несогласием. Вероятные причины формирования регионального несогласия будут обсуждены позднее.

В котловине Амундсена выделено семь комплексов отложений (снизу вверх А1-А7), разделенных сейсмостратиграфическими несогласиями более высокого порядка (рис. 9.7). По данным широкоугольных сейсмических зондирований (Jokat et al., 1995), осадочные комплексы характеризуются следующими интервальными скоростями (в км/с): нижний структурный этаж — А1 (4,5-4,6), А2 (4,0-4,2), А3 (3,4-3,5), А4 (2,9); верхний структурный этаж — А5 (2,2), А6 (1,9), А7 (1,8-1,9). Комплексы А1 и А2 развиты локально (в пределах ЛМА 18-24), преимущественно в приполюсной части вблизи подножия хребта Ломоносова. Комплекс А1 выполняет здесь роль трогового комплекса, выравнивающего рельеф акустического фундамента. Южнее (в сторону моря Лаптевых), роль трогового комплекса отложений переходит к комплексу А3 (рис. 9.8).



Рис. 9.7. Сейсмический разрез вдоль дрейфа СП24-80



Рис. 9.8. Сейсмический разрез вдоль дрейфа СП21—73



Рис. 9.9. Сейсмический разрез по компилятивному профилю А03

Комплексы А1 и А3 характеризуются сейсмической прозрачностью (рис. 9.7); в то же время промежуточный между ними комплекс А2 характеризуется некоторой слоистостью. Подстилающий региональное несогласие комплекс А4 отображается на сейсмических записях в виде набора непрерывных высокоамплитудных рефлекторов (рис. 9.7, 9.8). Комплексы верхнего структурного этажа А5, А6 (рис. 1.2), А7 (рис. 9.7) обладают некоторыми чертами пелагичности.

Максимальной мощности (до 3 км) нижний структурный этаж достигает в местах развития комплексов А1, А2, т. е. в приполюсной части вблизи подножия хребта Ломоносова. Верхний структурный этаж представлен тремя покровными океаническими комплексами нелитифицированных осадочных образований с суммарной мощностью до 0,8–1,0 км.

Котловина Нансена изучена сейсмическими методами значительно слабее; основная информация о чехле здесь была получена из грида (приблизительно 10 × 10 км) точечных зондирований МОВ (база данных ВНИИОкеангеология), на основе которых были сформированы составные сейсмические профили. Детальность разрезов по составным профилям (рис. 9.9) не позволяет проводить сейсмостратиграфический и сейсмофациальный анализы отложений в котловине Нансена. Тем не менее, обращает на себя внимание асимметричность сейсмической конфигурации осадочного чехла Евразийского бассейна (рис. 9.7, 9.8, 9.9). Верхний этаж отложений котловин Нансена и Амундсена симметричен относительно оси спрединга и характеризуется некоторым падением внутренних рефлекторов в противоположные от хребта Гаккеля стороны. Нижний этаж, напротив, асимметричен относительно оси спрединга и характеризуется односторонним падением внутренних рефлекторов в котловинах бассейна — соответственно к хребту Гаккеля в котловине Амундсена (рис. 9.7, 9.8) и в сторону Баренцево-Карского шельфа в котловине Нансена (рис. 9.9).

9.4.2. Центрально-Арктический блок

Центрально-Арктический блок глубоководного Арктического бассейна (трансарктический хребет Ломоносова и система поднятий Альфа-Менделеева, котловина Макарова) изучен сейсмическими методами наиболее детально. Анализ сейсмических данных по осадочному чехлу в пределах блока устанавливает два принципиально важных экспериментальных факта.

Первый факт. В осадочном чехле выделяется высокоамплитудное несогласие, прослеживаемое как в пределах каждой из батиметрических ступеней котловины Макарова (рис. 9.10), так и на окружающих поднятиях — на хребте Ломоносова и системе поднятий Альфа-Менделеева (рис. 9.11). На ряде линий это региональное несогласие прослеживается от поднятий в котловину непрерывно (рис. 9.11). Региональное несогласие является угловым несогласием. В котловине Макарова оно характеризуется подошвенным налеганием вышележащих слоев, а на приподнятых блоках окружающих поднятий тип несогласия меняется на эрозионный срез подстилающих слоев (рис. 9.12).

Региональное несогласие является главным сейсмическим маркером в осадочном чехле Центрально-Арктического блока и разделяет осадки на два структурных этажа (нижний и верхний), отложившихся при различных обстановках осадконакопления.

Второй факт. В котловине Макарова и в пределах погруженных блоков окружающих поднятий сейсмические фации под региональным несогласием отображаются на сейсмических записях одинаково — в виде набора непрерывных высокоамплитудных рефлекторов (рис. 9.11).

Ключевые вопросы:

— возраст регионального несогласия и его возможная связь с определенным региональным или эвстатическим тектоническим событием;

- причина идентичности сейсмических фаций под региональным несогласием в котловине Макарова и в пределах погруженных блоков окружающих поднятий;

– роль неотектоники.

Возраст несогласия принято определять по возрасту самых древних пород, его перекрывающих. На разрезе вдоль дрейфа СП23-78 (рис. 9.12) хорошо видно, что в котловине Макарова и в пределах погруженных блоков окружающих поднятий региональное несогласие перекрывается породами более древнего возраста по сравнению с приподнятыми блоками. Кроме того, также хорошо видно, что на приподнятых блоках окружающих поднятий значительная часть осадочного разреза под региональным несогласием размыта (рис. 9.12). Другими словами, разрыв в осадочном разрезе, соответствующий региональному несогласию, постепенно



Рис. 9.10. Сейсмический разрез вдоль дрейфа СП28-87



Рис. 9.11. Прослеживание регионального несогласия в пределах Провинции центрально-арктических поднятий



Рис. 9.12. Сейсмический разрез вдоль дрейфа СП23-78

расширяется от котловины к приподнятым блокам окружающих поднятий. Поэтому вопрос о возрасте регионального несогласия нужно сформулировать несколько иначе, а именно с каким тектоническим событием мог быть связан региональный перерыв в осадках Центрально-Арктического блока?

Для ответа на этот вопрос необходимо привлечь доступные материалы по периферии Амеразийского бассейна. По данным Кима, Слободина (1991), стратиграфический интервал между поздним олигоценом и ранним миоценом по периферии Амеразийского бассейна характеризуется региональным формированием коры химического выветривания. Кора химического выветривания в этом стратиграфическом интервале зафиксирована в Лаптевском бассейне с мощностью до 8 м (в частности, на о. Большевик, на мысе Св. Нос); в Восточно-Сибирском бассейне, где она с мощностью до 20 м развита на денудационной поверхности выравнивания (например, на о. Врангеля); в Чукотском бассейне, где позднеолигоценовая-раннемиоценовая кора химического выветривания зафиксирована с мощностью до 40 м (например, на мысе Шмидта), на противоположной стороне. На обобщенной стратиграфической колонке бассейна Бофорт-Маккензи (Enachescu, 1990) выделен сейсмический маркер ТК позднеолигоценового возраста (рис. 9.13), который хорошо известен как поверхность комплекса Kugmallit и контролируется корой химического выветривания с мощностью до 40 м. На сейсмических разрезах бассейна Бофорт-Маккензи (Geological atlas.., 1995) сейсмический маркер ТК отображается либо в качестве границы структурных этажей, либо как поверхность выравнивания (рис. 9.14). На Канадском Арктическом архипелаге (например, на о. Банкс) устанавливается четкий размыв между олигоценовой и миоценовой частями осадочного разреза.

Таким образом, сопоставление сейсмических данных по осадочному чехлу со всем многообразием материалов по периферии Амеразийского бассейна, а также с тектоно-эвстатическими событиями позволяет с высокой степенью вероятности привязать региональный перерыв в осадках Центрально-Арктического блока к глобальному позднеолигоценовому тектоно-эвстатическому минимуму.

TIME			SEQUENCE OR SYNTHEM	LITHOLOGY	SEISMIC MARKER	PETROLEUM GEOLOGY
QUATERNARY HOLOCENE_		Y HOLOCENE PLEISTOCENE			~~~~A~~~~~	
TERTIARY	NEOGENE	PLIOCENE			C	
		MIOCENE	Nuktak			
			AKPAK (Beaufort)			₽
			MACKENZIE BAY	0	DHIş	SEAL - O
	PALEOGENE	OLIGOCENE			тк-	
			KUGMALLIT	10		•
						••••••••
		EOCENE	RICHARDS			SOURCE
			REINDEER	\sim		*
		PALEOCENE				
		ATE	MOOSE CHANNEL	\leq	1	

Рис. 9.13. Обобщенная геологическая колонка бассейна Бофорт-Маккензи (Enachescu, 1990)





Рис. 9.14. Сейсмические разрезы в бассейне Бофорт-Маккензи (Geological atlas of the Beaugort-Mackenzie area, 1995)

Может возникнуть вопрос — почему именно позднеолигоценовый минимум вместо других известных тектоно-эвстатических минимумов? Выше было показано, что позднеолигоценовый минимум контролируется наиболее мощной корой химического выветривания (до 40 м), которая повсеместно фиксируется на береговом и островном обрамлении Амеразийского бассейна. Кроме того, нужно учитывать, что позднеолигоценовый тектоно-эвстатический минимум соответствует величайшему глобальному понижению уровня моря в истории Земли (Vail et al., 1977).

Нельзя не отметить, что существует альтернативная палеотектоническая интерпретация регионального несогласия в Центрально-Арктическом блоке. W. Jokat в одной из последних работ (Jokat, 2003) предположил, что формирование регионального несогласия было вызвано главным тектоническим событием в Арктическом океане, которое кардинально изменило условия осадконакопления. По его мнению, наиболее очевидным кандидатом на это событие является начало раскрытия Евразийского бассейна. Но в таком случае мы не должны видеть региональное несогласие в осадочном чехле котловины Амундсена.

На сейсмическом разрезе вдоль линии дрейфа СП21-73 хорошо видно, что идентичное (по всем сейсмостратиграфическим признакам) региональное несогласие прослеживается от хребта Ломоносова в котловину Амундсена (рис. 9.8). Из этого же рисунка становится очевидным, что в котловине Амундсена развит мощный осадочный комплекс под региональным несогласием. Следовательно, региональный перерыв в осадконакоплении произошел намного позднее начала раскрытия Евразийского бассейна, которое, в соответствии с традиционной плейттектонической моделью эволюции (Lawver et al., 2002), было последним в череде раскрытий котловин Арктического океана. Это означает, что связь регионального перерыва в осадочном чехле Центрально-Арктического блока с позднеолигоценовым тектоно-эвстатическим минимумом является наиболее вероятной палеотектонической интерпретацией.

Идентичность сейсмических фаций под региональным несогласием, как в котловине Макарова, так и в пределах погруженных блоков окружающих поднятий можно объяснить следующим образом. Известно, что тип песчано-глинистых сейсмических фаций в наибольшей степени определяется глубиной моря на момент накопления отложений (Sangree et al., 1977). В соответствии с классификацией сейсмофациальных единиц, сейсмические фации под региональным несогласием по своим характеристикам соответствуют фациям морских мелководных обломочных осадков (рис. 9.11). Следовательно, эти фации формировались в одинаковых условиях мелкого моря, как в котловине Макарова, так и в пределах погруженных блоков окружающих поднятий, т. е. находились на одном уровне, чем и вызвана их идентичность.

Отсюда следуют два вывода:

1. Основное погружение дна котловины Макарова до океанических глубин началось после формирования регионального несогласия, а пелагический этап осадконакопления в пределах Центрально-Арктического блока начался после регионального перерыва, т. е. в миоцене.

2. Котловина Макарова развилась в глубоководную котловину вследствие быстрого неотектонического погружения или обрушения.

Несомненно, котловина Макарова была областью аккумуляции осадков задолго до позднеолигоценового перерыва, но только после него начался пелагический этап седиментации. Можно предположить, что быстрое неотектоническое погружение котловины Макарова стало следствием тектонической активизации. В частности, в котловине выделяются многочисленные вулканические постройки, достигающие донной поверхности или даже прорывающие ее (рис. 9.10), что свидетельствует о синфазности проявлений вулканизма с процессом неотектонического обрушения дна котловины Макарова по системе уступов, соответствующих, по-видимому, глубинным разломам земной коры.

Возвращаясь к вопросу о причине формирования регионального несогласия, необходимо отметить следующее. Даже если условно согласиться с мнением об ограниченном влиянии тектоно-эвстатических минимумов на глубоководную седиментацию, то это, в принципе, не противоречит связи регионального перерыва с позднеолигоценовым минимумом, так как вышеприведенный анализ показывает, что в конце олигоцена Центрально-Арктический блок не являлся глубоководной областью. В котловине Макарова (рис. 9.10) выделяется семь комплексов осадков, разделенных несогласиями более высокого порядка (снизу вверх: М1-М4 — нижний структурный этаж; М5-М7 — верхний). По данным обобщающего скоростного анализа, комплексы характеризуются следующими интервальными скоростями (в км/с): М1 (4,6–5,3), М2 (3,9–4,0), М3 (3,3–3,7), М4 (2,85–3,15), М5 (2,5), М6 (2,1–2,4), М7 (1,7–1,9). Комплексы М1 и М2 развиты только в присибирской части котловины Макарова. В приполюсной части прослеживаются только верхние пять комплексов: М3-М4 (нижний структурный этаж) и М5-М7 (верхний). Внутренняя конфигурация комплексов М1, М3 характеризуется хаотичным заполнением низкоамплитудными рефлекторами (рис. 9.10). Такие сейсмофации обычно формируются при повышении тектонической активности в условиях лавинной седиментации (или когда отсутствуют условия для развития слоистости) в периоды тектоно-эвстатических максимумов. Как известно, наиболее значительные тектоно-эвстатические максимумы зафиксированы крупнейшими трансгрессиями в истории Земли соответственно в позднемеловое и эоцен-раннеолигоценовое время (Vail et al., 1977).

Максимальная мощность осадочного чехла в гипоцентре южной части котловины Макарова оценивается в 6 км, а в гипоцентре ее приполюсной части — до 3 км.

По данным широкоугольных сейсмических зондирований (Jokat et al., 1995; Jokat, 2003), скоростные характеристики чехла на хребте Ломоносова и системе поднятий Альфа-Менделеева являются практически идентичными (рис. 9.15). На обоих поднятиях региональное несогласие подстилается высокоскоростными комплексами с интервальными скоростями 4,0-4,7 км/с (комплексы L2, Al2) и 5,0-5,4 км/с (комплексы L1, Al1) и перекрывается низкоскоростными отложениями с интервальными скоростями 1,6-1,8 км/с (комплексы L6, L7, Al7). Эквивалентные региональному несогласию сейсмофации (комплексы L4, Al4) характеризуются на поднятиях интервальной скоростью 2,1-2,3 км/с. Основание осадочного чехла на хребте Ломоносова и поднятии Альфа представлено комплексами со скоростями 5,7-6,3 км/с.

Классические примеры сейсмической конфигурации осадков в транзитных зонах между континентальной окраиной Северной Америки и спрединговым Атлантическим океаном (Sheridan et al., 1988) свидетельствуют о повсеместном развитии проградационных комплексов. Основные структуры склона (синрифтовые комплексы) развивались здесь в процессе континентального рифтогенеза, предшествовавшего океаническому. С началом океанического рифтогенеза склон приобретал облик высокоамплитудного уступа (стенки инициального океанического рифта), что инициировало пострифтовое (после континентального рифтогенеза) осадконакопление по стилю бокового наращивания палеосклонов. Пострифтовые осадки сформировали современные склон и подножие континентальной окраины по системе проградационных призм, достигающих абиссали. Следовательно, проградационные комплексы являются своего рода атрибутами зон перехода от континента к спрединговому океану.

При сопоставлении сейсмических конфигураций осадков в окрестностях восточносибирских континентальных подъемов Евразийского бассейна и котловины Макарова устанавливается их кардинальное различие (рис. 9.16). Если в первом случае очевидно развитие проградационных структур в сторону океана (рис. 9.16, b), то во втором (рис. 9.16, а) наблюдается совершенно противоположная картина. Хорошо видно, что осадки, снесенные в котловину Макарова с восточносибирского шельфа, не отлагались мористее склона, так как все границы в осадочном чехле котловины, включая район подножия, характеризуются отчетливым падением в сторону восточносибирского шельфа. Учитывая также, что на приподнятых блоках, окружающих котловину Макарова, поднятий региональное несогласие, являясь кровлей высокоскоростных отложений, характеризуется чертами подводного эрозионного среза или размыва, можно сделать вывод о том, что преобладающая часть отложений аккумулировалась в котловине Макарова, вследствие размыва и сноса осадков с хребта Ломоносова и системы поднятий Альфа-Менделеева.

Таким образом, сейсмическая конфигурация осадков в зоне сочленения восточносибирского шельфа с котловиной Макарова не соответствует характерным для транзитных зон «континент-спрединговый океан» проградационным структурам, и, скорее всего, представлена системой высокоамплитудных неотектонических сбросов.

Суммируя изложенное, можно сделать вывод о том, что на формирование современного рельефа Центрально-Арктического блока в определяющей степени влияли неотектонические процессы.



Рис. 9.15. Сопоставление сейсмических характеристик осадочного чехла на хребте Ломоносова и поднятии Альфа



Строение земной коры Российской части Арктики

Рис. 9.16. Сопоставление сейсмических конфигураций осадочного чехла в окрестностях континентальных подъемов котловины Макарова (а) и Евразийского бассейна (б) (из Госгеолкарты России м-ба 1 : 1 000 000, листы T-53-56, 2004)

9.4.3. Канадская котловина

Разработка большинства моделей раскрытия Амеразийского бассейна основывалась на сопоставлении геологических данных по окружающим шельфам и суше (хотя нет ни одной известной модели, которая бы полностью им удовлетворяла), а также на интерпретации магнитных аномалий. При этом сейсмические данные, полученные в самом бассейне, в частности, в Канадской котловине, практически не использовались.

На текущий момент Канадская котловина остается наиболее слабоизученной сейсмическими методами провинцией Арктического бассейна. Недавно обработанные сейсмические данные МОВ вдоль дрейфа СП22—78 в южной части Канадской котловины позволяют выявить ряд важных черт в сейсмической конфигурации осадочного чехла.

Линия дрейфа СП22—78 пересекает в восточном направлении самую глубоководную область Канадской котловины (рис. 9.17). Анализ сейсмической конфигурации осадочного чехла вдоль линии дрейфа позволяет выделить четыре основных несогласия, одно из которых, трассируемое приблизительно на уровне 6,5-6,7 с, отображается в качестве границы двух структурных этажей (нижнего и верхнего) (рис. 9.17). Нижний структурный этаж характеризуется угловым несогласием между основными границами и кровлей этажа, а рефлекторы верхнего этажа конформны его основанию (границе структурных этажей). Общая мощность чехла увеличивается в восточном направлении, достигая максимума в 4,5 с в точке поворота генерального направления дрейфа станции на северо-восток. Далее в северо-восточном направлении общая мощность чехла начинает сокращаться за счет деградации нижнего структурного этажа, каждый из комплексов которого структурно срезается террасами акустического фундамента (рис. 9.17). В плане область его деградации представлена относительно узкой линейной зоной (рис. 9.17), которую можно интерпретировать в качестве северного борта крупного прогиба акустического фундамента, развитого в южной части Канадской котловины. Противоположный (южный) борт прогиба, по-видимому, контролируется континентальным подъемом Аляски. Грубая оценка максимальной мощности осадочного чехла в центре прогиба дает значение не менее 8-10 км.

В соответствии с наиболее популярной на текущий момент моделью эволюции Амеразийского бассейна (Lawver et al., 2002), Канадская котловина начала раскрываться в нижнем мелу (приблизительно 130 млн лет назад) относительно полюса раскрытия-вращения в районе дельты Маккензи. При этом считается, что океанический фундамент котловины повсеместно перекрыт гигантской проградационной осадочной призмой, образованной интенсивным выносом рекой Маккензи кластического материала.

Данное традиционное объяснение беспрецедентной (для меловой океанической коры) мощности осадочного чехла в южной части Канадской котловины противоречит реальной сейсмической конфигурации отложений вдоль дрейфа СП22—78, так как последняя не соответствует стандартной конфигурации рефлекторов внутри проградационных призм.

Действительно, в соответствии с компиляцией Jackson,Oakey (1990), простирание проградационной призмы в исследуемом регионе приблизительно совпадает с генеральным направлением дрейфа СП22—78 до точки его поворота на северо-восток (рис. 9.17). На соответствующем фрагменте разреза (до точки поворота) наблюдается падение несогласий на восток, т. е. в сторону дельты Маккензи. Хорошо известно, что проградационные призмы характеризуются падением рефлекторов в сторону, совпадающую с направлением выноса кластического материала (рис. 9.17). В случае превалирующего накопления осадков в южной части Канадской котловины вследствие выноса обломочных пород со стороны дельты Маккензи, падение рефлекторов фиксировалось бы в сторону, противоположную реально наблюдаемой на разрезе. Следовательно, традиционное объяснение беспрецедентной (для меловой океанической коры) мощности осадочного чехла в южной части Канадской котловины противоречит экспериментальным фактам. Таким образом, экстраполяция проградационной призмы на запад от дельты Маккензи более чем на 200—300 км мористее континентального склона является большим преувеличением.

Возникает вопрос: каким может быть альтернативное объяснение беспрецедентной (для меловой океанической коры) мощности осадочного чехла (8—10 км) в южной части Канадской котловины? Наиболее вероятным из возможных объяснений является предположение о домеловом (в данном случае доокеаническом) зарождении вышеупомянутого прогиба акустического фундамента.



Рис. 9.17. Интерпретированный сейсмический разрез в южной части Канадской котловины

В соответствии с этой гипотезой было проведено сопоставление сейсмической конфигурации осадочного чехла в южной части Канадской котловины с таковой на континентальной окраине Аляски. Сопоставление позволяет предположительно отождествить два несогласия, отображающихся и в южной части Канадской котловины, и на Чукотском шельфе (его американском секторе) в качестве границ структурных этажей. Действительно, на разрезах Чукотского шельфа (Sherwood et al., 2002) наблюдается кардинальное несоответствие сейсмических конфигураций осадочного чехла ниже и выше главного несогласия (рис. 9.18), датируемого по данным бурения как нижнемеловое (LCU). На разрезе СП22-78 наблюдается похожее несоответствие сейсмических конфигураций осадочного чехла ниже и выше несогласия, трассируемого на уровне 6,5-6,7 с (рис. 9.17). Следовательно, имеются основания для отождествления данного несогласия с нижнемеловым несогласием Чукотского шельфа. На стратиграфической колонке Чукотского шельфа (Sherwood et al., 2002), в интервале между предположительно девонским акустическим фундаментом и нижнемеловым перерывом, бурением зафиксированы еще два перерыва в осадконакоплении — пермский и юрский. Но по данным СП22-78, в пределах прогиба южной части Канадской котловины между акустическим фундаментом и границей структурных этажей выделяются также два несогласия. Следовательно, их можно предположительно датировать как пермское и юрское (рис. 9.17). В соответствии с данной палеотектонической интерпретацией, нижний структурный этаж осадков в прогибе южной части Канадской котловины сформировался задолго до начала ее раскрытия.

Методология сейсмостратиграфического анализа с опорой на имеющиеся сейсмические и геологические данные по периферии Арктического бассейна позволила выявить главные региональные особенности сейсмической конфигурации осадочного чехла в трех крупнейших провинциях Арктического океана и в ряде случаев предложить их палеотектоническую трактовку.

Евразийский бассейн. Рассматривая Евразийский бассейн в целом, к его главной особенности следует отнести асимметричность сейсмической конфигурации осадочного чехла котловин Нансена и Амундсена относительно хребта Гаккеля. В настоящее время спрединговая природа Евразийского бассейна у большинства исследователей не вызывает сомнений. Но, как известно, океанические спрединговые бассейны характеризуются билатеральной симметрией, подчеркиваемой прежде всего рисунком линейных магнитных аномалий. Поэтому факт асимметрии сейсмической конфигурации отложений Евразийского бассейна относительно оси спрединга, как и факт батиметрической асимметрии (существенного различия глубин дна котловин Нансена и Амундсена), требует своего объяснения.

Центрально-Арктический блок. Котловина Макарова развилась в глубоководную океаническую котловину вследствие быстрого неотектонического погружения или обрушения. Сейсмическая конфигурация осадков в зоне сочленения восточносибирского шельфа с котловиной Макарова не соответствует характерным для транзитных зон «континент-спрединговый океан» проградационным структурам, и, скорее всего, представлена системой высокоамплитудных неотектонических сбросов. Таким образом, на формирование современного рельефа Центрально-Арктического блока в определяющей степени влияли неотектонические процессы, что является главной отличительной особенностью этой провинции глубоководного Арктического бассейна.

Канадская котловина. Новые сейсмические данные ставят под сомнение традиционную точку зрения о повсеместном перекрытии океанического фундамента Канадской котловины гигантской проградационной призмой со стороны дельты Маккензи. Также эти данные указывают на наличие в южной части Канадской котловины крупного прогиба акустического фундамента, заполненного асимметричным по структуре (по структуре полуграбена) осадочным чехлом с мощностью не менее 8—10 км. В связи с тем, что аналоги меловой океанической коры с осадочным слоем такой мощности в настоящее время в мире не известны, предлагается гипотеза о доокеаническом формировании нижнего структурного этажа осадочного чехла в пределах установленного прогиба.

9.5. ФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЛИТОСФЕРЫ

Геоструктуры Амеразийского бассейна, скоростная модель которых надежно установлена экспериментальным материалом и с точностью до деталей признается всеми исследователями, требуют идентификации прежде всего по типу коры. Принятие того или иного типа коры



LINE 1: WEST MARGIN OF HANNA TROUGH AND CHUKCHI PLATFORM

Рис. 9.18. Интерпретированные сейсмические разрезы американского сектора Чукотского шельфа (Sherwood et al., 2002)

определяет эволюцию бассейна, геометрию раскола Лавразии, границу Северо-Американской и Евразийской литосферных плит и характер связи геоструктур Баренцево-Карского и Амеразийского бассейнов.

Одним из способов идентификации типа коры является сопоставление изучаемой модели (геоструктуры) с возможными аналогами. Например, Форсайт сопоставляет скоростные колонки Исландии, хребта Альфа и Гавайских островов (Forsyth et al., 1986). Другие исследователи сопоставляют магнитное поле вулканической зоны Амеразийского бассейна с возможными аналогами на суше, исследуя магнитные спектры. Сопоставляется котловина Макарова с впадинами Баренцева и Карского морей на основе признака палеоокеанической коры. Сравниваются разрезы ГСЗ Амеразийского бассейна с разрезами впадин внутренних морей. Поиск различных аналогов может быть расширен, но это не убеждает специалистов. Всегда могут возникнуть претензии на неполноту выборки или некорректность сопоставления по каким-то отдельным признакам.

Иной подход применил Ю. П. Непрочнов (Геофизика.., 1979) при изучении закономерностей скоростной структуры океанов и морей. Пользуясь статистическими приемами, он выделил коридоры регистрации годографов срединно-океанических хребтов (СОХ), абиссалей, асейсмичных хребтов, желобов, окраинных и внутренних морей. А. В. Егоркин рассмотрел все наблюдения от атомных взрывов России в координатах с единым источником, что дало представление о коридоре регистрации континентальных годографов (Егоркин, 1999).

С целью нахождения признаков типа коры и определения аналогов для структур Арктического бассейна были совместно рассмотрены коридоры регистрации океанических и континентальных годографов (рис. 9.19).

Коридоры регистрации всех типов океанических и континентальных геоструктур дифференцируются до удалений 1000 км, что свидетельствует о глубоком отличии скоростной структуры океанической и континентальной литосферы. В то же время годографы разных геоструктур однотипной коры сходятся при удалении от источника всего на 250—400 км, что связано с изостатическим уравновешиванием коры. На рис. сведены все годографы ГСЗ Баренцево-Карского и Амеразийского бассейнов, а также отдельные годографы, полученные на Балтийском щите и Новосибирских островах. Кроме экспериментальных годографов, на рис. показаны их осредненные годографы. Коридор регистрации годографов имеет ширину 10 с на удалении 25 км и сокращается до 2 с на удалении 250 км.

Годографы — это прямой экспериментальный материал, и дифференциация коридоров их регистрации для континентов и океанов, а также для различных типов геоструктур является серьезным косвенным признаком, сопоставимым по значимости с идентификацией коры по признаку линейных магнитных аномалий (ЛМА). Между тем оба признака различаются как по физической природе, так и по накопленному объему. ЛМА отражают определенную структуру магнитного поля Земли, данные по которому имеются практически для всей планеты. Наблюдения ГСЗ дискретны и пока не входят в мировую базу данных, доступную каждому исследователю. Однако существеннее другая проблема.

Причина дифференциации годографных коридоров различных геоструктур должна быть раскрыта в физических моделях. Действительно, время прихода первых волн функционально связано с глубиной проникания волны, и поэтому коридорам регистрации годографов должны соответствовать определенные коридоры в плоскости разреза.

В случае двухслойной модели литосферы (кора и мантия), в определенные коридоры должна попасть поверхность мантии Z_M при отсчете ее от поверхности литосферы. Поверхность литосферы различных морфоструктур отклоняется в ту или иную сторону от поверхности геоида. Обозначим величину этого отклонения символом Δh_L . Сведение всех доступных данных по скоростным моделям идентифицированных геоструктур позволило выделить в плоскости (Δh_L , Z_M) коридоры существования континентальных и океанических морфоструктур (рис. 9.20). Следует отметить, что перечисление конкретных скоростных моделей, число которых измеряется сотнями, лежит в стороне от целей данной работы. Между тем любой исследователь может применить свою собственную базу данных и свои представления к рассматриваемой глобальной модели, устойчивость которой обеспечивается достаточно массовой выборкой скоростных колонок.

В отличие от годографных коридоров, рассматриваемая модель подлежит физико-геологическому объяснению, основанному на экспериментально подтвержденном принципе изостатической компенсации.



1 average time-distance cover for Amerasian Basin;

2 average time-distance cover for Barents-Kara Basin;

3 average time-distance cover for Kola Peninsula and De Long Islands Shelf

Рис. 9.19. Экспериментальные и осредненные годографы ГСЗ, приведенные к общему источнику

Условие изостатической компенсации выражается уравнением:

$$P = \sum h_i \rho_i = Const,$$

где Р — давление на уровне компенсации, n — число слоев, h_i и ρ_i — мощность и плотность каждого слоя.

Для двухслойной модели литосферы:

 $P = h_c \rho_c + h_M \rho_M = Const,$

где h_c , h_m , ρ_c , ρ_m — средние мощности и плотности коры и мантии (до уровня компенсации). Поверхность коры имеет стандартный (близкий к геоидному) уровень на кратонах — тектонически пассивных геоструктурах, занимающих большую часть суши. Отклонение от стандартной уровненной поверхности коры Δh_c приводит к отклонению ее давления $\Delta h_c \Delta \rho_c$, где $\Delta \rho_c = \rho_c$ при положительном Δh_c (превышение над геоидом) и $\Delta \rho_c = (\rho_c - 1)$ при отрицательном Δh_c (кора перекрыта водным слоем). Отклонение от стандартного уровня мантии Δh_m приводит к отклонению ее давления $\Delta h_m \Delta \rho_m$, где Δh_m имеет знак отклонения, а $\Delta \rho_m = \rho_m - \rho_c$ (избыточная плотность мантии относительно коры в слое Δh_m , замещенном корой, или, наоборот, в зависимости от знака Δh_m).

По условию изостазии $\sum \Delta P = 0$ или

$$\Delta h_{\rm M} = \Delta h_{\rm c} \, \frac{\Delta \rho_{\rm C}}{\Delta \rho_{\rm M}} \tag{1}$$





Zone of existence for continental crust is restricted by firm line and include the windows for the following morphostructures: 1–continental rises; 2–continental planes (cratons); 3–continental depressions.

Zone of existence for ocean crust is restricted by dotted line and include the windows for the following morphostructures: 4–*ocean rises;* 5–*abysses;* 6–*ocean trenches.*

Рис. 9.20. Районирование коридоров существования континентальных и океанических морфоструктур в плоскости (Δh_L, Zм)

Если ρ_c , ρ_M = Const, то при ρ_c = 2,8 г/см³ и ρ_M = 3,3 г/см³ одному км превышения поверхности коры над геоидом отвечает почти шестикилометровое погружение мантии относительно стандартного уровня. Соответственно, погружению на 1 км поверхности коры отвечает почти четырехкилометровый подъем поверхности мантии. При подъеме поверхности коры на 8 км поверхность мантии погрузится примерно на 45 км, а при погружении поверхности коры на 4 км мантия поднимется примерно на 15 км. При условии, что ρ_c и ρ_M постоянны, в плоскости разреза (Δh_L , Z_M) положение поверхности мантии будет описано единственной линией, воздымающейся от высокогорья к подводному продолжению континента.

На самом деле существует не линия, а достаточно широкий коридор уровней поверхности мантии, т. е. каждому уровню поверхности литосферы отвечает определенный диапазон мощностей коры. Причиной этого является гетерогенность континентальной коры, связанная с длительным и разнообразным процессом ее формирования. Поэтому ширина коридора уровней поверхности мантии соответствует дисперсии плотности коры, которая для достаточно толстой континентальной коры едва ли превышает ± 0,2 г/см³. Мощность коры на поднятиях систематически меньше расчетной по формуле (1), а в акваториях больше. Поэтому для мантии нужно допустить не возможность дисперсии плотности, а закономерное уменьшение ее в сторону поднятий и повышение в сторону депрессий.

Без каких-либо динамических процессов в мантии объяснить рост гор и возникновение депрессий невозможно, так как жесткая континентальная кора тектонически пассивна. Такими процессами являются разуплотнение мантии под горами и уплотнение мантии при ее всестороннем притоке и подъеме под депрессиями, что подтверждается экспериментальными данными (Геофизика.., 1979).

Сказанное дает основание выделить в коридоре континентальных геоструктур окна континентальных поднятий, равнин и депрессий. В окно континентальных депрессий попадают все скоростные модели Баренцево-Карского и Амеразийского бассейнов, а также модели континентальных склонов и депрессии внутренних морей.

Аналогичным образом можно рассмотреть океанические геоструктуры. Их стандартом является абиссаль. Абиссали занимают основную площадь океанов. Среднестатистическая мощность водного слоя на абиссалях составляет 5 км, а мощность коры — 7 км. При подъеме поверхности коры на 2 км ее мощность возрастает вдвое, а при подъеме на 5 км (до уровня геоида) — до 18 км. Если поверхность океанической коры погрузить на 2 км, то ее расчетная мощность сократится до нуля (это уровень подводной поверхности мантии).

Таким образом, в отличие от континентальной коры, в океанах отмечается не только смещение расчетной зависимости Z_M от Δh_L , но и сужение диапазона существования океанической коры. Возможные вариации плотности океанической коры, которые не столь ощутимы, как в случае с континентальной корой, расширяют коридор ее существования в плоскости (Δh_L , Z_M) из-за относительно малой мощности, что и наблюдается. Поэтому остается приблизить расчетный уровень регистрации поверхности мантии к экспериментальным данным путем изменения $\Delta \rho_M$ в формуле (1).

Мощность океанической коры может возрасти до 20-40 км (Исландия, горячие точки) при уровне поверхности литосферы, равном и даже превышающем геоидный на 1,0-1,5 км, если $\Delta \rho_{M} = \rho_{M} - \rho_{c}$ уменьшить до 0,3 г/см³ при одновременном повышении плотности в коре относительно стандартной и понижении плотности в мантии. Это соответствует экспериментальным данным (скорость в мантии под Исландией и горячими точками равняется 7,8-7,9 км/с, а кора на 80-90% представлена океаническим слоем III со скоростью 7,0 км/с) и отвечает геодинамике горячих мантийных струй и плюмов, а также объясняет природу возникновения утолщенной коры на океанических поднятиях.

В желобах мощность водного слоя достигает 7–12 км, а океаническая кора скучивается до мощности 10–20 км. Это возможно при увеличении $\Delta \rho_{M}$ за счет понижения средней плотности коры и возрастания плотности в мантии, что и наблюдается. Скорость в мантии под желобами возрастает до 8,8 км/с (Геофизика.., 1979; Зверев, 1999).

Таким образом, как и на континентах, в океанах выделяются три типа геоструктур — поднятия, абиссали и желоба, обеспеченные дивергенцией и разуплотнением мантии на поднятиях, ее стандартными параметрами на абиссалях и конвергенцией с уплотнением мантии в желобах.

Область существования континентальных депрессий граничит, но практически не пересекается с областью океанических поднятий (рис. 9.20). Это обособление позволяет идентифицировать практически все геоструктуры Амеразийского бассейна в качестве континентальных депрессий.

9.6. МОРФОСТРУКТУРА АРКТИКИ

Рассмотрение физических моделей литосферы (раздел 9.5) и скоростной структуры Амеразийского бассейна (раздел 9.3) приводит к выводу о наличии глубокой связи между морфологической структурой поверхности литосферы и рельефом поверхности мантии. Амеразийский и Баренцево-Карский бассейны в целом относятся к геоструктурам континентальных депрессий с корой, перекрытой водным слоем различной мощности. Однако эти бассейны являются лишь частью обширной Арктической геодепрессии. Их место в структуре геодепрессии представляется полезным рассмотреть до сопоставления их собственной морфоструктуры.

9.6.1. Морфоструктура Арктической геодепрессии

Акватория Арктики ограничена генерализованной береговой линией Северо-Американского и Евразийского континентов и включает острова и архипелаги (рис. 9.21).

Водосбор рек, впадающих в Арктический бассейн, ограничен кольцевым водоразделом. Площадь этого водосбора по структуре блоков, выраженных в поверхности литосферы и сегментации речных бассейнов, делится на три сектора:



Рис. 9.21. Глобальная морфоструктура Арктики

1. Сектор спрединговых кайнозойских океанических бассейнов вместе с пассивными континентальными окраинами, возникшими в зоне раскола литосферных плит (Полярно-Атлантический сектор). Границы океанических бассейнов сходятся к полюсу раскрытия.

2. Сектор Северо-Американской плиты. Линеаменты границ блоков с разной морфоструктурой и поперечные водоразделы речной сети сходятся к северному выступу Гренландии, сегментируя сектор на систему треугольных блоков, которые опираются основаниями на водораздельное кольцо Арктики.

3. Сектор Евразийской плиты. Линеаменты границ блоков с разной морфоструктурой и поперечные водоразделы речной сети сходятся к акватории Баренцева моря, фокусируясь на Свальбарде и сегментируя сектор на систему треугольных блоков, которые опираются основаниями на водораздельное кольцо Арктики.

Приведенное региональное районирование Арктики упрощается при мысленном закрытии спрединговых бассейнов. В этом случае границы Северо-Американских и Евразийских секторов становятся обычными границами треугольных сегментов, вершины которых сходятся к единому Северо-Гренландско-Свальбардскому центру. Опираясь на геологические данные на континентах, можно утверждать, что такая сегментация имела место до раскола Лавразии. Возможно, отдельные сегменты испытали погружение в период континентального рифтогенеза в позднем мелу, который предшествовал расколу.

Наиболее общей моделью вышеописанной структуры является коровый свод, который на этапе роста раскалывается по системе кольцевых и радиальных разломов. Радиальные разломы становятся конвергентными границами блоков (сегментов), а кольцевые — листрическими ограничениями региональных и локальных полуграбенов. В процессе последующей релаксации вершинная часть свода начинает погружаться. В результате формируется геодепрессия.

Радиальное осевое сечение любого сегмента, направленное от его вершины к основанию, вписывается в модель крупных полуграбенов или ступенчатого погружения блоков сегмента к вершине. Например, Центрально-Арктический сегмент разбит на материковый блок, шельфовый блок и три ступени котловины Макарова. В каждом блоке центр осадконакопления расположен у его южной границы (структура полуграбенов котловины Макарова). Канадский сегмент имеет аналогичную структуру. Его глубоководный блок (Канадская котловина) имеет центр осадконакопления у южной границы. В шельфовом блоке Баренцевского сегмента центр осадконакопления также расположен у южной границы блок.

Анализируя альтернативные океанические модели Канадского и Центрально-Арктического блоков, можно обнаружить, что они противоречат наблюдаемой центрально-симметричной сегментации морфоструктуры Лавразии. В центральную симметрию блоков Лавразии не вписываются только разрезающие ее спрединговые бассейны.

9.6.2. Граница Северо-Американской и Евразийской литосферных плит

Дивергентная граница Северо-Американской и Евразийской литосферных плит после видимого окончания хребта Гаккеля или после полюса раскрытия может стать трансформной или конвергентной, но не прекратиться. Предположения о возможном продолжении оси раскола Лавразии возникали неоднократно. Например, предполагалось продолжение оси раскола по склону шельфа Восточно-Сибирского моря (Mackey et al., 1998).

В пользу того, что граница между плитами проходит через хребет Черского в Охотское море, свидетельствуют следующие факты (рис. 9.22):

1. На границе литосферных плит сейсмоактивность должна быть резко повышена. Именно это имеет место в районе хребта Черского и сопряженных с ним хребтов. Ни в каком другом направлении от замыкания хребта Гаккеля не обнаруживаются пояса повышенной сейсмичности. Также обращает на себя внимание заметное расширение полосы повышенной сейсмоактивности в конвергентной зоне границы литосферных плит по сравнению с полосой дивергентной зоны хребта Гаккеля. Последнее полностью вписывается в физико-геологическую природу зоны сжатия и подтверждает ее — раскол с раздвигом линеен, а скучивание коры в зоне стыковки встречно движущихся плит объемно.

2. После полюса вращения, расположенного на континенте, дивергенция должна смениться конвергенцией, что и наблюдается.

3. Конвергентная зона хребта Черского является единственным местом, наследующим простирание хребта Гаккеля.



Epicentres of earthquakes (from VNIIO database):

Magnitudes: $\bigcirc \bigcirc \bigcirc \circ \circ$ >6 6 5 4 4>

Рис. 9.22. Карта эпицентров землетрясений Арктико-Азиатского сейсмического пояса

9.6.3. Модель симметрии морфоструктурных форм Амеразийского и Баренцево-Карского бассейнов

На рис. 9.23 представлено сопоставление морфоструктурных форм Амеразийского и Баренцево-Карского бассейнов. Ограничением бассейнов является линеамент, известный под названием линии Вегенера и дуги шельфового уступа в Амеразийском бассейне и берегового уступа в Баренцево-Карском бассейне. Эти дуги вписываются в рассмотренную выше общую радиально-концентрическую морфоструктуру Арктики в качестве элементов концентрических нарушений. Континентальный уступ вдоль линии Вегенера и уступы, ограничивающие спрединговый Евразийский бассейн, вписываются в систему радиальных расколов Арктической геодепрессии. Таким образом, рассматриваемые бассейны являются сегментами Арктической геодепрессии.


Рис. 9.23. Модель симметрии морфоструктурных форм Амеразийского и Баренцево-Карского бассейнов

В пределах Амеразийского и Баренцево-Карского бассейнов обособляются Чукотско-Восточносибирская (присибирская часть хребта Ломоносова, котловина Макарова I, поднятие Менделеева, Чукотский бордерленд, хребет Нордуинд) и Карская (Северная Земля, Карское море, Новая Земля) террасы, характеризующиеся относительно повышенным (в пределах каждого бассейна) уровнем поверхности литосферы и большей мощностью коры.

Террасы ограничены уступами сбросового типа и сегментируются ортогональными к шельфовым или береговым границам поднятиями. Наиболее крупные из них проходят примерно посредине (поднятие Менделеева и Сибирский Порог).

За пределами рассмотренных террас также можно обнаружить элементы морфологической симметрии. В Амеразийском бассейне развиты две гряды поднятий, представленных двумя блоками хребта Ломоносова и тремя блоками хребта Альфа. В Баренцевском бассейне также выделяется две гряды поднятий. Одна гряда примыкает к бровке шельфа на границе с Евразийским бассейном и представлена архипелагами Земли Франца-Иосифа и Свальбарда. Другая гряда прослеживается южнее и представлена тремя более погруженными блоками (Адмиралтейский вал, Центрально-Баренцевское поднятие, Свальбардская банка).

К Кольскому п-ову примыкает Нордкапский прогиб, выполненный чехлом мощностью до 15 км и более. Аналогом ему в Амеразийском бассейне является прогиб, простирающийся вдоль континентального подъема Аляски. Нордкапский прогиб замыкается Южно-Баренцевской сверхглубокой впадиной. Аналог ее в южной части Амеразийского бассейна еще плохо оконтурен, но по мощности чехла может быть отнесен к разряду сверхглубоких впадин.

Предложенные элементы морфологической симметрии между Амеразийским и Баренцево-Карским бассейнами могут свидетельствовать об общности геодинамических процессов на кайнозойском этапе эволюции, с которым связано возникновение Евразийского бассейна и современной морфоструктуры Арктики. Распространять эту симметрию на предшествующую геологическую историю оснований нет.

9.7. МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ АРКТИКИ

Геология континентального обрамления Арктического океана известна достаточно хорошо. В этом обрамлении в палеозое и раннем мезозое накапливались мощные толщи осадков, источником которых было крупное поднятие Крокерленд в центре Арктики. Снос осадков шел в сторону Канадского Арктического архипелага, Аляски, Чукотки, Восточной и Западной Сибири и на юг Баренц-региона (Embry, 1992). С этим поднятием наилучшим образом коррелируется палеоарктический свод, на существование которого прямо указывает морфоструктура Арктики (раздел 9.6).

Режим конвергенции Лавразии сменился режимом дивергенции. Смена режимов началась с континентального рифтогенеза, который инвертировал свод и завершил радиально-концентрическую сегментацию Арктики. В начале кайнозоя по одной из радиальных границ сегментов свода (по наиболее ослабленной зоне, уже частично расколотой при сводообразовании и последующей инверсии) произошел раскол Лавразии. Ось раскола одновременно стала осью или плоскостью симметрии между двумя сегментами — Амеразийским и Баренцево-Карским. Для них характерна симметрия морфоструктурных форм. Но, в отличие от североатлантических блоков расколовшейся Лавразии, именно эти бассейны полностью лишены элемента симметрии по уровню погружения поверхности литосферы относительно полярной ветви Срединно-Атлантического хребта.

Особым эволюционным процессом, который кардинально изменил морфологический облик Арктического бассейна (т. е. нарушил его симметрию по уровню погружения поверхности литосферы, в то же время сохранив симметрию морфоструктурных форм), стал процесс неотектонического обрушения дна. Неотектоническое обрушение дна затронуло прежде всего и с наибольшей интенсивностью Амеразийский бассейн вместе с прилегающей котловиной Амундсена.

Предложим две вероятные причины, которые могли инициировать этот процесс:

1. В окружении Баренцево-Карского бассейна активных складчатых поясов нет. В то же время Амеразийский бассейн практически граничит с конвергентным складчатым поясом Лавразии, которая только на границе с Тихим океаном является активной континентальной окраиной. Известно, что все впадины внутренних морей также непосредственно примыкают

к активным складчатым системам. Также известно, что все впадины внутренних морей образовались в результате быстрого неотектонического обрушения. Таким образом, Амеразийский бассейн мог развиваться по стилю эволюции внутренних морей.

2. Для того чтобы реконструктивно закрыть Норвежско-Гренландский бассейн, Гренландию нужно сместить на юг примерно на 250 км. Отсюда следует, что Северо-Американская плита не только расходилась с Евразийской плитой, но и сдвигалась в сторону Тихого океана. На неотектоническом этапе это движение для блока плиты южнее линии Вегенера замедлилось или прекратилось при схождении выступов обеих плит (Гренландии и Свальбарда). Ослабленная шовная зона линии Вегенера не могла сдержать продолжавшееся движение остальной части Северо-Американской плиты. В результате тыл этой части плиты (Амеразийский блок) испытал резкое растяжение, что привело к его поблочному обрушению, вулканизму и повышению контрастности линии Вегенера. Такая модель более привлекательна тем, что объясняет причину неотектонического обрушения всей части Северо-Американской плиты севернее линии Вегенера, включая и котловину Амундсена. Другими словами, вторая модель объясняет причину асимметрии Евразийского бассейна.

9.8. ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В главе рассмотрены данные сейсмических исследований в Арктическом бассейне в совокупности с районированием его морфологической структуры. Анализ всего многообразия данных позволил предложить модель кайнозойской эволюции Арктики.

В начале кайнозоя по оси хребтов Гаккеля (дивергентная зона) — Черского (конвергентная зона) произошел раскол Лавразии с полюсом раскрытия в море Лаптевых. Об этом свидетельствует распределение активной сейсмичности. Ось раскола стала осью симметрии двух крупнейших Арктических блоков, соответствующих Баренцево-Карскому бассейну с прилегающей океанической корой котловины Нансена, и Амеразийскому бассейну с прилегающей океанической корой котловины Амундсена. Для обоих блоков характерна симметрия морфоструктурных форм. Но в отличие от североатлантических блоков расколовшейся Лавразии арктические блоки полностью лишены элемента симметрии по уровню погружения поверхности литосферы относительно полярной ветви Срединно-Атлантического хребта.

Сейсмостратиграфический анализ осадочного чехла позволил реконструировать особый эволюционный процесс, который кардинально изменил морфологический облик Арктического бассейна. Этим процессом стало неотектоническое обрушение дна, которое затронуло прежде всего и с наибольшей интенсивностью Амеразийский бассейн.

На протяжении кайнозойского этапа эволюции в Амеразийском бассейне могли накапливаться асимметричные деформации вследствие сближения выступов Евразийской и Северо-Американской литосферных плит (Свальбарда и Гренландии) и соответственного торможения блока Северо-Американской плиты южнее линии Вегенера. На неотектоническом этапе накопившиеся деформации растяжения Амеразийского блока сбросились и нарушили симметрию между Амеразийским и Баренцево-Карским бассейнами по уровню погружения поверхности литосферы. При этом симметрия морфоструктурных форм в определенной степени сохранилась вследствие вертикального характера неотектонических движений.

ЛИТЕРАТУРА

Геофизика океанского дна / Отв. ред. Ю. П. Непрочнов. М.: Наука, 1979. Т. 1. 470 с. Егоркин А. В. Изучение мантии на сверхдлинных геотраверсах // Физика Земли. 1999. № 7-8. С. 114-130.

Зверев С. М. ГСЗ на океанах за 30 лет экспедиций: методика и волновые поля // Физика Земли. 1999. № 7-8. С. 143-163.

Ким Б. И., Слободин В. Я. Основные этапы эволюции западно-арктического шельфа Российской и Канадской Арктики в палеогене и неогене / Ред. И. С. Грамберг. Геология Амеразийского бассейна. СПб.: изд. ВНИИОкеангеология, 1991. С. 104—116. Embry A. F. Crockerland – the nortwest sourse area for the Sverdrup Basin, Canadian Arctic island, Arctic Geology and Petroleum / Vorren T. O., Bergsager E., Stamnes O. A. et al. (Ed). Spesial Publication 2. Elsevier. Amsterdam. 1992. P. 205–216.

Enachescu M. E. Structural setting and validation of direct hydrocarbon indicators for Amauligak oil field, Canadian Beaufort Sea // The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 1990. V. 74, N 1. P. 41-59.

Forsyth D. A., Asudeh J., Green A. J., Jackson H. R. Crustal structure of the Northern Alpha Ridge beneath the Arctic Ocean // Nature. 1986. V. 332, N 6077. P. 49-352.

Geological atlas of the Beaufort-Mackenzie area / Dixon J. (Ed.) // Geological Survey of Canada. 1995.

Gosser J., Kind R. Seismic evidence for very deep roots of continents // th and Planet, Science Letter, 1996. P. 1-13.

Jackson H. R., Oakey G. N. Sedimentary thickness map of the Arctic Ocean, Plate 5 / Grantz A., Johnson L. and Sweeney J. F. (Ed.) The Arctic Ocean Region, The Geology of North America DNAG. 1990. V. L. P. 99-110.

Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y. et al. New insights intoevolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // Geophys. J. Int., 1995. N 122. P. 378-392.

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

Lawver L. A., Grantz A., Gahagan L. M. Plate Kinematic Evolution of the present Arctic Region since the Ordovician, Chapter 18 / E. L. Miller, A. Grantz, S. L. Klemperer. (Ed.) Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin, and adjacent landmasses, GSA Special Paper. 2002. 360 p.

Mackey K. G., Fujita K., Ruff L. J. Crustal thickness of northeast Russia // Tectonophysics. 1998. V. 284. P. 283-297.

Mitchem R. M., Vail P. R., Sangree J. B. Stratigraphic interpretation of time section from reflection configuration / C. E. Payton, (ed). Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration: The American Association of Petroleum Geologists Memoir. 1977. N 26. P. 215–242.

Sangree J. B., Widmier J. M. Interpretation of terrigenous depositional facies from Seismic data / C. E. Payton, (ed). Seismic stratigraphy – application to hydrocarbon exploration: The American Association of Petroleum Geologists Memoir 1977. N 26. P. 288–325.

Sheridan R. E., Grow A. G., Klitgord K. D. Geophysical data / R. E. Sheridan and J. A. Grow, (ed). Continental Margin, U.S.: Geological Society of America, The Geology of North America, 1988. V. 1-2. P. 177-187.

Sherwood K. K., Johnson P. P., Craig J. D. et al. Structure and Stratigraphy of Hanna Trough, U.S. Chukchi Shelf, Alaska, Chapter 3 / E. L. Miller, A. Grantz, S. L. Klemperer (Ed.) Tectonic evolution of the Bering Shelf-Chukchi Sea-Arctic Margin, and adjacent landmasses, GSA Special Paper. 2002. 360 p.

Vail P. R., Mitchem R. M. Thompson S. Global cycles of relative changes of sea level / C. E. Payton, (ed). Seismic stratigraphy – application to hydrocarbon exploration: The American Association of Petroleum Geologists Memoir. 1977. N 26. P. 83-97.

ГЛАВА 10

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ БАРЕНЦ-РЕГИОНА

Эволюция тектонических обстановок в Баренцевоморском регионе была предметом внимания многих исследователей, и не только в силу теоретического интереса. Важная роль, которую играет этот регион в структуре Евразийского материка, разнообразие тектонических обстановок и огромные размеры шельфа создают предпосылки для проявления многообразных минерагенических процессов, в особенности нефтегазонакопления. Примечательно, однако, что несмотря на многократно возросший объем информации о статической модели региона, его ретроспективная модель до сих пор не получила единодушной трактовки.

В работах Н. С. Шатского, В. С. Журавлева, Р. А. Гафарова были определены самые общие вопросы стадийности развития региона как крупной платформенной структуры, получившей название Баренции. Позднее, на базе более полных данных вопросы становления структур фундамента детально рассматривалась В. Е. Хаиным (1978), О. Эльдхольмом, В. Харландом, П. Зиглером (Ziegler, 1987), а формирования осадочного чехла — Г. Ронневиком, Дж. Фалейде. В более общей форме они рассмотрены Л. П. Зоненшайном с соавторами в обобщающей работе (Зоненшайн и др., 1990). История развития континентальной части региона охарактеризована в ряде публикаций кольских геологов, а также в многочисленных публикациях интернационального коллектива ученых, участвующих в реализации проектов СВЕКАЛАПКО программы ЕВРОПРОБА и проекта СОРЕNA программы IGCP (в числе наиболее крупных работ следует отметить монографию М. В. Минца). В шельфовой области детальные палеогеологические исследования были выполнены в разные годы Д. Г. Батуриным, В. И. Бондаревым, Р. Н. Валеевым, М. Л. Вербой, В. Г. Геценом, В. А. Дедеевым, В. Д. Дибнером, Р. А. Гайером, Е. Д. Есипчуком, А. А. Красильщиковым, Ю. Я. Куниным, Ю. Я.Лившицем, К. Таунсендом, Н. И. Тимониным, А. Седлецкой, Б. В. Сениным, Э. В. Шипиловым, А. Ю. Юновым и др.

Итогом этих исследований явилась разработка различных моделей геологической эволюции, которые в значительной мере дополняют одна другую. В них содержится обоснование довольно близких схем периодизации истории геологического развития, из которых со всей очевидностью следует наиболее существенный вывод: литосфера континентального типа была сформирована как в материковой, так и в шельфовой части Баренц-региона уже к рубежу архея и протерозоя — 2,7—2,6 млрд лет. В современной структуре континентальной плиты на Кольском п-ове и в Карелии вскрыт разрез ее кристаллического слоя, а в шельфовой области с максимальной полнотой развит плитный чехол.

10.1. ДОРИФЕЙСКИЙ ЭТАП ЭВОЛЮЦИИ КОЛЬСКОЙ РИФТОГЕННО-КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ

Анализ предложенных в 90-е годы плейт-тектонических моделей геодинамики и структуры северо-восточной части Балтийского щита и прилегающей части Баренцевоморского шельфа,

с учетом новых геофизических материалов по глубинному строению и изотопно-геохимических данных о возрасте и сериальном типе породных ассоциаций, осуществлен в 1997—1998 гг. в процессе составления монографий-сводок «Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы». В этих монографиях и дополняющих их последующих работах и докладах на геологических конгрессах показано, что концепция рифтогенно-обдукционного развития геодинамически сопряженной пары Печенгско-Варзугского рифта и Лапландско-Колвицкого гранулитового пояса (ЛКГП) хорошо согласуется с новыми данными по стадийности и термодинамическим режимам метаморфических процессов, по цикличности проявления мантийно-плюмовых процессов с щелочным и бонинитовым типом магматизма, подкрепляется результатами математического моделирования термомеханических процессов в коллизионном шве (Филатова, Виноградов, 1999).

В процессе синтеза новых данных было принято во внимание получение геохронологами надежного подтверждения архейского возраста первых проявлений щелочного магматизма в Терско-Мурманском мегаблоке Кольского п-ова, а также находки в метаосадках Беломорско-Лапландского мегаблока детритовых цирконов с раннеархейскими возрастами — от 3,2 до 3,8 млрд лет; выявление существенной роли в позднем архее-раннем протерозое трансгрессии с субширотной ориенитровкой сдвиговых линеаментов (Балаганский и др., 1998); выявление свидетельств дорифейского формирования коры континентального типа на Баренцевоморском шельфе с последующим однотипным развитием трех главных морфоструктур Восточно-Европейской платформы в режиме внутриконтинетального эпейрогенеза с различной направленностью когерентных вертикальных движений коровых блоков (террейнов), расположенных над сводовой областью Кольско-Беломорского мантийного плюма и по его периферии; отсутствие признаков горообразования в докембрийских коллизионных структурах и получение корреспондирующихся с этим геологическим выводом модельных расчетов вязких внутрикоровых массопотоков, волноводов, перколяционных флюидо- и магмопроводящих зон (Филатова, Виноградов, 1999; Филатова и др., 2002), новые данные о значительной латеральной неоднородности термодинамических условий метаморфических процессов в глубинных коллизионных зонах с локальными проявлениями метаморфических давлений до 13 кб. На основе комплексных геолого-геохронологических и геофизических исследований области сочленения Балтийского щита и Восточно-Европейской платформы с Баренцевоморской шельфовой плитой разработана интегральная сейсмогеологическая модель современного глубинного строения и реконструированы основные этапы эволюции тектонического строения северной окраины Европейского континента от архея до голоцена (Сейсмогеологическая.., 1998).

Основной объем земной коры современного материка и шельфа был сформирован в архее, и структура крупных докембрийских блоков коры сохранилась до настоящего времени, подвергшись существенной модификации лишь в ареалах тектоно-магматической активизации рифтогенной или плюмовой природы. Постархейские процессы седиментогенеза, магматизма и метаморфизма развивались во внутриконтинентальных обстановках в связи с рифтогенезом и реидовой тектоникой блоков. В раннем докембрии в условиях повышенной разогретости коры очаговые и линейно-поясовые ареалы активного магматизма контролировались сетью магмоводов, включавшей сквозь коровые линеаменты и внутрикоровые астеносферные линзы, служившие путями латерального перераспределения масс вязкими потоками. Для этого эндогенного режима характерно развитие в кристаллическом цоколе протократона парных рифтогенно-обдукционных поясов, в которых зоны растяжения и повышенной проницаемости коры, маркируемые в верхнем этаже коры вулканогенно-осадочными комплексами, сопряжены с комплементарными зонами скучивания шарьяжных пакетов гипербарических метаморфитов по породам средней и нижней коры (рис. 10.1).

Базовым положением в принятой концепции является предположение о том, что на территории Кольского п-ова и Финской Лапландии гранулит-гнейсовая область коллажного строения с корой континентального типа сформировалась в архее (3,1–2,6 млрд лет), а более древние (3,7–3,2 млрд лет) континентальные «литоплинты» существовали на месте Баренции и Карелии и в верхнем архее, служив континентальным обрамлением Кольско-Лапландской палеоокеанической области. В палеопротерозое эпиархейский протоконтинент подвергся существенной перестройке в результате развития в его внутренних зонах сложной системы проторифтов, сдвиговых и коллизионных зон, контролировавших размещение магматических формаций и метаморфическую зональность молодой платформы, в которую превратился протоконтинент к рубежу 1,6 млрд лет. Геодинамический режим формирования поясовых рифтогенов



Рис. 10.1. Структура Кольской рифтогенно-обдукционной системы (А) и ее реологические модели для стадий спрединга (В) и коллизии (С) в осевой зоне рифта (по Виноградов, Филатова, 1999; Филатова и др., 2002)

наиболее детально исследован на примере Лапландско-Печенгского района (Сейсмогеологическая.., 1997, 1998). В геодинамической системе КРКС на палеопротерозойском этапе на протяжении более 600 млн лет существовала триада кинематически сопряженных структурно-формационных зон, включавшая в себя: (1) палеорифтовую систему Полмак-Пасвик-Печенга-Имандра-Варзуга (ППП) с асимметричным сдвиго-раздвигом в качестве главной магмовыводящей структуры; (2) северо-восточную бортовую зону сжатия, пространственно совпадающую с Серварангер-Кольским составным террейном; (3) юго-западную краевую зону скучивания и внутрикоровой обдукции, совпадающую с зоной сочленения (коллизии) Лапландского и Кандалакшско-Колвицкого гранулитовых поясов, с Беломорским составным террейном (рис. 10.1).

Начало деструкции протоконтинента маркировано внедрением в возрастном интервале 2,5-2,4 млрд лет расслоенных плутонов перидотит-пироксенит-габброноритовой формации (интрузивы горы Генеральской, Карикъявр, Федоровых и Панских тундр, Имандровский, Мончегорский, Пеникат, Койтелайнен, Койлисма и др.) (Смолькин, 1997; Mitrofanov, Bayanova, 1999; Шарков и др., 2000). Формирование обширного ареала с однотипным магматизмом связывают с подъемом в кору головной части мантийного плюма, где доминировали магмы пикритового состава. Проекция осевой зоны плюма на уровне современного эрозионного среза приходится на стык юго-западной окраины Центрально-Кольского террейна с Беломорским мегаблоком и маркируется ареалом распространения друзитов. В головной части плюмовая колонна, по-видимому, распалась на несколько струй, инъецировавших кору вдоль транскоровых разломов, рассекающих сводовое поднятие коры над плюмом в участках тройных сочленений и расходящихся от них поясов растяжения — сумийских авлакогенов. Промежуточные магматические камеры в голове плюма располагались в низах коры и не подпитывались щелочными флюидными потоками из мантии, что предопределило широкое развитие при дифференциации первичных пикритовых магм во внутрикоровых камерах «вторичных» магм типа высокомагнезиальных андезитов или бонинитов, слабоконтаминированных коровым материалом (Смолькин и др., 1997; Шарков и др., 2000).

В истории развития проторифтовой системы выделяются четыре стадии с различным характером вулканизма и седиментогенеза, скоростью латерального раскрытия и глубиной проникновения магмоводов (Смолькин, 1997). На первой стадии (2,56-2,30 млрд лет) формировались вулканические комплексы мантийно-корового генезиса — базальты, андезитобазальты, дациты нормальной щелочности с высоким первичным отношением ⁸⁷Sr /⁸⁶Sr (0,7042). В поясе ППП супракрустальные образования этой стадии достоверно не установлены, в Имандра-Варзугской ветви проторифтовой системы их суммарная мощность достигает 6 км. Со второй стадией (2,30—2,20 млрд лет) связаны массовые извержения мантийных (87 Sr/ 86 Sr = 0,7035) pacплавов (трахибазальты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты, трахиты) с повышенной щелочностью. На третьей стадии (2,20-1,95 млрд лет) в результате интенсивных сдвиго-раздвиговых движений формировались глубоководные троговые долины северо-западного направления и система дайковых роев в их бортах. В центральные, наиболее проницаемые части трогов, поступали расплавы из двух независимых источников: малоглубинного толеит-базальтового (87Sr/86Sr = 0,7021) и глубинного ферропикритового (87Sr/86Sr = 0,7032), продукты кристаллизации которых неоднократно перемежались в разрезах. Для ферропикритовых вулканитов и комагматичных сульфидоносных интрузий габбро-верлитов Печенгского рудного поля, а также дайковых роев перидотитов и оливиновых габбро характерным является обогащение Fe, Ni, Р, легкими РЗЭ и пониженное значение εNd (+1,5). На заключительной стадии (1,95-1,85 млрд лет) развития системы произошла смена мантийных расплавов (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0,7029) мантийнокоровыми и коровыми (87Sr / 86Sr = 0,7043) и извержение вулканитов известково-щелочной серии (базальты, пикриты, трахибазальты, дациты и риолиты).

В каждом цикле магматизма вначале происходило массовое извержение вулканитов, а в конце формировались преимущественно интрузивные фации. В Печенгской структуре выявлена латеральная миграция магмовыводящих каналов с севера на юг, а в области магмогенерации происходила вертикальная миграция питающих очагов в диапазоне глубин 120– 20 км — от области генерации мантийных пикритовых расплавов до среднекоровых очагов риолитов. Для реконструкции физического состояния коры под рифтогенным супракомплексом особое значение имеет вывод о ритмичном чередовании импульсов подъема и извержения магматических расплавов из разноглубинных этажей. Даже на стадии максимального раскрытия рифта подъем толеитовых базальтовых магм с глубины 60–90 км совпадал по времени с прорывом ферропикритовых магм с глубин 100—120 км. Это свидетельствует об отсутствии единой астеносферной колонны под рифтогенным поясом и о хрупкости и жесткости как фундамента вулканической депрессии, так и перемычек между дискретными резервуарами магм в верхней мантии. Подобное строение области магмогенерации неизвестно в рифтовых зонах талассократонов, что ставит под сомнение всю группу геодинамических моделей, базирующихся на представлении об океаническом типе коры под поясом ППП.

Из приведенной модели эволюции Печенгской структуры очевидно, что наряду с вертикальной стратифицированностью коры и верхней мантии в них формируются локальные неоднородности, представленные разномасштабными геологическими телами, продуцируемыми в первую очередь магматическими процессами. В верхнем и среднем этажах современной коры эти неоднородности достаточно уверенно фиксируются и оконтуриваются сейсмическими методами, тогда на более глубоких уровнях разрешающая способность современных технологий зондирования оказывается недостаточной для выявления неоднородностей, предсказываемых на основании геолого-петрологических реконструкций.

В северо-восточной краевой зоне Кольского коллизиона синхронные с рифтингом преобразования древнего корового субстрата выразились в основном в бластомилонитизации и ретроградном низкоградиентном метаморфизме архейских гнейсовых и тоналит-плагиогранитных комплексов. Наложенные преобразования локализованы преимущественно в крутопадающих сдвиговых структурах (shear zones). В оперяющих их нарушениях размещаются рои мафитовых даек, комагматичных вулканитам осевой зоны проторифта.

В юго-западной краевой зоне скучивания выделяются три подзоны: Беломорская (форланд), Лапландско-Колвицкая (подошва аллохтона) и Инари-Терская (кровля и тыл аллохтона). Беломорская подзона в течение всего палеопротерозоя подвергалась сжатию, что обусловило повторный метаморфизм слагающих подзону архейских пород в условиях кианитовой фациальной серии с переходом к ультраметаморфизму вблизи Лапландско-Колвицкого надвигового фронта (Петров, 1999). В постколлизионную стадию (1,8–1,7 млрд лет) в этой подзоне в условиях растяжения формируются поля недеформированных слюдяных и керамических пегматитов, маркирующих нарастание хрупкости коры после снятия стрессовых напряжений в форланде (Петров и др., 1996; Филатова, Виноградов, 1999; Филатова и др., 2002).

Для подошвы обдукционного аллохтона характерно наличие тектонического меланжа, в котором реликты метаморфизованного супракомплекса совмещены с клиньями гранулито-базитового слоя коры и неравномерно метаморфизованы в условиях повышенных давлений (вплоть до ортопироксен-силлиманитовой фации с давлениями до 12-13 кбар). В структурнопородных ассоциациях подошвы аллохтонных блоков ЛГП выявлено более пяти событий высокобарического метаморфизма, совпадающих по времени со стадиями раскрытия осевой зоны проторифта: 2,42; 2,32; 2,13; 2,03; 1,94-1,91 млрд лет. В тектоническом коллаже высокобарных гранулитов ярко выражены признаки вертикального и латерального перемещения вещества, однако оценки амплитуды транспорта затруднительны. Вертикальный диапазон определяется только по величине давления, зафиксированной в минеральных парагенезисах – 10-12 кбар, что в пересчете на литостатическкую нагрузку без учета стрессовой составляющей дает значения глубинности 30-40 км. Латеральный транспорт по принятой модели должен быть соизмерим с шириной раздвига в рифтовой зоне — первые десятки километров. Тыловая зона аллохтона отличается метаморфизмом умеренных давлений (андалузит-силлиманитовая фациальная серия) и широким развитием ультраметагенной гранитизации с образованием над всплывающими гранитными диапирами специфических структур типа «окаймленных куполов» (Сейсмогеологическая.., 1997, 1998).

В калевийское время геодинамический режим осложнился в результате наложения на сопряженную пару «рифт — обдукционный пояс» поперечных сдвиговых деформаций, связанных с началом субдукции Сфекофеннской океанической плиты под западную окраину Лапландско-Кольско-Беломорского континента. В Лапландско-Печенгском районе, отстоящем от края континента на 200—300 км, отраженная активизация проявилась в размещении вдоль трансформных разломов на рубеже 1,8—1,75 млрд лет цепочек многофазных гранодиорит-гранитных интрузий (комплексы Лицко-Арагубский, Наттанен, Вайноспаа), а также в изменении регионального поля напряжений. Вследствие этого во всех зонах Кольского коллизиона латеральные массопотоки в верхнем этаже коры приобрели общую северо-восточную направленность, что привело к закрытию проторифта, запрокидыванию и частичному надвиганию Южного блока Печенги на более древние сооружения Северного блока. На рубеже 1,7 млрд лет в КРКС фиксируется последний всплеск эндогенной активности — образование редкометалльных ранд-пегматитов в Терско-Мурманском мегаблоке, слюдяных и керамических пегматитов в Беломорском мегаблоке, после чего вся территория испытала «эпейрогеническое» воздымание и метаморфические комплексы были эксгумированы (Бибикова и др., 1999). В последующие периоды — вплоть до подъема каледонского нижнемантийного щелочно-ультраосновного плюма (Арзамасцев и др., 1999) структурный план региона существенных изменений не претерпел. Денудация эпикарельской платформы и колебательные подвижки блоков в режиме изостатического уравновешивания обеспечили выведение на современный эрозионный срез различных уровней верхнего и среднего этажей коры, структура и вещественное выполнение которых унаследованы от палеопротерозойских активных зон.

Принципиальным отличием предложенной модели развития парагенеза «рифт-зона сжатия» является наличие внутрикоровой астеносферной линзы в борту рифтогенного прогиба. Тангенциальные напряжения, ортогональные оси рифта передаются при этом в раму не за счет механического давления со стороны расходящихся бортов или расклинивающих раму роев параллельных даек, как в спрединговых рифтовых структурах типа СОХ, а в результате конвективно-турбулентных потоков в астеносферной линзе. При таком режиме можно обеспечить редуцирование среднего слоя коры путем селективного выплавления низкотемпературных фракций и оттока выплавок из-под погружающегося дна прогиба — практически без растяжения вышележащих горизонтов холодной стратисферы.

В реологически неоднородной среде, при чередовании высокопрочных слоев с пластичными, возможно чередование импульсов относительной разгрузки локальных блоков под «консольными» перекрытиями прочных пород, что будет способствовать выплавлению котектических расплавов по механизму «снятия давления». После удаления расплава и обрушения «консоли» в этом же месте может проявиться режим повышенного давления, провоцирующий протекание реакций эклогитизации и гранулитизации, что также способствует сверхбыстрому погружению дна рифтогенного осадочного бассейна. Учитывая прогрессирующее охлаждение оболочки, можно полагать, что с течением времени роль процессов «компактации» будет возрастать, а масштаб латеральных магматических потоков в коре — снижаться, вместо них возрастет роль флюидопереноса и реидного ламинарного вязко-пластичного транспорта вещества без его расплавления (такая возможность для кристаллического цоколя показана М. Г. Леоновым (1996).

Существование в кристаллическом фундаменте и верхней мантии протяженных горизонтальных поверхностей срыва, маркирующих зоны кратковременной потери реологической устойчивости твердой оболочки, подтверждено методами сейсмотомографии и, косвенно, другими геофизическими методами исследования глубинного строения литосферы (Сейсмогеологическая.., 1998; Глазнев, 2003; Юдахин и др., 2003; Глубинное строение.., 2004; Трипольский, Шаров, 2004). Сплошность континентальных сегментов напряженной внешней оболочки Земли повсеместно нарушена сетью разрывов с иерархично-фрактальной структурой, при этом в краевых зонах глубоких впадин (грабен-рифтов) крутопадающие и листрические разломы рассекают внешнюю оболочку на всю глубину коры и по ним происходит вертикальное смещение разъединенных блоков с амплитудой до 3–5 км.

Традиционно возникновение напряжений в теле континентальной плиты большинство исследователей пытаются увязать с активным механическим воздействием на нее со стороны окружающих орогенов и зон спрединга. Достаточно полный анализ этого подхода и концепции «волн напряжения» дан в работе (Юдахин и др., 2003). Альтернативная концепция сформулирована в последние годы А. Н. Ромашовым (Ромашов, 2003). Ее привлекательность для расшифровки механизма рифтогенных прогибов состоит в том, что вместо ранее обсуждавшихся «плоских» или «клавишных» моделей принимается модель, учитывающая сферичность поверхности Земли. В такой динамической системе распределение напряжений в коре должно сильно зависеть от конфигурации и наклона краевых разломов, ограничивающих обособленный тектонический блок, а переуплотненный кристаллический фундамент, в котором стираются различия между петрофизическими характеристиками «гранито-гнейсового» и «базальтового» слоев, сохраняет реологическую устойчивость и препятствует проникновению мантийных магм в осадочную оболочку.

10.2. РИФЕЙСКИЙ ЭТАП

Первые свидетельства платформенного осадконакопления в рассматриваемом регионе относятся к середине рифея. Начиная с этого времени в составе формирующихся осадочных толщ стало возможным различать два типа разреза — авлакогенный и плитный. Первый из них, как было сказано ранее, развит на Шпицбергене и на Северном Урале, а второй — на севере Балтийской антеклизы — в районе Финмаркена, на Тимане и на севере Новой Земли. Таким образом, в региональном плане тектоническая зональность этого этапа определялась наличием протяженной талассоидной геоструктуры, фрагменты которой пунктиром прослеживаются от Гренландии на западе до Енисейского кряжа на востоке.

На севере Балтийской антеклизы накопление рифейских образований происходило в двух различных по тектоническому режиму областях. Северную часть Финмаркена занимала обширная, шириной до 400 км, периконтинентальная равнина, на которой в течение среднего и позднего рифея (т. е. со времени 1 350 Ма) накапливались маломощные дельтовые, прибрежно-морские и флювиальные песчано-глинистые осадки серии Вадсе общей мощностью около 1000 м, в строении которой отражается общая регрессивная тенденция развития этого периконтинентального осадочного бассейна, и отложения мелкого эпиконтинентального шельфа серии Танафьорд (до 1 500 м). Слабовыраженное несогласие между этими платформенными толщами связывается с предвендской (байкальской) орогенией (700—900 Ма), интенсивно проявившейся во внутренних областях Финмаркена.

К северо-востоку от разлома Троллфьорд-Комагелв располагался глубокий прогиб, в пределах которого накапливалась мощная серия Barents Sea Complex, состоящая из отложений континентального подножия, склоновых фаций, отложений подводных дельт и в самом верху осадков мелкого карбонатного шельфа моря (серия ботсфьорд, 1,4 км). Венчает разрез песчаниковая серия тивьофьелл (1,6 км), которая рассматривается как морская моласса, фиксирующая результаты байкальского орогенеза, который в прогибе проявился весьма слабо и не прервал накопления осадков, продолжавшегося вплоть до тремадока.

В южной части Баренцевского шельфа, куда простирался северо-финмаркенский прогиб, общая последовательность смены условий осадконакопления характеризуется сходными чертами, что отмечали В. Г. Гецен, А. А. Красильщиков, А. Седлецкая и др. Граница между шельфовым и глубоким морем в начале рассматриваемого этапа проводится по ЮЗ борту Тимано-Канинского авлакогена и с течением времени проградировала в СВ направлении, достигнув к началу венда районов к северу от п-ова Канин. Наиболее интенсивное осадконакопление происходило в это время на континентальном склоне, где накопилась флишоидная тархановская серия. В позднем рифее терригенное осадконакопление постепенно сменилось карбонатным, а состав осадков позволяет говорить о присутствии относительно мелководных шельфовых фаций. Ограниченное развитие вулканогенных образований свидетельствует об удаленности этих районов от океанических (эвгеосинклинальных) обстановок. Складчатость, завершившая развитие Тимано-Канинского авлакогена, по радиологическим данным В. Г. Гецена, имела место в диапазоне 700—650 Ма, что вытекает из определений возраста посторогенных интрузий (663—445 Ма).

Тектоническая обстановка на северо-восточной окраине шельфа представляется в общих чертах аналогичной южному его обрамлению. На Адмиралтейском мегавалу и к северу от него судя по фрагментарным разрезам среднего рифея в районе губы Северной Сульменевой располагалась относительно стабильная шельфовая область, принадлежащая окраине древнего континентального массива (рис. 10.2).

Исходя из этих данных, исследователи полагают, что все пространство шельфа, расположенное между Финмаркеном и Тиманом, с одной стороны, и поднятием Адмиралтейства, с другой, было занято субокеаническим бассейном, который протягивался от Гренландии до Северного Урала. Отмеченные еще А. В. Пейве, В. А. Журавлевым, М. Е. Раабен, А. А. Красильщиковым, А. Седлецкой и другими геологами черты сходства рифейских формаций северной Норвегии, Шпицбергена и Урала можно считать результатом их принадлежности к единому осадочному бассейну. Ранее было сделано предположение, что эта полоса рифейского внешельфового осадконакопления прослеживалась в ЮВ направлении вплоть до Енисейского кряжа (рис. 10.3).





дорифейских (крестики), частично активизированных в более поздние эпохи (косые крестики) и преимущественно байкальских с реликтами эпикарельских структур (косая штриховка)

Общей чертой этого протяженного рифейского рифтогена было вялое проявление завершающей складчатости. Как уже отмечалось, эта складчатость не привела к замыканию бассейна и к северу от Финмаркена. В Хинлопенском прогибе, по данным А. А. Красильщикова, вендские платформенные образования залегают на рифейских толщах без выраженного углового несогласия. Это показывает, что коллизионные явления в байкальскую эпоху проявились в пределах этой структуры довольно слабо. Эта особенность рифейского складкообразования послужила, очевидно, основной причиной того, что полоса рифейской геосинклинали, не испытавшая в полной мере инверсионной складчатости, сохранила к следующему этапу развития относительно утоненную кору и длительное время оставалась более мобильной по сравнению с соседними континентальными блоками.

Однако ясно, что размеры этого океанического бассейна несоизмеримо велики по сравнению с теми небольшими областями, которые могли бы служить источником терригенного материала, необходимого для его заполнения. И длина, и ширина этого бассейна не могли измеряться теми тысячами километров, которыми оценивается современная его протяженность, иначе вопрос — откуда могли быть принесены осадки, способные заполнить этот бассейн — окажется неразрешимым. Из этого следует, что значительной части площади современного шельфа в рифее еще не существовало как области осадочного литогенеза.

Таким образом, рифейский этап в рассматриваемом регионе характеризуется постепенным, эмерджентным переходом условий осадконакопления от окраинно океанических обстановок к окраинно континентальным. В отдельных областях этот переход был сопряжен с горообразованием и складчатостью, в итоге чего к началу нового этапа регион представлял собой молодую платформу с заметно расчлененным рельефом, развитой сиалической корой и унаследованно развившимся морским бассейном, который лишь на востоке сохранял признаки океанического.



Рис. 10.3. Сочленение Восточно-Европейской и Сибирской платформ до образования Западно-Сибирской плиты и соотношение рифейских авлакогенов Тимана и Енисейского кряжа

10.3. ВЕНДСКО-КЕМБРИЙСКИЙ ЭТАП

Рассматриваемый этап соответствует полному циклу эволюции океана Япетус от раскрытия в начале венда и формирования дайкового комплекса *лейрунгсмиран* в конце стуртия (700 Ма) до коллизии и образования серии надвигов в Скандинавии в конце кембрия-начале ордовика. Эти события определили общие черты зональности тектонических и седиментационных обстановок в регионе и преобладающий трансгрессивный тренд смены формаций по разрезу (рис. 10.4). При этом если в районе Финмаркена возникновение новой океанической структуры не было предопределено предшествующими тектоническими процессами, то восточнее, на Баренцевоморском регионе, наоборот, отмечается преемственность вендских структур от обстановок рифейского этапа.

Наличие этих двух ветвей рифтогенных структур, сочленяющихся под углом 120°, позволяет предположить наличие и третьей, которая простиралась бы в северном направлении от места сочленения первых двух. Взаимное расположение этих рифтов контролировало и распределение фациальных зон. В начале венда фациальная зональность Балтоскандинавского перикратона резко дифференцировалась. В юго-западной его зоне, согласно Д. Робертсу, К. Таунсенду и Р. Гайеру, начиная с этого времени устанавливается режим прибрежного шельфа, на котором накапливаются терригенные толщи *Вестертана* и *дигермул* мощностью соответственно 1 500 и 1 100 м, а к северу и западу расположился более глубоководный бассейн, в котором отлагалась венд-кембрийская толща *локвикфьелл* мощностью более 8 км. С течением



Рис. 10.4. Палеогеологическая реконструкция венд-кембрийских осадочных бассейнов северной Европы:

океанов (косая штриховка) Северо-Атлантического (Japetus) и Уральского (Ripheus), разделенных Западно-Кольским прогибом (точки). Стрелками показано направление стресса и смещения континентальных блоков при закрытии Япетуса. Вверху (во врезке) - фрагмент тектонической схемы Шпицбергена (по В. Харланду), на которой показано смещение массива Ню-Фрисланд (мелкий крап) относительно структур п-ова Андре (жирный крап) в СЗ направлении по Биллефьордскому региональному сдвигу (стрелки)

времени обстановки в бассейне становятся более мористыми, и в конце этапа повсеместно устанавливается режим глубоководного черносланцевого прогиба, который местами (главным образом близ южной Скандинавии) приобретает черты эвгеосинклинального с характерным офиолитовым комплексом. Изучение разреза данного комплекса позволило установить, что ширина бассейна, вычисленная по аналогии с современными спрединговыми бассейнами, оценивается в 60-200 км, а время существования около 10 Ма. Предполагается, что бассейн развивался в основном на сиалической коре, не претерпевшей полного разрыва, свидетельством чего служит отсутствие на Финмаркене офиолитовых формаций. По этой же причине здесь, в наиболее узкой части Япетуса, раньше всего проявились и коллизионные явления при закрытии океана (финмаркенская фаза, 531-532 Ма).

К северу от Финмаркена ширина рифтогенной структуры еще более снижается, и обстановки континентального склона сменяются шельфовыми. Об этом можно судить по тому, что на арх. Шпицберген, как и на Финмаркенском перикратоне, морские тиллиты венда сменяются выше по разрезу осадками подвижного карбонатного шельфа серии *ослобреен*. Орогенические движения, имевшие место на Шпицбергене в начале и в конце этапа, сопровождались неглубокими размывами и вялыми деформациями германотипного облика.

К востоку от Финмаркена осадконакопление также происходило в условиях подвижного шельфа, и только на юге Новой Земли предполагается более активная тектоническая обстановка, унаследованная в значительной мере от предшествующего рифейского этапа. Каледонская орогения, проявившаяся в Скандинавии, была последним коллизионным событием во всем Баренцевском регионе, который после этого вплоть до альпийского скучивания на западе Шпицбергена испытывал лишь растягивающие напряжения. Характерной особенностью каледонского тектогенеза, начавшегося перед средним кембрием в районе Финмаркена, явилось образование серии надвиговых чешуй, число которых возрастает, следуя по простиранию складчатой области в направлении с СВ на ЮЗ, за счет появления более молодых деформаций, отсутствующих на Финмаркене. Эта постепенная миграция коллизионных процессов к югу продолжалась в ордовике и завершилась только в начале силура. Им предшествовало закрытие в тремадоке реликтов океанического дна с офиолитовыми комплексами (формация *сулительма* в надвиге Кель), после чего в южной части океана происходило накопление только склоновых фаций. Выявленные в Лафотенском бассейне в надвиге Йотун признаки островодужных формаций, формировавшихся на западе океана (верхний аллохтон южной Скандинавии) и вовлеченных в складчатость только в последнюю, сканскую фазу каледонской орогении (395 Ма), служат хорошим подтверждением приведенной выше оценки ширины бассейна.

Рассмотренные данные, свидетельствующие о диахронном закрытии Япетуса в Скандинавии, представляются весьма существенными для понимания особенностей проявления каледонской складчатости на Баренцевском шельфе. Они показывают, что хотя к северо-востоку от Финмаркена также должны проявиться следы стресса СЗ направления, но вряд ли там можно предполагать активное и длительное проявление каледонской коллизии. Во-первых, простирание Северо-Кольского каледонского прогиба, почти параллельного направлению стресса в Скандинавии, создает здесь условия для формирования сдвиговых деформаций, а не надвиговых, а во-вторых, общая тенденция миграции коллизионного фронта в южном направлении дает основание предполагать, что вообще в восточной ветви океана могли проявиться лишь самые первые эпизоды тектонических смещений, относящиеся ко времени около 520—540 Ма.

Этот вывод находится в хорошем соответствии с данными геологических наблюдений на о. Медвежий, п-ове Канин и о. Южном Новой Земли, где кембрийские отложения выпадают из разреза в результате орогении, сопоставимой по времени с финмаркенской, а ордовикские отложения преимущественно карбонатного состава, представленные в платформенных фациях, перекрывают слабодеформированные породы венда. Кроме того, отсутствие углового несогласия между вендскими и ордовикскими отложениями установлено и на Шпицбергене в районе Сент-Джонс-фьорда, где М. Л. Вербой с И. А. Андреевой было показано, что эти толщи были деформированы вместе с вышележащими палеозойскими, мезозойскими и палеогеновыми отложениями только во время альпийской орогении. Детальное описание складчатых деформаций в районе Хорнсунна, выполненное К. Таунсендом и Й. Утой, также не содержит указаний на следы углового несогласия, которое можно было бы сопоставить с каледонской орогенией. И вообще, за пределами Западно-Шпицбергенской области альпийской складчатости залегание кембрийских и ордовикских отложений по заключению А.А.Красильщикова осложнено деформациями лишь германотипного облика, приуроченными к приразломным зонам. Присутствие на Шпицбергене маломощных силурийских конгломератов свиты билтинден, состоящих главным образом из обломков нижнепалеозойских карбонатов, также свидетельствует о непродолжительности размыва расположенной неподалеку невысокой области сноса.

Таким образом, имеющиеся наблюдения вполне согласуется с выводом об ослаблении орогенных процессов в узком и неглубоком раннепалеозойском прогибе, который располагался на юге Баренцева моря и связывал два океана — скандинавский Япетус и уральский Рифей. Смятие пород в пределах этого прогиба если и имело место, то происходило под воздействием сдвиговых движений ранней стадии закрытия Япетуса, аналогичных тем, что предполагались на Шпицбергене В. Харландом. Этой особенностью каледонского тектогенеза, по всей видимости, и объясняется отсутствие на шельфе Финмаркена признаков складчатых структур, установленное аэромагнитной съемкой. Все эти данные также показывают, что предположения С. В. Аплонова и В. И. Устрицкого о возможности сохранения на Баренцевом море вплоть до девона режима растяжения океанического дна представляются безосновательными.

Итак, последовательность тектонических событий, имевших место в этот ключевой и наиболее дискуссионный этап развития региона, представляется в следующем виде. Период существования режима растяжения в океане Япетус ограничивается промежутком от 640 до 530 Ма, что составляет 110 Ма. Далее начинается сложный диахронный процесс, когда на юге океана еще некоторое время продолжается осадконакопление, а на севере, вблизи Финмаркена, завершается формирование коллизионных складчатых структур. В начале ордовика процесс коллизии завершился практически повсеместно, и регион перешел в новый этап своего развития уже как единая, консолидированная молодая платформа с гетерогенным основанием. Высокие скалистые горы Скандинавии явились областью сноса, в центральной Печорско-Шпицбергенской полосе продолжалось накопление мощного осадочного чехла, и только на самом юге молодой складчатой области некоторое время продолжалось коллизионное смятие, завершившееся в конце силура сканской орогенией (395 Ма). На востоке сформировавшаяся эпикаледонская платформа соседствовала с обширным океаническим бассейном, составляющим северное продолжение Уральского палеозойского океана, а на западе и юге соединялась с древними кратонами — соответственно Гренландским и Восточно-Европейским.

10.4. ОРДОВИКСКО-СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ЭТАП

После закрытия Япетуса рассматриваемый регион в течение длительного времени развивался в режиме молодой платформы, местами испытывавшей рифтогенное дробление. Поэтому доминирующей чертой геодинамических процессов данного этапа является общий режим растяжения коры и формирование системы авлакогенов. На первую половину этапа продолжительностью 85 Ма (ордовик-середина силура) приходится образование грабенов на восточной периферии региона, прилегающей к Уральскому океану, а на вторую (поздний силур-средний девон, 45 Ма) этот процесс охватил и центральные его области (рис. 10.5).

Древнейшие из образовавшихся в это время структур выявлены на Печорской синеклизе, к ним относятся: Илыч-Чикшинский, Усино-Колвинский, Гуляевский и Пай-Хойский палеопрогибы, формирование которых началось в ордовике. В конце силура наиболее крупные из них, рассмотренные Ю. Д. Николаевым, Г. Ф. Мурановой, Л. А. Дараган-Сущовой, а ранее Р. Н. Валеевым и Н. Д. Матвиевской, объединились в протяженную систему Шпицбергенско-Печорских рифтогенных структур, северо-западные фрагменты которой описаны Л. Г. Мурашовым, Ю. П. Буровым, М. Л. Вербой и А. Д. Павленкиным. Вторая система авлакогенов, не получившая столь широкого развития, как первая, расположена восточнее, на месте, где позднее возникла Варандей-Адзвинская зона дислокаций. Еще восточнее предполагается Косью-Роговский авлакоген, аналогичный первым двум, но еще меньший по размерам и менее изученный.

Первые свидетельства рифтогенеза фиксируются в пределах зоны Шпицбергенско-Печорских авлакогенов и относятся к началу силура (440—430 Ма). Радиологические датировки, приведенные А. А. Красильщиковым для метаморфических толщ севера Шпицбергена, слагающих основание девонского грабена, вместе с петрографическими данными М. Г. Равича показывают, что в это время развитые здесь рифейские осадочные образования были разбиты сбросами, опущены на значительную глубину, инъецированы основной магмой и, будучи подвергнуты интенсивному метаморфизму, в итоге стали неотличимы от древнейших кристаллических образований. Согласно этим данным процесс рифтогенеза охватил период от 440 до 370 Ма и разделялся на три стадии.

На рубеже ордовика и силура проявились первые, самые слабые движения, которые можно считать отголосками процессов, сопутствующих заложению Денисовского (Колвинского) прогиба, в основании разреза которого предполагается присутствие ордовикских пород (рис. 10.6). Две последующих стадии, проявившиеся в начале девона (410-400 Ma) и конце среднего девона (390-370 Ma), знаменуют главные этапы деструкции коры в авлакогене, который, безусловно, был заложен на сиалической коре и как все рифтогенные структуры развивался диахронно. В его окрестностях — на Печорской синеклизе, а также на севере Кольского п-ова, на Новой Земле и в меньшей степени на Шпицбергене — с этими двумя последними стадиями совпадают вспышки базальтового магматизма. В затухающей форме растяжение коры проявилось в центральной Скандинавии, где известна серия небольших грабенов, а продолжение этой зоны в виде аналогичных девонских грабенов, выполненных 4-5-километровой толщей красноцветных образований, можно проследить на западе Гренландии. Все перечисленные грабены, независимо от размеров, выполнены однотипными по составу грубообломочными толщами сопоставимой мощности (3-4 км), с одинаковыми структурами бокового наращивания.





Рис. 10.5. Палеогеологические реконструкции Урало-Таймырско-Сибирского региона на различные этапы развития, предшествующие рифтогенному раскрытию «неудавшегося» (по В. В. Белоусову) Западно-Сибирского океана



Рис. 10.5. Окончание



Рис. 10.6. Палинспастический монтаж структур древней Баренции на середину позднего девона:

Крапом выделена Баренцевская система девонских авлакогенов, состоящая из Печоро-Колвинского авлакогена Печорской плиты, Демидовского грабена Центрально-Баренцевского массива и Девонского грабена Шпицбергена. Вертикальной штриховкой показана северная ветвь Уральского палеоокеана, ограничивающего Баренцию с востока, толстыми линиями — главные тектонические швы, по которым в позднем палеозое произошло разобщение Баренции на ряд изолированных блоков и заложение между ними рифтогенных прогибов. Стрелки означают направление сноса обломочного материала в девонские прогибы По обе стороны от этой региональной полосы авлакогенов сохранялись обстановки спокойного шельфового моря и прибрежных континентальных равнин, в пределах которых происходило накопление выдержанных по простиранию, относительно маломощных карбонатных, хемогенных и реже терригенных образований, а в восточных областях региона, отделенных этой полосой от основных питающих провинций, наряду с этими фациями предполагается развитие кор выветривания. И только в Новоземельском прогибе при ощутимом дефиците терригенного материала формировались мощные карбонатные толщи. На севере Новой Земли в начале этапа была заметна близость воздымающейся области, которая располагалась, по-видимому, в окрестностях ЗФИ.

Итак, тектоническое развитие региона в рассматриваемый этап в значительной степени наследовало режим предшествующего. Общей тенденцией было затухание со временем тектонической активности и стабилизация обстановки. Активные океанические обстановки в это время существовали только на востоке региона — в Уральско-Новоземельской области и на северо-западе — во Франклинской геосинклинали на севере Гренландии. К началу девона эти два океана соединились протяженной Шпицбергенско-Печорской системой авлакогенов, по диагонали пересекающих рассматриваемый регион. Возникшие в это время структуры сохраняли господствующее северо-западное простирание, заложенное еще на рифейском этапе. В первую очередь это относится к системе девонских авлакогенов, возникших в полосе утоненной коры, сохранявшей повышенную мобильность на протяжении всего этого времени. В целом эта область Баренцевоморской плиты может служить моделью, иллюстрирующей постепенный и длительный — с рифея по силур — переход океанических условий осадконакопления к шельфовым и соответственно эмерджентную трансформацию геосинклинального тектонического режима в платформенный.

Переходя к следующему этапу развития региона, в корне изменившему его облик, нужно отметить, что без учета его результатов непрерывное прослеживание системы девонских авлакогенов в структуре шельфа оказывается невозможным, несмотря на то, что отдельные фрагменты этой системы уверенно выражены в физических полях. В пределах глубоких прогибов, возникших на этом следующем этапе, не видно следов девонских структур, что и послужило толчком для выполнения палинспастических реконструкций.

10.5. ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКО-ТРИАСОВЫЙ ЭТАП

Рассматриваемый период развития региона, совпадающий с эпохой герцинского тектогенеза, был временем коренной перестройки структуры региона. В это время начала развиваться и полностью сформировалась крупнейшая структура плиты — Баренцево-Северокарский мегапрогиб (БСКМ), пересекающий шельф в направлении с юго-запада на северо-восток от берегов Скандинавии до окрестностей о. Ушакова на севере Карского моря и далее прослеживаемый в бассейне Северного Ледовитого океана в виде котловины Подводников (рис. 10.7). Занимая секущее по отношению к более древнему структурному плану положение, этот мегапрогиб полностью видоизменил сложившееся распределение областей осадконакопления и направлений сноса обломочного материала, частично затронув даже такую стабильную область, как Балтийский щит. Появление этой геоструктуры на общем тектоническом плане Евро-Арктического региона знаменует зарождение Арктической геодепрессии, одним из крупнейших депоцентров которой она выступала, и одновременно начало расчленения платформенного массива, располагавшегося на площади Баренцева моря и составлявшего окраину Восточно-Европейской платформы, на ряд крупных блоков: Свальбардский — на северо-западе, Адмиралтейский — на востоке, а Центрально-Баренцевский — в середине шельфа. Северная граница Восточно-Европейской платформы стала после этого проходить по южному борту этого мегапрогиба. Зарождение новой системы рифтогенных прогибов началось в позднедевонское время, когда на всем обрамлении Баренцева моря проявилась резкая активизация основного магматизма и возникла новая система тектонической мегатрещиноватости. Перестройка тектонической инфраструктуры региона не была одноактным катаклизмом, а представляла собой последовательность событий, длившихся до триаса включительно.

Следами начальной стадии выступают позднедевонские и нижнекаменноугольные терригенно-вулканогенные образования контозерской и ловозерской свит Кольского п-ова. В это же время на Северном Тимане происходит формирование груборучейской вулканогенной свиты



Рис. 10.7. Принципиальные схемы раскрытия Баренцево-Северокарского мегапрогиба, его продолжения в котловине Подводников и Енисей-Хатангского мегапрогиба (крап) на позднепермско-триасовом этапе рифтогенеза (наверху) и позднедевонско-раннепермском (внизу). Выделены осадочные бассейны, возникшие на предшествующем позднедевонскораннепермском этапе растяжения коры (сплошная штриховка), и прилегающие к ним области прогибания (пунктирная штриховка)

(верхи франского яруса), а на Новой Земле — рейской свиты франского возраста. Новая система глубинных разломов СВ ориентации, к которым приурочены вулканиты контозерской и рейской свит, являются теми упоминавшимися выше тектоническими швами, которые служат шельфовым ограничением структур Тиманской гряды и Печорской синеклизы и одновременно граничными разломными структурами Южно-Баренцевской впадины. Многочисленными сейсмическими профилями показано, что эти разломы относятся к типу листрических, что в совокупности с другими данными позволяет уверенно применить к механизму их образования модель эпиконтинентального рифтогенеза, сопровождающегося раздвижением бортов рифтогена.

Присутствие в основании синрифтового комплекса в центральных зонах зарождающихся рифтогенных прогибов Баренцевского шельфа мощной толщи вулканогенно-терригенных образований, подстилающих пермский сейсмический горизонт 1_а, позволяет полагать, что основной импульс горизонтальных перемещений имел место в карбоне, и к началу перми впадины оформились как морфологически выраженные депрессии рельефа, некомпенсированные осадочным материалом. Палеомагнитные данные, полученные при изучении девонских пород Шпицбергена И. А. Погарской, Е. А. Гуревичем (ВНИГРИ), а также В. И. Колесовым, Т. И. Линьковой (СВКНИИ), показывают, что отделение этого блока от Печорского произошло на рубеже среднего и позднего девона, а смещение в СЗ направлении сопровождалось разворотом по часовой стрелке на 15°.

Промежуточная стадия раскрытия бассейна, завершившаяся в Перми, показана в схематическом виде на рис. 10.8, где хорошо видна фациальная зональность пермских отложений, присущая континентальной окраине. На склонах сформировавшихся глубоководных впадин по схеме бокового наращивания началось лавинное накопление терригенных толщ флишоидного (парагеосинклинального) типа. В согласии с конфигурацией впадин располагаются и рифовые постройки этого времени, описанные С. В. Алехиным. На этой схеме, в частности, хорошо видно, что терригенный материал, привносимый с Восточно-Европейской суши в БСКМ, отлагался главным образом в Южно-Баренцевском депоцентре и не достигал небольшого Нордкапского грабена, отделенного от источника сноса небольшой по размерам Центрально-Баренцевской сушей, которая сама не была способна обеспечить достаточное количество обломочного материала для заполнения грабена. Таким образом, появление в нем солей является результатом такого же «терригенного голодания», какое сейчас испытывает рифтогенная впадина Красного моря.

Заключительный этап развития БСКМ относится к триасу, когда он будучи почти полностью засыпан осадками практически перестал существовать как выраженная морфоструктура, дополнив собой список «неудавшихся океанов». В начале триаса процесс рифтогенеза еще продолжался, затухая, причем форма образующегося бассейна, как и в предшествующие стадии, обнаруживает отчетливую клиновидность, которая, по мнению Л. И. Красного, вообще характерна для всех рифтогенных структур. Палеогеографические условия в шельфовых зонах морского бассейна, занимавшего всю площадь Баренцевского региона, по мере заполнения глубоководного бассейна осадками стали значительно более однородными — здесь постепенно установилась обстановка прибрежных аллювиальных и дельтовых равнин, испытывающих медленное погружение, полностью компенсируемое осадконакоплением. В осадках шельфового типа эта регрессивная тенденция проявлена сменой морских фаций, континентальных в вертикальном разрезе, а в разрезах авлакогенного типа смена этих же фаций происходит в горизонтальном направлении по схеме проградационного наращивания. В сейсмических материалах это отражается серией клиноформ, по морфологии которых Н. Я. Кунин, а ранее А. С. Самойлович, Л. А. Попова, Л. А. Дараган-Сущова и М. В. Верба определяли глубину бассейна: в начале перми она составляла 3-4 км, а в триасе снизилась до приглубого шельфа -500-700 м. Одновременно к северу смещается и область распространения экзотических отражений в триасовых отложениях из группы А, которые отражают поверхности, выработанные подводной денудацией и фиксированные продуктами подводного вулканизма. На некоторых участках в рельефе этих горизонтов прослеживаются погребенные каньоны, имеющие полное сходство с современным подводным каньоном системы Гаттерас в Атлантике (Сейсмогеологическая.., 1998). В той же работе показано, что распространение магматических пород в разрезе триаса полностью контролируется контурами рифтогенной структуры БСКМ, а за его пределами они, по наблюдениям В. И. Устрицкого (1989), представлены в исчезающе малых мощностях (первые метры).



Рис. 10.8. Фациальная зональность пермского глубоководного бассейна на юге Баренцева моря, являющегося продолжением одновозрастных прогибов Пай-Хоя — Новой Земли

Фациальная принадлежность осадков, слагающих разрез мегапрогиба, к отложениям глубоководного бассейна хорошо иллюстрируется результатами бурения на севере БСКМ — на Земле Франца-Иосифа. Здесь вскрыты отложения триаса, для которых характерны морской характер фаций, наличие восстановительных геохимических обстановок осадконакопления; ритмичное, флишоидное строение разреза, наличие многочисленных признаков склоновой седиментации подводного оползания осадков; присутствие турбидитовых фаций, хлидолитов, составляющих до 40% в нижнем и среднем отделах триаса; лавинная скорость седиментации, превышающая 250—300 мм/тыс. лет (Баренцевская.., 1988). Границы между шельфовыми и глубоководными формациями маркируются полосами листических сбросов и цепочками рифовых построек в верхнедевонских, каменноугольных и нижнепермских толщах вдоль нижней границы мегапрогиба. В. И. Устрицкий на основании палеонтологических данных проследил полосу возможного развития барьерных рифов в каменноугольных отложениях вдоль восточного борта мегапрогиба.

В итоге позднепалеозойско-триасовый этап рифтогенеза завершился созданием крупной структуры, площадь которой составляет около трети всей площади плиты. На обособившихся континентальных блоках продолжалось накопление относительно маломощных осадков шельфового типа, преимущественно карбонатных. На границе между этими зонами существовали условия для развития барьерных рифовых построек. Только самую северо-западную окраину региона терригенный материал не достигал в течение всей перми, поскольку от влияния «уральского» сноса она была отделена глубоководным бассейном, а снос с запада был ограниченным. Поэтому здесь дольше продолжалось карбонатное осадконакопление (до триаса на западе бассейна), а в разрезе перми присутствуют кремнистые, галогенные и биогенные фации.

Северная часть региона, прилегающая к ЗФИ, долгое время оставалась приподнятой областью, где накопление осадков происходило эпизодически, а южная часть, где расположен Балтийский щит, почти все время служила питающей провинцией, снос с которой хотя и уступал по объему твердому стоку палео-Печоры, но был достаточно весомым, чтобы сохраниться в разрезе Кольско-Канинской моноклизы в виде клиноформ, погружающихся в СВ направлении. Только в самом начале этапа отдельные тектогенные депрессии рельефа, в частности, Контозерский грабен, служили локальными депоцентрами, в которых отлагались терригенные осадки, чередующиеся с покровами лав. На рис. 10.8 видно, что Южно-Баренцевский рифтогенный бассейн составлял единое целое с Новоземельским и соединялся с ним в районе Гусиной Земли. На западе он, очевидно, соединялся с рифтогенными прогибами, выделенными Д. В. Смитом, П. Зиглером и др. между Гренландией и Скандинавией.

Таким образом, на примере эволюции БСКМ можно проследить три стадии развития эпиконтинентального рифта, первая — зарождение рифта и активная магматическая деятельность в рифтовой зоне, вторая — расширение рифтовой зоны, возникновение глубоководного бассейна, формирование денудационной сети вокруг нового депоцентра и затухание магматизма, третья — постепенное заполнение депрессии и полное «отмирание» рифта, превращение его в один из элементов гетерогенного основания плитного комплекса. Начавшись с активного дробления ранее созданной платформенной структуры, рассматриваемый этап развития в очередной раз завершился гомогенизацией региона и созданием новой, более крупной по размерам плиты, которая все последующее время развивалась как единая койлогенная структура.

10.6. ЮРСКО-МЕЛОВОЙ ЭТАП

В течение юры и мела на всем пространстве Баренцевской плиты происходило формирование единого плитного комплекса. Глубоководные депрессии рельефа, возникшие на предыдущем этапе в результате рифтогенного растяжения коры, по мере заполнения их осадками к концу триаса превращались, особенно на периферии бассейнов, в мелководные шельфы, на отдельных участках — в прибрежные дельтовые равнины. Стабильные условия, характерные для консолидированного континентального массива, в это время установились и на Западно-Сибирской плите, распространившись затем на Карский шельф. В итоге, к концу этапа значительную часть площади северной Евразии стал занимать гигантский осадочный бассейн площадью около 4 500 тыс. км², охвативший пространство от верховьев Оби до северной бровки современного Баренцево-Карского шельфа. Северо-западную окраину этого мегабассейна составляла Баренцевская шельфовая плита. Отложения этого Обско-Баренцевского мегабассейна с несогласием перекрыли все более древние образования, включая и выходы складчатого основания на его периферии.

Однородность фациального состава осадков, особенно юрских, на значительных пространствах Баренцево-Карского шельфа, сопоставимость мощностей отдельных стратиграфических подразделений, наличие непрерывно прослеживаемых сейсмических реперов и однотипность условий залегания — все эти общие черты свидетельствуют о единстве тектонической обстановки на площади осадочного супербассейна, лишь в кайнозое разобщенного узкой полосой Новоземельского эпиплатформенного орогена на две отдельные плиты — Баренцевскую и Западно-Сибирскую (рис. 10.9). Особенно ясно эта общность проявилась во время позднеюрской трансгрессии, оставившей характерный след в разрезе Обско-Баренцевского мегабассейна.

Охватив обширные пространства суши к югу от Баренцева моря, эта трансгрессия обусловила резкое сокращение терригенного сноса, что привело к накоплению на значительной части Баренцевского осадочного бассейна однородных конденсированных фаций относительно глубокого шельфового бассейна, известных под общим названием «бажениты». Позднеюрская трансгрессия распространялась и на значительную часть Новой Земли, которая оставалась единственной областью, где в течение рассматриваемого этапа существовала активная тектоническая обстановка.

Первые признаки воздымания стали заметны на Новой Земле в середине триаса, когда в ее пределах прекратилось осадконакопление, а в начале юры она стала локальной областью сноса. Е. А. Кораго приводит данные о возрасте возникших в это время аляскитовых гранитов сарычевского комплекса 240-180 Ма, что соответствует интервалу от ладинского века до плинсбаха. В последующем эти интрузии были вовлечены в надвиговые структуры, из чего следует, что возраст складчатости не древнее конца ранней юры. Во второй половине юры подъем сменился опусканием, в результате чего значительная часть новообразованной островной суши была покрыта неглубоким морем, следы которого сохранились в развалах коренных пород на южном острове архипелага, а на Пай-Хое осадки позднеюрской трансгрессии несогласно перекрывают деформированные отложения более древнего возраста. В батский век на Новой Земле установился режим спокойного шельфового карбонатного осадконакопления, о чем можно судить по многочисленным находкам З. З. Ронкиной в делювиальных развалах на водораздельных возвышенностях обломков с морской фауной средней-верхней юры и более молодого возраста, вплоть до кампана. Из этого следует, что процесс складкообразования на Новой Земле длился недолго и завершился уже в середине юры. Поскольку в составе юрских отложений на востоке Баренцевского шельфа отсутствуют признаки орогенной молассы, можно заключить, что горообразовательный процесс не был интенсивным и не привел к формированию альпинотипного рельефа. Терригенный материал в морской бассейн, сохранявшийся в осевой зоне БСКМ, поступал согласно построениям С. В. Алехина с соавторами главным образом с юго-востока, из чего следует, что складкообразование, датированное как предпозднеюрское, далеко на север вдоль Новой Земли не распространилось, а наблюдаемая здесь горная гряда возникла позднее.

Более активным, судя по опубликованным в последние годы данным, было развитие северо-западной окраины плиты. Детальный анализ сейсмостратиграфических и литолого-фациальных данных по западному сектору моря, выполненный В. Ларсеном в 1987 г. (устное сообщение), позволил этому исследователю сделать вывод, что морское осадконакопление в этой области контролировалось медленно развивавшимся рифтом, который располагался между Гренландией и Скандинавией. В качестве вероятного его продолжения на Баренцевском шельфе В. Ларсен рассматривает систему депрессий, состоящую из Медвежинского и Ольгинского прогибов. Этот вывод находится в хорошем соответствии с геологическими наблюдениями на арх. Шпицберген и Земле Франца-Иосифа, где известны многочисленные силлы и дайки оливинсодержащих долеритов, имеющие радиологический возраст, соответствующий поздней юре. На о-вах Короля Карла базальтовые излияния датируются киммеридж-валанжином (В. Харланд и Е. Даудесвелл), а на Шпицбергене — интервалом 149—110 Ма, что соответствует волжскому веку — апту. Близкие возрасты приводят В. М. Комарницкий и Э. В. Шипилов для магматических тел, вскрытых скважиной на Лудловской седловине. Еще более молодой туронский возраст (88 Ма) имеет излияние лав на о. Аннё, на крайней юго-западной оконечности плиты.



Рис. 10.9. Величина кайнозойского аплифта, определенная по разнице наблюдаемой катагенетической зрелости ОВ со значением уровня катагенеза, вычисленного на основе теоретических зависимостей

Таким образом, латеральное и временное распределение проявлений вулканизма показывает, что крайняя западная окраина плиты была в какой-то мере затронута общим растяжением, однако оно не было столь интенсивным, чтобы вызвать появление крупных рифтогенов, какие характерны для предшествующего этапа. Судя по данным геофизических исследований последних лет в глубоководном бассейне СЛО, основные тектонические события в это время происходили в спрединговых структурах Амеразийского суббассейна, а на Баренцевской плите они отразились в затухающей форме. Отражением этой мобильности явилось прогибание в системе упомянутых выше прогибов, где обстановка морского осадконакопления сохранялась в течение всего рассматриваемого этапа, а наблюдаемые в разрезе перерывы (в конце бата, в оксфорде и барреме) были кратковременны и неповсеместны. Кроме того, присутствие раннемеловых плато-базальтов на ЗФИ и развитие дизъюнктивной тектоники в окрестностях этого архипелага также свидетельствуют об относительной близости крупной зоны растяжения коры.

В отличие от этой области, восточная часть плиты отличалась спокойным режимом развития до конца рассматриваемого этапа. Во второй половине мелового периода она пришла к уравновешенному, стабильному положению, при котором осадконакопление и размыв были минимальными. В начале мела становится заметным влияние Новой Земли как нового источника обломочного материала. Палеофациальные построения С. К. Прокудина и других мурманских геологов показывают, что основной объем терригенного сноса в Южно-Баренцевскую впадину в неокоме обеспечивался воздымающимся Новоземельским орогеном. Пользуясь кореляционной зависимостью, связывающей площади бассейна аккумуляции и питающей ее области сноса, зная площадь, занимаемую Новоземельской сушей, а также размерность сносимого с нее обломочного материала, можно ориентировочно оценить и высоту этой суши, которая вряд ли превышала первые сотни метров.

Итак, юрско-меловой этап отличался относительной однородностью тектонических условий на значительных пространствах и сравнительно вялым проявлением тектонических движений на большей части плиты, кроме ее окраин. Следствием этого явилось формирование относительно гомогенного структурно-формационного комплекса, являющегося верхним койлогенным структурным этажом плиты, контур распространения которого выступает в качестве границ ее современной структуры (рис. 10.10).

10.7. КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Последний этап тектонического развития, когда произошло окончательное формирование современной структуры Баренцевской плиты, отмечен унаследованной от предшествующего этапа тенденцией к стабилизации тектонической обстановки и преобладанием регрессивных обстановок осадконакопления на значительной площади плиты. Эта унаследованность проявилась и в периферийном расположении областей активного проявления тектонических движений. Одна их них оставалась на ее северо-западной окраине, прилегающей к спрединговой структуре СЛО, а другая совпадала с территорией Новой Земли. Наиболее интенсивное поднятие Баренцевоморского региона имело место на рубеже эоцена и олигоцена (50–30 Ма) и в миоцене (15–5 Ма). В течение большей части рассматриваемого этапа поверхность региона располагалась выше уровня моря, а современный морской бассейн в его пределах расположился только в последние 5–6 Ма. Эпизодические трансгрессии, крупнейшая из которых относится к зоцену, оставили после себя маломощные покровы рыхлых осадков, частично размытых во время последующих регрессий.

В результате длительного существования обстановки низменной суши на ее поверхности сформировалась сложная система речных долин, ныне погребенных и фиксируемых по резким колебаниям отметок ложа дочетвертичных образований. Это хорошо видно в материалах геоакустического профилирования В. Е. Мельницкого, Ю. С. Самойловича, В. С. Зархидзе, Р. Б. Крапивнера, В. С. Скоробогатько и других геологов.

Суммарная величина послемелового поднятия составляла на разных участках шельфа от 500 м до 2 км. Судя по данным С. Липпарда, О. Скарпнесса, А. Скьервоя, Е. Ф. Безматерных и других геологов аплифт осуществлялся в два этапа. Первая фаза относится ко времени 60-40 Ма (палеоцен — ранний эоцен), а вторая, проявившаяся главным образом на западе шельфа, — 15-5 Ма (поздний миоцен). На месторождении Шевит, например, величина поднятия за это время оценивается в 1 500 м.

Строение земной коры Российской части Арктики



Рис. 10.10. Структуры койлогенного юрско-мелового чехла Баренцево-Карского региона (Баренцевская.., 1998)

Территория Новой Земли испытала воздымание в последние 1,5 Ма (с конца плиоцена), и судя по данным Е. А. Кораго о высотах террас на юге Новой Земли, поднималась со скоростью около 0,2—0,5 мм/год, в результате чего миоценовые коры выветривания сейчас фиксируются на высотах до 1000 м. Как и на Шпицбергене, здесь к рубежу плиоцена и плейстоцена (1,6 Ма) приурочен последний этап магматической активности. В районе зал. Басова описаны эксплозивные образования основного состава, синхронные лавам вулкана Сверре на Шпицбергене, возраст которых, по данным Ю. П. Бурова и И. А. Загрузиной, около 1 Ма или даже менее.

Палеогеографические реконструкции В. С. Зархидзе и наш анализ вертикальной катагенетической зональности мезозойских отложений показывают, что шельф Баренцева моря, начиная с миоцена, разделился на два водосборных бассейна — западный и восточный, водораздел между которыми проходил вдоль Центрально-Баренцевского поднятия и совпадал, по всей видимости, с полосой наибольших поднятий. К востоку от этой линии снос обломочного материала происходил в полузамкнутый водоем, оставшийся в миоцене на Печорском шельфе. Это показывает, что на Центрально-Баренцевском поднятии кайнозойский аплифт был наиболее интенсивным (до 1,5–2 км), а далее к востоку его величина снижалась, и данные Е. А. Кораго можно считать максимальной оценкой амплитуды аплифта на Восточно-Баренцевском шельфе (рис. 10.9). Эта особенность положения Центрально-Баренцевского поднятия имеет немаловажное значение с точки зрения возможности сохранения в этой области залежей углеводородов.

Шпицбергенский архипелаг в начале этапа испытал общее воздымание, охватившее всю плиту. Воздымание продолжалось до начала эоцена и сопровождалось одновременным погружением прилегающей части плиты и развитием трансгрессии, максимум которой приходится на эоценовую эпоху. Осадки мелкого моря, чередующиеся с дельтовыми фациями, отложились на значительной части Баренцевоморского шельфа. Реликты этого шлейфа осадков сохранились в виде маломощной (0,4–1,0 км) толщи низкоскоростных образований (Vпл. = 1,79–1,82 км/с) в депрессионных зонах БСКМ.

На территории Западно-Шпицбергенского прогиба мощность отложений палеоцен-эоценового возраста (от баренцбургской до коллиндеродденской свиты) достигла 1700—1900 м. В грабенообразном прогибе Форлансуннет в это время накапливались более грубообломочные породы, что свидетельствует о большой близости к области сноса. Величина прогибания в этом грабене за рассматриваемый промежуток времени оценивается в 2 км или несколько больше.

Тектонические события в области сноса, приведшие к формированию складчатых деформаций Западного Шпицбергена, вызваны коллизией выступающих частей двух континентальных плит, разделенных трансформным разломом Книпповича, по которому происходило правостороннее смещение. Время образования складчатых структур Западного Шпицбергена ограничивается интервалом от начала палеоцена до конца эоцена.

В работах В. Харланда, Ю. Лившица, А. А. Красильщикова, В. Н. Соколова, В. Е. Хаина, Дж. Фалейде, Дж. Ловелла и других зарубежных исследователей приводятся данные, анализ которых в сопоставлении с материалами собственных наблюдений автора позволяет прийти к заключению, что альпийские деформации Западного Шпицбергена были единственной фазой складчатости в этой области и проявились в две стадии. Одна относилась к началу эоцена (50–55 Ма) и проявилась при стрессе с направлением 220–230°, а вторая, более слабая, имела место в конце эоцена (35–37 Ма) при стрессе с направлением 250°. За пределами полосы шириной 40–50 км деформации быстро затухают, и на обширных пространствах Баренцева моря движения этого времени реализовывались в виде вертикальных блоковых подвижек и отчасти в форме горизонтальных сдвигов и своеобразных пластических деформаций в молодых слабоуплотненных осадках, которые были детально описаны Р. Б. Крапивнером.

В пользу того, что аплифт сопровождался растяжением коры, может свидетельствовать наличие грабенов проседания, упомянутых в разделе 8 настоящей работы (рис. 8.10), а также глубоких и узких шельфовых желобов на восточном и южном обрамлении Новой Земли. Их тектоническая позиция, согласованная с положением Новоземельского орогена, позволяет предположить определенную роль растягивающих усилий и при возникновении последнего. Аналогичные процессы проявились, вероятно, и на севере плиты, где она граничит со спрединговым Евразийским бассейном СЛО. Некоторые из выявленных в этом бассейне трансформных разломов имеют продолжение на окраине Баренцевоморского шельфа и прослеживаются на нем в виде шельфовых желобов с глубинами дна до 500—600 м (желоб Франц-Виктории и несколько более мелких, безымянных). Несмотря на то, что геоакустическими профилями здесь не были выявлены признаки тектонического проседания, как это предполагалось, в частности, В. Д. Дибнером, не вызывает сомнения, что их местоположение предопределено тектоническим фактором, который, скорее всего, проявился в горизонтальных сдвиговых перемещениях затухающих по мере продвижения трансформных разрывов вглубь шельфовой плиты.

Итак, с завершением альпийского тектогенеза окончательно определились границы Баренцевской плиты. В течение кайнозойского этапа регион испытал общее воздымание с амплитудой порядка 1—1,5 км, которое было первым, столь значительным и всеобщим за всю фанерозойскую историю. Наряду с этими вертикальными движениями в отдельных районах плиты отмечаются признаки горизонтальных сдвигов, вызвавшие локальные деформации в осадочном чехле. Наряду с этим, тектоническая эволюция региона на данном этапе обладает особенностями, ранее не проявлявшимися. Они обусловлены надвиганием Баренцевоморской окраины континента на срединно-океанический хребет Мона, в результате чего она оказалась с ним в таком же близком соседстве, как и Калифорнийское побережье Северной Америки с Восточно-Тихоокеанским поднятием. Оказавшись в непосредственной близости от зоны спрединга, северо-западная окраина Баренцевоморского региона, испытав коллизию в начале кайнозоя, в итоге приобрела черты, в целом несвойственные другим пассивным окраинам Евразии, причем Зюйдкапский желоб, расположенный на непосредственном продолжении хребта Мона, воспринимается как аналог системы разломов Сан-Андреас на Тихоокеанском побережье Америки.

10.8. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ РЕГИОНА

Проведенный анализ платформенной истории геологического развития Баренцевоморского региона показывает, что наиболее рельефное влияние на становление его современной структуры оказали два тектонических процесса — общее, длительное и почти непрерывное погружение, свойственное в целом всей плите, и периодическое, относительно локальное проявление эпиконтинентального рифтогенеза и растяжения коры. Эти два процесса, проявляясь в различных сочетаниях, обусловили целый ряд характерных черт геологического строения региона — распределение фаций и областей размыва, проявление магматизма, особенности структурообразования и разломной тектоники и т. п., однако, главными их результатами выступает сравнительно медленное формирование плитных осадков широкого стратиграфического диапазона (от рифея до кайнозоя) на стабильных блоках и быстрое накопление мощных авлакогенных (синрифтовых) толщ в разделяющих их узких грабенообразных прогибах.

Длительность и периодичность процессов рифтогенеза на Баренцевоморском шельфе подчиняется определенной закономерности. Древнейшей из структур растяжения в рассматриваемом регионе является океан Япетус. Считая от первых признаков растяжения в конце рифея (стуртия, 640 Ma) до первой коллизии в среднем кембрии (631–623 Ma), длительность его существования составляет 115 Ma. Признаком растяжения в ордовике-силуре (продолжительность этапа около 85 Ma) может служить Гуляевский грабен. Время растяжения девонских авлакогенов оценивается в 65 Ma (от конца силура — 440 Ma до позднего девона — 375 Ma). В позднедевонско-триасовый этап общей продолжительностью 140 Ma последовательно развивались две системы рифтов — одна до перми, другая — в триасе. Продолжительность рифтогенеза в них оценивается ориентировочно в 55–85 Ma. Затем после перерыва в юрско-меловое время (208–65 Ma) наступил последний в рассматриваемом регионе период рифтогенеза в Норвежско-Гренландском море, продолжительность которого была не более 40–45 Ma.

Из этих данных следует, что длительность каждого последующего этапа рифтогенеза сокращается по отношению к предыдущему на 10-20%. Экстраполируя эту зависимость в прошлые геологические эпохи, можно заключить, что и продолжительность формирования океанических спрединговых бассейнов, и их площадь должны убывать с возрастом, притом быстрее, чем по линейному закону.

Общие тенденции в изменении глубинной структуры региона намечаются в результате анализа строения разновозрастных рифтогенных осадочных бассейнов, который позволил установить, что с течением времени в них происходит увеличение мощности коры вследствие накопления осадков и наращивания коры снизу по мере остывания мантии. Это хорошо совпадает с выводом Л. В. Витте, отметившей на примере ряда регионов смещение вниз границы М с течением времени. Скорость наращивания мощности коры составляет величину порядка 0,1 мм/год, из чего следует, что в Южно-Баренцевской впадине граница М в триасе располагалась на 8–12 км выше ее современного уровня, а мощность консолидированной коры не превышала 7–8 км, что вполне соответствует мощности базальтового слоя в океанических бассейнах.

Скорость перемещения фазовой границы М, определяемая термальным режимом недр, можно считать усредненной оценкой скорости регрессии теплового фронта, или остывания коры. С. В. Лысак показала, что скорость этого процесса снижается по экспоненциальному закону, и через 200—300 Ма после окончания активного рифтогенеза величина теплового потока приближается к среднему для континентальных массивов (около 35 мвт/м²). В целом на

качественном уровне эта тенденция совпадает с выводом о двухкратном снижении палеогеотермического градиента в триасовых отложениях, полученным Н. К. Евдокимовой и М. Л. Вербой на основании анализа катагенетической зональности в мезозойском разрезе Баренцевоморского шельфа и данными о величине современного теплового потока, равного 50— 70 мвт/м².

Анализ скоростей прогибания разновозрастных структур Баренцевоморского региона показал, что накопление осадков подчиняется разным закономерностям. Накопление плитных чехлов характеризуется кривыми, которые апроксимируются сходящимися функциями типа экспоненты, ассимптота которой соответствует положению изостатического равновесия рассматриваемого блока земной коры. Осадконакопление в областях с авлакогенным типом разреза характеризуется кривыми, которые апроксимируются несходящимися функциями и показывают, что скорость осадконакопления не только не уменьшается с течением времени, но даже увеличивается, причем различие между скоростью шельфового и внешельфового накопления неизменно сохраняется на уровне соотношения 1 : 4 (Баренцевская.., 1998).

Таким образом, в геологической эволюции рассматриваемого региона нашли отражение две общих геодинамических тенденции. Одна из них проявилась в постепенной, необратимой стабилизации коры, ее прогрессирующей «континентализации», которая периодически прерывалась появлением горячих мантийных очагов и рифтогенезом. Со временем эти очаги остывали, рифтогенные структуры утрачивали признаки океанических и эмерджентно пополняли собой ряд континентальных. Вторая тенденция выразилась в заметной активизации со временем всякого рода тектонических движений — прогибания и растяжения коры, воздымания и сноса обломочного материала и т. п. Сочетание этих тенденций, каждая из которых реализовалась в зависимости от времени в конкретном морфологическом воплощении, создало на Баренцевском шельфе наблюдаемую неповторимую геологическую ситуацию.

Для рифтогенных морфоструктур ключевой проблемой является механизм сверхглубокого прогибания с лавинным осадконакоплением и быстрым редуцированием гранитного слоя коры. В решении этой проблемы представляется перспективным сопоставление разновозрастных гомологов — раннепротерозойского проторифта Печенга — Имандра — Варзуга и фанерозойского Баренцево-Северокарского мегапрогиба. По масштабам прогибания и латерального растяжения они сопоставимы, но существенно различаются интенсивностью вулканизма и метаморфического изменения синрифтовых толщ. Можно допустить, что более высокотемпературный режим эволюции древнего проторифта отражает глобальную тенденцию к прогрессирующему со временем общему охлаждению планеты. Тогда уменьшение магматогенной компоненты в синрифтовом комплексе молодых прогибов можно принять как естественное следствие снижения масштабов плавления в близповерхностных горизонтах литосферы. Несмотря на контрастное различие геологических разрезов этих морфоструктур, они в равной мере могут рассматриваться, как фрактальные мозаичные ансамбли изометричных полигональных блоков-террейнов с различной мощностью коры (Шаров, Виноградов, 1996; Иванюк и др., 1997; Горяинов и др., 1997; Goryainov et al., 1997 и др.).

Возвращаясь к своеобразию рассматриваемого региона, нужно отметить, что и зона сочленения Баренцевской плиты и Балтийского щита обладает необычными чертами. Основные выделенные здесь комплексы — от рифейского до верхнепалеозой-мезозойского образуют непрерывный латеральный ряд, в котором каждый комплекс сменяет предыдущий по схеме клиноформного наращивания. Этот, вероятно, уникальный по своей выразительности пример постепенной и длительной аккреции пассивной окраины древнего континента хорошо иллюстрирует мысль, принадлежащую В. Е. Хаину, о возможности постепенной трансформации геосинклинального режима в платформенный, минуя стадию инверсии и складчатости. Легко видеть, что такой «нестандартный» способ консолидации фундамента весьма затрудняет, если вообще не лишает смысла попытки обнаружения в разрезе подобных платформенных регионов какой-либо единой резко выраженной поверхности, которую можно было бы уверенно принять за границу между покровными комплексами и комплексами основания. А давно удивлявшее исследователей отсутствие на площади рассматриваемого региона активных складчатых (коллизионных) явлений в течение всего фанерозоя вновь приводит к оценке рифтогенеза, как ведущего механизма развития платформенных структур Баренц-региона.

В заключение отметим, что палеотектонические реконструкции, выполненные с целью восстановления дорифтовой структуры региона, поставили вопрос, какой величины может быть растяжение коры при рифтогенезе. Обычно для характеристики этой величины используется некоторый коэффициент растяжения β , пропорциональный уменьшению мощности консолидированной коры в рифтогенном прогибе. Несколько упрощая, эти рассуждения можно свести к такой схеме — если кора под рифтогенным прогибом тоньше чем на его плечах на 10%, то и доля горизонтального раздвижения рифта составляет примерно 10% от его ширины, а остальное пространство рифта предполагается заполненным фрагментами дорифтовой структуры, опущенными по системе краевых разломов, в том числе по сбросам листрического типа. Аналогичный подход применил к структуре Баренцевоморской плиты Е. В. Артюшков (2004). Существуют также методики скрупулезного подсчета величины горизонтального растяжения путем суммирования амплитуд смещения по каждому из многочисленных наклонных сбросов (Roberts, Yielding, 1991). Однако упускается из виду возможность пластической деформации пород, а определение величины растяжения коры, имевшее место в геологическом прошлом, путем сравнения современной мощности коры внутри рифта и за его пределами, без учета пострифтовой эволюции коры, явно некорректно.

Опыт палеогеологических реконструкций на Баренцевом море приводит к заключению, что в процессе формирования Баренцево-Северокарского мегапрогиба горизонтальные движения имели место с амплитудой, вполне соизмеримой с его шириной. Иначе говоря, для механизма раздвижения БСКМ может быть применима та же геодинамическая модель, которая безоговорочно принимается для Атлантического океана, с тем отличием, что суммарные перемещения Центрально-Баренцевского и Свальбардского блоков относительно Печорского оцениваются величинами на порядок меньшими — всего в 300 и 200 км соответственно. С учетом этих данных естественным выглядит вывод о том, что фундамент рифтогенной структуры на всем ее пространстве занимает новообразованная кора.

10.9. ФОРМИРОВАНИЕ УГЛЕВОДОРОДНОГО ПОТЕНЦИАЛА

Нефтегеологическое районирование

В вопросах нефтегеологического районирования Баренцева моря определились две крайних позиции, изложенные в работах Л. Э. Левина, Я. П. Маловицкого, К. Ш. Моделевского, В. Н. Соколова, Б. Я. Вассермана, Д. С. Сорокова, Ю. Н. Кулакова, Ю. Я. Лившица, М. Л. Вербы, Е. В. Захарова и других геологов. Согласно одной из них Баренцевская шельфовая плита как целостная геологическая структура должна рассматриваться и как единая нефтегазоносная провинция. Альтернативная точка зрения состояла в признании каждой отдельной крупной структуры шельфа, например, Печорской синеклизы, Свальбардской антеклизы, Южно-Баренцевской впадины и т. д. как самостоятельных элементов районирования (провинций). Предлагались и промежуточные варианты различных комбинаций тектонических структур, выделяемых в ранге провинций.

Активное проявление на Баренцевом море процессов позднепалеозойского-триасового рифтогенеза предполагает разделение слагающих его осадочных толщ на дорифтовые, синрифтовые и пострифтовые (Грамберг, 1997). Это позволяет рассматривать данный шельф как типичную койлогенную геоструктуру, а наличие единого койлогенного комплекса, который на данном этапе изученности определяет главные черты нефтегазоносности региона, позволяет обособить последний в качестве единой шельфовой плиты и рассматривать ее вместе с частью островного и материкового обрамления в качестве одноименного нефтегазоносного бассейна (НГБ). Основные черты нефтегазоносности этого НГБ, определяемые мезозойским пострифтовым комплексом, подчиняются единым для него закономерностям, а синрифтовый и дорифтовый комплексы, вклад которых в общий потенциал бассейна на данном этапе изученности считается второстепенным, вносят в эту однородную структуру элемент разнообразия и определяют разделение бассейна на нефтегазоносные области (НГО). Эта точка зрения нашла отражение на тектонической карте нефтегазоносных территорий РСФСР, на которой в составе единой нефтегазоносной Баренцевской провинции различаются девять соизмеримых между собой по площади областей, объединяемых в две группы (рис. 10.11).



Рис. 10.11. Схема нефтегеологического районирования Баренцево-Карского региона

Одна из них включает Печорскую синеклизу, Свальбардское и Центрально-Баренцевское поднятия, а также Приновоземельскую (Адмиралтейскую) и Тимано-Варангерскую (Кольско-Канинскую) краевые моноклизы, в строении которых принимает участие практически полный набор фанерозойских осадочных формаций, строение которых изучено наземными исследованиями. Другую группу областей составляют Западно-Баренцевский, Южно-Баренцевский, Северо-Баренцевский и Восточно-Баренцевский рифтогенные прогибы, в строении которых наряду с юрско-меловыми толщами койлогенного чехла принимают участие позднепалеозойско-триасовые синрифтовые комплексы, не представленные в наземных разрезах. Дополнительно к перечисленным на карте прогноза нефтегазоносности показаны два отдельных района, располагающиеся на седловинах, разделяющих крупные впадины, и потому не включенные в состав областей. На Лудловской седловине А. В. Борисовым с соавторами выделен самостоятельный высокоперспективный район, названный ими Штокмановско-Лунинским (ниже он именуется для краткости Лудловским), а по аналогии с ним такой же самостоятельный район, не входящий в состав крупных соседних областей, мы предлагаем выделить на Западно-Кольской седловине. Все перечисленные девять областей в свою очередь подразделяются на ряд районов по структурным условиям.

Грумантская нефтегазоносная область

Грумантская НГО охватывает территорию архипелагов Шпицберген и Земли Франца-Иосифа, подводное поднятие Персея и прилегающие шельфовые мелководья, простирающиеся на юг до о. Медвежий и Надежда. Она занимает крайний северо-западный угол региона, в пределах которого площадь перспективных акваторий составляет 92 тыс. км².

Нефтегеологическая изученность этой области весьма неравномерная. На архипелаге Шпицберген в двадцати пунктах проведено бурение скважин, в значительной части которых были встречены проявления различных углеводородов. В восточной части НГО пробурено три глубоких скважины. Результаты бурения, выполненного российскими организациями, изложены в работах И. В. Школы, А. М. Армишева, В. Г. Мазура, Е. Г. Бро и др. Вместе с результатами наземных геологических исследований В. Н. Соколова, А. А. Красильщикова, Б. П. Гаврилова, Т. М. Пчелиной, Ю. Я. Лившица, Б. А. Клубова, Н. К. Евдокимовой, М. Ю. Милославского, М. Л. Вербы, В. Д. Дибнера, А. Н. Тараховского они позволяют охарактеризовать нефтегенерационный потенциал и аккумуляционные способности всего фанерозойского разреза рассматриваемой области. В разрезе осадочных пород выделяются следующие нефтегазоносные и перспективные комплексы.

В докембрийских осадочных образованиях Шпицбергена битуминозные породы отмечались на юге, северо-западе и северо-востоке архипелага. На берегу зал. Хорнсунн А. А. Красильщиков наблюдал на значительном протяжении каплевидные натеки твердого битума типа антраксолита по трещинам в верхнерифейских доломитах. Отложения содержат С_{орг}. до 1,72%. Битумы отличаются высоким содержанием масел (35–75,6%) и метаново-нафтеновых УВ в них (73,8–92,7%), что характерно для эпигенетичных образований. ОВ в битуминозных верхнерифейских карбонатах относится к сапропелевому типу и связано с сине-зелеными водорослями.

Эти находки показывают, что, несмотря на древний возраст и воздействие тектонических напряжений, рифейские осадочные комплексы сохраняют нефтегазогенерационный потенциал, и их присутствие следует учитывать при выявлении источника миграционных флюидов в вышележащих толщах. Сходство группового и углеводородного состава палеогеновых, явно миграционных битумов с битумами из рифейских пород на берегу пролива Хинлопен отметил Ю. Я. Лившиц. Если сходство подтвердится, то это будет означать, что в предшествующие эпохи эти отложения не погружались до критических для нефтеобразования глубин, а мобилизация миграционных флюидов в докембрийских породах произошла на кайнозойском этапе.

Кембрийско-ордовикские отложения на архипелаге Шпицберген не содержат заметных битумопроявлений. Только в серии ослобреен на западном берегу пролива Хинлопен И. А. Андреевой и А. А. Красильщиковым были обнаружены битуминозные прослои, содержащие до 0,1% легкого маслянистого битума, по составу близкого к битумам из рассмотренных выше рифейских отложений этого района, но отличавшегося более низким содержанием масел (20,9–23,8%) и метаново-нафтеновых УВ (обычно 43,8–60,5%, реже до 75%). Силурийские отложения, известные в пределах НГО лишь в двух точках — в районе Сент-Джонс-фьорда и в скважине Роддендален, не содержат битуминозных пород.

Девонский терригенный комплекс является первым, следуя снизу вверх по разрезу осадочным комплексом, который обладает и регионально значимым генерационным потенциалом, и содержит многочисленные нефтепроявления. Они известны на Земле Андре, Земле Торреля и Земле Диксона, где выполнены наиболее полные наблюдения (Т. М. Пчелина, Ю. Я. Лившиц). В ряде колонковых скважин, пробуренных в окрестностях рудника Пирамида, в верхнедевонских отложениях отмечены мощные, до 5-12 м пласты песчаника, насыщенные нефтью. Повышенная битуминозность, как правило, ассоциируется с породами, где в составе OB преобладает сапропелевый материал, и концентрация битума А в таких породах достигает 0,8%. Общая мощность разреза, обогащенного углеводородами, составляет около 120 м. С этой же частью разреза, вероятно, связаны бокхеды, обнаруженные в делювии. Состав экстрагированных углеводородов довольно пестрый, однако, в целом соответствует маслянистым нефтям с преобладанием метаново-нафтеновых УВ над ароматическими. Наряду с этим иногда в составе экстрактов преобладают асфальтены, а в составе масел ароматические УВ составляют 45-50%. Столь же невыдержанным по разрезу является и распределение органического вещества: как по количеству, так и по составу. Диагенез ОВ, по данным Н. К. Евдокимовой, относительно невысок и соответствует газовой и жирной стадиям (МК2-МК3).

Сингенетичные и эпигенетичные углеводороды присутствуют в разрезе в различных сочетаниях. Сингенетичные УВ приурочены к аргиллитовым прослоям с повышенным содержанием ОВ (до 2,8%), а миграционные — к песчаниковым пачкам с повышенной пористостью (до 11%). Пестрый состав миграционных углеводородов свидетельствует о разнообразии состава исходного материала, часть которого могла находиться и в древних толщах.

Верхнедевонские терригенные образования в окрестностях Мимердален рассматриваются как древнейшие нефтематеринские породы, не полностью реализовавшие свой генерационный потенциал. Пик нефтеобразования в этой толще относится к тому времени, когда она в интервале от конца раннего мела до олигоцена находилась на максимальных глубинах. Судя по величине отражательной способности витринита, она не превышала 3 км, максимальные палеотемпературы в толще едва достигали 90–100 °С, а время нахождения пород в условиях ГФН оказалось недостаточным для завершения процесса генерации УВ. Это позволяет прогнозировать продуктивность данной толщи в более погруженных районах Западно-Шпицбергенского прогиба, где она была вовлечена в прогибание в течение более длительного времени.

В каменноугольных отложениях проявления разнообразных углеводородов известны в ряде мест. Б. П. Гаврилов описал черные битуминозные песчаники среднего карбона у м. Фаншо (восточный берег Лум-фьорда), содержащие до 0,34% ХБА. В. Харланд и Е. Даудесвелл в районе залива Хорнсунн и Земли Серкап отмечали мощную (300-500 м) пачку черных сланцев (формация Адриабухта, верхи нижнего карбона), которую они считают потенциально нефтематеринской. Ю. Я. Лившиц, Н. К. Евдокимова, Б. П. Гаврилов, М. Ю. Милославский, Т. М. Пчелина, М. Н. Мирзаев, М. Л. Верба в районе Билле-фьорда, в песчаниках башкирского возраста, верхах нижнего карбона и низах московского яруса описали маслянистые битумы с резким запахом керосина и газопроявлениями, реже твердые битумы, насыщающие поры и трещины в керне скважин. Вмещающие породы представлены песчаниками (68% случаев), карбонатными и хемогенными породами (соответственно 19 и 13%). Отчетливое преобладание песчаников среди битуминозных пород и проникновение нефти по трещинам говорит об явно миграционном происхождении большинства наблюдавшихся углеводородных флюидов. Об этом же свидетельствует и отчетливое тяготение наиболее эффектных проявлений УВ к зоне Биллефьордского разлома. В настоящее время наибольший практический интерес представляют проявления легкой нефти, конденсата и жирного метанового газа, отмеченные в колонковых скважинах по берегам бухты Петунья на глубинах 800-1000 м. Коллектором чаще всего служили песчаники башкирского яруса, покрышкой — гипсоносные породы московского яруса.

Нефтегазогенерационный потенциал каменноугольных отложений в районе бухты Петунья в значительной степени определяется тем, что породы нижнего отдела обогащены органическим веществом, содержат пласты угля рабочей мощности и испытали термальное воздействие мощной интрузии габбро. В результате ОВ каменноугольных отложений, представленное в отличие от нижележащей девонской толщи преимущественно гумусовым материалом, обладает более высокой степенью катагенетической переработки — от газовой до отощенно-спекающейся стадии.
Стадия катагенеза ОВ возрастает с запада на восток — от газовой в районе г. Триунген до жирной в руднике Пирамида и коксовой на Гипсдалене. Жирный состав газа в каменноугольных породах рудника Пирамиды и бухты Петунья также соответствует более высокотемпературной стадии нефтегазогенерационного процесса.

В *пермских* породах на Земле Диксона М. Ю. Милославским и Ю. Я. Лившицем наблюдались выдержанные пачки битуминозных известняков мощностью до 10 м, приуроченные к основанию разреза, и обнаружен тонкий (не более 0,5 м) прослой черных сланцев типа баженитов, в которых содержание органического углерода достигало 20,6%. Подобные же породы, обогащенные органическим веществом, присутствуют в основании старостинской свиты на западном побережье Шпицбергена. Учитывая широкое распространение пермских пород на территории архипелага, можно полагать, что они могут служить источником миграционноспособных углеводородов, мобилизация которых связана с палеогеновым прогибанием.

Триасовые отложения на Шпицбергене являются регионально нефтегазоносной толщей. С отложениями этого возраста связаны газопроявления в скважинах Грёнфьорд, Исхёгда, Тромсёбреен, Грумантская, Вассдален-2 и Хакетанген. В двух последних получены значительные притоки метанового газа с дебитами порядка 30—50 тыс. м³/сут, оцениваемые как промышленные. Приток газа в скважине Тромсёбреен интересен в том отношении, что получен на относительно небольших глубинах — около 1000 м (В. К. Пентилла и Р. Е. Черч).

Битуминозные аргиллиты — твердые и полужидкие битумы — присутствуют практически во всем разрезе триаса на востоке архипелага (б. Уиче, м. Мюри). В Сассен-фьорде и Адвентдалене аналогичные проявления отмечены в аргиллитах оленекского, анизийского, ладинского и норийского ярусов, на м. Фестнингсодден — в оленекском и анизийском ярусах, а в скважине Грумантская — в карнийском ярусе. На о-вах Эдж, Вильгельма и Баренца многочисленные примазки по трещинам, натеки вязкого, полужидкого и смолоподобного вещества и реже сплошное насыщение пористых пород жидкой нефтью приурочены к разрезу нижнего и среднего триаса. На о. Медвежий они встречены в нижнем триасе, на о. Надежда — в верхнем триасе. Большинство изученных образцов содержат аллохтонные битумоиды, и только в индийском ярусе и фосфоритах среднего отдела отмечены битумы сингенетичной природы.

Содержание органического вещества в триасовых породах, по данным А. И. Данюшевской, достигает 10% (при преобладании гидробионтной органики). В целом, кероген триасовых отложений характеризуется невысоким уровнем катагенетической преобразованности, и только вблизи альпийской надвиговой зоны он заметно повышается, достигая тощей и полуантрацитовой стадий (МК₅—АК₂). В условиях ненарушенного залегания катагенез обычно соответствует уровню длиннопламенной, реже — и газовой стадий (МК₁—МК₂). Такие значения определены в разрезах о. Эдж и, надо полагать, присущи разрезам прилегающего шельфа.

На крайнем северо-востоке области, на Земле Франца-Иосифа, по данным О. И. Супруненко, зрелость керогена невысока (R° = 0,25 ÷ 0,48; ПК₂—ПК₃), поэтому триасовые толщи, несмотря на обилие органики, не могли генерировать большого количества УВ без дополнительных порций тепла, привносимого интрузиями. Из этого следует, что ко времени альпийской активизации зрелость ОВ триасовой толщи была еще ниже, и они вряд ли могли служить источником миграционноспособных флюидов. Следовательно, эпигенетичные битумоиды в триасовых отложениях, вероятнее всего, являются продуктами миграции из более древних — пермских или каменноугольных отложений. Вследствие невысокого темпа прогибания в мезозое зрелость ОВ в этих потенциально нефтематеринских породах и мобилизация УВ здесь могла произойти в результате постепенного накопления суммарного теплового импульса, т. е. уже в кайнозое.

Этот вывод находится в хорошем соответствии с наблюдениями Т. М. Пчелиной, отметившей на западном борту Западно-Шпицбергенского прогиба, на м. Сельманесет, результаты постседиментационных процессов двух генераций, из которых древний представлен кварцевокальцитовой жилкой, а позднейший — пересекающей ее трещиной, заполненной вязким битумом. Поскольку появление тектонической трещиноватости в триасовых отложениях этого района уверенно связывается с альпийским тектогенезом в олигоценовое время, то, следовательно, нижний возрастной предел возраста миграционных флюидов в триасовой толще определяется рубежом палеогена и неогена, т. е. около 25 Ма.

Исключением из рассмотренных закономерностей являются участки разреза, где на созревание ОВ интенсивно повлиял интрузивный магматизм. Наиболее отчетливо это воздействие можно видеть на примере катагенетического разреза скважины Северной, где ОВ в отдельных образцах достигает стадий МК₄—МК₅. Моделирование геотермического разреза показало, что верхняя граница «нефтяного окна» (зоны МК₂) в нормальном катагенетическом разрезе (без интрузий) располагается в этом районе в среднем на глубинах около 1,5 км, а свое положение эта граница заняла в результате кайнозойского аплифта, амплитуда которого оценена в 800—1 200 м.

Геотермический градиент до аплифта достигал 40 °С/км, а это значит, что за последние 60 млн лет температура в недрах заметно снизилась. Катагенетические разрезы других скважин на ЗФИ показывают, что влияние интрузий не является равномерным по площади. В скважине Хейса катагенез ОВ меняется по разрезу не так контрастно, как на востоке архипелага, палеогеотемпературный градиент на момент, предшествующий аплифту, оценивается в 33 °C/км (современный градиент 29 °C/км), а величина аплифта - не более 600-800 м. Эти факты опровергают бытующее среди геологов мнение, будто интрузии и нефть несовместимы. Негативное влияние интрузии выражается в термометаморфизме осадочных пород в объеме. немногим превышающем размеры самого магматического тела, а импульс тепла, ускоряющего созревание керогена, затрагивает значительно больший объем. Детальные наблюдения, выполненные Б. А. Клубовым на о. Хейса, показали, что вблизи даек долерито-базальтов верхнетриасовые полимиктовые песчаники почти повсеместно пропитаны полувязкими битумами типа мальты, а с удалением от контакта они сменяются асфальтитами и гильсонитами с малым содержанием масел. Нахождение всех разновидностей битумов в трещинах в ассоциации с палагонитом и цеолитом однозначно свидетельствует о миграционной их природе и генетической связи с гидротермальным процессом, а чередование битума и палагонита в тончайших концентрических каемках в миндалинах указывает на длительность и многократное повторение процесса миграции. В. М. Безруков отметил, что миграция проходила в два этапа. С дайковым комплексом он связывает гидротермальные битумы нафтидонафтоидного ряда, а с песчаными коллекторами триаса — миграционные нафтиды регрессионной (гипергенной) линии, источник которых предполагается в погруженных зонах БСКМ.

Таким образом, триасовый осадочный комплекс представляет интерес как толща, содержащая хорошие коллекторы и потому аккумулирующая вторичные флюиды, и как нефтематеринская толща, потенциал которой в разрезах и в тех районах, доступных для наблюдения в настоящее время, оказался далек от полной реализации, но в более погруженных зонах этот потенциал, безусловно, проявился полнее. Наибольшие генерационные способности можно связывать со среднетриасовыми отложениями, в первую очередь, с ладинскими аргиллитами. Мощность нижне-среднетриасовых отложений, отличающихся повышенной битуминозностью, достигает 430-510 м.

В юрских отложениях выделяется верхний отдел, в котором повсеместно, как на западе области, так и на востоке, присутствует мощная, до 140 м толща однородных аргиллитов, содержащих повышенные концентрации органического вещества и битумоида. В шпицбергенских разрезах эти содержания составляют соответственно 0,6–5,8% и 0,2–0,6%, а на ЗФИ, в частности, на о. Гукера, по данным Ю. Я. Лившица, содержание С_{орг.} достигает 2,4–9,4%. Низкие значения коэффициента битуминизации (2–22,5%) и форма нахождения битумов — в виде микросгустков в аргиллитах — свидетельствуют о преобладании сингенетичной формы УВ и проявлении миграции в самой ранней стадии. Состав битумов меняется в широких пределах, что также характерно для сингенетичных образований.

Таким образом, юрский комплекс представляет собой толщу, которая в погруженных условиях могла реализовать свой нефтегазогенерационный потенциал, но область, где это могло произойти, ограничивается на западе — площадью Западно-Шпицбергенского прогиба, а на шельфе — осевой зоной прогиба Ольги. При этом созревание микронефти могло начаться лишь после этапа интенсивного прогибания, т. е. в начале миоцена.

Нижнемеловые отложения характеризуются ограниченной битуминозностью и повышенной газонасыщенностью. В Грен-фьорде, тундре Эрдмана и Адвентдалене известны естественные выходы газа в виде грифонов. В норвежской скважине в Сассен-фьорде газирование из апт-альбских отложений наблюдалось в течение нескольких лет. Газ метановый, иногда с добавкой тяжелых УВ до 3,0%. Органическое вещество в этой толще представлено, как правило, гумусовым материалом в количествах до 2–3% и находится обычно на низкой стадии катагенеза, но в скважинах Грумантская и Васдален катагенез достигает необычно высоких значений (МК₃–МК₄), что предположительно связывается с прогревом пород во время альпийской складчатости. Таким образом, в полосе западного борта прогиба нефтегазогенерационный потенциал ОВ в меловой толще близок к исчерпанию; на шельфе к востоку от архипелага, где палеогеновое прогибание было невелико, а складчастость вообще не проявилась, роль этого комплекса как нефтегазогенерационного снижается, и меловые породы не включаются в число нефтегазогенерационных толщ, только в осевой зоне Западно-Шпицбергенского прогиба и на континентальном склоне к западу от Шпицбергена они, вероятно, находятся в условиях, благоприятных для нефтегазогенерации.

Палеогеновая осадочная толща содержит залежь нефти, выявленную в 1988 г. на Лайленской площади, и многочисленные нефте-, газо- и битумопроявления в песчаниках баренцбургской свиты на Баренцбургском угольном месторождении, на Лайленском, Грумантском и Колсбейском участках, наблюдавшиеся в подземных горных выработках и углепоисковых скважинах. Значение этих фактов для оценки перспектив нефтегазоносности данной НГО весьма велико.

Итак, отложения, способные к генерации УВ, присутствуют в разрезе Грумантской НГО в широком стратиграфическом диапазоне от верхнего рифея до палеогена, а наиболее перспективные в этом отношении толщи приурочены к верхнему девону-нижнему карбону, нижней перми и нижнему-среднему триасу. Кроме того, на востоке области к ним прибавляются отложения верхней юры и нижнего мела, а на различных участках Западно-Шпицбергенского шельфа — и палеогена.

Аллохтонные УВ встречаются по всему разрезу, причем для большинства проявлений характерен кайнозойский возраст миграции. На арх. Шпицберген наблюдается увеличение геотермического градиента в средней части нижнего триаса, что указывает на влияние конвективного тепла, выносимого газожидкостными смесями из нижней части осадочного разреза на уровень экранирования (триас). Повышенное содержание гелия в газе и йода, и брома в минерализованных подземных водах свидетельствует о связи миграционных флюидов с глубинными очагами термальной разгрузки. Именно с триасовыми отложениями связаны газопроявления на Васдаленской и Грумантской площадях Шпицбергена. На ЗФИ общим уровнем экранирования глубинного тепломассопереноса выступает средний триас, из которого в скважине Хейса-1 получены небольшие притоки метанового газа. Таким образом, дополнительный импульс конвективного тепла, который получили осадочные толщи Грумантской НГО в кайнозое, послужил основной причиной одновременной активизации нефтегенерационных процессов в разновозрастных толщах области.

В латеральном распространении миграционных углеводородов намечается их тяготение к периферии Западно-Шпицбергенского прогиба и двум его граничным зонам — Западной и Восточной. На прилегающих акваториях наиболее перспективными представляются самая западная, периокеаническая зона НГО и некоторые центральные зоны типа Ольгинского прогиба, где послемеловое погружение было не менее значительным, чем в предшествующие эпохи. Далее к востоку и югу, включая и поднятие Персея, располагаются районы, менее перспективные в нефтегенерационном отношении.

Северо-Баренцевская, возможно, нефтегазоносная область (ВНГО)

Северо-Баренцевская НГО занимает площадь 210 тыс. км² и вместе с Южно-Баренцевской впадиной составляет наиболее погруженную часть БСКМ. Граница между этими областями проводится по Лудловской седловине, которая, принадлежа в тектоническом отношении сразу двум областям, выделяется в качестве отдельного нефтегазоносного района. Основные черты строения Северо-Баренцевской впадины подобны строению Южно-Баренцевской, а их главное отличие состоит в том, что тепловой поток в северной части БСКМ был более мощным, нежели на юге. На юге БСКМ современный тепловой поток в среднем составляет 60 мВт/м², а в окрестностях ЗФИ он возрастает до 80 мВт/м². Аналогичный вывод был сделан нами для периода времени, начиная с позднего триаса, на основании анализа вертикальных градиентов катагенетической зрелости ОВ в отложениях различного возраста, слагающих плитный комплекс Баренцева моря. Эта региональная особенность термального поля связывается с развитием Арктической геодинамической системы, в центре которой, по Ю. Е. Погребицкому, располагался горячий мантийный геотумор, или с раскрытием Евразийского спредингового бассейна, вызванный этим мантийным диапиром и проявлением позднемезозойского траппового магматизма. Северо-Баренцевская впадина своим повышенным уровнем теплового поля заметно отличается от других нефтегазоносных бассейнов северо-западной окраины Европы и имеет аналог только в виде Североморского НГБ (Глазнев, 2003). Поскольку разогретыми здесь были лишь отдельные зоны осадочного разреза, в которых проявился интрузивный магматизм (рис. 10.12), то можно ожидать, что в разрезе этой ВНГО будут превалировать нефтяные скопления. Имеющиеся геологические сведения позволяют считать это предположение реальным.

На Лининской площади поисковая скважина, законсервированная при забое на 1 405 м в верхнеюрских битуминозных глинах, показала присутствие небольших нефтегазовых залежей в аптских песчаниках на глубинах, не превышающих 1000 м. Эти данные не представляют промышленного интереса, однако, весьма важны для обоснования прогноза всей рассматриваемой НГО, показывая, что помимо юрских отложений, региональная продуктивность которых в пределах всей приосевой зоны БСКМ не вызывает больших сомнений, нефтеносными могут быть песчаные пласты в нижнем мелу.

Бурение на Лудловской площади принесло более весомые результаты, открыв в 1990 г. крупную газокондесатную залежь в среднекелловейских и кимеридж-оксфордских песчаниках, мощность которых достигает 85 м (продуктивный пласт — аналог Ю0 Штокманского месторождения). При испытании получен приток газа около 500 тыс. м³/сут. Газ метановый, низкоазотный, бессернистый. Признаки газа были обнаружены и в меловой части разреза, в неокоме, но песчано-алевролитовые прослои, содержащие здесь непромышленные газовые залежи, оказались небольшой мощности, не более 10-15 м.

На Ледовой площади геотермическими и геохимическими исследованиями были выявлены локальные аномалии, приуроченные к сводовой части структуры. В поле температур эта аномалия, замеренная на глубине 1,5 м, составляла 0,15 °С. Геохимическая аномалия носит более сложный характер, что не помешало предсказать наличие на этой площади



крупного месторождения УВ. Прогноз подтвердился, когда на этой площади в 1990—1992 гг. было проведено поисковое бурение на южном и северном уполах. Залежи УВ вскрыты в средней юре (пласты Ю₀, Ю₁ — газовые, Ю₂ — газоконденсатные). При испытании пласта Ю₁ получен дебит газа более 400 м³/сут.

Адмиралтейская, возможно, нефтегазоносная область (ВНГО)

Адмиралтейская ВНГО в структурном отношении весьма неоднородна и охватывает полосу шельфа площадью 75 тыс. км², прилегающую с запада к Новой Земле. В ее состав входят мегавал Адмиралтейства, два крупных поднятия — Обручева и мыса Желания и Приновоземельский прогиб (прогиб Седова). Общая протяженность области более 1000 км при ширине 100—150 км и глубине моря 40—200 м. В южной и центральной частях Приновоземельской области преобладают мелкие и средние по размеру асимметричные брахиантиклинали, приуроченные к фронтальной части надвигов Новоземельской складчатой системы (Папанинская, Саханинская, Долгинская, Рахмановская и ряд др.). Поднятия данного типа выражены в разрезе среднего структурного яруса, а в отложениях нижнего и верхнего практически не отражаются.

В пределах данной ВНГО не выявлено промышленных скоплений УВ, однако имеющиеся геофизические данные и сведения о нефте- и битумопроявлениях на западном побережье Новой Земли свидетельствуют о достаточно высоких перспективах нефтегазоносности этой области. Эти данные позволяют полагать, что в стратиграфическом отношении битумопроявления чаще встречаются в верхнем силуре и нижнем карбоне, реже в девоне и перми и не замечены в более древних образованиях, в большинстве своем являются вторичными, причем миграция, вероятно, происходила, по меньшей мере, в два этапа. Один из них в первом приближении сопоставляется с триасовым тектоно-магматическим циклом, а другой — с альпийской активизацией. В латеральном отношении намечается приуроченность наименее метаморфизованных битумов к зонам относительно слабо проявленной складчатости. Это позволяет рассчитывать на обнаружение нефтеносных слоев в пермских песчаниках на шельфе между п-овом Адмиралтейства и о. Междушарским и в более древних породах — карбонатах ордовика-силура между п-овом Шмидта и м. Желания.

Сравнительно высокая степень метаморфизма ОВ (полуантрацитовая стадия, апокатагенез), вероятнее всего, обусловлена интенсивными тектоническими напряжениями, сопровождающими ранее мезозойскую складчатость, поскольку в других районах Баренцево-Карского региона, где известны одновозрастные отложения с однотипным ОВ, степень катагенеза органического вещества заметно ниже: на о. Эдж оно преобразовано до средней стадии мезокатагенеза (жирной стадии), а на Северной Земле кероген венлокских аргиллито-мергелистых пород находится на газовой стадии (МК₂-МК₃). В отложениях девонского возраста: ОВ на Новой Земле находится на высокой стадии катагенеза (АК₁-АК₂) и уже утратило свой генерационный потенциал, тогда как на о. Колгуев и арх. Шпицберген преобразованность органического вещества не превышает соответственно длиннопламенной (МК₁) и жирной (МК₃) стадии. Выше по разрезу различия в степени преобразования ОВ постепенно сглаживаются: в каменноугольных отложениях Новой Земли катагенез ОВ соответствует тощей стадии (АК₁), а в других областях — длиннопламенной и газовой (МК₁-МК₂), а в пермских соответственно: МК₂-МК₃ и МК₁-МК₂.

Из этого следует, что на Адмиралтейском шельфе зрелость ОВ можно ожидать на промежуточном уровне. Полагая, что высокая степень метаморфизма ОВ в силурийско-каменноугольных породах Новой Земли прямо связана со складчатостью, можно утверждать, что в сторону Приновоземельского шельфа будет фиксироваться быстрое снижение уровня катагенеза органического вещества, которое даже в среднепалеозойских породах будет сохранять нефтегазогенерационные свойства. Сказанное в полной мере относится к оценке возможности обнаружения залежей нефти и газа в так называемых «конгруэнтных» складках, выявленных К. П. Новиковой (КМАГЭ) по материалам первых профилей МОВ-ОГТ на морском продолжении Кармакульского прогиба.

На локальных структурах этого типа — Панкратьевская, Бледная и Иностранцева, выявленных на севере Приновоземельского шельфа, перспективными толщами, вероятнее всего, являются верхнепалеозойские. На поднятиях Литке, Восточно-Крестовском, Сульменевском, Мартюшенском, Гусиноземельском, Западно-Новоземельском и Междушарском, располагающихся в прогибе Седова и на Междушарской моноклинали, возможности выявления залежей оцениваются как более ограниченные, причем основные перспективы следует, вероятно, связывать прежде всего с карбонатными коллекторами в каменноугольных отложениях и в меньшей степени с вышележащими терригенными отложениями перми. В расположенных западнее, на Адмиралтейском валу, локальных поднятиях, Крестовском, Адмиралтейском и Пахтусовском, основные перспективы, по всей вероятности, связаны с карбонатным комплексом среднего-верхнего палеозоя. Результаты бурения, выполненного на Крестовском поднятии, показывают, что пермский терригенный комплекс здесь не содержит прямых признаков нефтегазоносности.

Итак, значительное количество битумопроявлений, рассредоточенных по всему западному побережью Новой Земли на расстоянии более 1000 км, по меньшей мере двукратное проявление миграционной активности и наличие на шельфе локальных структурных ловушек — все это указывает на высокую вероятность присутствия продуктивных в нефтегенерационном отношении осадочных толщ и благоприятных для аккумуляции углеводородных флюидов в разрезе от верхнего силура до перми включительно. Поскольку на Адмиралтейском и Крестовом поднятиях программа испытаний практически не была реализована, то и неполучение притоков нельзя считать признаком отсутствия залежей. Аналогичное заключение было сделано ранее О. В. Астафьевым и С. Н. Шубиным, которые подробно рассмотрели структуру и историю развития Приновоземельско-Адмиралтейской зоны и установили в ней наличие геологических предпосылок присутствия сравнительно крупных месторождений нефти и газа в верхнепалеозойско-мезозойских отложениях Приновоземельского шельфа.

Южно-Баренцевская газоносная область

Нефтегазогенерационный потенциал пород осадочного разреза Южно-Баренцевской НГО может быть охарактеризован лишь в той части, в какой это позволяют сделать разрезы пробуренных здесь скважин, вскрывающих мезозойские образования. Нижележащие отложения, роль которых может оказаться решающей в генерационном отношении, в пределах впадины не изучены.

Данные по морским скважинам, в разное время опубликованные Ю. Ф. Федоровским, А. В. Борисовым, В. М. Комарницким, А. К. Гудковой, В. К. Гороховым, В. С. Винниковским, Е. Г. Бро, З. З. Ронкиной, А. И. Данюшевской, Е. А. Маргулис, З. С. Гордон и др., показывают, что в изученном разрезе наблюдается закономерное возрастание концентрации органического вещества вверх по разрезу от сотых долей процента в нижнем триасе до полутора процентов в нижнем мелу, причем вертикальное распределение ОВ корелируется с обратным знаком со скоростью осадконакопления. Аналогичную закономерность в разрезах Мирового океана отмечал В. Я. Троцюк, показав, что абсолютное количество ОВ, генерируемое в единицу времени, сравнительно консервативно и определяется биологической продуктивностью морской среды. Скорость накопления ОВ в данном случае составляет величину порядка 0,4 г/м²/год, что сопоставимо с биологической продуктивностью в современной Северной Атлантике (0,2–0,4 г/м²/год по данным океанографической энциклопедии Хела и Леваста. Аналогичную тенденцию изменения по вертикальному разрезу обнаруживает и распределение хлороформенного битума А, что указывает на сингенетичность битуминозности.

На отдельных площадях в аргиллитах волжского яруса, которые по своим геохимическим параметрам сопоставляются с западносибирскими баженитами, заметно повышение содержания органического углерода и рассеянных битумоидов (Маргулис, 1986). Состав экстрагированных битумоидов, по данным геохимических исследований В. И. Петровой и А. И. Данюшевской, обнаруживает зависимость от концентрации органического вещества: вверх по разрезу с ростом содержания С_{орг}. заметно растет доля ароматических соединений в составе маслянистой фракции УВ. Это означает, что состав сингенетичных углеводородов с течением времени постепенно обедняется ароматическими соединениями, которое происходит тем быстрее, чем меньше ОВ в породе. Эта зависимость показывает, что минеральная матрица породы играет существенную роль в преобразовании ОВ, и влияние это тем сильнее, чем более диспергировано органическое вещество. Содержание ароматических соединений в составе масел определяет в свою очередь и концентрацию полициклической ароматики, и отдельных индивидуальных ПАУ. Соотношение масел и асфальтенов меняется с возрастом: сначала, до рубежа 130— 140 Ма (начало мела) имеет место рост их отношения, после чего наблюдается неуклонное увеличение доли асфальтенов и асфальтеновых кислот при одновременном сокращении доли масел. Аналогичная тенденция была показана Ю. Я. Лившицем на арх. Шпицберген, причем экстремум зависимости приходится на тот же возрастной рубеж (140—150 Ма).

Таким образом, для разреза мезозойских пород Южно-Баренцевской области в интервале от 100 до 240 Ма устанавливается закономерное сокращение с возрастом содержания ОВ, обратно пропорциональное скорости осадконакопления, и убывание начиная с рубежа 130—140 Ма соотношения маслянистых и асфальтеновых компонентов в составе битумоидов и ароматических соединений в составе УВ. Низкая степень катагенеза ОВ в изученных отложениях показывает, что их генерационный потенциал еще не реализован и процессы нефтегазообразования могут быть в них достаточно продуктивными лишь в наиболее погруженных зонах впадины, причем активизация этих процессов могла иметь место лишь на этапе самого последнего по времени (плиоценового) погружения шельфа.

Мурманское месторождение представляет собой пологую куполовидную складку площадью около 150 км² и амплитудой по горизонту в кровле триаса около 110 м. Газовые залежи встречены во всех отделах триаса и приурочены к пластам дельтовых песчаников и алевролитов, сильно изменчивых по простиранию. Газовые залежи (21 пласт) пластовые, сводовые и массивные. Различная продуктивность пластов: дебиты из верхнего триаса составляют около 100 тыс. м³/сут. (скв. 22–144 тыс. м³/сут.), из среднего триаса – примерно столько же (скв. 24–130 тыс. м³/сут.), а из нижнего триаса – заметно выше (в скв. 24 – до 740 тыс. м³/сут.). Газ – сухой. АВПД = 1,67, геотермический градиент = 2,64 °С/100 м, пористость 9–23%, проницаемость = 0,54–6,05 мкм².

На Киренцовской площади при бурении среднетриасовых отложений были отмечены повышенные газопоказания, однако, выделенные по каротажу пласты остались неиспытанными. Как и на значительной части локальных структур шельфа, Куренцовской структуре соответствует локальная газогеохимическая аномалия с повышенным содержанием ТУВ, что, видимо, указывает на эмиграцию УВ, инициированную кайнозойским поднятием региона. Как показали наблюдения М. А. Павловой, эта локальная газогеохимическая аномалия имеет кольцевую конфигурацию, причем уровень содержания метана в придонных осадках этой площади на порядок выше, чем над Песчаноозерным месторождением, поднятие которого в раннем кайнозое было существенно меньшим, чем на Куренцовской, и, следовательно, эффект декомпрессии залежи на Песчаноозерной площади проявился слабее. В. В. Суетнов и Л. А. Цибуля установили на Куренцовской площади, что максимальные температуры наблюдаются над наиболее погруженными частями крыльев структуры, где отмечены и повышенные концентрации метана в донных осадках. Кроме того, В. Е. Кораблиновым отмечено обогащение метана легким изотопом углерода (¹³С), что свидетельствует о жестких термобарических условиях зоны газообразования. Это указание представляет интерес, поскольку оно подтверждает, что главным источником регистрируемых мигрантов является не мезозойский разрез, где степень катагенеза ОВ весьма невысока, а нижележащие неизученные отложения, в которых действительно термобарические условия более жесткие.

На *Северо-Кильдинской* структуре из нижнего триаса был получен приток метанового газа с дебитом 370 тыс. м³/сут.

Штокмановское газоконденсатное месторождение является крупнейшим на Баренцевском шельфе. Оно было открыто в 1988 г. в 500 км к северу от мыса Канин Нос и представляет собой крупную куполовидную складку в юрско-меловых отложениях, площадью около 800 км² и амплитудой порядка 200 м. По результатам испытаний скважин в средней-верхней юре были выделены три продуктивных пласта Ю₀, Ю и Ю₂, представленные слабо сцементированными мелко- и среднезернистыми песчаниками с каолинитовым цементом, обладающими высокой пористостью и проницаемостью. Покрышкой служат пачки глин, обеспечивающих гидродинамическую разобщенность залежей. Залежи — пластовые, массивные. Дебиты газа достигали 0,5 млн м³ в сутки. Газ содержит конденсат, относящийся к типу первичного. Плотность — 0,837—0,875. Присутствие нормальных и изопреноидных алканов в углеводородах газоконденсатной залежи Ю₀ указывает на их некоторое родство с РОВ юрских глин. Основным же источником углеводородов, по заключению В. М. Комарницкого, являются, вероятно, нижнетриасовые или более глубоко залегающие отложения. Органическое вещество этих пород могло быть вовлечено в зону нефтегазообразования еще в неокомскую стадию интенсивного прогибания. Тогда же здесь была сформирована в основных чертах структурная ловушка, заполнение которой относится к олигоцен-миоцену, т. е. ко времени около 20–25 Ма. Однотипные скопления газа и газоконденсата возможно встретить в юрских отложениях погруженных районов БСКМ.

Таким образом, изученная толща в настоящее время находится на стадии реализации своего генерационного потенциала. Эпигенетичные углеводороды, скопления которых приурочены, как правило, к глубинам 2–2,5, обязаны своим происхождением органическому веществу глубокозалегающих пород триасового или более древнего возраста, миграция УВ из которых имеет относительно молодой возраст (20–25 Ма). Латеральная тенденция изменения характера нефтегазоносности разреза (рис. 10.13) показывает, что «омоложение» продуктивного разреза, отмеченное в Печорской НГО, закономерно продолжается в СЗ направлении, вплоть до Штокмановского месторождения. В сумме углеводородов нефти постепенно замещаются газом и газовым конденсатом. Практическим следствием этой зависимости служит предположение о возможности присутствия нефтегазовых скоплений в юрском и нижнемеловом разрезах на севере Баренцева моря.

Центрально-Баренцевская, возможно, нефтегазоносная область (ВНГО)

Данная НГО является единственной, не охарактеризованной прямыми признаками нефтегазоносности: пробуренная в пределах ее северной части нефтепоисковая скважина Ферсмановская-1 оказалась сухой. Впрочем, эта скважина, освещающая только верхнюю треть осадочного чехла, в которой представлены верхнетриасовые и юрско-меловые отложения, не дает полного представления о перспективности всего разреза области. По данным Г. М. Парпаровой, катагенез РОВ в нижнемеловых песчаниках, вскрытых скважиной Ферсмановская-1, очень невысока, даже на глубине 1 550 м едва достигая градации МК₁ (R^a = 7,2; N_{vt} = 1,728). Выше по разрезу зрелость керогена еще ниже (R^a = 7,0 на глубинах 1 318 и 1 482 м, где соответственно N = 1,718 и 1,716). Вследствие сказанного, заключения о прогнозных ресурсах области могут быть обоснованы, главным образом, теоретическими построениями на базе геофизических данных и аналогиями с другими областями Баренцевского НГБ.

В предшествующих работах неоднократно обращалось внимание на сходство геофизических характеристик рассматриваемой области с акваториальным продолжением ТПП и Свальбардской антеклизой. На Центрально-Баренцевской антеклизе прослежено центральное звено единой Баренцевской системы девонских авлакогенов, включающей, кроме Демидовского грабена, выявленного на Центральной банке Баренцева моря, Печоро-Колвинский авлакоген и Диксонский грабен Шпицбергена. Являясь важнейшими зонами нефтегазонакопления в Печорской НГО и на Шпицбергене, эти девонские авлакогены представляют наибольший практический интерес, поскольку к ним приурочены локальные зоны нефтегазонакопления, в пределах которых на Тимано-Печорской НГО выявлены цепочки месторождений.

В качестве наиболее привлекательной структурной ловушки, выявленной в пределах данной ВНГО, рассматривался свод Федынского. Другим перспективным объектом считается поднятие Ферсмана.

Тимано-Варангерская нефтегазоносная область (НГО)

Тимано-Варангерская область является крайней юго-западной пограничной областью в структуре Баренцевской провинции, которая прослеживается узкой протяженной полосой от верховьев р. Печоры до Финмаркена. В структурном отношении ей соответствует система моноклиналей и асимметричных впадин, отделяющих Баренцевскую шельфовую плиту от склонов Балтийской антеклизы и Тиманского кряжа: Ижма-Печорская впадина (ступень) и Малоземельская моноклиналь, разделяемые Седуяхинско-Коргинским мегавалом, и Кольско-Канинская моноклиза, осложненная на севере Кольским валом. В районе горла Белого область сочленяется с Мезенской впадиной, а на крайнем западе — с региональной моноклиналью Финмаркена. В строении НГО основную роль играют палеозойские осадочные комплексы, подстилаемые на Кольском шельфе недислоцированными верхнерифейско-вендскими образованиями и частично перекрытые мезозойским осадочным чехлом, мощность которого в пределах НГО быстро возрастает от первых сотен метров в пограничной зоне до 5–6 км с удалением от нее.



Рис. 10.13. Принципиальный прогнозный профиль через Баренцевскую нефтегазоносную провинцию (врезка), показывающий фактическое (или ожидаемой на неизученных областях) распределение нефтяных, газовых и нефтегазовых скоплений в стратиграфическом разрезе различных нефтегазоносных областей провинции (на врезке показаны цифрами):

1 — Шпицбергенской НГО; 2 — Западно-Баренцевской НГО; 3 — Центрально-Баренцевской ВНГО; 4 — Южно-Баренцевской ГО и Печорской НГО; 5 — шельф Печорского моря; 6 — суша Печорской низменности. Точками показаны границы зон разреза, в которых прогнозируются преимущественно нефтяные (1), газовые (2) залежи, или нефтяные и газовые приблизительно в равной пропорции (3). Вертикальная шкала показана в масштабе геохронологической шкалы Прямые свидетельства нефтегазоносности рассматриваемой области известны в Ижма-Печорской впадине, в разрезе которой нефтегазовые залежи встречены в широком стратиграфическом диапазоне — от рифея до верхней перми. Самым нижним нефтегазоносным комплексом является верхнерифей-вендский. Его продкуктивность установлена на ряде площадей в пределах Ухтинского вала, где выявлены Ярегское месторождение тяжелой нефти, проявления легкой нефти на Чибьюсской, Верхнечутинской и Нижнечутинской площадях и несколько газовых залежей на площади Водный промысел. Кроме того, многочисленные нефтепроявления в естественных обнажениях пород этого комплекса были обнаружены еще в 30-е XX в. годы в различных пунктах Ухтинского вала. Также давно известны косвенные признаки нефтегазоносности — повышенная минерализация и газонасыщенность пластовых вод, их высокая гелиеносность и радиоактивность.

В верхнерифейских отложениях, обрамляющих с севера докембрийские метаморфические образования Кольского п-ова, содержатся прослои с необычно высокими содержаниями огранического вещества, сохраняющие реликтовые концентрации углеводородов. Средняя часть разреза верхнерифейских пород, залегающего почти горизонтально и слабометаморфизованно на о. Кильдин, содержит прослои обогащенных органическим веществом пород. В. В. Любцов отмечает, что состав газа, экстрагированного из этих пород, показывает присутствие метана и тяжелых углеводородов в отношении 3,2 : 1, причем углеводородные газы содержатся, как правило, не в обогащенных ОВ карбонатах, а в пористых (пористость до 4%) песчаниках, что свидетельствует о миграционном происхождении флюида. Хлороформенные экстракты, изученные М. А. Павловой, показали, что битумы из карбонатных и терригенных пород не обнаруживают значимых отличий: в них обнаружены как жидкие, так и твердые парафины нормального и изостроения с преобладанием углеводородов с четным числом атомов, углеродных атомов в жидких и нечетным - в твердых битумах и общим максимумом на С18 для тех и других. Исследователи отмечают низкую степень метаморфизма ОВ в изученном разрезе о. Кильдин и коррелируемых с ним породах каруярвинской свиты п-ова Средний.

Основной вклад рифейских отложений в нефтегазоносный потенциал региона, по всей видимости, немалый, и состоит в генерационных способностях керогена, которые, как указывалось, еще не исчерпаны. Аналогично оценивается потенциальная нефтегазоносность рифейского комплекса в Мезенской впадине, где давно ведутся нефтепоисковые исследования, связывается с четырехкилометровой толщей верхнерифей-вендских карбонатно-терригенных пород. Несмотря на то, что содержание ОВ в них колеблется в пределах 0,25–0,7% (среднее – 0,41%), а средневзвешенное содержание ХБА не превышает 0,011%, 10% пород этого разреза, по мнению исследователей, относятся к типу нефтематеринских. В отдельных свитах этого комплекса (дорогорской и уфтюганской) встречены резервуары с пористостью 15–20% и насыщенные черным битумом прослои. Такую же роль нефтегенерирующих отложений играют в пределах Тимано-Варангерской НГО, вероятно, и нижнепалеозойские отложения, изученные по материалам исследований на региональном геотраверсе 1-АР и подробно рассмотренные на конференции ICAM-III.

Среднепалеозойские (верхнедевонские-нижнекаменноугольные) отложения, судя по данным Л. А. Кириченко (1970), содержат в Контозерском грабене сильно метаморфизованные битумы типа мальт и гатчетитов. По классификации Б. А. Клубова, они относятся к образованиям фазово-миграционного битумогенеза и рассматриваются как результаты коагуляции смолисто-асфальтовых компонентов из нефтей при нарушении в них равновесного состояния. Эти данные представляют несомненный интерес в том отношении, что хорошо корреспондируются с обычной для рифтогенных структур приуроченностью нафтидогенеза к инициальным стадиям развития рифта. Такая приуроченность очень характерна для Красноморского и Байкальского рифтов, разлома Сан-Андреас и многих других, а в нашем случае эти битумопроявления позволяют оценить роль обильных нефтепровлений на далеком северном продолжении этой рифтогенной Контозерской структуры, на борту прогиба Седова.

Еше один перспективный район выявлен в 1988 г. на шельфе Финмаркена, где в 75 км к северу от м. Нордкап на блоке 7 124/3-7 425/1 компанией Сага бурением открыта нефтегазовая залежь в триасовых отложениях. На этой же площади были вскрыты и пермские породы (глубина скважины 4 734 м), о нефтегазопроявлениях в них не сообщалось. Приведенные данные позволяют связывать перспективы нахождения в ее пределах залежей углеводородов как со средне-верхнепалеозойским комплексом отложений, так и, в меньшей степени, триасовым. При этом можно полагать, что наряду с газовыми залежами есть не меньше шансов встретить нефтяные. Основные надежды здесь в настоящее время связываются с возможностью обнаружения рифовых построек в верхнедевонских-нижнепермских карбонатных породах, присутствие которых устанавливается здесь по данным сейсмостратиграфического анализа. Н. М. Иванова описывает ряд локальных аномалий типа риф размерами 1–2 км по профилю и до 200–300 м по вертикали в каменноугольных и нижнепермских отложениях на глубинах, достижимых для морского бурения на Кольском шельфе в районе Коргинского гемивала и к западу от о. Колгуев. Норвежские геологи К. Косли, Д. Тумей (Коноко) и др. считают присутствие палеоаплисиновых биогерм, аналогичных известным на Шпицбергене, о. Медвежьем в верхнекаменноугольных и нижнепермских отложениях шельфа Финмаркена, вполне реальным на основе сейсмических данных и палеогеографических построений.

Если считать, что барьерные рифы обычно располагаются параллельно окраине континента и обрамляют край рифтогенного бассейна, то одну из ветвей рифовых построек можно прогнозировать в полосе, следующей по северной границе рассматриваемой области и прерываемой в местах интенсивного выноса терригенного материала с палеосуши. Судя по приведенным для ТПП данным, в отложениях этого комплекса можно ожидать присутствия легких нефтей и конденсата, сохранность которых обеспечивается мощной ассельско-сакмаро-артинско-кунгурской покрышкой. Самостоятельное значение может составить среднедевонский терригенный комплекс, в котором при наличии благоприятных коллекторов можно прогнозировать залежи легких нефтей. Кроме того, в пределах рассматриваемой области выявлен ряд антиклинальных структур в верхнепермских-триасовых терригенных отложениях, с которыми могут быть связаны нефтегазовые залежи сводового типа. Эти структуры располагаются в двух районах — на Кольском валу к северу от Мурманска и на Коргинском гемивалу у п-ова Канин. В первом из них оконтурены Варяжская, Курчатовская и Рыбачинская куполовидные складки площадью 25-40 км², а в другом — ряд более мелких структур, располагающихся цепочкой вдоль бортов гемивала. На части этих структур В. И. Гуревичем выявлены газогеохимические аномалии, указывающие на современную миграцию метанового газа, обогащенного иногда тяжелыми углеводородами. Несмотря на ограниченный размер этих структур, они представляют несомненный поисковый интерес и перспективны, главным образом, на нефть, которую можно встретить в карбонатном палеозойском комплексе на относительно небольшой глубине.

Западно-Баренцевская нефтегазоносная область

Западно-Баренцевская нефтегазоносная область включает Харстад — Тромсё — Хаммерфест — Нордкапскую цепочку прогибов, впадины Медвежинского прогиба и разделяющую их «платформу» Биргелан. Сведения о нефтегазоносности этой области весьма неполны. Они принадлежат в основном Р. Фритьофу, Р. Малкольму, в меньшей степени Ж. Фалейде, Г. Ронневику, О. Скарпнессу. Некоторые данные стали известны на совместных советско-норвежских симпозиумах, имевших место в Мурманске в 1989 и 1991 гг., и представляющих интерес для выявления общих закономерностей нафтидогенеза на площади БарНГБ.

Буровые работы, начатые в 1980 г. компаниями Норск-Гидро и Статойл, уже на следующий год установили газоносность верхнетриасовых песчаников на поднятиях Алке и Аскеладден. Последнее содержит около 170 млрд м³ газа, что по масштабам сопоставимо с известным гигантом Фригг. Несмотря на большую глубину моря (260–270 м), месторождение подготавливается для эксплуатации, а ожидаемая добыча в течение ближайших 20 лет оценивается в 25–35 млн м³/сут. Год спустя Статойл обнаружила еще одно месторождение — Шевит (Snohvit), на котором получена первая на норвежском секторе Баренцева моря нефть и выявлена промышленная продуктивность юрских песчаников. Компании Сага и Тоталь в 1987—1988 гг. в скважинах, пробуренных на верхнетриасовые отложения, получили небольшие притоки нефти и газа, что существенно расширило границы поисков. Эти успехи способствовали всплеску интереса к поисковым работам за пределами прогиба Хаммерфест, и бурением в Медвежинском прогибе и других местах Западно-Баренцевского шельфа, удалось сделать важное открытие в новом районе шельфа — в Нордкапском прогибе. Самая глубокая на шельфе скважина (5 201 м) была заложена на поднятии Нордшель, в районе развития солянокупольных структур для вскрытия фундамента. В результате была выявлена крупная газоконденсатная залежь и показана региональная продуктивность триасовых коллекторов в Западно-Баренцевской НГО.

По данным Р. Фритьофа (устное сообщение), кульминация созревания ОВ в формации Хеккинген (аналог баженитов волжского яруса российского сектора моря) в районе «платформы Биргелан» (поднятие Лоппа) и бассейна Тидлибанка (Варангерский прогиб) приходится на неоген. Среднетриасовая толща, также оцениваемая как потенциально нефтематеринская, могла созревать несколько ранее, однако интегральный пик миграции из обеих этих толщ, согласно геохимической модели этого геолога, совпадает с рубежом мела и палеогена, т. е. с периодом 50-60 Ма.

Основные черты нефтегазоносности разреза в норвежском и российском секторах Баренцева моря оказались во многом схожими. Это касается стратиграфического диапазона нефтегазоносных отложений, глубины залегания продуктивных отложений и общего тектонического контроля размещения залежей. Большинство выявленных залежей сосредоточено в узком стратиграфическом диапазоне от верхнего триаса до средней юры. Все они локализованы в узком интервале разреза между 2 100 м и 2 900 м, что указывает на то, что зона устойчивости залежей в разрезе ограничена весьма жестко. Залежи приурочены к осевой, наиболее погруженной зоне прогибов, где явно преобладают газовые (прогиб Хаммерфест), или газоконденсатные (Нордкапский прогиб) залежи. В прогибе Хаммерфест, кроме того, заметна билатеральная — относительно его оси — симметрия в расположении нефтяных залежей.

Вместе с тем, сравнение результатов нефтегазопоисковых работ в Южно- и Западно-Баренцевской НГО обнаруживает и существенные различия. Во-первых, выявилась важная разница в морфологии структур — как крупных, так и локальных. Все они на западном секторе шельфа заметно мельче, чем на южном. Такие сверхгиганты, как Штокмановское месторождение, имеют меньше шансов быть выявленными на западной половине шельфа и открытием месторождения Snohvit, видимо, исчерпаны основные возможности прогиба Хаммерфест. Общие запасы, выявленные в бассейне Хаммерфест к 1990 г., оценивались в 245 млн т в нефтяном эквиваленте (преимущественно газ). Еще 61 млн м³ ожидается прирастить в будущем на разбуренных площадях. На остальной части Западно-Баренцевской НГО, почти целиком совпадающей с норвежской экономической зоной, прогнозные ресурсы оцениваются в 1,5 млрд т в пересчете на нефть. Эти ресурсы почти на порядок менее тех, что прогнозируются в российском секторе моря.

Другое существенное отличие рассматриваемой области состоит в более широком по сравнению с Южно-Баренцевской впадиной стратиграфическом этаже выявленной нефтегазоносности. Как показывает опыт работ в Норвежском секторе Баренцева моря, кроме юрских и триасовых отложений, в качестве потенциально нефтегазоносных рассматриваются также меловые и палеогеновые. В меловых отложениях небольшая залежь нефти обнаружена на площади Аскеладден, а в палеогеновых — на лицензионном участке Лоппа-Ригген, где нефтяная залежь располагается на глубине 2 200 м. Эти данные указывают на относительную молодость миграции нефти, поскольку формирование залежи в верхах нижнемелового комплекса могло произойти не ранее середины кайнозойского этапа, вероятно, в то же время, что и на Штокмановском месторождении, а в палеогене — и того позднее.

Перспективы дальнейших открытий норвежские геологи связывают с изучением биогермных рифовых построек в пермских отложениях, аналогичных тем, что прогнозировались В. И. Устрицким на бортах рифтогенной структуры БСКМ. Более древние отложения, залегающие, как правило, на недоступных для бурения глубинах, в число перспективных не включаются. Также в число высокоперспективных объектов не включаются солянокупольные структуры, известные по результатам отечественных и норвежских сейсмических работ в Нордкапском прогибе. Одна из таких структур — Октябрьская, выявленная в 1977 г., представляет собой округлый в плане соляной диапир, амплитудой около 4 км, протыкающий всю толщу мезозойских отложений и образующий на поверхности дна моря характерную аномалию рельефа. Кроме того, работами В. И. Хрисанфова, В. И. Ермолаевой и др. в этом районе выявлен еще ряд солянокупольных структур.

Печорская нефтегазоносная область

Принадлежность Печорской НГО к шельфовой Баренцевоморской провинции долгое время была неочевидной. Исторически сложилось, что название провинции (Тимано-Печорской) закрепилось именно за территорией низменности, и выделение ее в ранге области вызывает негативную реакцию по причине скорее психологического характера, чем геологического. Открытие любой нефтегазоносной провинции начиналось с обнаружения какой-то одной из ее областей, имеющей сравнительно небольшую площадь, поэтому и в нашем случае расширение этого понятия провинция за счет прибавления огромной акватории, как бы это ни выглядело с исторических позиций, по существу, представляется вполне логичным. Это обстоятельство имеет большое значение для повышения обоснованности прогноза на акватории, особенно если учесть, что геологическое изучение печорских нефтей имеет давнюю традицию, начавшуюся еще в XIX в. За все время исследований Печорской нефтегазоносной области накоплен обширнейший фактический материал, отраженный в многочисленных публикациях Л. З. Аминова, В. В. Богатырева, В. И. Богацкого, А. С. Бушуева, Б. Я. Вассермана, В. А. Дедеева, В. А. Жемчуговой, Н. Г. Жузе Т. Г. Карасик, А. Я. Кремса, М. Д. Матвиевской, К. Ф. Рахманова, Ю. А. Россихина, Д. А. Саара, О. А. Солнцева, Г. М. Фирер и многих других, где суммированы современные представления об основных закономерностях распределения нефтегазовых залежей в вертикальном и латеральном рядах.

Проявления нефти и газа встречаются на Печорской низменности практически во всем разрезе осадочного чехла: от верхнего рифея-венда до мела, однако, преобладающее количество практически значимых залежей сосредоточено в значительно более узком интервале разреза. Наибольший практический интерес связан с песчаниками среднего девона (поддоманиковый комплекс) и карбонатами верхнего карбона-нижней перми. Нижний из них содержит около 75% всех промышленных запасов нефти, а к верхнему приурочено приблизительно 35% разведанных запасов газа и 20% нефти. Более древние, равно как и более молодые отложения в общем балансе запасов существенной роли не играют.

В ордовикско-нижнедевонских терригенно-карбонатных слоях продуктивные залежи встречены лишь на юге области — на Усинском, Седъяхинском поднятиях (тяжелые нефти — 0,88—0,92), в Салюка-Макарихинской зоне. На севере области из отложений этого возраста получен слабый приток легкой нефти (0,83—0,87) только на Варандейской площади. На востоке области в Косью-Роговской впадине на Пядимейском месторождении из этого комплекса, залегающего на глубинах 3 900—3 960 м, получен газоконденсат (0,7 г/см³). На шельфе Печорской НГО в данном комплексе возможно обнаружение залежей легких нефтей.

Среднедевонский комплекс содержит наиболее крупные залежи нефти на юге Печорской низменности. На севере залежи содержат более легкие нефти, чем на юге, но в этом же направлении ухудшаются коллекторы. На востоке большей частью отсутствуют отложения, а на Печорском шельфе роль данного комплекса может быть существенной лишь в пределах акваториального продолжения Печоро-Колвинского авлакогена.

Верхнедевонский-нижнекаменноугольный карбонатный комплекс содержит богатые массивные залежи легкой нефти в рифах на Шапкино-Юряхинском и Колвинском валах и пестрой по составу — на Варандейской. В северном направлении ухудшаются коллекторные условия в большей части комплекса, снижается качество покрышки в серпуховских слоях. В связи с погружением кровли карбонатов в северном направлении можно полагать, что на Печорском шельфе роль данного комплекса снижается, а возможность встретить залежи углеводородов сохраняется, вероятно, лишь в полосе Колвинского и Гуляевского валов.

Среднекаменноугольный-нижнепермский комплекс является регионально продуктивным и содержит богатые и разнообразные залежи нефти, газа и газоконденсата. На западе провинции на Шапкино-Юряхинском валу из верхов карбонатной толщи получены притоки нефти иногда с конденсатом (Верхне-Грубошорская, Пашшорская и Средне-Сергейюкская площади). Севернее на Шапкинской и Ванейвисской площадях в карбонатах карбона — нижней перми появляются газонефтяные и газоконденсатные с нефтяной оторочкой залежи массивного типа, а еще далее к северу на Василковской, Кумжинской и Коровинской площадях в рассматриваемых отложениях встречены уже чисто газоконденсатные залежи. Одновременно происходит и улучшение качества покрышки, на севере вала ее мощность возрастает до 400—550 м. При движении с юга на север тяжелые нефти Усинского месторождения (0,95—0,97 г/см³) сменяются на Возейском легкими, а еще севернее на Ярей-ю и Хыльчу-ю газонефтяными и газоконденсатными. В восточном направлении с удалением от Печоро-Колвинского авлакогена легкие углеводороды сменяются тяжелыми: на многих площадях Варандейского вала из этого комплекса получены вязкие, смолистые нефти с удельным весом 0,90—0,92 г/см³. Еще восточнее, на Пядимейской площади Коротаихинской впадины плотность нефти еще выше (0,96 г/см³).

Регионально выдержанная нефтегазоносность этого комплекса и наличие отмеченных выше особенностей латеральной изменчивости состава продуктивных залежей позволяют довольно уверенно предполагать высокую перспективность этого комплекса на шельфе Печорского моря, причем в западной его части можно ожидать присутствие более легких нефтей и газовых конденсатов, но в более ограниченном стратиграфическом диапазоне (средний-верхний карбон). В хорошем согласии с этим прогнозом находятся результаты буровых работ на шельфовом продолжении Колвинского и Варандейского валов. Обнаружение газовых и нефтяных залежей на Поморской, Северо-Гуляевской и Приразломной площадях дает основание связывать с этим комплексом основные перспективы на нефть не только на Печорском шельфе, но и за его пределами — на Кольско-Канинской моноклинали, Приновоземельском шельфе, Центрально-Баренцевском поднятии и Шпицбергенском шельфе, т. е. везде, где развиты отложения этого комплекса и есть основания прогнозировать присутствие рифовых построек.

Верхнепермский терригенный комплекс содержит продуктивные залежи, главным образом, на севере провинции, где получены притоки газа на ряде площадей в северной части Шапкино-Юряхинского и Колвинского валов и тяжелой нефти — на севере Варандейского вала. В южной части провинции лишь на уникальном Усинском месторождении получены промышленные притоки нефти из этого комплекса. Такого рода тенденцию следует рассматривать как весьма благоприятную для оценки перспективности этого комплекса на шельфе, где с ним могут быть связаны как нефтяные, так и газоконденсатные залежи. Подтверждение этого прогноза пока получено лишь на Северо-Гуляевской площади, где получен небольшой (44 т/сут.) приток нефти плотностью 0,901.

Триасовый терригенный нефтегазоносный комплекс стал привлекать к себе внимание относительно недавно в связи с обнаружением залежей газа на севере низменности — на Василковской, Кумжинской, Коровинской, Лая-Вожской, Хыльчуюсской площадях и признаков тяжелой нефти в шапкинской свите на всех площадях Варандейского вала. К югу от упомянутых структур триасовый комплекс продуктивен на Усинском месторождении, где из него получен приток тяжелой нефти, и на Хыльчуюсском, в разрезе которого обнаружены газонефтяные и газоконденсатные залежи, приуроченные к базальному пласту песчаников нижнего триаса. Приведенные сведения дают основание для весьма благоприятной оценки нефтегазоперспективности этого комплекса и на прилегающем шельфе Печорского моря. Этот вывод находит хорошее подтверждение в результатах испытаний глубоких скважин на восточном побережье о. Колгуев, где в низах триасовых отложений выявлены три залежи: одна — нефтяная и две — газонефтяные. Все залежи на этой площади приурочены к нижнему отделу, но за ее пределами можно ожидать выявления углеводородных залежей и в более молодых отложениях триаса.

Среднеюрский терригенный комплекс является самым молодым на Печорской низменности. Его продуктивность установлена на крайнем северо-восточном углу синеклизы, на северных площадях Варандейского вала. Здесь вскрыты единичные залежи тяжелой вязкой парафинистой нефти, содержащей большое количество смол и асфальтенов (уд. вес — 0,983—0,985). Отсутствие юрских залежей нефти на других площадях может быть объяснено заметным сокращением мощности юрско-меловых пород в южном и западном направлениях и неглубоким их залеганием на преобладающей части синеклизы. Эта особенность распространения юрской толщи позволяет полагать, что на акватории Печорского моря, где этот комплекс испытывает заметное погружение, с ним могут быть связаны определенные перспективы. В первую очередь, представляют интерес континентальные фации (русловые) Палеопечоры, описанные Ю. В. Шипелькевичем.

Таким образом, в латеральном направлении в распространении нефтяных и газовых залежей доминирует явная приуроченность большей части запасов углеводородов к ее центральной зоне, совпадающей в плане с линейной структурой Печоро-Колвинского авлакогена, с которой связывается до ²/₃ всех углеводородных ресурсов Печорской НГО. В направлении с юга на север отмечаются «омоложение» продуктивной части разреза за счет появления залежей в мезозое и сокращение их числа в среднем палеозое. Особенностью выявленных залежей выступает их относительно молодой возраст, на что указывают данные, полученные Г. Д. Удотом, Г. А. Слонимским, Г. М. Фирер, О. А. Зариповым, В. А. Дедеевым, и показываюшие, что окончательное формирование ловушек относится к началу альпийской эпохи, когда амплитуды многих структур, судя по анализу мощностей, возросли на 50–70 м, а иногда до 80–100 м, что соизмеримо с результатами всех предшествующих этапов роста локальных поднятий, которые отмечаются на рубеже перми и триаса, а также триаса и юры. По материалам Л. А. Анищенко, возраст газа Вуктыльского газоконденсатного месторождения, определенный по методике А. Л. Козловой, составляет 40–50 Ма. Трудно сказать, в какой мере эти данные характерны для нефтяных месторождений, но бесспорным является тот факт, что альпийский тектонический этап сыграл весьма существенную роль в распределении нефтегазовых залежей по разрезу и площади Печорской синеклизы.

На Печорском шельфе, где непосредственно прослеживаются основные структурные элементы Печорской низменности, выявлено около полутора десятков локальных поднятий, пять из которых содержат залежи нефти, газа и газового конденсата.

Песчаноозерное нефтяное месторождение расположено на восточном берегу о. Колгуев и является первой структурой в Баренцевоморском регионе, где был получен промышленный приток нефти. Она представляет собой куполовидную складку небольшого размера, выраженную наиболее рельефно в триасовых отложениях. Притоки углеводородов получены в породах от триаса до карбона, промышленными они оказались только в верхах разреза (нижний триас), откуда получены в разных соотношениях нефть, газ и газоконденсат. Залежь пластовая сводовая. Нефть малосернистая, малосмолистая, парафиновая, с высоким выходом светлых дистиллятов. Плотность — 0,776 г/см³. Нефть из верхнекаменноугольных пород более тяжелая — 0,84 г/см³. Конденсат из нижнетриасового горизонта 1476—1 481 м обладает плотностью 0,720 г/см³ и содержит 14% низкокипящих (менее 100 °C) фракций. Газ метановый, азотно-метановый. Коллектором служит пачка песчаников с пористостью до 24—27%, перемежаемых с алевролитами и перекрытых глинистым флюидоупором. Месторождение характеризуется слабым упруго-водонапорным режимом, относительно низкими температурами (36—41) и сравнительно низкими дебитами скважин (в среднем 56 т/сут.) при газовом факторе 130—500 м³/т.

На продолжении *Колвинского* вала располагаются Поморская и Северо-Поморская брахиантиклинали, которые были первыми локальными структурами, подготовленными для разведочного бурения еще в начале 70-х г. На первой из них бурением вскрыта газоконденсатная залежь в каменноугольных отложениях. Отличительной особенностью залежи является очень высокое содержание сероводорода (до 8,5%).

Северо-Гуляевское месторождение открыто в октябре 1986 г. Поднятие приурочено к Гуляевскому валу. На месторождении открыто две залежи: массивная газоконденсатная в карбонатных отложениях карбона и пластово-сводовая нефтяная в терригенных отложениях верхней перми. Продуктивный нефтяной горизонт (P₂) залегает в интервале 2 212–2 288 м.

Приразломное нефтяное месторождение в структурном отношении принадлежит к северному продолжению вала Сорокина. Ловушка представлена брахиантиклинальной складкой, выраженной в строении всего изученного разреза от силура до триаса. Площадь структуры около 100 км², амплитуда — 130 м, западное крыло нарушено сбросом амплитудой до 200 м. Месторождение открыто в 1989 г., выявлены две залежи: одна в ассельском ярусе нижней перми, а другая приурочена к пористым известнякам нижнего карбона, залегающим на глубине 2 370—2 487 м. Пористость пород снижается вниз по разрезу от 23% в кровле продуктивного пласта, до 5% в подошве. Залежь массивная с подошвенной водой на глубине 2 456 м. Максимальный дебит нефти — 678 м³/сут. Нефть тяжелая (плотность — 0,92 г/см³), малопарафинистая, смолистая, высокосернистая (2—2,8%), по составу сходная с нефтями других месторождений вала Сорокина и генетически, вероятно, с ними однородная.

Самая восточная из перспективных структурных зон Печорской низменности — *Медынский* вал прослежен на шельфе в виде полосы небольших локальных поднятий (Медынская море, Медынская-1 и 2 и др.). Вне видимой связи с перечисленными положительными структурами II порядка на шельфе располагаются Северо-Долгинская, Полярная, Русская, Вельтовская, Сенгейская, Аквамаринская и Восточно-Печорская структуры.

Распределение выявленных залежей по стратиграфическому разрезу на Печорском шельфе подчиняется ясно выраженной закономерности, которая состоит в омоложении возраста продуктивных горизонтов в направлении от территории Печорской низменности к Южно-Баренцевской впадине и в одновременной смене нефтяных залежей газовыми и газоконденсатными. Можно ожидать открытия залежей легких нефтей или конденсата в терригенно-карбонатных отложениях ордовик-нижнедевонского комплекса, а также в основном продуценте ТПП — среднедевонских песчаниках, но в основном на западе шельфа, где ожидается улучшение коллекторных свойств.

Новоземельская, возможно, нефтегазоносная область

Оценка перспектив нефтегазоносности территории Новой Земли неоднократно пересматривалась. Нефтепроявления на территории Новой Земли были объектом нефтегеологических исследований еще в 30-е годы прошлого столетия, когда первые успехи поисков нефти в бассейне р. Печоры стимулировали изучение нефтегазоносности смежных геологических областей. В этих работах приняли участие такие известные геологи, как Б. А. Алферов, Н. Н. Мутафи, И. Ф. Пустовалов.

Первые признаки нефти были выявлены на западном берегу Новой Земли Н. А. Орловым и Л. П. Смирновым. Вскоре эти находки на северной оконечности арх. повторил И. Ф. Пустовалов, в результате чего на первой карте перспектив нефтегазоносности арктических областей СССР, составленной еще до войны, земли к северу от Печорского моря получили такую же положительную оценку, как и к югу от него. Эти исследования показали, что насыщенные битумом и нефтью породы встречаются в более чем двадцати пунктах западного побережья Новой Земли, где они связаны с отложениями от ордовика до перми.

В большинстве этих местонахождений битумы представлены высокометаморфизованными минералами — антроксолитами, оксикеритами, кискеитами, а на о. Вайгач — даже шунгитами. Значительно реже встречаются углеводороды нефтяного ряда — мальты, тяжелые нефти. Преобладающая часть битумопроявлений обладает относительно однородным составом и образует непрерывный ряд, характеризующийся постепенным изменением соотношения водорода и углерода. Этот ряд образуют битумоиды из различных по возрасту пород. Единственным фактором, объединяющим битумопроявления, выступает высокая степень дислоцированности вмещающих битумы осадочных образований. Заслуживает внимания и то обстоятельство, что битумоиды, состав которых заметно отличается более высокими соотношениями H/C, выявлены лишь на крайнем севере Новой Земли — в заливе Иностранцева и на мысе Желания, на юге — на о. Матвеева, т. е. в таких зонах рассматриваемой области, где интенсивность складчатых деформаций заметно снижается.

В последующем, уже в 1950—1970-е гг., эти наблюдения были дополнены другими данными такого же рода, но все сведения, рассеянные по неопубликованным отчетам А. А. Петренко, Э. М. Красикова, Р. А. Щеколдина, А. З. Бурского, А. В. Дитмара, Д. К. Патрунова, не помешали при составлении общесоюзных карт прогноза и нефтегеологических обзоров исключить территорию арх. из числа перспективных земель, эта оценка прочно вошла в традицию (Грамберг, 1997). Переоценке в немалой степени способствовала и общемировая тенденция послевоенных десятилетий — открытия в разных регионах Земли крупных нефтегазоносных провинций в молодых койлогенных структурах типа Западно-Сибирской плиты, с ее выдержанными на сотни километров фациальными и структурными условиями, надолго отодвинули на второй план традиционные объекты нефтедобычи, подобные, например, сложно построенным месторождениям Бакинского района.

Лишь в 1980-х гг. наметился, наконец, более взвешенный подход к изучению нефтегазоносности областей со сложным геологическим строением, в том числе и Новой Земли. Б. А. Клубов выполнил обобщение данных о битуминозности пород всех арктических земель и вместе с Е. А. Кораго привел новые описания жидких битумов на севере Новой Земли и обосновал их нефтяную природу. Эти заключения заставляют вернуться к анализу данных, характеризующих перспективы нефтегазоносности отложений, развитых на территории Новой Земли, и заново проверить обоснованность неположительной оценки, которую она получила на предшествующей стадии изучения.

На Новой Земле в разрезе карбона и нижней перми, как отмечалось выше, присутствуют толщи морского генезиса, содержащие значительное количество РОВ сапропелевого типа, но вследствие погружения на глубины до 6 км и более, катагенетическая зрелость РОВ в них достигла высоких стадий (МК₄₋₅-AK₁). Это означает, что данные толщи уже прошли главную фазу нефтеобразования (ГФН), и, по существу, должны были бы рассматриваться как толщи, реализовавшие свой нефтегенерационный потенциал. В то же время отложения, судя по данным газового каротажа в скв. Адмиралтейская-1 (в интервале развития каменноугольных отложений на глубине 3 700-3 750 м), еще продолжают находиться в зоне газогенерации. В пробе газа, взятой на этой глубине, установлено 12,8% метана и 76,7% углекислого газа, кроме того – 0,1% гелия, что указывает на подток глубинных флюидов.

По форме нахождения преобладающая часть исследованных битумов является вторичными образованиями. Об этом свидетельствует их приуроченность к секущим телам — жилам и трещинам, выполненным кварцем, кальцитом, реже — флюоритом, вторичным доломитом, и локализация вблизи зон крупных тектонических разломов. Важно отметить отсутствие какойлибо стратиграфической приуроченности выявленных битумоидов, что также свойственно аллохтонным образованиям. Возраст жильных, безусловно, вторичных в различной степени метаморфизованных битумов, судя по их парагенезу с кальцитом и флюоритом, может определяться как раннемезозойский, вероятно, триасовый, поскольку после этого времени гидротермальная деятельность в региональных масштабах уже не проявлялась.

Вместе с тем, этот вывод распространяется лишь на те местонахождения, где парагенез битумоидов с гидротермальными образованиями не вызывает сомнений. Наряду с этими продуктами триасовой миграции в разрезе, безусловно, присутствуют и более поздние генерации битумоидов. Непосредственные наблюдения, указывающие на наличие двух разновременных генераций битумоидов, принадлежат В. А. Дедееву, который установил в силурийских и девонских породах на о. Матвеев присутствие черных, вязких, осмоленных битумов типа мальты, а в залегающих рядом нижнекаменноугольных — легких, светлых, маслянистых, нефтеподобных битумов.

Нефтеподобные битумы, отмеченные на севере Новой Земли, отличаются от других местонахождений. Как правило, они пропитывают пористые и кавернозные разности верхнесилурийских известняков на значительную мощность — от 60 до 350 м. В отличие от жильных антраксолитов, эти менее метаморфизованные битумы типа мальты рассматриваются как продукты поздней генерации, миграция которых была инициирована послетриасовыми, вероятнее всего, альпийскими движениями. Групповой состав этих битумоидов однотипен с молодыми продуктами миграции на о. Шпицберген. Источником миграционных УВ, по мнению Б. А. Клубова, являются доманикоидные фации нижнего девона, отличающиеся низким уровнем катагенеза, не превышающим градации МК₂, и представленные водорослево-кораллово-брахиоподовыми битуминозными известняками, мощностью не менее 120 м. В генетическом отношении они принадлежат к типу параавтохтонных первично-миграционных образований, лишь незначительно затронутых гипергенными процессами. Эти данные принципиально важны в том отношении, что позволяют уверенно говорить о наличии в пределах рассматриваемой НГО достаточно мощной толщи материнских пород, находящихся на стадии «нефтяного окна», и о молодом, вероятно, голоценовом возрасте миграции жидких, маслянистых УВ.

Региональные закономерности нефтегазоносности

Приведенные выше данные по отдельным районам провинции позволяют сделать вывод, что приоритетное значение в формировании наиболее примечательных свидетельств нефтегазоносности разреза ее осадочных толщ принадлежит самой молодой стадии миграции, которая совпадает по времени с альпийской эпохой тектогенеза. На Печорской низменности это обосновывается результатами определения возраста газа на Вуктыльском месторождении (40–50 Ма) и возрастом структурных ловушек, в подавляющем большинстве завершивших свое формирование на неотектоническом этапе. В Южно-Баренцевской НГО время заполнения структурной ловушки крупнейшего Штокмановского месторождения датируется временем 20–25 Ма. На акватории Западно-Баренцевской НГО присутствие нефти в нижнемеловых отложениях указывает на молодой, не древнее 50–60 Ма, возраст миграции. На Шпицбергене получены данные, указывающие на влияние голоценовых процессов (мерзлоты) на локализацию нефте- и газопроявлений в районе м. Лайла и Колес-бухты. Это свидетельствует о том, что миграция углеводородов не закончилась здесь с раннекайнозойским погружением территории, а продолжалась практически до настоящего времени. Косвенные указания на молодой возраст некоторых битумопроявлений приводились выше при рассмотрении Предновоземельской ВНГО. Наблюдаемое совпадение современных геотермических аномалий с зонами нефтегазонакопления также является свидетельством молодого возраста миграции.

На формирование месторождений нефти и газа на западе Баренцева моря решающее влияние оказали процессы кайнозойского аплифта.

Таким образом, в пределах рифтогенных прогибов, где термодинамические пределы устойчивости углеводородных скоплений весьма узкие, можно полагать, что последняя кайнозойская стадия миграции была наиболее важной для формирования месторождений. С удалением от рифтогенных структур можно ожидать, следовательно, расширения временного интервала, в течение которого могло происходить накопление залежей. В этих удаленных от активных рифтовых структур районах могли сохраняться условия, в которых происходило не разрушение более старых скоплений, а их перераспределение по разрезу. Латеральное распределение залежей углеводородов, как и в других нефтегазоносных бассейнах, подчиняется довольно ясно выраженному тектоническому контролю (рис. 10.11). Эта закономерность видна на примере Печоро-Колвинского авлакогена, вдоль которого располагаются цепочки месторождений, содержащих в общей сложности более двух третей суммарных запасов Печорской НГО.

Линейная структурная «организованность» локальных поднятий, содержащих залежи углеводородов, просматривается в Западно-Баренцевской НГО. В обоих случаях заметно явное тяготение месторождений с газовыми и газоконденсатными залежами к осевой зоне осадочного бассейна, тогда как нефтяные залежи появляются лишь на некотором удалении от нее, располагаясь, как правило, билатерально по обе стороны от структурной оси симметрии. В Грумантской НГО наблюдается приуроченность нефтепроявлений к бортам Западно-Шпицбергенского прогиба. В Южно-Баренцевской области газовые и газоконденсатные залежи тяготеют к периферическим ее зонам. В осевых зонах осадочных бассейнов сужается стратиграфический диапазон нефтегазоносности и одновременно омолаживается возраст продуктивных отложений. Эта закономерность видна на примере Печорской, Западно-Баренцевской и Грумантской областей, симметрично обрамляющих структуры БСКМ.

Распределение залежей нефти и газа и нефтегазопроявлений в вертикальном разрезе выражается в тяготении скоплений нефти и газа к определенному уровню глубин, соответствующему благоприятным термодинамическим условиям устойчивости углеводородов и мало зависящему от возраста пород. Вследствие этого на севере региона возрастает вероятность встретить нефтяные залежи в разрезе.

Стратиграфический диапазон пород, содержащих признаки нефтегазоносности, варырует в широких пределах — от венда до палеогена. Наряду с этим выделяются комплексы отложений, где залежи нефти и газа встречаются значительно чаще. В Печорской НГО такими комплексами являются верхнедевонские и средне-верхнекаменноугольные комплексы, с которыми связано около 90% всех углеводородных ресурсов НГО. Сходное распределение нефте-, газо- и битумопроявлений можно видеть в осадочном разрезе Грумантской НГО, с тем отличием, что в последней к числу регионально нефтегазоносных присовокупляется триасовый комплекс. С приближением к Баренцево-Северо-Карскому мегапрогибу отмечается постепенное возрастание роли триасового комплекса, а в осевой зоне мегапрогиба продуктивными, как правило, оказываются триасово-юрские и даже нижнемеловые отложения. Таким образом, наряду с избирательной приуроченностью нефтегазоносности к определенным стратиграфическим уровням, наблюдается и закономерное омоложение возраста продуктивных отложений по направлению к осевой зоне БСКМ. Кроме того, одновременно происходит сокращение возрастного интервала, в пределах которого наиболее часто встречаются залежи нефти и газа.

Итак, на современной стадии нефтегазогеологической изученности на шельфе Баренцева и Печорского морей основные перспективы нефтеносности связываются с акваториальной частью Тимано-Печорской провинции, палеозойскими комплексами Канинско-Варангерской, Свальбарской и Приновоземельской НГО, Центрально-Баренцевской ВНГО, а акватория Южно-Баренцевской впадины рассматривается как преимущественно газоносная. На остальных структурах шельфа соотношение нефть/газ равное. Значительную роль в прогнозе нефтегенерационного потенциала осадочных толщ, не освещенных непосредственными данными бурения, в последние годы стали играть материалы сейсмического профилирования, в том числе и по опорным профилям, которые при сопоставлении данных МОВ и МПВ дают возможность с достаточно высокой точностью определить скоростные свойства осадочных толщ, а с помощью





Рис. 10.14 Эмпирические зависимости пластовой скорости (V_{пл}, км/с) от уровня катагенической зрелости органического вещества (R°,%) рассеянного в верхнепалеозойско-мезозойских отложениях Баренцева моря:

А — с относительно пониженным вследствие длительного опускания значением палеогеотемпературного градиента (Арктическая площадь); Б — с относительно повышенным за счет конвективного тепла значением палеогеотемпературного градиента (Северо-Кильдинская площадь); В — осредненная зависимость для неизученных бурением площадей, не отличающихся интенсивным магматизмом и длительным прогибанием

корреляционных зависимостей, приведенных на рис. 10.14, перейти к количественной оценке величины катагенетической зрелости керогена, рассеянного в нефтегенерирующих отложениях. Подобный подход позволяет при оценке генерационного потенциала рассеянного ОВ учесть вклад не только кондуктивноого тепла, как в процедуре Modeling, но и конвективного, о специфической роли которого в мел-палеогеновой истории региона упоминалось выше.

10.10. МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВЫЕ РЕСУРСЫ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦ-РЕГИОНА

Российская часть Баренц-региона сегодня представляет собой наиболее экономически развитый и урбанизированный регион в Заполярье. Здесь живут 4,4 млн жителей, плотность населения в среднем 3,8 человека на км², а в промышленных районах до 20 человек на 1 км² (для сравнения можно отметить, что на северных территориях Канады и Скандинавии средняя плотность всего 0,1–2 человека на 1 км²). В регионе насчитывается более 500 населенных пунктов, в том числе самые большие города европейского Севера: Мурманск – 372 тыс. жителей, Архангельск – 357, Северодвинск и Сыктывкар по 228. Горнопромышленный сектор экономики региона имеет прочную сырьевую базу, ресурсный потенциал которой используется пока не более чем на 50–60%.

В Российской части Баренц-региона известно более 1000 месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых, при этом 297 из них детально разведаны и учтены в Российском балансе минеральных ресурсов (Коровкин и др., 2003). В начале XXI в. Россия получала из

Баренц-региона 100% циркония, редкоземельных металлов, титана, стронция, апатита, более 90% керамических пегматитов, нефелинов и ниобиевых концентратов, более 75% слюд, около 60% тантала и марганца, более 40% никеля и кобальта, 15—20% железа и меди, 8% алюминия. Подготовлены к освоению активные запасы алмазов (16% от общероссийских), хромовых руд (63%), высокоглиноземистого сырья для огнеупоров (99%), высокочистого кварца для плавки (80%). В регионе выявлено более 200 месторождений нефти и газа (8,4 и 7,3% от общероссийских запасов), при этом из 38 месторождений добывается около 4% российской нефти и газоконденсата. Из угольных месторождений Баренц-региона добывается около 8% российского угля, в том числе 20% коксующихся углей.

Железные руды. Месторождения железных руд сконцентрированы в Мурманской области и Карелии. Разведанные запасы руд со средним содержанием 30% Fe оцениваются в 2,5 млрд т, годовое производство товарных концентратов в 1999 г. составляло 14,5 млн т.

На Кольском п-ове наиболее крупным рудным районом является Заимандровский, где в 13 месторождениях архейских железистых кварцитов балансовые ресурсы составляют 1013 млн т, при среднем содержании Fe 29–32%. Разрабатывающий их ОАО «Олкон» производит до 11 млн т рядовых магнетитовых концентратов с содержанием Fe 65,7%, и несколько тыс. т суперконцентратов с 72% Fe. В Ковдорском месторождении комплексных бадделеитапатит-магнетитовых руд, локализованных в одноименном щелочно-карбонатитовом плутоне девонского возраста, разведано 916 млн т руд со средним содержанием Fe 24,4%. Месторождение эксплуатируется ОАО «Ковдорский ГОК», проектная мощность которого по выпуску магнетитового концентрата (64,2% Fe) достигает 5,8 млн т в год.

В Карелии месторождения железистых кварцитов Костомукшского рудного района балансовые запасы руд с 30,55% Fe оцениваются в 1 003 млн т в эксплуатируемом Костомукшском месторождении, в резерве находится Корпангское месторождение с 315 млн т руды (среднее содержание Fe 29,5%). АО «Карельский окатыш» добывает в год до 24 млн т руды и выпускает до 7,5 млн т окатышей с 65,5% Fe.

Титановые руды. Баренц-регион богат титановыми рудами — их общие прогнозные запасы превышают 10 млрд т, а в 5 наиболее легкодоступных месторождениях разведанные запасы оценены в 4 млрд т.

По потенциальным ресурсам титановых руд к классу месторождений-гигантов принадлежит Африкандское (Мурманская область). Руды содержат перовскит (19-31%) и титаномагнетит (22-35%), легко подвергаются обогащению с получением перовскитового концентрата с содержанием TiO₂ – 48-54%. Запасы перовскитовых руд составляют 626 млн т, прогнозные ресурсы – еще 400 млн т, со средним содержанием TiO₂ 9,2%. Помимо титана, в перовскитовых рудах содержатся ниобий, тантал, редкоземельные элементы цериевой группы (Nb₂O₅ в руде 0,2%, запасы оцениваются в 382 тыс. т). Технология обогащения перовскитовых руд прошла опытно-промышленные испытания, в ходе которых было переработано около 30 тыс. т руды и получено более 5 тыс. т товарного концентрата, пригодного для гидрометаллургического передела. Экономические расчеты показывают, что при комплексном освоении Африкандское месторождение может стать основной сырьевой базой Кольского горно-химического комплекса, способного удовлетворить потребности России в титановых пигментах, ниобии и редкоземельных металлах.

В государственном балансе учтена лишь небольшая часть перспективных проявлений титана в Баренц-регионе. Крупнейшими из них являются три объекта: 1) эксплуатируемое Ловозерское месторождение лопарита в одноименном палеозойском массиве нефелиновых сиенитов в центре Кольского п-ова (добыча руд до 1,5 млн в год, производство лопаритовых концентратов с 39–41% TiO₂ колеблется от 7 до 26 тыс. т в год); 2) подготовленное к освоению месторождение ЮВ Гремяха в раннепротерозойском щелочно-габброидном массиве Гремяха-Вырмес в 30 км от г. Мурманска (запасы руд до глубины 450 м около 200 млн т при бортовом содержании TiO₂ 10%); 3) находящееся в стадии освоения ОАО «Ярегская нефтетитановая компания» среднедевонское Ярегское месторождение нефтенасыщенных кварцевых песчаников с лейкоксеном (среднее содержание TiO₂ в руде 11%, разведанные запасы составляют почти половину балансовых запасов России, планируемый уровень добычи руд — до 600 000 т в год).

Сульфидные медно-никелевые руды. Промышленные месторождения сосредоточены в Печенгском районе Мурманской области, который является второй по значению рудной базой для цветной металлургии России после Норильска на Таймыре. В раннепротерозойском

габбро-перидотитовом комплексе района выявлено 10 месторождений сульфидных руд, содержащих медь, никель, кобальт, селен, теллур и благородные металлы. 6 месторождений разрабатываются подземными рудниками и двумя карьерами АО «Кольская горно-металлургическая компания». Основная масса запасов (89%) представлена бедными вкрапленными рудами со средним содержанием Ni 0,54% и отношением Ni/Cu 1,39-2,16. В богатых жильных и брекчиевидных рудах, запасы которых в 1997 г. оценивались в 18 млн т, концентрация Ni достигает 6,6%, Cu 3% (средние содержания 2,08 и 1,05% соответственно). Общие запасы руды в отрабатываемом рудном районе превышают 180 млн т, годовая производительность горнодобывающих предприятий колеблется в пределах 7,5-8,3 млн т.

Благородные металлы. Эксплуатируемых месторождений благородных металлов в российской части Баренц-региона пока немного, но перспективные открытия последних лет дают надежду на их быстрое увеличение в ближайшем будущем. Разведанные запасы золота на начало 2000 г. составляли 60 т (9,8 т в Мурманской области, 6,2 т в Карелии и 44,4 т в Республике Коми). Промышленная разработка месторождений началась только в конце прошлого века, и за 1991—2001 гг. в регионе было добыто 1 407 кг золота. Попутное извлечение золота при переработке сульфидных медно-никелевых руд осуществляется в АО «Кольская ГМК». Балансовые запасы примесного золота в кольских месторождениях оцениваются в 11 т, о масштабах извлечения можно судить по данным за 2000 г. — 93 кг.

Наиболее перспективным на россыпное золото считается Кожимский район на Приполярном Урале. Здесь на площади 3 500 км² выявлено 15 россыпей с запасами от 100 до 21 610 кг золота. Их освоение осуществляют старательские артели и ОАО «Интагео». Большие перспективы имеет разработка коренных месторождений золота в Каталамбинском рудном поле, где с 2001 г. проводятся опытные работы по подземному выщелачиванию хлорсодержащими растворами (ожидаемые масштабы производства — до 150 кг золота в год). Второй перспективный объект — фукситовые сланцы с Au-Pd минерализацией на участке Чудное в хребте Малдынырд. ЗАО «Миреко» строит здесь предприятие добычи со стартовой мощностью 360 кг золота в год. В целом по Республике Коми прогнозируется рост золотодобычи в 2005 г. до 650 кг.

Прогнозные ресурсы Карелии определены на уровне 15–20 т золота, локализованного в коренных месторождениях золото-кварцевой малосульфидной формации (Майское, Таловайс), в меньшей степени — в золото-сульфидной формации (Педролампи, Рыбозерское) или альбит-карбонат-слюдистых метасоматитах (Падма).

Прогнозные ресурсы самородного золота в Мурманской области оцениваются в 60-80 т. Большая часть сосредоточена в верхнеархейском поясе Колмозеро-Воронья, где поисковыми работами Центрально-Кольской экспедиции и компании «Булиден» в конце 1990-х гг. разведаны штокверковые золото-кварцевые месторождения «Олений ручей» и «Няльм» (прогнозные ресурсы до глубины 100 м 50 т при среднем содержании золота 4,3 г/т) и рудная зона Пеллапахк площадью 1,75 км² с рассеянной серебро-медно-молибденовой минерализацией в кварц-слюдяных сланцах (метапорфирах) (прогнозные ресурсы до глубины 300 м оценены по руде в 600 млн т, по Ag — до 1000 т, по Au — до 40 т при содержании 1—3 г/т). Проявления золотой минерализации алгомского типа выявлены также в железистых кварцитах Оленегорского рудного района (месторождения Айвар, Печегубское, Железная Варака). Концентрация тонкодисперсного золота в отдельных блоках достигает 1—2 г/т, что создает предпосылки для экономически выгодного извлечения его из отходов железорудного производства.

Металлы платиновой группы (МПГ) обнаружены в многочисленных расслоенных плутонах габбро-норитов раннего протерозоя, связываемых с подъемом мантийного плюма под территорией Северной Карелии, центральной части Кольского п-ова и Финской Лапландии. В Финляндии освоение первого платино-палладиевого месторождения планируется начать в 2005 г. Федорово-Панский рудный район в Мурманской области находится еще в стадии разведки, но по результатам совместных десятилетних исследований Института Геологии КарНЦ РАН, АО «Пана» и австралийской компании ВНР, было доказано наличие в расслоенном плутоне 10 горизонтов, содержащих промышленные концентрации благородных металлов (Пожиленко и др., 2002). Малосульфидные залежи главной рудной зоны или «нижнего расслоенного горизонта» аналогичны богатым «рифам» Бушвельда и Стиллуотера. Протяженность зоны 1 300 м, мощность варьирует от 1 до 50 м, суммарная концентрация платиноидов и золота изменяется от 2 до 24 г/т при среднем содержании 12,55 г/т (Pt 1,55; Pd 10,36; Rh 0,36; Au 0,28; Pd/Pt = 6,7). Количество сульфидов не превышает 3–5%, примесь Ni в платиновых рудах 0,1–0,6%, Cu 0,1–1,2%. В «верхнем расслоенном горизонте» оруденение более бедное (среднее суммарное содержание 9,9 г/т, Pd/Pt = 7,2).

Примесь платиноидов имеется во всех эксплуатируемых сульфидных медно-никелевых месторождениях Мурманской области: суммарные балансовые запасы оцениваются в 69,5 т.

Редкие металлы. Как потенциальный сырьевой источник редких металлов Кольский п-ов занимает ведущее положение в России. Реализована в промышленных масштабах технология извлечения рубидия и цезия при переработке хибинских нефелинов. Около 70% российских балансовых запасов редкоземельных металлов находится в апатит-нефелиновых рудах Хибинских месторождений и лопаритовых рудах Ловозерского месторождения. В Ловозерском районе разведаны крупные месторождения редких щелочей в докембрийских гранитных пегматитах. В одном из крупнейших в мире Колмозерском месторождении сподуменовых пегматитов сосредоточено 48% активных запасов литиевых руд России. В 12 пологозалегающих пегматитовых жилах протяженностью 1,4–1,6 км среднее содержание Li₂O составляет 1,14%, Ta₂O₅ – 0,009%, Nb₂O₅ — 0,011%. На базе этого месторождения возможна организация открытой добычи редкометалльных руд с годовой производительностью карьера до 750 тыс. т, что обеспечит выпуск до 100 тыс. т керамического сподумена, 2 тыс. т карбоната лития, до 70 т пентафторидов тантала и ниобия. Несколько меньший ресурсный потенциал, но более высокое качество руд имеет расположенное в том же рудном районе Полмостундровское месторождение. В 30 км восточнее разведано Вороньетундровское месторождение комплексных редкометалльных пегматитов. В его контуре выделен блок «Васин-мыльк», содержащий 120 000 т богатых поллуцитовых руд со средними содержаниями $Cs_2O - 1,68\%$, $Li_2O - 1,47\%$, $Rb_2O - 0,85\%$, Та₂O₅ - 0,064%. В Кейвском рудном районе протерозойские амазонитовые ранд-пегматиты содержат малые по масштабам, но уникальные по концентрациям рудные блоки с танталовой, ниобиевой, иттриевой и иттербиевой минерализацией.

Циркониевые руды. Циркониевые руды представлены тремя типами: бадделеитовым, цирконовым и эвдиалитовым. В настоящее время освоен только первый из них (Ковдорское месторождение). На крупных месторождениях циркона и эвдиалита в интрузивах щелочных гранитов и сиенитов ведутся разведочные работы.

Циркон ZrSiO₄ Прогнозная оценка запасов цирконовых руд в Кейвском районе Кольского п-ова достигает 3 млн т. 80% запасов сосредоточено в Сахарйокском миаскитовом плутоне (137 км к востоку от г. Апатиты); преобладают бедные руды с содержанием циркона 0,5–1,2% в ассоциации с флюоритом (1,1%) и иттробритолитом (до 0,25%). Поблизости расположено несколько мелких (до 100 000 т) рудных тел с богатыми (до 5% циркона) рудами силекситового типа.

Эвдиалит (Na,K)4 (Ca,Fe,Mn,Y)2 ZrSi6O17 (OH,Cl)2. Эвдиалитовые руды слагают верхние горизонты Ловозерского расслоенного плутона нефелиновых сиенитов. Эвдиалитовый горизонт мощностью до 300 м покрывает площадь 450 км². Общие геологические запасы циркония в этом горизонте превышают 25 млрд т. Рядом с действующим Ловозерским горно-обогатительным комбинатом разведано месторождение Аллуайв, представляющее собой пластообразную залежь мощностью 6-34 м и площадью 1,5 км², локализованную на вершинном плато горного массива на высотах 800-850 м над уровнем моря. Руды содержат в среднем 3,15% ZrO₂, 0,11% Y₂O₃ и 0,51% лантаноидов (преимущественно иттровой группы). При бортовом содержании 2,5% ZrO₂ запасы руды оцениваются в 577,6 млн т, в том числе 51 млн т в контуре добычного карьера. Месторождение подготовлено к освоению. Опытная добыча руд открытым способом была произведена в 1989-1990 гг. КарНЦ РАН совместно с АО «Севредмет», была создана и испытана эффективная технология обогащения руд с получением эвдиалитового концентрата с 11,9% ZrO₂. Концентраты пригодны для гидрометаллургической переработки по экстракционной технологии КарНЦ с получением высокочистого циркония, редких земель, иттрия и микросилики. При пирометаллургической обработке концентратов можно получать плавленые муллит-цирконовые огнеупоры и ферросплавы, модифицированные редкими металлами. Согласно оценкам АО «Севредмет», эксплуатирующего в близлежащем участке Ловозерское месторождение лопаритовых руд, возможна организация экономически рентабельной отработки Аллуайвского месторождения открытым карьером с годовой производительностью 1 млн т по руде.

Глиноземное сырье. Бокситы. Традиционное сырье для производства глинозема — бокситы — локализованы в плитном чехле ВЕП, промышленные месторождения выявлены в Северо-Онежском районе на юго-западе Архангельской области и в районе Тиманского кряжа в Республике Коми.

Общие запасы бокситов в карбоновых отложениях *Северо-Онежского района* превышают 100 млрд т и составляют более 20% общероссийских запасов. Преобладают низкосортные типы бокситов с кремниевым модулем 3,0 и средним содержанием Al₂O₃ 53,5%. На базе наиболее крупного месторождения — Иксинского — с 1974 г. действует Северо-Онежский бокситовый рудник (СОБР), добывающий в год от 218 до 714 тыс. т товарной продукции, используемой на производство глинозема, огнеупоров и цемента. Характерной чертой северо-онежских бокситов является повышенная примесь хрома (в среднем 0,6% Cr₂O₃), Li (160—450 г/т), Ga (62 г/т), Y (до 300 г/т), Sc (до 100 г/т), что открывает перспективу их гидрометаллургической переработки с извлечением редких металлов и получением синтетических цеолитов.

В Среднетиманском бокситоносном районе в конце XX в. выявлены и разведаны крупные запасы бокситов более высокого качества, чем северо-онежские (среднее значение кремниевого модуля 5,7), а в наиболее крупном Вежаю-Ворыквинском месторождении, отрабатываемом с 1998 г. ОАО «СУАЛ», модуль поднимается до 6,08 при среднем содержании Al₂O₃ 48,69%. Производительность добычного карьера на первом этапе выбрана в 2,5 млн т в год, в перспективе планируется увеличение выпуска товарной продукции до 6—7 млн т в год. В качестве резервных месторождений разведаны Восточное и Верхнещугорское месторождения, содержащие бокситы с более высоким кремниевым модулем, но имеющие более сложные горно-технические условия добычи по сравнению с Вежаю-Ворыкинским месторождением. Среднетиманские бокситы более технологичны, чем северо-уральские, себестоимость их добычи самая низкая среди российских месторождений. Все это создает благоприятные условия для развития глиноземной промышленности в Республике Коми с оптимальной производительностью до 1,2 млн т глинозема в год.

Кианиты Al₂SiO₅. В Кейвском хребте на Кольском п-ове вдоль 120-километровой полосы архейских кристаллических сланцев выявлено 27 месторождений кианитовых руд с общими ресурсами в 3,4 млрд т. 22 месторождения детально разведаны и их запасы учтены в государственном балансе РФ: 600 млн т (99,4% всех запасов РФ). Содержанием кианита от 27 до 42%, в среднем — 31,9%. В КарНЦ РАН разработана технология выделения концентратов с 57% глинозема, а ВАМИ показана возможность получения из них силумина.

В Северной Карелии ЗАО «ИКИМСО» приступило к освоению Хизоварского месторождения кварц-кианитовых сланцев. Активные запасы руд оцениваются в нем в 4,5 млн т, запасы кианита 934 тыс. т при среднем содержании 21,24%. Получаемые концентраты с 60% Al₂O₃ соответствуют мировому стандарту на высокоглиноземистые огнеупоры для сталеварных ковшей.

Комплексные фосфорно-алюминиевые и железо-титановые руды щелочных интрузивов. Главным источником сырья для производства фосфорных удобрений в России служат 11 месторождений Кольского п-ова (95,3% активных запасов РФ). Они локализованы в Хибинском массиве щелочных сиенитов, в Ковдорском и Себльяврском массивах щелочных ультрамафитов и карбонатитов, а также в габбро-сиенитовом плутоне Гремяха-Вырмес. Общие прогнозные ресурсы фосфорсодержащих руд в области оцениваются в 16 млрд т, балансовые запасы — 5,2 млрд т по руде или 674 млн т по P_2O_5 . Фосфор сосредоточен в апатите $Ca_5(PO_4)_3(F,OH)$, который и служит с 1929 г. главным объектом добычи. Крупнейший горно-химический комбинат Европы — ОАО «Апатит» — добыл из Хибинской группы месторождений за 75 лет более 1 500 млрд т руды и извлек из нее 560 млн т апатитового концентрата со средним содержанием P_2O_5 39%.

В Хибинских месторождениях, кроме апатита, содержатся и другие ценные минералы: нефелин (K,Na) AlSiO₄ – 35–40%, титанит CaTiSiO₅ – 7%, титаномагнетит Fe(Fe,Ti)₂O₄ – 2%, эгирин NaFeSi₂O₆ – 6–10%. Общее производство нефелиновых концентратов с 28,5% Al₂O₃ превысило 50 млн т, в настоящее время годовая производительность стабилизирована на уровне 1,5–1,6 млн т. Концентрат используется ОАО «Волховский алюминий» и ОАО «Глинозем» в Ленинградской области для производства глинозема, соды, поташа, портландцемента и галлия. Большая же часть извлеченного из недр нефелина поступает в хвостохранилища ОАО «Апатит» в Прихибинье, где масса складированных нефелиновых песков превышает уже 550 млн т. По существу, это огромные техногенные месторождения, за счет которых можно было удовлетворить все мировые потребности в нефелинах. Следует отметить, что в дополнение к традиционной технологии утилизации нефелина в глиноземном производстве в Кольском научном центре РАН разработаны и реализованы в промышленных масштабах способы получения из нефелинов коагулянтов, флокулянтов, микросилики, сорбентов и компонентов эмульсионных взрывчатых веществ для горных работ. Это открывает перспективу расширения утилизации нефелина.

Сложный комплекс руд сосредоточен в Ковдорском массиве карбонатитов и щелочных ультрабазитов. Главное рудное тело апатит-магнетитовых руд с 28,8% железа и 7% P_2O_5 имеет запасы около 600 млн т. Второе по величине рудное тело низкожелезистых руд с содержанием 10,6% железа и 6% P_2O_5 содержит 188 млн т. Вплотную к действующему карьеру расположено тело апатит-штаффелитовых руд — 49 млн со средним содержанием P_2O_5 16,3%. Первоначально из руд извлекался только магнетит, в связи с чем в хвостохранилищах скопилось более 50 млн т песков с содержанием P_2O_5 5,85% и значительной примесью бадделеита (ZrO₂), а в отвалах около 8 млн т дробленых штаффелитовых руд с 14% P_2O_5 . В настоящее время АО «Ковдорский ГОК» добывает в год 8—9 млн т комплексных руд, дополнительно к которым с 1992 г. в переработку вовлекается до 4 млн т лежалых хвостов, что позволяет стабильно производить 1,6 млн т апатитового концентрата со средним содержанием 38,2% P_2O_5 и до 5,8 млн т магнетитового концентрата с 64,2% Fe, а также 3–5 тыс. т бадделеита.

Слюды и керамическое сырье. На Ковдорском щелочно-ультрамафитовом массиве локализованы самые крупные в мире месторождения флогопита и вермикулита. Разведанные запасы флогопита составляют 7,7 млн т, вермикулитовых руд — 486 млн т. Месторождение эксплуатируется ОАО «Ковдорслюда», мощности которого обеспечивают производство до 415 тыс. т вермикулита и до 25 тыс. т флогопита в год.

В архейских метаморфических комплексах южной части Мурманской области и Северной Карелии выявлено 28 промышленных месторождений гранитных пегматитов, балансовые запасы мелкоразмерного мусковита в которых оцениваются в 400 тыс. т, листового мусковита – 186 тыс. т. Ресурсы керамических сырьевых материалов (калишпата, плагиоклаза и кварца) превышают 400 млн т, но используется пока лишь малая часть запасов, локализованных вблизи от железных дорог.

Барит. Барит BaSO₄ является остродефицитным минеральным сырьем для производства утяжелителей для буровых растворов. Потребность его особенно велика в Тимано-Печорской нефтегазовой провинции и возрастет еще более при освоении шельфовых месторождений Баренц-региона. Единственное крупное промышленное месторождение барита — Хойлинское — находится на СВ Республики Коми вблизи г. Воркуты. Оно представляет собой крутопадающую субпластовую залежь в девонских отложениях, разбитую разломами на три блока: 900 х 400, 400 х 350, 1 500 х 500 м. Мощность продуктивной зоны 3,5–6,4 м. Общие запасы месторождения — 6,77 млн т барита, в контурах открытого добычного карьера до глубины 80 м 2,2 млн т со средним содержанием барита 85,45%. ЗАО «Хойлинский ГОК» приступило к освоению месторождения в 1997 г. Проектная мощность карьера — 120 тыс. т руды в год, производительность обогатительной фабрики — 104 тыс. т в год.

Вторым промышленным источником барита в регионе могут стать коры выветривания по карбонатитам Салланлатвинского массива в юго-западной части Мурманской области. Стратиформная залежь в ядре массива размером 500 x 700 м и мощностью от 3 до 32 м содержит от 5 до 25% барита, который легко выделяется из руды гравитационной сепарацией.

Алмазы. Выдающимся событием конца XX в. стало открытие в Архангельской области крупнейших в Европе коренных месторождений алмазов. Промышленная минерализация установлена на двух полях кимберлитовых трубок — Золотицком (месторождение им. М. Ломоносова, 6 трубок) и Мегорском (месторождение им. В. Гриба, 1 трубка). Их общие запасы составляют сейчас 17,9% от балансовых запасов России.

Наилучшим качеством и выходом прозрачных кристаллов (50% первой-второй категории) размером до 40 карат характеризуется Ломоносовское месторождение, хотя по среднему содержанию алмазов — 0,7 карат/т оно существенно уступает месторождению им. Гриба (1,68), во втором — 67.

Освоением Ломоносовского месторождения занимается ОАО «Севералмаз» и АК «АЛ-РОСА». Разведанные до глубины 940 м запасы алмазов оцениваются в 231 млн карат (12 млрд долларов). На первом этапе планируется начать отработку открытым карьером трех наиболее богатых трубок (Архангельской и Карпинского-1,2) с годовой производительностью ГОКа по руде 5-7 млн т, по алмазам — 5 млн карат (из них 2 млн карат ювелирных).

На месторождении им. В. Гриба продолжаются разведочные работы, выполняемые ОАО «Архангельскгеолдобыча» и Archangel Diamond Corp. (ADC, Denver, US). По оценке De Beers, ресурсы месторождения до глубины 500 м составляют 98 млн т кимберлитов с 67 млн карат алмазов (4 млрд долларов). Планируемые перспективные объемы подземной добычи — до 5 млн карат в год.

Таким образом, большое разнообразие и запасы ценных сырьевых материалов в Российской части Баренц-региона создают хорошую базу для развития горнодобывающей, нефтегазовой, металлургической и других отраслей промышленности, перерабатывающей минеральное сырье. Существующий горно-промышленный комплекс требует серьезной модернизации и совершенствования, поскольку он не обеспечивает полной утилизации сырьевых ресурсов (на действующих предприятиях до 60% потенциально ценных компонентов выбрасывается в отходы, накапливается в отвалах и хвостохранилищах, рассеивается в окружающей среде). Необходимость перехода к новой стратегии природопользования, основанной на концепции сбалансированного устойчивого развития, очевидна как с позиций экономики, так и с позиций сохранения среды обитания.

ЛИТЕРАТУРА

Арзамасцев А. А., Баянова Т. Б., Арзамасцева Л. В. и др. Инициальный магматизм палеозойской тектоно-магматической активизации северо-восточной части Балтийского щита: возраст и геохимические особенности массива Курга, Кольский полуостров // Геохимия. 1999. № 11. С. 1139—1151.

Артюшков Е.В. Механизм образования Баренцевского осадочного бассейна // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Новосибирск, 2004. Т. 2. С. 13–15.

Балаганский В. В., Глазнев В. Н., Осипенко Л. Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: анализ тектоно-стратиграфических террейнов // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16—28.

Баренцевская шельфовая плита / И.С.Грамберг (ред.). Л.: Недра, 1988. 263 с.

Бибикова Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999. № 8. С. 812—837.

Глазнев В. Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2003. 254 с.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Шаров Н. В. (ред.). Петрозаводск: изд. КНЦ РАН, 2004. 353 с.

Горяинов П. М., Иванюк Г. Ю., Шаров В. Н. Фрактально-геометрические мотивы в организации сейсмогеологических разрезов земной коры (на примере Балтийского щита) // Физика Земли. 1997. № 7. С. 69-80.

Грамберг И.С.Баренцевоморский пермо-триасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты. ДАН. 1997. Т. 352, № 6. С. 789-791.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990, в 2-х книгах: кн. 1. 327 с., кн. 2. 334 с.

Иванюк Г.И., Горяинов П.М., Егоров Д.Г. Введение в нелинейную геологию (опыт адаптации теории структур к геологической практике). Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1997. 185 с.

Коровкин В. А., Турылева Л. В., Руденко Д. Г. и др. Недра Северо-Запада Российской Федерации. СПб.: изд. ВСЕГЕИ, 2003. 520 с.

Леонов М. Г. Реидная тектоника фундамента континентальных плит и современных орогенов // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. М.: ГИН РАН, 1996. С. 77–79.

Маргулис Е. А. Основные черты истории формирования триасовых отложений Арктики // Сб. научн. трудов: Результаты геолого-геофизических исследований. Рига: ВНИИМОРГЕО, 1986. С. 54–60.

Петров В. П. и др. Рудно-метаморфические системы раннего докембрия (северо-восточная часть Балтийского щита) // Отв. ред. Виноградов А. Н. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1996. 148 с.

Петров В. П. Метаморфизм раннего протерозоя Балтийского щита // Отв. ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1999. 325 с. Пожиленко В. И., Гавриленко Б. В., Жиров Д. В., Жабин С. В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 2002. 359 с.

Ромашов А. Н. Планета Земля: тектонофизика и эволюция. М.: Едиториал УРСС, 2003. 264 с. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район // Шаров Н. В. (ред.) / Авторы: Шаров Н. В., Виноградов А. Н., Галдин Н. Е. и др. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1997. 226 с.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион // Митрофанов Ф. П., Шаров Н. В. (ред.) // Авторы: Шаров Н. В., Виноградов А. Н., Жамалетдинов А. А., Митрофанов Ф. П., Пожиленко В. И., Смолькин В. Ф., Цыбуля Л. А. и др. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 1998. Ч. 1 – 237 с. Ч. 2 – 205 с.

Смолькин В. Ф. Магматизм раннепротерозойской (2,5—1,7 млрд лет) палеорифтогенной системы. Северо-запад Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5, № 4. С. 394-411.

Трипольский А. А., Шаров Н. В. Литосфера докембрийских щитов северного полушария Земли по сейсмическим данным. Петрозаводск: изд. КНЦ РАН, 2004. 159 с.

Устрицкий В.И.О тектонической природе Баренцево-Северокарского мегапрогиба // Проблемы нефтегазоносности Мирового океана. М., 1989. С. 182–191.

Филатова В. Т., Виноградов А. Н. Оценка влияния термомеханических эффектов на режимы метаморфизма и гранитообразования в Лапландском гранулитовом поясе (Кольский полуостров) // ДАН. 1999. Т. 366, № 5. С. 684-687.

Филатова В. Т., Митрофанов Ф. П., Виноградов А. Н. Тектонофизика внутриплитного коллизиона: концептуальные подходы и результаты моделирования эволюции коровых астеносферно-террейновых ансамблей Балтийского щита // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Т. 1. Геология, геохронология, геодинамика / Ф. П. Митрофанов (ред.). Апатиты: изд. МУП «Полиграф», 2002. С. 57–73.

Хаин В. Е. (ред.) Тектоника Европы и смежных областей. Древние платформы, байкалиды, каледониды. (Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы и смежных областей масштаба 1:2500000). М.: Наука, 1978. 422 с.

Шарков Е. В., Богатиков О. А., Красивская И. С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.

Шаров Н. В., Виноградов А. Н. О дискретно-слоистой структуре земной коры кристаллических щитов // Геоинформатика. 1996. № 2. С. 12—19.

Юдахин Ф. Н., Щукин Ю. К., Макаров В. И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 299 с.

Goryainov P. M., Ivanyuk G. Y., Sharov N. V. Fractal analysis of seismic and geological data // Tectonophysics. 1997. V. 269. P. 247-257.

Mitrofanov F. P., Bayanova T. B. Duration and timing of ore-bearing Paleoproterozoic intrusions of Kola province // Mineral Deposits: Processes to Processing, Stanley et al (eds). Balkema, Rotterdam. 1999. P. 1275-1278.

Roberts A. M., Yielding G. Deformation around basin-margin faults in the North Sea/Norwegian rift. In: A. M. Roberts, G. Yielding & B. Freeman (eds). The Geometry of Normal Faults. Special Publication of the Geological Society, London. 1991. V. 56. P. 61-78.

Ziegler P. A. Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys // AAPG mem. 1987. V. 43. P. 161-180.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К настоящему времени накоплен обширный сейсмический материал, освещающий глубинное строение Баренц-региона. На основе анализа и обобщения всей совокупности имеющейся сейсмической информации в Евро-Арктическом регионе, с учетом обширных материалов по геологии, петрофизике, тепловым и потенциальным полям региона предложена интегральная сейсмогеологическая модель участка литосферы, расположенного в пограничной области «суша-море» (континент-океан) на стыке разнотипных морфоструктур континентальной земной коры — Балтийского щита, Баренцевской и Тимано-Печорской плит Восточно-Европейской платформы.

Геологическое истолкование геофизических материалов постоянно меняется по мере развития методов наблюдения и обработки сейсмических данных, однако, большинство интерпретаторов по инерции используют привычную и простую концепцию субгоризонтальной расслоенности земной коры и мантии, что не позволяет достичь удовлетворительного согласия между геологическими и сейсмологическими моделями. Неадекватность примитивных градиентно-слоистых моделей коры была со всей очевидностью показана в конце 80-х годов сверхглубоким бурением, корреспондировавшимся с результатами сейсмических исследований современными методами близвертикальных отражений ОГТ и многоволнового трехкомпонентного ГСЗ. На полученных с их помощью обновленных разрезах отчетливо видна насыщенность кристаллической коры хаотически расположенными, разно ориентированными отражающими элементами, изотропными зонами без отражений, многочисленными скоростными включениями. Отдельные отражающие площадки могут группироваться, маркируя сравнительно редкие протяженные наклонные и субгоризонтальные границы. Результаты бурения Кольской, Криворожской, Гравберг и других сверхглубоких скважин, вскрывших верхнюю часть кристаллической коры, показывают, что с глубиной степень дифференциации физических свойств породных массивов не уменьшается. В реальных разрезах не зафиксировано последовательное увеличение с глубиной плотности пород и скорости упругих волн. Вопреки этому «традиционному» представлению, служащему логической базой градиентнослоистой концепции, было установлено, что скорости могут как возрастать, так и уменьшаться с глубиной в связи с наличием зон трещиноватости, насыщенных флюидами, проявлением арочных эффектов и других факторов, локально изменяющих напряженное состояние породных массивов.

С учетом изложенного материала авторы книги предприняли попытку на конкретном примере продемонстрировать целесообразность и необходимость замены градиентно-слоистой модели кристаллической коры на новую мозаично-блоковую модель с фрактальной структурой, более соответствующей имеющейся сейсмической и геологической информации. Согласно предлагаемой парадигме, кристаллическая кора и верхняя мантия имеют гетерогенное строение с варьирующей по вертикали и латерали степенью дифференциации скорости упругих волн. Ее можно представить в виде разномасштабных блоков, где складчатые узоры, трещины, дайки, жилы и линзы формируют высокоупорядоченный ансамбль. Из этого следует, что реальная сейсмогеологическая среда состоит из трехмерных неоднородностей, является дискретной и иерархически организованной. В верхней части кристаллической коры локально развиты как волноводы, так и высокоскоростные зоны, коррелирующиеся с геологическими границами и телами. Для изучения трехмерных неоднородностей кристаллической коры необходимо применять рациональную схему полевых наблюдений и использовать современную технологию обработки и интерпретации данных сейсмометрии.

Подводя итог проведенным сейсмогеологическим работам в районе Кольской скважины, можно утверждать, что основные сейсмические границы в верхней части кристаллической коры связаны с изменением упругих свойств среды, вызванных как различием состава пород (литолого-стратиграфические границы), так и изменением физических параметров пород — раздробленности, пористости, трещиноватости (тектонические границы). Комплекс раннепротерозойских пород представляет высокоскоростной косослоистый блок, который по отношению к нижележащему комплексу архейских пород является сейсмическим экраном. Архейский комплекс имеет сложную линзовидно-блоковую структуру, осложненную крутопадающими и субвертикальными разломами. Сейсмические границы в нем чаще всего связаны с тектонически ослабленными зонами, анизотропией петрофизических свойств и зонами флюидонасыщения.

В ходе исследований на геотраверсах: EB-1, 1-AP, 2-AP выявилось большое значение методов сейсмозондирования литосферы с помощью отраженных волн на субвертикальных лучах. Они позволяют получать детальные и структурно выразительные разрезы, хорошо увязывающиеся с приповерхностной геологией, что немаловажно для истолкования результатов. Это большое преимущество по сравнению с обобщенными сглаженными разрезами по данным преломленных волн, геологическая трактовка которых всегда затруднительна и неоднозначна. Геологическая интерпретация материалов, полученных методами ОГТ и ГСЗ, дает наиболее полную и надежную картину глубинного строения, так как они подчеркивают различные особенности среды. Методом ОГТ на глубинах до 10–15 км хорошо регистрируются крутопадающие сейсмические отражения, относящиеся к литологическим границам и разломным зонам, прослеженным поверхностной геологией. По разрезам ОГТ и данным геологической съемки выявляется мелкоблоковая расчлененность верхнего этажа кристаллической коры. По материалам многоволновой сейсмики ГСЗ-МОВЗ получаются сведения о скоростной характеристике отдельных блоков земной коры, прослеживаются глубинные разломы и другие латеральные неоднородности в средней и нижней коре, детально прорисовывается рельеф поверхности М.

Данные о структуре границы М позволили сделать новые предположения о природе ее формирования. Установлено, что граница М имеет сложную форму, и что глубина залегания М коррелируется со строением верхнего этажа коры. Как правило, М опускается под поднятиями и горными сооружениями. Отмечается связь глубин до границы М с возрастом структур и с современным тепловым потоком. Анализ соотношений между тепловым потоком и мощностью земной коры показал, что в центральной части Западно-Арктической шельфовой плиты коэффициент корреляции имеет отрицательные значения, а геоструктуры Восточно-Европейской платформы характеризуются положительной зависимостью. Это различие обусловлено, очевидно, более высокой активностью «горячей» мантии в пределах шельфовой плиты и повышенным вкладом в тепловой поток радиогенной теплогенерации в консолидированном слое коры древней платформы. Контуры областей распространения «горячей» и «холодной» мантии совпадают с границами платформ.

По данным сейсмической томографии Восточно-Европейской платформы, в верхней мантии между границей М и глубиной 130 км установлено, что скорость распространения продольных волн изменяется от 7,9 до 8,8 км/с. Выделяются различные скоростные неоднородности с вертикальными размерами 10—40 км и латеральной протяженностью от 50 до 500 км, появляются высокоскоростные (8,4—8,8 км/с) тела. Аномалии скорости на больших глубинах выражены столь же отчетливо, как на верхних скоростных срезах. На границе Балтийского щита с Русской плитой выделяется субвертикальная зона пониженной скорости, проникающая до глубины 100 км. Полученные данные свидетельствуют о взаимосвязи глубинных и приповерхностных геодинамических процессов. Анализ сейсмических параметров подошвы коры и верхней мантии показывает, что на этом глубинном уровне расположена очень активная область, которая контролирует тектонические события, формирующие основные черты современного рельефа и современную сейсмичность.

Комплексная интерпретация материалов, характеризующих основные черты глубинной структуры Баренц-региона на разных ее уровнях, позволила установить главные особенности строения земной коры в области перехода от пассивной окраины континента к океанической впадине. Материковые части платформы характеризуются мощностью коры в среднем 40—50 км, при этом верхний и нижний этажи коры имеют соизмеримую мощность. Уровень пластичности проходит на глубине 20—25 км и обычно соответствует поверхности нижней коры. Неоднородности верхней коры заменяются мантией, где выше уровня компенсации выделяется слой со скоростью около 8,0—8,2 км/с, либо два комплиментарных слоя со скоростями 8,0—8,1 и 8,4 км/с. Локально в палеошовных и палеорифтогенных зонах расслоенность субстрата увеличивается, в нем появляются линзы со скоростями 7,6 км/с или выше 8,5 км/с. Шельф отличается пониженной мощностью консолидированной коры — 15—25 км. По этому признаку шельф отличается от океанов, где максимальная мощность консолидированной коры не превышает 10 км. Другой особенностью шельфовой плиты является повышение роли нижнего («базальтового») слоя в разрезе консолидированной коры — вплоть до почти полного исчезновения верхнекорового («гранитного») слоя.

Технические средства и реализованная методика морских и наземных наблюдений обеспечили формирование системы годографов преломленных и глубинных отраженных волн, которая позволяет изучать структуру волнового поля в широком диапазоне расстояний и с высокой степенью детальности освещать геологическое строение земной коры и верхней мантии в переходной зоне от Балтийского щита к впадине Баренцева моря. Сочленение Балтийского щита и Баренцевской плиты отмечено ступенеобразным погружением фундамента. Мощность осадочного покрова возрастает до 15–20 км, а толщина коры уменьшается до 28–30 км. В зоне максимальной мощности осадочного покрова, в кристаллическом цоколе плиты зарегистрирован высокоскоростной слой – 7,0 км/с. Нижнекоровый слой со скоростью 7,0–7,4 км/с зафиксирован на Балтийском щите локально в зонах рифтогенеза, что дало основание интерпретировать его как коромантийную смесь, возникающую в областях тектоно-магматической активизации.

Новые сейсмогеологические данные о глубинном строении восточной части Балтийского щита подтвердили правомерность реконструкций глубинного строения, в которых основной объем земной коры современного материка и шельфа представляется сформированным в архее, а структурно-формационным комплексам протерозоя отводится подчиненная роль. Структура крупных блоков земной коры докембрийского возраста в основном сохранилась до настоящего времени, подвергшись модификации лишь в ограниченных по размерам зонах тектоно-магматической активизации.

Геолого-геофизическая интерпретация сейсмических материалов Баренц-региона выявила целый букет противоречий в геоисторических моделях и палеореконструкциях, что лишний раз свидетельствует о том, что тектоника и геодинамика находятся сейчас на переломном этапе — идет поиск навой парадигмы, которая смогла бы «увязать» в универсальную схему «плейтектонические» и «колебательные» концепции. Важно подчеркнуть, что представленные в книге варианты геоисторических сценариев развития вносят определенный вклад в сложившиеся представления о тектонике платформ и в этом отношении, несмотря на альтернативность, не являются взаимоисключающими. В одной группе моделей акцент сделан на устойчивость континентальных блоков литосферы на протяжении миллиардов лет, что не препятствует перманентному проявлению внутриконтинентальных движений значительной амплитуды в авлакогенах и «уединенных впадинах» — без преобразования континентальной коры в океаническую. Эта группа моделей базируется на традиционных методах интерпретации геолого-геофизических данных и созвучна с развиваемыми в последние годы представлениями о важной роли реидовой тектоники в истории платформ. В альтернативной модели деструктивно-аккреционной истории коры Баренцево-Печорского бассейна особую «самоценность» имеет оригинальная методология выявления глубоко погребенного, древнего спредингового пояса океанического типа под молодым плитным чехлом. Если эти смелые геофизические палеоконструкции получат подтверждение в геохимических и петрологических данных, то комплексная геолого-геофизическая методология анализа истории развития континентов будет продвинута на новый более высокий уровень. Авторы книги хорошо осознают всю дискуссионность предлагаемых геодинамических реконструкций и ясно очерчивают перспективу дальнейших исследований, ориентированных на верификацию спорных положений.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Баянова Тамара Борисовна, 1957, зав. лаб. ГИ КНЦ РАН, Апатиты, д.г.-м.н., <u>bajno-</u> va@geoksc.apatity.ru Булаткин Анатолий Дмитриевич, 1952, зав. сектором ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, к.г.-м.н., <u>vicb@vniio.nw.ru</u> Буценко Виктор Владимирович, 1956, вед.н.с. ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, к.г.-м.н., vicb@vniio.nw.ru Верба Валентина Васильевна, 1934, вед.н.с. ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, к.г.-м.н., vap@vniio.nw.ru Верба Марк Леонидович, 1935, гл.н.с. ГНПП «Севморгео», Санкт-Петербург, д.г.-м.н., verba@sevmorgeo.ru Ветрин Валерий Романович, 1939, вед.н.с. ГИ КНЦ РАН, Апатиты, к.г.-м.н., vetrin@geoksc.apatity.ru Виноградов Анатолий Николаевич, 1940, ученый секретарь Президиума КНЦ РАН, Апатиты, к.г.-м.н., vino@admksc.apatity.ru Гиллен Корнелиус, 1947, директор, Институт образования Эдинбургского университета, Эдинбург, <u>c.gillen@ed.ac.uk</u> Сергеевна, 1969, н.с. ГИ КНЦ РАН, Апатиты, Головатая Оксана к.т.н., gorich@geoksc.apatity.ru Горбацевич Феликс Феликсович, 1937, вед.н.с. ГИ КНЦ РАН, Апатиты, д.т.н., gorich@geoksc.apatity.ru Губерман Давид Миронович, 1929, директор НПЦ «Кольская сверхглубокая», Заполярный, д.т.н., <u>SD3KGL@com.mels.ru</u> Жамалетдинов Абдулхай Азымович, 1940, гл.н.с., СПБ Ф ИЗМИРАН, Санкт-Петербург, д.г.-м.н. zham@az2608.spb.edu Заможняя Надежда Григорьевна, 1945, гл. геофизик ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», Mocквa, <u>spetsgeo@telcomnet.ru</u>

Исанина Эльвира Вениаминовна, 1940, гл. геофизик, Северо-Западный филиал «Невскгеология» ГГП, Санкт-Петербург, <u>nevskgeo@peterlink.ru</u>

Казанский Вадим Иванович, 1926, гл.н.с. ИГЕМ РАН, Москва, д.г.-м.н., <u>kazans-</u> <u>ky@igem.ru</u>

Каминский Валерий Дмитриевич, 1947, директор ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, к.г.-м.н., <u>vicb@vniio.nw.ru</u>

Костюченко Сергей Леонидович, 1952, зам. ген. директора ФГУП Центр ГЕОН, Москва, д.г.-м.н., <u>fedorovdl@mtu-net.ru</u>

Липилин Александр Владимирович, 1950, нач. упр. МПР МФ, Москва, к.т.н., <u>spetsgeo@telcomnet.ru</u>

Лобанов Константин Валентинович, 1952, зам. директора ИГЕМ РАН, Москва, к.г.-м.н., <u>lobanov@igem.ru</u>

Матвеев Юрий Иванович, 1940, директор ГНПП «Севморгео», Санкт-Петербург, к.т.н., <u>matveev@sevmorgeo.com</u>

Межевов Юрий Владимирович, 1950, н.с. ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, <u>vicb@vniio.nw.ru</u>

Минц Михаил Вениаминович, 1939, зав. лаб. ГИН РАН, Москва, д.г.-м.н., <u>michael.mints@mtu-net.ru</u>

Митрофанов Феликс Петрович, 1935, директор ГИ КНЦ РАН, Апатиты, д.г.-м.н., академик РАН, <u>felix@geoksc.apatity.ru</u>

Морозов Андрей Федорович, 1950, зам. рук. агентства по недропользованию МПР РФ, Москва, к.г.-м.н., <u>nadjatim@dol.ru</u>

Павленкин Анатолий Дмитриевич, 1939, гл.н.с. ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, д.г.-м.н., <u>vap@vniio.nw.ru</u>

Поселов Виктор Антонович, 1940, зам. директора ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, д.г.-м.н., <u>vap@vniio.nw.ru</u>

Рослов Юрий Викторович, 1963, зав. лаб. ГНПП «Севморгео», Санкт-Петербург, к.ф.м.н., <u>roslov@sevmorgeo.com</u>

Сакулина Тамара Сергеевна, 1947, вед.н.с ГНПП «Севморгео», Санкт-Петербург, к.ф.м.н., <u>sakoulina@sevmorgeo.com</u>

Смирнов Юрий Павлович, 1930, рук. групп. НПЦ «Кольская сверхглубокая», Заполярный, к.г.-м.н. <u>SD3KGL@com.mels.ru</u>

Ступак Владимир Матвеевич, 1948, нач. партии ПСМО «Спецгеофикика»,, Санкт-Петербург, к.т.н. <u>stupak_spets@mail.ru</u>

Сулейманов Арсен Кунмаммаевич, 1953, ген. директор ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», Москва, к.т.н. <u>spetsgeo@telecomnet.ru</u>

Шаров Николай Владимиович, 1943, зав. лаб. геофизики ИГ КНЦ РАН, Петрозаводск, д.г.-м.н. <u>sharov@krc.karelia.ru</u>

Яковлев Юрий Николаевич, 1930, гл. геолог НПЦ «Кольская сверхглубокая», Заполярный, к.г.-м.н. <u>SD3KGL@com.mels.ru</u>

Научное издание

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦ-РЕГИОНА

Печатается по решению Ученого совета Института геологии Карельского научного центра РАН

> Редактор *М. А. Радостина* Оригинал-макет *Т. Н. Люрина*

Серия ИД. Изд. лиц. № 00041 от 30.08.99 г. Сдано в печать 00.03.2005 г. Формат 60х841/8. Бумага офсетная UNION PRINT S. Гарнитура Pragmatica. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 17,1+1,0 (вкл.). Усл. печ. л. 00,0. Тираж 400 экз. Изд. № 71. Заказ №

> Карельский научный центр РАН Редакционно-издательский отдел Петрозаводск, пр. А. Невского, 50

