

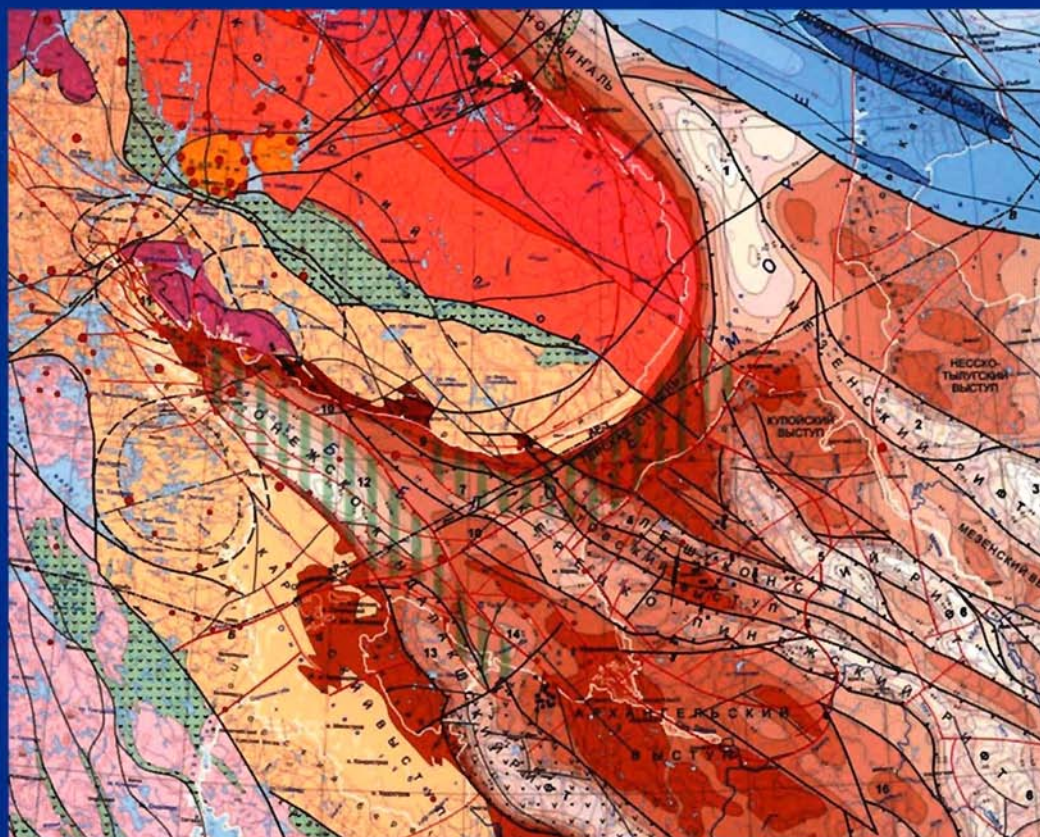


ТРУДЫ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО  
ИНСТИТУТА

ISSN 0002-3272

А.С. Балуев, В.А. Журавлев,  
Е.Н. Терехов, Е.С. Пржиялговский

# ТЕКТОНИКА БЕЛОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ



**Transactions of the Geological Institute**

*Founded in 1932*

Vol. 597

**A.S. Baluev, V.A. Zhuravlev,  
E.N. Terekhov, E.S. Przhiyalgovsky**

# **Tectonics of the White Sea and adjacent areas**

*(The explanatory notes to “The Tectonic Map of the White S  
and Adjacent Areas”,  
at a Scale of 1:1500 000)*

Responsible Editor  
Dr M.G. Leonov

Moscow  
GEOS  
2012

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Геологический институт Российской Академии наук (ГИН РАН)

ОАО Морская арктическая Геологоразведочная экспедиция (МАГЭ)

**А.С. Балуев, В.А. Журавлев,  
Е.Н. Терехов, Е.С. Пржиялговский**

# **Тектоника Белого моря и прилегающих территорий**

*(Объяснительная записка к «Тектонической карте  
Белого моря и прилегающих территорий»  
масштаба 1:1500000)*

Ответственный редактор  
доктор геол.-мин. наук *М.Г. Леонов*

Москва  
ГЕОС  
2012

Ответственный редактор - *М.Г. Леонов*

Редакционная коллегия:

*С.Д. Соколов (главный редактор), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов (заместитель главного редактора), К.Е. Дегтярев, Ю.В. Карякин (ответственный редактор), Ю.Г. Леонов, М.А. Семихатов, А.В. Соловьев, М.Д. Хуторской*

Рецензенты: *Ю.Г. Леонов, Ю.А. Морозов*

**Труды Геологического института / Геол. Ин-т РАН. – М.: Изд-во АН СССР, 1932-1964. М.: Наука, 1964 - , - ISSN 0002 3272.**

**Вып. 597:** Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (*Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий»* масштаба 1:1500000) / А.С. Балуев, В.А. Журавлев, Е.Н. Терехов, Е.С. Пржиалговский. Отв. ред. М.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2012. 104 с.

ISBN 978-5-89118-570-8

В монографии рассмотрено тектоническое строение акваторий Белого и южной части Баренцева морей и прилегающие к ним территории суши. Фактически она представляет собой объяснительную записку к Тектонической карте этого региона, изданной в 2010 г. и синтезирует накопленные к настоящему времени данные исследований последних лет. В пределы рассматриваемого региона, именуемым «Беломорским», вошли следующие крупные структурные элементы земной коры: 1) восточная часть Балтийского щита, включающая Кольский полуостров и Северную Карелию; 2) западная часть Мезенской синеклизы; 3) палеорифтовая система Белого моря; 4) Кольско-Канинская моноклинали; 5) северо-западная часть Тиманского складчатого сооружения и примыкающая к ней часть Тимано-Печорской плиты; 6) южная окраина Свальбардской плиты. Поэтому тектоническая карта прежде всего демонстрирует неоднородность строения этой территории. В монографии рассмотрены структурно-вещественные особенности и геодинамическое положение всех выше перечисленных элементов земной коры Беломорского региона, причем особое внимание уделено глубинному строению и эволюции рифейских рифтовых зон, происхождение которых связывается с эволюцией пологих сквозькоровых сбросовых зон (детачментов). Проведен анализ корреляции проявлений внутриплитного основного рифей-вендского магматизма, генетически и пространственно связанного с процессами рифтогенеза, а также щелочного магматизма, связанного со среднепалеозойской активизацией палеорифтовых структур. В работе обсуждаются и важнейшие аспекты неотектонической (современной) активизации территории Беломорья, которые привели в конечном счете к формированию современного бассейна Белого моря. Описаны основные этапы тектонического развития Беломорского региона.

Для широкого круга геологов и аспирантов, интересующихся геологией и тектоникой материковой и прилегающей к ней морской территории Северо-Восточной части Европейского Севера.

Responsible Editor M.G. Leonov

Editorial Board:

*S.D. Sokolov (Editor-in-Chief), M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov (Deputy Editor-in-Chief),*

*K.E. Degtyarev, Yu.V. Kariakin (Executive Secretary), Yu.G. Leonov, M.A. Semikhatov,*

*A.V. Soloviev, M.D. Khutorskoy*

Reviewers: Yu.G. Leonov, Yu.A. Morozov

**Issue 597:** Tectonics of the White Sea and adjacent areas (The explanatory notes to “the Tectonic Map of the White Sea and Adjacent Areas”, at a Scale of 1:1500 000) / A.S. Baluev, V.A. Zhuravlev, E.N. Terekhov, E.S. Przhialgovsky. Editor-in-Chief - M.G. Leonov. M.: GEOS, 2012. 104 p.

The book summarizes information on the tectonic structure of the White Sea, southern Barents Sea and adjacent land areas. In fact, these are explanatory notes to the tectonic map of this region published in 2010, which sum up the data of recent investigations that have been obtained by the present. The region under study, referred to as “Belomorian,” includes the following structural elements of the Earth crust: 1) Eastern part of the Baltic Shield, embracing the Kola Peninsula and Northern Karelia; 2) the western part of the Mezen sincline; 3) paleorift system of the White Sea; 4) Kola-Kanin monocline; 5) the Northwestern part of the Timan foldbelt and assigned to it part of the Timan-Pechora Plate; 6) Southern border of the Svalbard Plate. Therefore, the Map primarily demonstrates a heterogeneous structure of this territory. The book also deals with the structural-lithologic features and geodynamic setting of all above-mentioned elements of the Earth crust in the Belomorian region, with particular attention to the deep structure and evolution of Riphean rift zones, the origin of which was associated with the evolution of shallow cross-cutting detachments. Riphean-Vendian basic intraplate magmatism, genetically and spatially related to rifting processes was analyzed, as well as the alkaline magmatism, related to Middle Paleozoic activation of paleorift structures. The paper also outlines significant aspects of neotectonic (recent) activity in the Belomorian territory, which ultimately led to the formation of the modern White Sea basin. The main stages of the tectonic development of the Belomorian region are also described.

The monograph is intended for a wide range of geologists and graduate students interested in geology and tectonics of the mainland and adjacent sea area of the northeastern part of the European North.

© Геологический институт РАН, 2012

© ОАО Морская арктическая геологоразведочная экспедиция, 2012

© Коллектив авторов, 2012



# СОДЕРЖАНИЕ

<b>Введение</b> .....	7
<b>I. Общее тектоническое районирование и принципы построения Легенды</b> .....	9
<b>II. Структуры земной коры севера Восточно-Европейской платформы</b> .....	12
II.1. Балтийский щит .....	12
1.1. Карельский массив .....	12
1.2. Кольский массив .....	13
1.3. Беломорский подвижный пояс .....	16
1.4. Проторифовые палеопротерозойские пояса .....	21
II.2. Плитная часть Восточно-Европейской платформы (Русская плита) .....	24
2.1. Палеорифтовая система Белого моря .....	24
2.1.1. Строение палеорифтовых зон .....	25
2.1.2. Литолого-стратиграфическая характеристика грабенного выполнения рифтовой системы Белого моря .....	40
2.2. Мезенская синеклиза .....	42
2.3. Перикратонная область Восточно-Европейской платформы .....	45
<b>III. Структуры земной коры Западно-Арктической платформы</b> .....	50
III.1. Свальбардская (Баренцевоморская) плита .....	50
III.2. Тимано-Печорская плита .....	53
III.3. Канинско-Тиманский складчатый пояс .....	55
<b>IV. Внутриплитный магматизм Беломорского региона</b> .....	57
IV.1. Рифейско-вендский этап магматизма .....	57
IV.2. Среднепалеозойский этап магматизма .....	60
IV.3. Зональность проявлений среднепалеозойского магматизма Беломорского региона .....	65
<b>V. Современная тектоника Беломорского региона</b> .....	69
<b>VI. Основные этапы тектонического развития Беломорского региона</b> .....	79
VI.1. Архейский этап .....	79
VI.2. Палеопротерозойский этап .....	80
VI.3. Рифей-ранневендский этап .....	82
VI.4. Поздневендский-кембрийский этап .....	86
VI.5. Среднепалеозойский этап .....	86
VI.6. Позднекайнозойский (современный) этап .....	88
<b>Заключение</b> .....	91
<b>Литература</b> .....	96

# CONTENTS

Introduction.....	7
<b>I. General tectonic zoning and principle of legend designing .....</b>	<b>9</b>
<b>II. Earth crust structures in the northern part of the East European platform .....</b>	<b>12</b>
II.I. Baltic shield.....	12
1.1. Karelian massif.....	12
1.2. Kola massif .....	13
1.3. Belomorian mobile belt.....	16
1.4. Protorift Paleoproterozoic belts.....	21
II.2. Plate-related part of the East European platform (Russian plate) .....	24
2.1. Paleorift system of the White Sea .....	24
2.1.1. Structure of paleorift zones.....	25
2.1.2. Lithologo-stratigraphic characteristics of the graben filling in the rift system of the White Sea .....	40
2.2. Mezen syncline .....	42
2.3. Pericratonic area of the East European platform.....	45
<b>III. Earth crust structures in the West-Arctic platform.....</b>	<b>50</b>
III.1. Svalbard (Barents Sea) plate .....	50
III.2. Timan-Pechora plate .....	53
III.3. Kanin-Timanfoldbelt.....	55
<b>IV. Intraplate magmatism of the Belomorian region .....</b>	<b>57</b>
IV.1. Riphean-Vendian stage of magmatism .....	57
IV.2. Middle Paleozoic stage of magmatism .....	60
IV.3. Zonal occurrence of Middle Paleozoic magmatism in the Belomorian region .....	65
<b>V. Recent tectonics of the Belomorian region.....</b>	<b>69</b>
<b>VI. Main stages in the tectonic evolution of the Belomorian region .....</b>	<b>79</b>
VI.1. Archean stage.....	79
VI.2. Paleoproterozoic stage .....	80
VI.3. Riphean-Early Vendian stage .....	82
VI.4. Late Vendian-Cambrian stage.....	86
VI.5. Middle Paleozoic stage .....	86
VI.6. Late Cenozoic (recent) stage.....	88
<b>Conclusion .....</b>	<b>91</b>
<b>References .....</b>	<b>96</b>

## ВВЕДЕНИЕ

Регион, строение которого отображено на «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» в масштабе 1:1 500 000 и описанию которого посвящена данная работа, расположен на севере Европейской части России. Белое море является здесь центральным и ключевым объектом исследований, в связи с чем эта территория, куда входит и прилегающая к морской акватории суша, носит название Беломорье или Беломорский регион.

Само Белое море представляет собой сравнительно небольшое по площади (около 90 тыс. кв. км) эпиконтинентальное внутреннее море полузамкнутого типа, связанное проливом с Северным Ледовитым океаном. Оно делится на три части: северную, среднюю и южную. Северная, названная Воронкой Белого моря, имеет очертания воронки, открытой частью обращенной к Баренцеву морю, а вершиной – к устью р. Мезени, где образует Мезенскую губу. Южная часть моря вместе с Кандалакшским заливом, Двинской и Онежскими губами называется Бассейном. Эта полуизолированная часть является самой обширной и глубоководной (максимальная глубина 343 м) акваторией. Северная и южная части моря соединяются между собой сравнительно узким (45–65 км) проливом – Горлом Белого моря. Северная часть наиболее мелководная, лишь на севере Воронки глубины местами достигают 60–70 м, а средние глубины в Горле колеблются около 30–50 м.

Несмотря на то, что Белое море является единственным полностью внутренним морем России, геологическая изученность дна его акватории до последнего времени оставалась весьма слабой, и только в последние годы в бассейне Белого моря были выполнены комплексные геофизические исследования [Казанин и др., 2006; Журавлев, 2007]. Результаты этих и других работ последних лет, выполненных на территории Беломорья, значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры этого региона. В связи с этим в Геологическом институте РАН совместно с ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (МАГЭ) коллективом авторов была составлена «Тектониче-

ская карта Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1 500 000. Главная цель, которую ставил перед собой авторский коллектив, это синтезировать все новейшие данные по тектонике Беломорского региона, включая данные комплексных геолого-геофизических исследований в акватории Белого моря, проведенных ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (МАГЭ) в последние годы, и новые данные наземных исследований. Основная задача, которая решалась при составлении «Тектонической карты...», – это показать единство структур консолидированной земной коры в пределах бассейнов Белого и южной окраины Баренцева морей и прилегающей к ним суши.

Карта охватывает довольно обширный регион, именуемый «Беломорским», куда вошли следующие крупные структурные элементы: 1) восточная часть Балтийского щита, включающая Кольский полуостров и Северную Карелию; 2) западная часть Мезенской синеклизы; 3) палеорифтовая система Белого моря; 4) Кольско-Канинская моноклираль; 5) северо-западная часть Тиманского складчатого сооружения и примыкающая к ней часть Тимано-Печорской плиты; 6) южная окраина Свальбардской плиты. На севере карта доходит до 70 параллели, на юге ограничена 63 параллелью, с запада и с востока площадь карты ограничена примерно 30 и 40 меридианами соответственно. Эта карта фактически завершает создание серии тектонических карт окраинных и внутренних морей России, изданных в период 1996–2003 гг. Институтом литосферы окраинных и внутренних морей РАН под редакцией В.Е. Хаина и Н.А. Богданова.

При составлении «Тектонической карты Белого моря...» были использованы следующие материалы:

1. В пределах акватории Белого и южной части Баренцева морей – данные морских комплексных геофизических исследований: МОВ ОГТ, гравиметрии, магнитометрии, непрерывного сейсмоакустического профилирования (ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» МАГЭ) и ГСЗ (ГНПП «Севморгео»);

# I. ОБЩЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ ЛЕГЕНДЫ

Площадь карты охватывает северо-восточный сегмент Восточно-Европейской платформы и примыкающую к ней с северо-востока южную часть Баренцево-морского шельфа. Акватория Белого моря расположена в этом сегменте платформы на восточном склоне Балтийского щита, перекрытого осадочным чехлом. Чехол представлен рифейскими, верхневендскими, верхнепалеозойскими породами и четвертичными отложениями, выполняющими Мезенскую синеклизу.

Поскольку формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность и связано с древними структурами фундамента, то на карте в первую очередь отображены именно эти структурные элементы консолидированной коры. В связи с этим тектоника Балтийского щита представлена в несколько упрощенном варианте без детализации, которая привела бы к перегрузке карты. Акватория Белого моря частично перекрывает непосредственно раннедокембрийские образования щита, частично – плитную часть платформы, но ее конфигурация и рельеф морского дна контролируются большей частью реактивацией древних разломов и палеорифтовых структур на неотектоническом этапе. Эти рифтовые структуры заложились в фундаменте Восточно-Европейской платформы в среднем рифее, пережили активизацию в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда образовался современный бассейн Белого моря. Поэтому главным принципом составления Тектонической карты, выраженным в ее легенде, является выделение основных структурных элементов консолидированной коры Беломорского региона в их возрастной последовательности, отражающей тектоническую эволюцию литосферы северной окраины Восточно-Европейской платформы.

Западную часть площади карты занимает Карело-Кольская провинция Балтийского щита, представляющая собой выходящий на поверхность кристаллический фундамент платформы раннедокембрийской консолидации. В пределах этой части щита выделены Кольский и Карель-

ский массивы и разделяющий их Лапландско-Беломорский гранулитогнейсовый подвижный пояс (рис. 1). Карельский массив – это типичная гранит-зеленокаменная область, сложенная на 80 % породами серии ТТГ (серыми гнейсами) и зеленокаменных поясов. На них с угловым несогласием залегают образования карелия. ТТГ формация этой провинции была образована в период 3,2–2,7 млрд лет, но большая часть формации имеет возраст 2,93–2,83 млрд лет [Баянова и др., 2002]. Важным компонентом Карельского массива являются зеленокаменные пояса, однообразные с ТТГ.

Кольский массив сложен преимущественно архейскими образованиями, метаморфизованными в гранулитовой фации умеренных давлений (кольский тип) [Другова и др., 1972]. Формация ТТГ здесь также развита, но для ее пород характерен более древний возраст (3,0 млрд лет), чем возраст гранулитов [Баянова, 2002]. В Кольском массиве также известны зеленокаменные пояса, но степень их тектонической переработки выше, чем в Карелии. В пределах Кольского массива в северо-восточной его части выделен Мурманский блок, сложенный архейскими плагио- и плагиомикроклиновыми гранитоидами. Внутренняя структура Мурманского блока характеризуется преобладанием гранитоидных куполов и гранитогнейсовых овалов, осложненных системой серповидных и прямолинейных разломов.

С северо-востока Мурманский блок ограничен разломом Карпинского, по которому кристаллический фундамент опущен в сторону моря и ступенчато погружается под осадочный чехол Кольской моноклинали. С юго-запада Мурманский блок ограничен Титовско-Поросозерской шовной зоной, по которой он надвинут на Центрально-кольский блок.

Лапландско-Беломорский гранулитогнейсовый подвижный пояс расположен между Карельским и Кольским массивами и принципиально отличается от окружающих его образований.

В его строении принимают участие две структуры: Лапландский и Беломорский пояса, эволюция которых во многом различна, но их объединяет то, что протолиты этих структур долгое



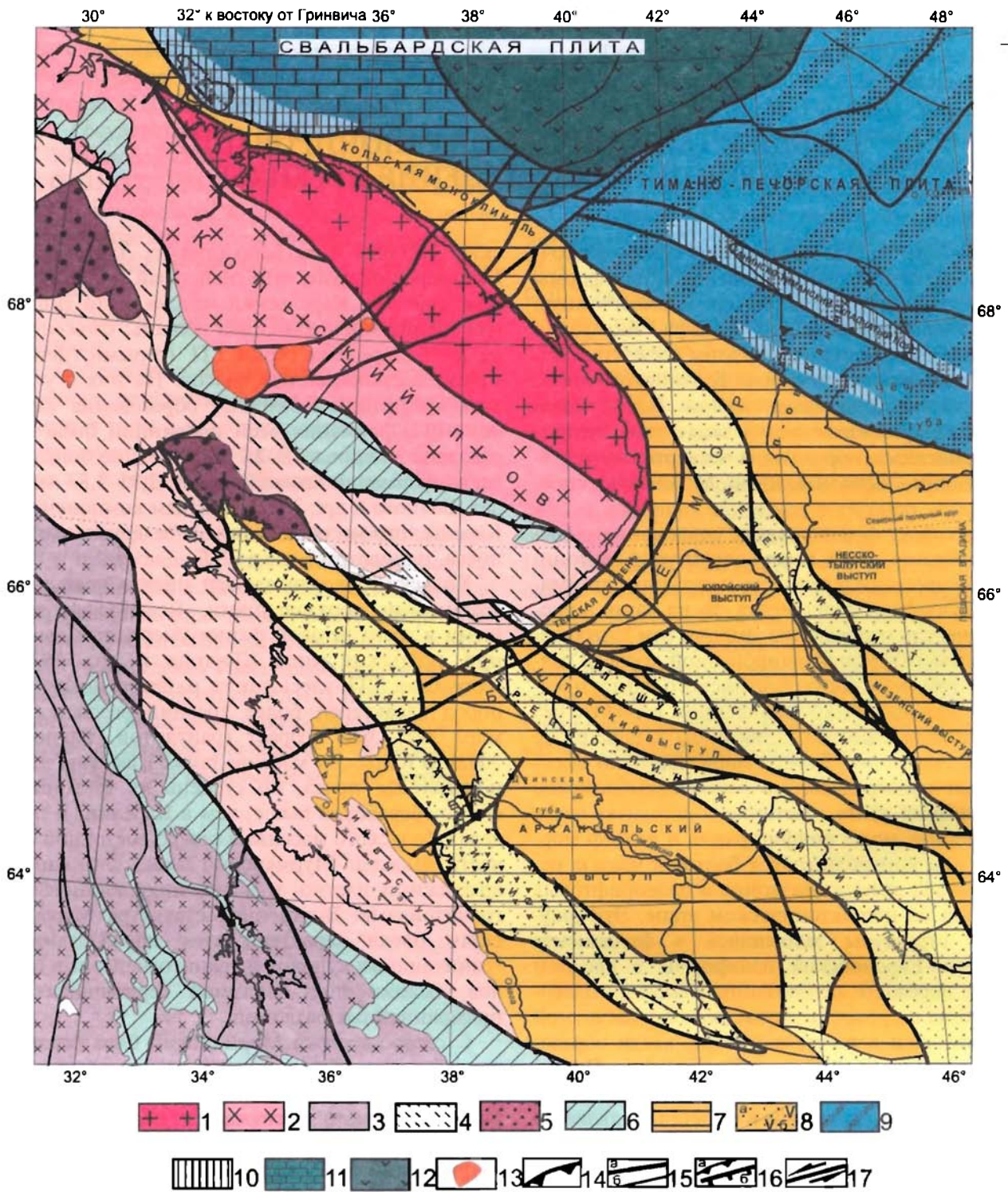


Рис. 1. Схема тектонического районирования Беломорского региона.

Восточно-Европейский кратон. Балтийский щит (1-6): 1-2 – Кольский массив неархейской консолидации: 1 – Мурманский блок, 2 – Центрально-Кольский блок; 3 – Карельский массив неархейской консолидации; 4-5 – Лапландско-Беломорский подвижный пояс палеопротерозойской консолидации: 4 – Беломорский пояс, 5 – Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс; 6 – проторифтогенные палеопротерозойские пояса; 7 – плитная часть кратона (Мезенская синеклиза); 8 – рифтогенные грабены, выполненные терригенными (а) и вулканогенно-осадочными (б) образованиями рифея. Западно-Арктическая платформа (9-12): 9-10 – Тимано-Печорская плита: 9 – с фундаментом байкальской консолидации, 10 – складчатые рифейско-вендские образования; 11-12 – Свальбардская плита: 11 – с фундаментом гренвилльской консолидации, 12 – Южная впадина Восточно-Баренцевого рифтогенного трога; 13 – проявления среднепалеозойского магматизма (массивы ультраосновного-щелочного комплекса, 380-360 млн лет); 14 – конвергентная граница литосферных плит; 15-17 – разломы: 15 – а) разломные зоны, ограничивающие крупные структуры земной коры, б) прочие разломы; 16 – а) взбросы, надвиги, б) сбросы; 17 – сдвиги



время находились на глубине в зоне пластических деформаций и вышли к поверхности почти одновременно. Большая часть протолита Беломорского пояса образовалась 2,9–2,7 млрд лет, т.е. синхронно с гранит-зеленокаменным комплексом Карело-Кольской провинции, однако к поверхности они были выведены значительно позже – в период 1,9–1,75 млрд лет.

Образования карельской формации (2,6–1,7 млрд лет) в пределах щита слагают изолированные пояса, которые сконцентрированы в двух главных ветвях карелид. Это Печенга-Имандра-Варзугская-Усть-Понойская ветвь трогов в пределах Кольского массива и Восточно-Карельская структура, состоящая из разобщенных трогов, выполненных породами вулканогенно-осадочной формации, в состав которой входят коматиит-базальтовая и риолитовая ассоциации. Они формируют проторифтогенные палеопротерозойские пояса.

Плитная часть Восточно-Европейского кратона (Русская плита) представлена северо-западным фрагментом Мезенской синеклизы, основание которой выражено на карте изогипсами рельефа кристаллического фундамента от 0 до -8 км и глубже, где градиентными зонами выделяются разломные ограничения рифтогенных желобов. Впадины выполнены синрифтовым комплексом терригенных и вулканогенно-осадочных образований среднего-позднего рифея, местами обнажающихся по краю щита (Терский берег, п-ов Средний, о. Кильдин). Здесь выделяют четыре субпараллельных палеорифта северо-западного простирания (с юго-запада на северо-восток): Онежско-Кандалакшский, Керещко-Пинежский, Чапома-Лешуконский и Мезенский, разделенные выступами кристаллического фундамента – Архангельским, Товским и Кулойским с Мезенским. В основном все рифейские образования перекрыты либо венд-палеозойским платформенным чехлом (Мезенская синеклиза), либо водами современных бассейнов Белого и Баренцева морей.

С северо-востока к границе Восточно-Европейского кратона по линеamentу Трольфиорд-Рыбачий-Канин примыкает Западно-Арктическая платформа, состоящая в свою очередь из двух плит – Баренцевской (Свальбардской) и Тимано-Печорской. Эта трансрегиональная граница представляет собой конвергентный шов, проявленный взбросом на п-ове Рыбачий, а в пределах баренцевоморской акватории прослеживающийся в потенциальных гравимагнитных полях в юго-восточном направлении, где переходит в Западно-Тиманский глубинный раз-

лом, по которому тиманиды надвинуты на край Восточно-Европейской платформы. Тимано-Печорская плита с байкальским складчатым фундаментом, выступающим на поверхность в Канинском горсте, расположена в северо-восточном углу карты. Примыкающая к ней с северо-запада Свальбардская плита сформировалась на гетерогенном основании, в состав которого входят как блоки гренвильского фундамента, так и, возможно, байкальского [Шипилов и др., 2008]. В пределах Свальбардской плиты в качестве структуры второго порядка выделяется Южно-Баренцевская впадина. На карте показана южная часть впадины, предположительно образовавшейся над рифтом. Структура мощного осадочного чехла южной части Западно-Арктической платформы, включающего палеозойские и мезозойские отложения и представляющего особый интерес в связи с его нефтегазоносностью, изображена в изолиниях глубин залегания фундамента и кровли осадков волжского (титонского) яруса.

Особыми знаками на карте выделены проявления внутриплитного основного рифей-вендского магматизма, генетически и пространственно связанного с процессами рифтогенеза, и щелочного магматизма, связанного со среднепалеозойской активизацией палеорифтовых структур.

Неотектоническая (современная) активизация территории Беломорья отражена на карте системой активизированных разломов, которые отчетливо выражены в рельефе дна бассейнов Белого и Баренцева морей, в очертаниях береговых линий, а также в ландшафтных элементах сухопутной части территории. Наложеной цветной штриховкой обозначены тектонические впадины, испытывающие погружение в настоящее время. Для того, чтобы подчеркнуть современную тектоническую активность территории Беломорья, на карту вынесены эпицентры землетрясений, разделенные по интенсивности на две группы – более 3-х баллов и менее 3-х баллов.

К карте прилагается глубинный геолого-геофизический разрез земной коры Беломорского региона, построенный на основе сейсмических профилей 4В, пересекающего в широтном направлении Карельский массив, и ЗАР, проложенного в северо-восточном направлении в пределах акватории Белого моря от Соловецкого архипелага через пролив Горло до полуострова Канин. Разрез фактически пересекает вкрест простирания основные структуры земной коры Беломорского региона.

## II. СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

### II.1. Балтийский щит

Балтийский щит занимает значительную часть площади карты, где он выступает в роли жесткой глыбы среди позднедокембрийских и фанерозойских образований. Его слагают тектонические комплексы, которые, продолжаясь на территорию плитной части платформы, во многом предопределяли и эволюцию чехла. На территории Балтийского щита выделяются три геоструктурные провинции, различающиеся по времени и условиям формирования: Карело-Кольская, Свекофеннская и Дальсландская. Так как в пределах тектонической карты Балтийский щит представлен комплексами Карело-Кольской провинции, то дальнейшее описание будет посвящено только им.

Тектоно-магматическая активность этого домена фиксируется по крайней мере с середины архея до конца палеопротерозоя, то есть в интервале 3,3–1,7 млрд лет. Выразилась она в формировании нескольких генераций архейских тоналит-трондземит-гранодиоритовых (ТТГ) ассоциаций и зеленокаменных поясов [Чекулаев и др., 1997], а также в накоплении палеопротерозойских образований Карельского цикла (2,6–1,7 млрд лет), включающих рифтовые, островодужные, океанические (?) и протоплатформенные комплексы, разнообразные интрузии [Магматизм., 1995]. Рубежом завершения этой активности можно считать время формирования постскладчатых интрузий 1,8–1,7 млрд лет, широко развитых на этой территории. Это граниты Лицко-Арагубского и Стрельнинского комплекса, а также лампрофиры, лампроиты, щелочные габбро, преимущественно приуроченные к Лапландско-Беломорскому подвижному поясу. Хотя и позже в этом регионе отмечались магматические проявления (рапакиви в позднем протерозое и щелочные интрузии в палеозое), но они не сопровождались региональными метаморфическими событиями. В пределах этой провинции выделяется две субпровинции или массива – Карельский и Кольский – и расположенный между ними Лапландско-Беломорский подвижный пояс (ЛБПП) (см. рис. 1).

### 1.1. Карельский массив

Карельский массив в рамках карты представлен только своей восточной частью. Это типичная для архея гранит-зеленокаменная область, которая на 80 % сложена породами ТТГ формации (серыми гнейсами) и супракрустальными породами архейских зеленокаменных поясов. На архейском фундаменте с угловым несогласием залегают палеопротерозойские образования карельской формации.

Формирование гранито-гнейсов ТТГ серии происходило в период 3,2–2,7 млрд лет. Эти лейкократовые породы (66–79 %  $\text{SiO}_2$ ) обогащены глиноземом ( $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ ) с преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  и обеднены Rb, Ba, Nb, Zr, Ti. Все они имеют фракционированное распределение РЗЭ, а геохимические особенности позволяют связывать их происхождение с плавлением метаморфизованных гранатсодержащих основных пород или с повторным плавлением более ранних пород этой серии (Чекулаев и др., 1997). Детали этих процессов (плавления, магматического замещения, гранитизации) остаются спорными.

В период 3,2–3,1 млрд лет были сформированы «сиалические ядра» – наиболее древние структуры щита. Это Водлозерский блок и отдельные глыбы в Финляндии, но большая часть формации ТТГ была сформирована в период 3,0–2,83 млрд лет.

Другим компонентом Карельского массива являются архейские зеленокаменные пояса, разновозрастные с ТТГ серией. Они представлены узкими клинообразными синформами, размером от первых сотен метров до первых десятков километров. Вулканисты, слагающие большую часть разреза этих поясов, часто имеют деплетированный мантийный источник и в основном представлены толеитовыми базальтами и коматититами [Вревский др., 2003]. Более редкие андезиты встречаются в ряде зеленокаменных поясов, приуроченных к границам доменов с различным возрастом ТТГ формации. Так, в СЗ части Водлозерского блока выделяется Остерский зеленокаменный пояс, значительная часть которого сложена андезитами [Чекулаев и др., 2003]. Карельский массив не столь однороден, как его

представляли ранее, и в его пределах выделяются как отдельные разновозрастные структуры, так и кольцевые структуры, к ядерным частям которых приурочены ареалы развития гранулитовых ассоциаций с возрастом 2,7–2,65 млрд лет [Лобач-Жученко и др., 1974]. Их формирование связывается с термальным прогревом, за счет чего произошел метаморфизм и структурная перестройка с формированием куполов, в которых центральные части с новообразованными гранулитовыми ассоциациями подверглись процессам тектонического расслаивания с формированием субгоризонтальных структур. Представления о тектонике Карельского массива всё время менялись. Первоначально на его площади выделялась так называемая карельская складчатая зона или «геосинклиналь», которая противопоставлялась Беломорскому срединному массиву [Шуркин и др., 1962]. Затем Карельский массив, наоборот, стал рассматриваться как жесткая глыба по сравнению с Беломорским подвижным поясом.

Однако в последние годы представлениям о «жесткости» Карельского массива стали противопоставляться идеи объемной подвижности земной коры массива [Леонов, Колодяжный, 2002]. М.Г. Леоновым (2008) детально рассмотрены различные структурно-тектонические ансамбли, развитые на территории Карельского массива: зоны сплющивания и нагнетания, зоны осепродольного течения, оттока и диссипативного сдвига. Являясь сложными структурными парагенезами, все они располагаются закономерно относительно друг друга и образуют единый парагенетический ансамбль первого порядка, характеризующий внутреннюю структуру и кинематику Карельского массива (рис. 2.1). Этот ансамбль отвечает объемному сдвиговому течению, происходившему в режимах транспрессии и транстенсии со сдвиго-надвиговой кинематикой [Леонов М., 2008]. Как считает большинство исследователей, основной структурный план массива был сформирован к концу раннего протерозоя в результате свеко-карельского (или карельского) тектогенеза в интервале 1,8–1,7 млрд лет.

На глубинное строение земной коры Карельского массива не существует единой точки зрения. По известному сейсмическому профилю 4В разными авторами созданы несколько интерпретационных моделей строения земной коры [Глубинное строение..., 2001; Колодяжный, 2006; Слабунов и др., 2010], в которых горизонтальное расчленение последней различается как в отношении мощностей каждого слоя, так и в их количестве. Земная кора западной части сухопутно-

го участка профиля (находящаяся за пределами карты) отличается более однородным сейсмографическим разрезом с плавными пологими границами. На профиле МОВ-ОГТ она имеет здесь четко выраженное слоистое трехчленное строение: верхняя, средняя и нижняя кора. Эта часть профиля представляет собой устойчивую архейскую континентальную кору.

Кора восточной части сухопутного участка профиля имеет другое строение (см. разрез на карте). Здесь отсутствует четкое слоистое строение. Верхняя часть разреза ОГТ состоит из наклоненных полого на восток внутрикоровых границ, постепенно выклинивается контрастная нижняя кора и сменяется однородной. Эта часть профиля соответствует зоне надвига, по которому комплексы Беломорской провинции надвинуты на образования Карельского кратона.

По данным ГСЗ, скоростная модель земной коры с глубиной изменяется слабо. В верхней ее части до глубины 5 км скорость нарастает от 5,9 до 6,3 км/с, затем наблюдается зона инверсии скорости [Глубинное строение..., 2004]. Глубина до подошвы инверсионной зоны, до границы К1, изменяется вдоль сухопутного участка профиля от 16 км на западе до 10 км на востоке. Скорость под указанной зоной также изменяется от 6,5 км/с на западе до 6,3 км/с на востоке. На глубине 30 км выделена граница К2 с предполагаемым скачком скорости от 6,7 до 6,8 км/с. В низах коры скорость увеличивается до 7,0 км/с. Граница М прослежена как отражающий горизонт со скачком скорости на ней от 7,0 до 8,0 км/с. Мощность коры – 40 км, она практически не меняется вдоль всего сухопутного участка профиля.

## 1.2. Кольский массив

Кольский массив имеет гетерогенное строение и в его пределах выделяется несколько архейских структур, которые в современной литературе часто называют террейнами [Балаганский и др., 1998]. Это Мурманский и Центрально-Кольский блоки, массив Инари, Кейвский синклинорий. Мурманский блок сложен массивными гранитоидами. На большей части Мурманского блока встречаются породы с признаками гранулитового метаморфизма. Это эндербит-чарнокитовые более или менее массивные породы, слагающие участки среди гранито-гнейсов ТТГ формации. Кроме этого встречаются и основные кристаллосланцы, слагающие небольшие скиалиты как среди гранито-гнейсов, так и среди чарно-



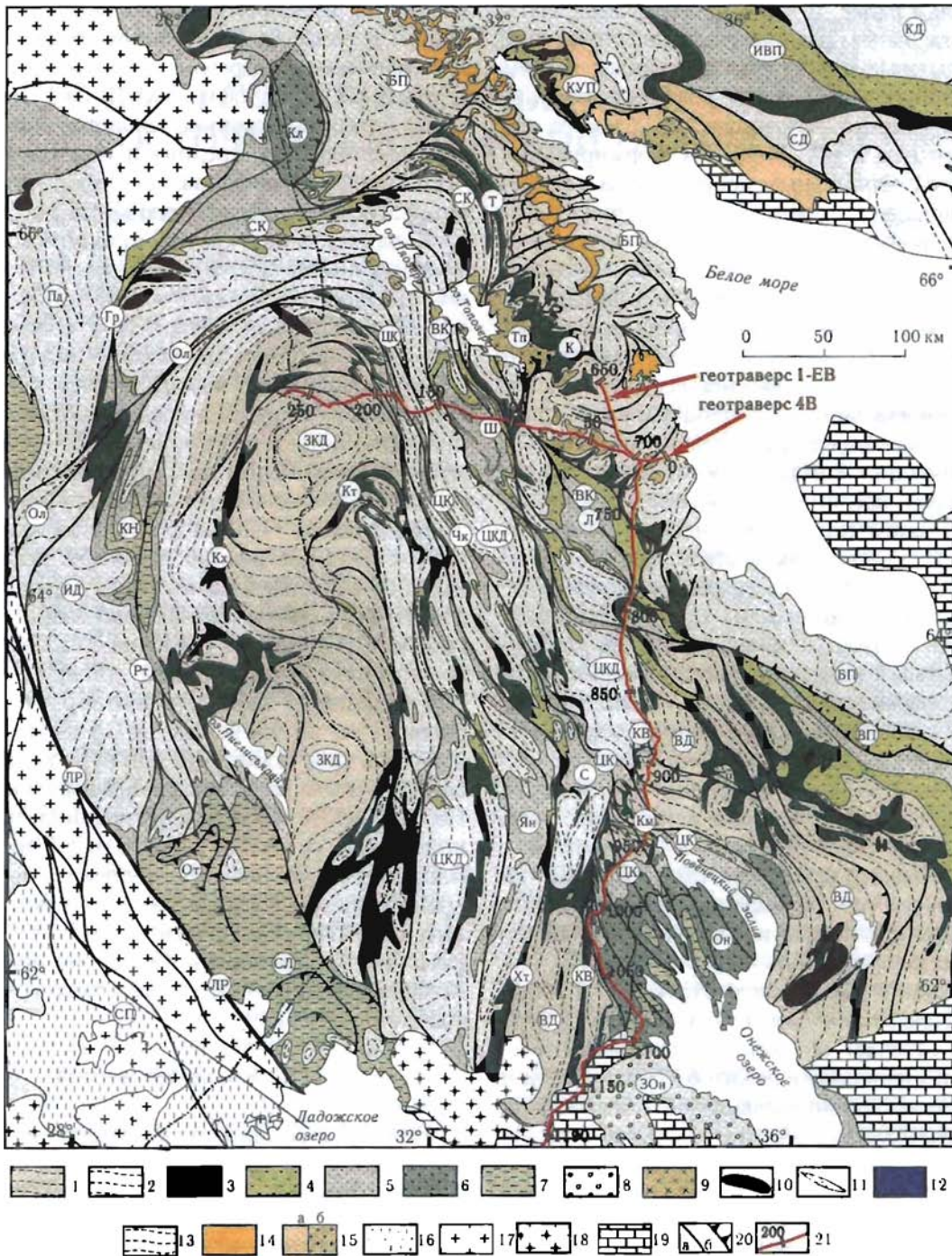


Рис. 2.1. Схема геологического строения Карельского массива и его обрамления (по С.Ю. Колодяжному, 2006).

1-12 – комплексы Карельского массива: 1, 2 – гнейсограниты комплекса основания с возрастом более 3 млрд лет (1) и менее 3 млрд лет (2); 3 – лопийские зеленокаменные пояса: 4–8 – палеопротерозойские вулканогенно-осадочные комплексы: 4 – андезит-базальты сумия и конгломераты сариолия, 5 – осадочные породы и трапповые базальты ятулия, 6 – сланцы, базальты людиковия, 7 – флишеидные осадки калевия, 8 – молласоидные осадки вепсия, 9, 10 – интрузии сумийского возраста: гранитоиды (9) и расслоенные мафит-ультрамафитовые массивы (10), 11 – мафит-ультрамафитовые тела (ятулий-людиковий?); 12 – щелочные габброиды; 13-15 – комплексы Беломорско-Лапландского пояса: 13 – амфиболито-гнейсовые ассоциации, 14 – глиноземистые гнейсы, 15 – гранулиты (а) и граниты (б); 16, 17 – комплексы Свекофеннического пояса: 16 – вулканогенно-осадочные образования, 17 – гранитоиды; 18 – анорогенные граниты рапакиви; 19 – отложения рифейско-фанерозойского чехла; 20 – зоны вязких нарушений с сдвиговой (а) и взбросо-надвиговой (б) кинематикой. 21 – линии геотраверсов (сейсмопрофилей) 1-ЕВ и 4В

эндербитов. В восточной части Мурманского блока, а также в Пурначском блоке гранулиты не обнаружены и они сложены однообразными гранито-гнейсами ТТГ формации. Глубинное строение этого блока изучено сейсморазведкой только на северо-западе и севере – на Кольско-Канинской моноклинали, где поверхность М выделена на глубине 38–40 км, а мощность верхней коры составляет 16–20 км [Строение литосферы..., 2005; Государственная геологическая..., 2000]. Судя по геофизическим данным, его структуры на востоке слагают фундамент Понойского перикратонного прогиба, выделенного в Воронке Белого моря, и, возможно, служат основанием складчатых сооружений Лудоватомысского и Канинского валов.

Центрально-Кольский блок имеет чрезвычайно сложное строение. В его пределах выделяется множество овальных или куполоподобных структур, сложенных гранито-гнейсами, а пространство между ними выполнено полосчатыми комплексами, в которых важную роль играют железистые кварциты и высокоглиноземистые гнейсы, метаморфизованные в гранулитовой фации умеренных давлений (Кольский тип гранулитов) [Другова и др., 1972]. Формация ТТГ (ядерные структуры) имеет более древние возраста: (3,0 млрд лет), чем гранулиты [Баянова и др., 2002]. Стратиграфия и тектоника Кольского блока остаются во многом дискуссионными. Прежде всего это касается железистых кварцитов, в отношении генезиса которых не утихают споры более 50 лет. По одной схеме это метаморфизованные вулканогенно-хемогенные осадки, слагающие структуры типа зеленокаменных поясов в обрамлении гранито-гнейсовых куполов, а по другой это метасоматиты – базификаты зон гранитизации и, соответственно, они маркируют тектонические зоны [Горяинов, 1998]. Эта область характеризуется пониженной мощностью земной коры – 36–38 км (рис. 2.2). Мощность верхней коры минимальна в восточной части Кольского блока и в районе Горла Белого моря (10–12 км). Такая характеристика глубинного строения в значительной мере условна, поскольку в восточной части Кольского полуострова надежные данные глубинной сейсморазведки имеются только по профилю ГСЗ – Кварц (Мурманск-Кызыл) [Егоркин, 1991].

Вдоль контакта Центрально-Кольского и Мурманского блоков, известного в литературе как тектоническая зона *Колмозеро-Воронья* или *Титовско-Поросозерская шовная зона*, выделяется полоса архейских зеленокаменных

поясов. Степень их переработки значительно выше, чем в Карелии. Наиболее детально изучен Урагубский зеленокаменный пояс, в котором впервые для Кольского полуострова были описаны архейские коматиитовые разрезы с возрастом 2.9–2.8 млрд лет. [Смолюкин, 1992]. В их составе выделяются коматиит-толеитовая, базальт-андезит-дацитовая и две терригенные ассоциации. Все они имеют тектонические контакты и совмещены друг с другом в процессе неоархейской коллизии [Минц и др., 1996].

В центральной части Кольского полуострова в пределах Центрально-Кольского блока расположена Кейвская структура, сложенная позднеархейскими вулканитами. Преимущественно кислый состав вулканитов и чашеподобная форма этой структуры в корне отличаются от большинства карельских щелевидных зеленокаменных поясов, заполненных лавами основного-ультраосновного состава, но по возрасту (2,85 млрд лет), составу, характеру метаморфизма слагающих пород эта структура, безусловно, может быть отнесена к типу архейских зеленокаменных поясов.

К границам Кейвской структуры приурочены массивы щелочных гранитов, генезис которых весьма дискуссионен: магматический, метасоматический или метаморфический (металантеллериты) [Батиева, 1976; Сидоренко, Ожогин, 1968; Минц и др., 1996]. Это одна из крупнейших в мире провинций подобных пород. Ранее они считались протерозойскими или даже палеозойскими, но в последние годы по ним получены архейские возраста [Баянова и др., 2002]. Данные граниты явились предвестниками щелочного магматизма, проявившегося в гигантских объемах в конце палеопротерозоя и особенно в палеозое. Насыщенность разреза осадочных толщ породами базитового состава и регионального метаморфизма повышенного давления должны были отразиться на общем повышении плотности пород Кейвской структуры. Однако к структуре приурочен крупный минимум силы тяжести. Уровень гравитационного поля здесь ниже, чем в соседних блоках, примерно на 40 мГал. Это свидетельствует о том, что в районе Кейвского синклинория земная кора и/или ее менее плотный верхний «гранито-гнейсовый» слой должны быть значительно (на 5–10 км) мощнее, чем в среднем отмечено для Кольского геоблока. На сейсмогеологическом разрезе по профилю, пересекающему структуры Кейвского синклинория, граница М предполагается на глубине 30 км, что вряд ли возможно,



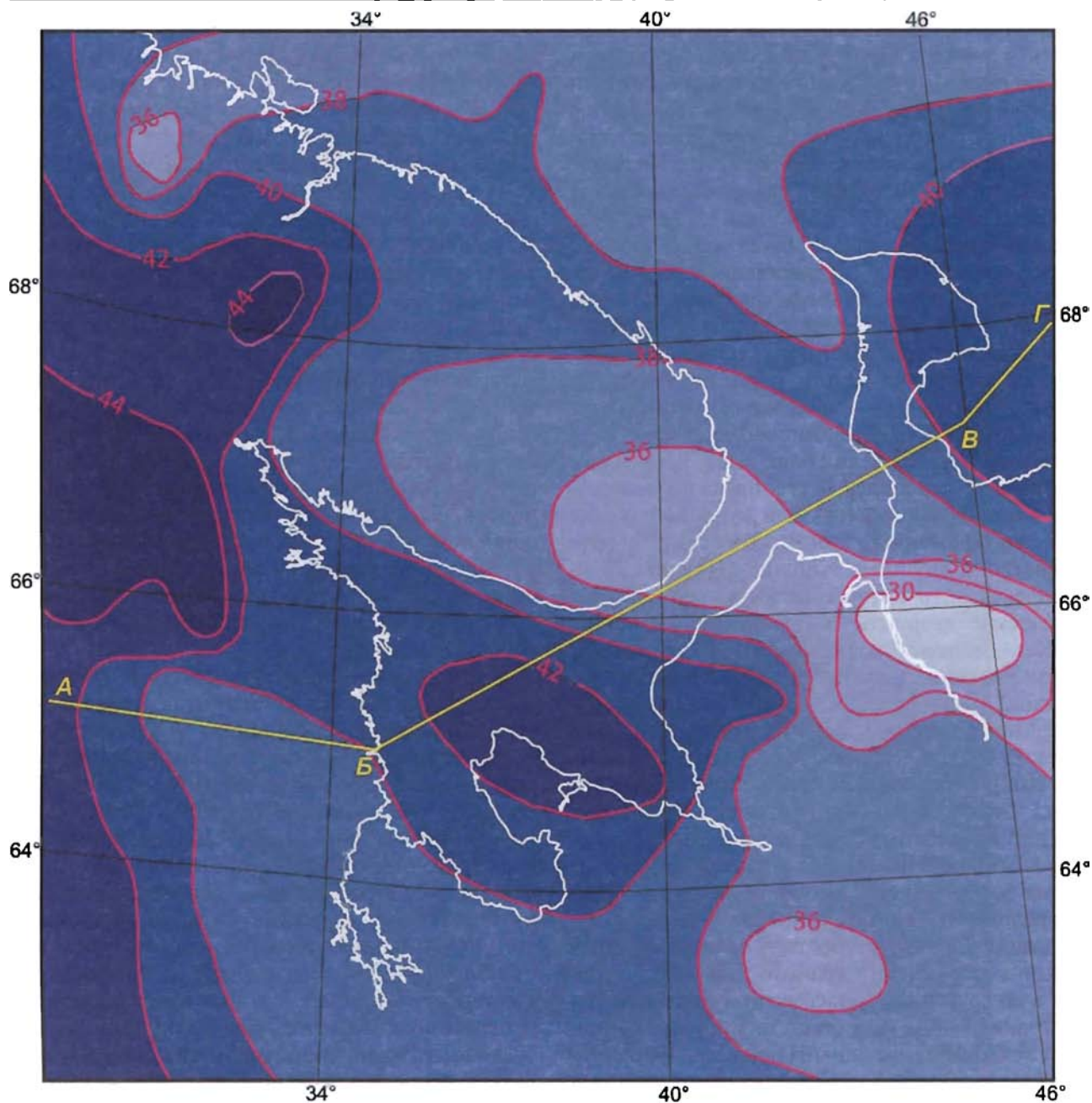


Рис. 2.2. Схема рельефа поверхности Мохы Беломорского региона (по Н.В. Шарову [Слабунов и др., 2010]). Линия АБВГ – линия геолого-геофизического разреза земной коры, представленного на Тектонической карте

учитывая положение синклиория в пределах Балтийского щита и характер аномалий гравитационного поля (рис. 2.3). Разрез, построенный по данным МОВ, не разрешает данную проблему из-за малой глубинности исследований. Мощность верхней коры для Кейвской структурной зоны оценивалась методом трехмерного сейсмоплотностного моделирования и составляет 5–7 км [Строение литосферы..., 1992]. В этом случае поверхность Мохоровичича должна находиться на глубине не менее 40 км.

### 1.3. Лапландско-Беломорский подвижный пояс

Лапландско-Беломорский подвижный пояс (ЛБПП) расположен между Карельским и Кольским массивами (см. рис. 1) и принципиально отличается по многим признакам от слагающих их архейских и палеопротерозойских комплексов пород. Среди пород ЛБПП неизвестно образований с достоверными реликтами вулканогенно-осадочной природы, а это значит,

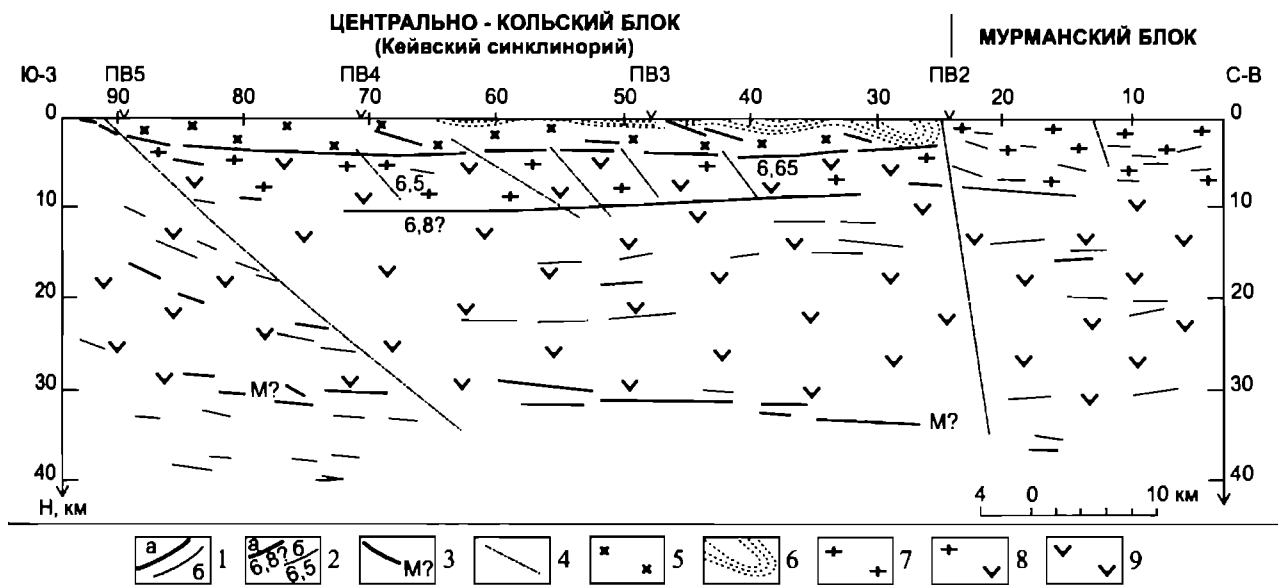


Рис. 2.3. Сейсмогеологический разрез по профилю Кейвы (по материалам: Литвиненко И.В. и др.). Местоположение профиля см. на рис. 2.5.

Сейсмические границы: 1 – отражающие, а) соответствующие интенсивным волнам, б) волнам с малой амплитудой записи; 2 – а) возможно, преломляющие со значениями граничной скорости (в км/с), б) преломляющие; 3 – предполагаемая поверхность М; 4 – предполагаемые глубинные разломы; 5 – щелочные граниты; 6 – гнейсы, сланцы кейвской серии; 7 – гнейсы, граниты, гранито-гнейсы кольской серии; 8 – слой со скоростью упругих волн около 6,3 км/с, а в верхней части – 6,50–6,65 км/с; 9 – слой со скоростью упругих волн более 6,6 км/с

что или породы были столь изменены, что полностью утратили все признаки поверхностного происхождения, или они изначально были образованы в результате процессов андерплейтинга, то есть никогда до этого не были на поверхности.

В строении ЛБПП принимают участие две структуры: Лапландский и Беломорский пояса, эволюция которых во многом различна, но их объединяет то, что они долгое время находились на глубине в зоне пластичных деформаций и вышли к поверхности почти одновременно на рубеже 1,75–1,7 млрд лет после того, как значительная часть палеопротерозойских комплексов Свеккофеннской и Карело-Кольской провинций была уже образована.

Беломорский пояс сложен преимущественно породами одноименного комплекса, которые подвергались интенсивным структурно-вещественным преобразованиям, находясь в составе корневых зон карелид [Терехов, 2007], а также при эксгумации, но архейский возраст их протолита устанавливается довольно определенно. Амфиболиты и гнейсы имеют возраст 3,0–2,8 млрд лет [Шербакова, 1988; Бибикина и др., 1999]. Но большая часть протолитов Беломорского пояса образовалась в интервале 2,9–2,6 млрд лет, синхронно с гранит-зеленокаменным комплексом

Карельского массива. Гранулитовый метаморфизм, реликты которого встречаются в основном в западной части пояса, происходил 2,75–2,7 млрд лет назад [Лобач-Жученко и др., 1993, 1995]. Стратиграфическому расчленению пород Беломорского пояса было посвящено огромное количество исследований, результатом чего явилось более 20 схем стратиграфии и сотни работ по этой проблеме. В наиболее изученном Чупино-Лоухском районе выделялась западная, чупинская, хетоламбинская и керетьская свиты или толщи, которые сложены гранито-гнейсами с реликтами гранулитов, глиноземистыми гнейсами, амфиболитами и гранито-гнейсами с эпидотом. Границы между этими толщами всегда картировались как тектонические [Чуйкина, 1975], но в последние годы все поля стратиграфических подразделений стали интерпретировать как покровы [Миллер, Милькевич, 2005], а тектонику архейского этапа как аккреционно-коллизивную [Лобач-Жученко и др., 1998; Слабунов, 2008]. Поэтому многие исследователи склоняются к мысли, что современная структура беломорид представляет собой пакет тектонических пластин, где стратиграфическое расчленение вообще неуместно. При этом весьма значительная часть пород пояса образовалась в палеопротерозое. Прежде всего, это друзиты с

возрастом 2,45–2,1 млрд лет, которые являются комагматитами карельских вулканитов основного состава и расслоенных интрузий. Они слагают многочисленные бескорневые интрузивные массивы каплевидной формы, и реже имеют формы дайкоподобных тел. Кислые магматические породы с возрастом 2,45 млрд лет, представленные чарнокит-эндербитами и порфиробластическими гранитами, также, вероятно, являясь комагматами кварцевых порфиров, широко развитых в пределах Карельского массива. В пределах Беломорского пояса известно также большое количество пегматитов мусковитовой и мусковит-редкометальной формаций (более 10 000 тел). Одновременно с образованием пегматитов (1,95–1,75 млрд лет) было сформировано множество метасоматитов, которые не всегда удается выделить из разреза беломорской серии архейского возраста [Гродницкий, 1998]. Важно отметить, что к началу протерозоя его породы находились в условиях средней коры. Существенные структурно-вещественные преобразования беломорского комплекса произошли при эксгумации его пород в интервале 1,9–1,75 млрд лет. Помимо пегматитов мусковитовой и редкометально-мусковитовой формации были образованы большие объемы основных и кислых метасоматитов, в том числе корундсодержащих, а также бластомилонитов и ортогекситов с положительной *Eu* аномалией, образовавшихся на начальной стадии процессов растяжения при декомпрессионном выбросе восстановленных флюидов [Терехов, 2007]. Отличительной структурной особенностью этого этапа явилось формирование лежачих складок, куполоподобных структур и мощной зоны расщепления (детачмента). Последняя падает под карелиды, и она контролировала эксгумацию пород ЛБПП. Плоскость детачмента не является единым разделом: это сложно построенная зона тектонического скольжения с широким развитием бластомилонитов и разнообразных метасоматитов. Мощность этой зоны достигает многих сотен метров, и в северной Карелии она выделяется в качестве «переходного» комплекса [Колодяжный, 2006].

Лапландские гранулиты слагают две структуры, фактически разделяющие Беломорский пояс на северо-восточную и юго-западную части: собственно Лапландский пояс длиной около 400 км и Кандалакша-Колвицкий массив размером 80–40 км. Лапландский пояс с внешней стороны дуги (ЮЗ крыло) ограничен надвигом, а СВ крыло пояса представляет собой сбросо-

сдвиг. Лапландский пояс на 70 % сложен кислыми гранулитами, которые являются или метасадочными породами, или бластомилонитами по гранито-гнейсам и частично по более основным породам. Основные гранулиты слагают тела интрузивного облика и по составу меняются от чарнокитов до норитов, реже ультрабазитов. По возрасту и составу (2,0–1,9 млрд лет) они комагматичны вулканитам, габбро и гранитам, развитым в Карасйокском и Печенгском палеотрогах и блоке Инари. Со всех сторон гранулитовый комплекс окаймлен гранатовыми амфиболитами – тектоно-метасоматическими образованиями [Терехов, Левицкий, 1993]. К ним приурочены тела субщелочных гранитов – индикаторов обстановки растяжения [Терехов, Левицкий, 1995].

В Кандалакшко-Колвицком массиве встречаются более глубинные и более древние разновидности основных гранулитов по сравнению с Лапландским поясом, часть их протолитов безусловно имеет архейский возраст [Каулина, Богданова, 2000; Фонарев, 2004]. В виде вязкой про-трузии они были эксгумированы на уровень хрупких деформаций несколько раньше, чем в Лапландском поясе. Важнейшим компонентом массива являются анортозиты и эклогитоподобные породы (2,45 млрд лет), синхронные друзитам, расслоенным интрузиям и вулканитам.

Северо-восточная часть ЛБПП (Южно-Кольский блок) прослеживается вдоль юго-восточного побережья Кольского полуострова на Зимний берег и далее на юго-восток по линейным отрицательным аномалиям гравитационного и магнитного полей. В верхней коре Южно-Кольского блока (кристаллическое основание Керецко-Пинежского грабена) выявлены крупные, слабомагнитные, низкой плотности комплексы пород, нижние кромки которых расположены на глубинах 12–13 км. По характерным отрицательным аномалиям потенциальных полей эти комплексы прослеживаются из акватории на Терское побережье, где в плане совпадают с зоной развития позднеархейских мигматит- и анатектит-гранитов. Мощность земной коры в пределах Южно-Кольского блока оценивается в 38–40 км.

Юго-западная часть Беломорского пояса характеризуется повышенной плотностью, намагниченностью и малой мощностью верхней коры, сложенной архейскими складчато-метаморфическими образованиями. Беломорский пояс в целом характеризуется нормальной мощностью коры 39–41 км (см. рис. 2.2).

Характерной особенностью ЛБПП является то, что внутри и по его краям широко развиты пологие структуры, образованные пластами контрастных по составу метаморфических пород, которые прослеживаются на десятки, а иногда и сотни километров. Это гранатовые и сланцеватые амфиболиты, плагиомигматиты, кианитсодержащие породы, гранат-клинопироксеновые (эклогитоподобные) породы, основные и кислые гранулиты. Необычной является и выдержанность этих пластов по простиранию структур, чем они принципиально отличаются от разрезов архейских и палеопротерозойских зеленокаменных поясов. Хорошо выраженная расслоенность пород ЛБПП явилась поводом для создания стратиграфических шкал деления архейской беломорской и протерозойской лапландской серий. Поэтому при геологических съемках этого региона, в развитие идей стратификации раннего докембрия, было выделено множество свит [Чуйкина, 1975; Беляев, 1971], которые до сих пор существуют в геологических построениях.

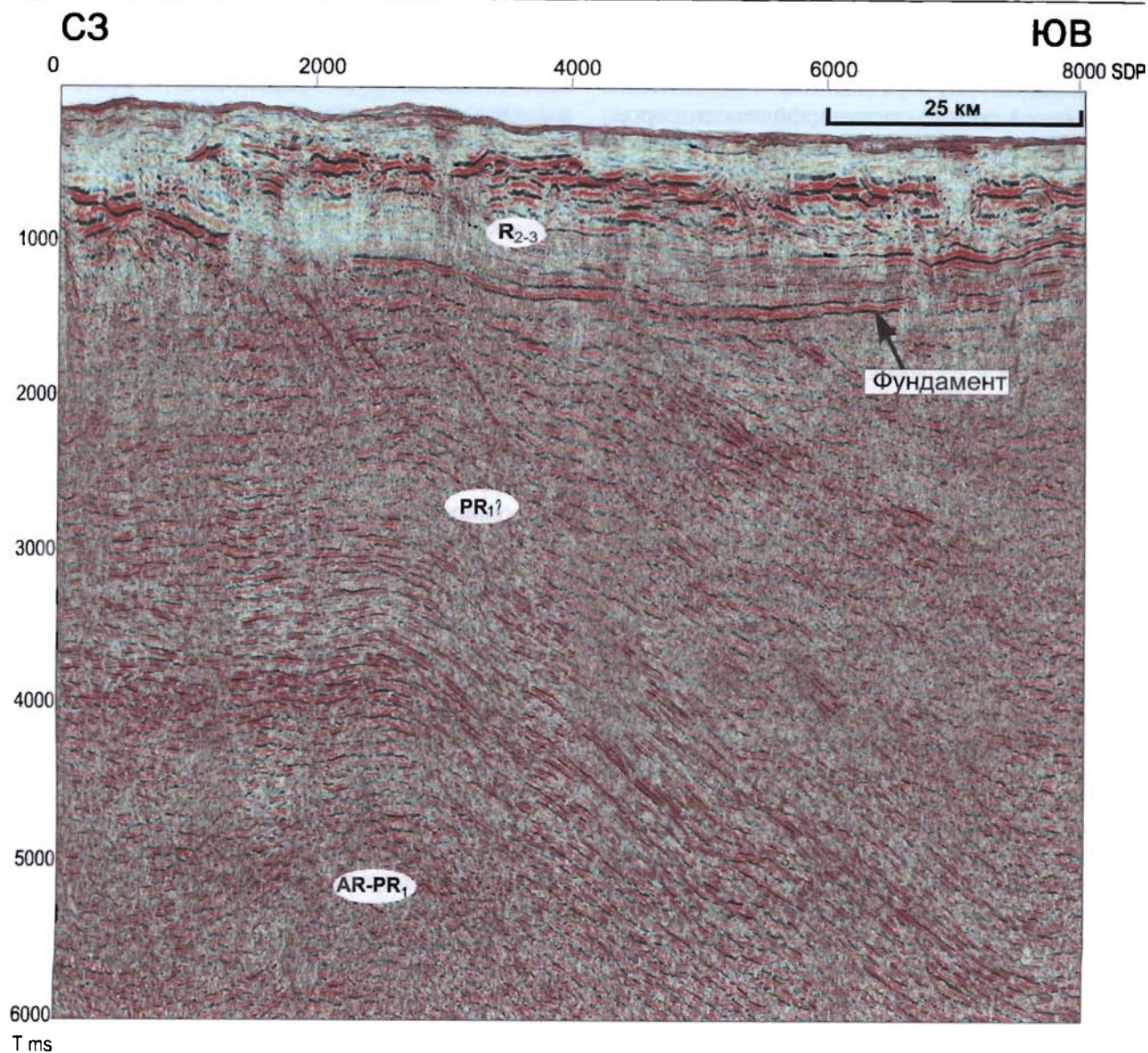
На профиле МОВ ОГТ, выполненном ОАО МАГЭ в акватории Белого моря, отчетливо виден слоистый разрез образований раннего докембрия, на которых с резким угловым несогласием залегают субплатформенные породы рифея (рис. 2.4). Флексурный изгиб слоистой толщи на глубине около 4000 мс, связанный с поднятием, вероятно, отражает пластичное течение горных масс. Мощность слоистой толщи пород раннего протерозоя (?) на юго-востоке представленного фрагмента превышает 15 км. На п-ове Турий в 10 км к северо-западу от начала профиля эти породы, по-видимому, выходят на поверхность. Здесь они представлены умбинским эндербит-чарнокитовым и гранулитовым комплексами. Таким образом, видимая на поверхности расслоенность и выдержанность по простиранию пластов пород раннего докембрия находит выразительное подтверждение в сейсмозаписи.

**Границы Лапландско-Беломорского пояса.** В настоящее время внутренние и внешние границы ЛБПП на территории Балтийского щита трактуются весьма неоднозначно, тем не менее все исследователи единодушно протягивают эту структуру на юго-восток под чехол Русской плиты, где положение этих границ становится ещё более неопределенным. Однако именно эти границы во многом определяют тектоническое районирование фундамента Русской плиты. Кроме того, как будет показано ниже, строение фундамента крайне важно для понимания закономерностей алмазности территорий (пра-

вило Клиффорта). Надо отметить, что представления о форме и местоположении этих границ в значительной мере субъективны и зависят от взглядов исследователей на общую тектонику региона. Более или менее однозначно граница ЛБПП с Карельским массивом выделяется на отрезке р.Онега – оз.Топозеро (юго-западная часть кар-ты). К контакту приурочены мощные пачки бла-стомилонитов, развитых по породам как ЛБПП, так и Карельского массива (зона дачмента). Важнейшим признаком разделения пород гранитогнейсового облика ЛБПП от окружающих их аналогичных по составу комплексов Карельского и Кольского массивов является отсутствие на их площади бескорневых тел друзитов. Комагматы друзитов – расслоенные интрузии и различные дайки с возрастом 2,45–2,5 млрд лет – широко развиты на площади этих массивов и маркируют условия хрупких деформаций, тогда как друзиты, наоборот, формировались в зоне пластичных деформаций. Таким образом, именно ареал развития друзитовых массивов наилучшим образом подчеркивает площадь развития пород, находившихся в раннем палеопротерозое в зоне пластичных деформаций беломорского пояса. Однако некоторые друзитовые массивы несут в себе признаки и расслоенных интрузий (Ковдозерский массив), поэтому граница ЛБПП к СЗ от оз. Топозера не столь однозначна, как на предыдущем отрезке, и здесь выделяется несколько параллельных тектонических зон, разделяющих эти структуры. Северо-восточная граница ЛБПП в целом соответствует южной границе исчезновения супракrustальных пород в южном крыле Печенга-Имандра-Варзутской палеотроговой системы. К этой границе приурочен крупнейший на Кольском полуострове анортозитовый массив Главного хребта.

Принципиально важное значение имеет тектоническое районирование юго-восточной части Кольского полуострова, так как именно эта часть пространственно соприкасается с той плитной частью платформы, где расположена Архангельская кимберлитовая провинция. Относительно тектонического районирования ЮВ части Кольского полуострова существует несколько точек зрения, но надо отметить, что каких-либо серьезных доводов для обоснования той или иной концепции тектонического районирования этой площади не существует. К этому блоку (Терско-Зимнегорский блок) приурочены крупная положительная гравитационная и отрицательная магнитная аномалии. Такое взаимоотношение аномальных полей, не характерное





**Рис. 2.4.** Фрагмент сейсмогеологического разреза на морском профиле МОВ ОИГ вблизи п-ова Турий [Zhuravlev V.A. 2008]. Местоположение профиля см. на рис. 2.5

для рассматриваемой области в целом, является отличительной чертой этого блока. Он, видимо, сложен более плотными породами нижней части гранито-гнейсового основания. Характер аномальных полей и результаты бурения говорят о том, что вещественные комплексы этого блока прослеживаются в юго-восточном направлении через Горло Белого моря на Зимний берег, где слагают выступы фундамента и, возможно, северный борт Керещкого грабена. Следует отметить, что в пределах блока на Терском и Зимнем берегах выявлены трубки мелилититов, а также алмазонасных кимберлитов и лампроитов. Мощность земной коры в пределах Терско-

Зимнегорского блока увеличивается в восточном направлении от 36 км на Кольском п-ове до 40 км на Зимнем берегу. Результаты работ на профиле 3-АР в Горле Белого моря говорят о том, что верхняя часть коры блока утонена (мощность менее 10 км) и отличается высокой скоростью сейсмических волн (6,34 км/сек).

Факт наличия слюдяного месторождения (Стрельнинское) позволило коррелировать данный регион с Беломорским поясом [Макиевский, Николаева, 1966], тогда как наличие гранулитов и особого вида амфиболитов позволило выделить здесь особую структуру архейского возраста – Нотозерский блок [Беляев, 1980]. В конце



90-х годов получила распространение террейновая модель [Балаганский и др., 1998], согласно которой большая часть этого региона представлена Стрельнинским террейном с относительно молодой (2,0–1,9 млрд лет) ювенильной корой, формирование которой связано с эволюцией палеопротерозойского «Кольского» океана.

На Тектонической карте южное побережье Кольского полуострова (Терско-Зимнегорский блок) показано в составе ЛБПП по следующим соображениям. На большей части этой структуры никаких реликтов супракrustальных пород архей-палеопротерозойского возраста не известно, то есть до рубежа 1,75 млрд лет – времени проявления постскладчатых интрузий – породы этой структуры не были на поверхности. Здесь встречаются друзиты (р-он устья р. Варзуга) и гранулиты, аналогичные гранулитам западной толщи Беломорского комплекса (междуречье р. Чалома и р. Пулонга). Поэтому эта часть не может рассматриваться как фрагмент гранит-зеленокаменной области, то есть быть древним архейским кратоном. Такой вывод особенно важен для понимания закономерностей алмазности территории.

Южная часть Кольского п-ова характеризуется линейными отрицательными аномалиями гравитационного и магнитного полей. В аномальных полях его структура прослеживается на протяжении нескольких сотен километров от юго-восточного побережья Кольского полуострова в акваторию Белого моря и на Зимний берег и далее на юго-восток. На эту часть Беломорского пояса накладываются структуры Керецко-Пинежского грабена, выполненного породами рифея мощностью до 7 км [Хераскова и др., 2006]. Его фундамент на Кольском полуострове и Зимнем берегу сложен мигматит-анатектит-гранитами и гранитогнейсами архея, частично переработанными в раннем протерозое [Самсонов и др., 2008]. На профиле ГСЗ Онега-Чешская губа (Агат-4) Керецко-Пинежскому грабену соответствуют поднятия границы М (до 36 км) и нижнекоровых горизонтов; в подошве верхней коры появляются высокоскоростные линзы. Мощность верхней части консолидированной коры составляет 18–20 км. Данные петрогеохимических и изотопных исследований свидетельствуют о том, что Терский блок, вероятно, был подвержен тектоно-термальной переработке в палеопротерозое и относится к Беломорскому подвижному поясу [Самсонов и др., 2008].

#### 1.4. Проторифтогенные палеопротерозойские пояса (вулканогенно-осадочная формация)

Палеопротерозойские или карельские образования с возрастом 2,5–1,65 млрд лет широко развиты в пределах Карело-Кольской провинции. Карельский супракrustальный комплекс подразделяется на несколько горизонтов: сумий, сариолий, ятулий, людиковий, калевий и вепсий. Протерозойские зеленокаменные пояса отличаются от архейских линейностью, исчезновением бимодальной ассоциации «серых гнейсов», появлением красноцветов, конгломератов в основании разреза и широким развитием карбонатных пород. Образование карельского комплекса слагают на архейском гранито-гнейсовом основании (фундаменте) характерные троговые структуры, которые сконцентрированы в двух главных полосах или «ветвях карелид» [Харитонов, 1966]. Это Пасвик-Печенга-Имандра-Варзугская-Усть-Понойская (северная) структура, почти непрерывно протягивающаяся на 800 км в пределах Кольского массива, и Восточно-Карельская (южная) структура, в которую входят отдельные разобщенные трого: в пределах карты это Шомбозерский, Лехтинский, Ветреного Пояса (см. рис. 2.1). Протяженность этой структуры более 1000 км. Западнее их расположена другая группа подобных трогов: Выгозерский, Чирко-Кемский, Сегозерский, Медвежьегорский, Селецкий.

Особенностью карельских трогов является асимметричность их строения, что выражается в форме структур, наращивании их разреза с юга на север в Восточно-Карельской структуре, а в Печенгско-Имандра-Варзугской системе – в противоположном направлении. Асимметрия трогов не только выражается во внутреннем строении, но и подчеркивается различным строением их бортовых ограничений. Так, в северной ветви карелид её северный борт подстилается плитой, сложенной гранито-гнейсами архейского фундамента, а южный характеризуется утонением гранитного слоя и обилием кольцевых структур. Стратиграфические границы в северной ветви протягиваются на десятки и сотни км, тогда как в южной картина принципиально иная: отдельные участки распространения раннепротерозойских образований разобщены, а их внутренняя структура крайне сложна и противоречива. Схема стратиграфической корреляции Печенгско-Имандра-Варзугской зоны карелид, разработанная еще в 50–60-х годах [Загородный

и др., 1964] остается прежней, что нельзя сказать про южную ветвь, стратиграфическая схема которой претерпела существенные изменения. Так, породы свиты Ветреного пояса считались позднекарельскими с возрастом 2,0–1,9 млрд лет, но потом оказалось, что они являются раннекарельскими. Вулканогенно-осадочные образования сумия, как выяснилось, начинают разрез карельского цикла и залегают в нижних частях разреза таких структур как Ветренный Пояс, Имандра-Варзугская, Лехтинская. Основная масса сумийских датировок получена для коматиитов свиты Ветреного пояса Sm-Nd методом:  $2448 \pm 42$ ,  $2429 \pm 99$ ,  $2398 \pm 29$  млн лет [Пухтель и др., 1991]. Разрез сумия сложен двумя контрастными ассоциациями вулканических пород: коматиит-базальтовой и риолитовой. Высокотемпературные основные вулканы сумия по характерному «обогащенному» спектру РЗЭ резко отличны от архейских коматиитов с хондритовым типом распределения [Смолякин, 1992]. Подобные кардинальные изменения составов архейских и протерозойских коматиитов отмечаются для всех докембрийских регионов, и связывается это с поступлением в кору обогащенного материала мантии [Гирнис и др., 1987; Терехов, Ефремова, 2005]. В то же время кислые породы сумия по характеру РЗЭ наследуют составы позднеархейских гранитоидов (Y группа ТТГ) по [Чекулаев и др., 1997], что свидетельствует об анатектическом их происхождении.

Формация зеленых полимиктовых конгломератов Карелии, получивших название сариолийских [Гилярова, 1974], дала название комплексу пород, который находится в тесной ассоциации с сумийскими вулканидами. Структурные взаимоотношения этих толщ часто неоднозначные, поэтому долгое время в ходу был термин сумий-сариолий, но сейчас появились датировки, позволяющие охарактеризовать начало сариолия. Так, считается, что возраст циркона  $2405 \pm 10$  млн лет [Silvenpoinen, 1992] из галек кварцевых порфирированных базальных конгломератов района Куусамо восточной Финляндии, можно рассматривать как время начала формирования сариолийских образований [Балашов, 1995]. Возраст андезитов-базальтов – первой свиты Печенгской структуры, ассоциирующихся с конгломератами сариолия, равен 2,35–2,3 млрд лет [Смолякин, 1992].

Термин «ятулий» имеет наибольшую известность, так как с ним связаны образования, которые, по мнению многих исследователей, начинали разрез протоплатформенного чехла древних

щитов [Салоп, 1973]. Для ятулия не характерны вулканиды, образовавшиеся при плавлении обогащенной мантии, зато появляется большое количество вулканидов, связанных с декомпрессионным плавлением истощенной мантии и кислой коры. В результате этого процесса образовалось большое количество базальтового расплава толеитового состава и риолитов. Продукты этого магматизма развиты на Кольском полуострове в составе Печенгской и Имандра-Варзугской структур и в Карелии. Толеитовый вулканизм повсеместно ассоциируется с ятулийскими конгломератами и кварцитами [Негруца, 1989]. Причем очевидна зональность в распространении этих осадочных пород. Если на Кольском полуострове они слагают маломощные горизонты, то в Карелии и Финляндии их мощность соизмерима, а иногда выше, чем у вулканидов. Поэтому исторически выделяются два типа разреза ятулия: Кольский с преобладанием вулканидов и Карельский с преобладанием осадочных пород [Хейсканен, 1980]. Ассоциация континентальных кварцитов и конгломератов с базальтовым вулканизмом типа MORB напоминает океанические условия, а ее природа во многом остается неясной.

Следующим, более молодым подкомплексом карелид является людиковый, образования которого также расположены в пределах карельских трогов и в целом наследуют ятулийские структуры. В пределах этого подкомплекса выделяются заонежский (2,1–2,05 млрд лет) и суйсарский горизонты (2,05–1,95 млрд лет). Для заонежского горизонта характерно повсеместное развитие углеродсодержащих пород: шунгитов и черных сланцев, филлитов. В последние годы источник углерода для этих пород связывается с мантийным дыханием Земли [Галдобина, 2001], но геодинамическое положение углеродсодержащих пород, за редким исключением [Миц и др., 1996], не обсуждается. В суйсарском горизонте преобладают вулканиды двух принципиально различных геохимических серий: толеитовые базальты океанического типа (MORB) и ферробазальты, обогащенные РЗЭ, происхождение которых связывается с мантийным плюмом [Смолякин, 1992; Куликов и др., 1999].

Образования калевия и вепсия наследуют в общих чертах раннекарельские структуры, но, тем не менее, залегают на них с резким угловым несогласием. В Кольской субпровинции образования этого возраста слагают южную часть Печенгской и Имандра-Варзугской структур. Некоторые разрезы этих структур интерпрети-

руются как молассы [Melezhik, Sturt, 1994], но в большей мере молассовый облик имеют породы из троговых структур – Кителя и Каутокейна, где они представлены достаточно мощными кварцитами формации Ланио и Кумпу [Tuiski, Laajoki, 1990]. К молассе можно относить и красноцветы Онежской мульды [Светов и др., 1990].

**Имандра-Варзугская межблоковая грабен-синклиналь** (вулкано-тектоническая рифтогенная депрессия по А.Ф. Грачеву, 1987) выделяется интенсивными линейными положительными аномалиями потенциальных полей северо-западного простирания и представлена вулканогенноосадочным типом разреза. Судя по характеру аномальных полей, распространение вещественных комплексов этой структуры ограничивается Кольским полуостровом. Имандра-Варзугская рифтогенная депрессия отделяет Центрально-Кольский блок от Беломорского подвижного пояса. В результате интерпретации данных электроразведки установлено падение в южном направлении на глубину до 10 км пород северо-западной части Имандра-Варзугской структуры [Строение литосферы..., 2005]. Общее юго-западное падение пород подтверждается и для юго-восточной ее периклинали: по результатам трансформаций гравитационного поля, центр масс структуры смещается с глубиной к юго-западу. Зона высоких градиентов гравитационного поля, резко ограничивающих структуру на северо-востоке, и относительно слабоградиентное поле на юге свидетельствуют об асимметричной форме Имандра-Варзугского рифта. Глубинный разлом, приуроченный к его северной границе, прослеживается на профиле ГСЗ «Кварц» до мантии и образует уступ на уровне нижнекоровых границ. Проторифтовая зона характеризуется утоненной корой (36 км). В центральной части рифта выделена зона повышенной электропроводности, предположительно связанная с присутствием графитовых сланцев и сульфидной минерализации [Строение литосферы..., 1992, 2005].

**Геодинамическая позиция раннепротерозойских трогов восточной части Балтийского щита.** Геодинамическая позиция этих карельских «сланцевых» структур является дискуссионной. Если на начальной стадии исследований их рассматривали как простые субплатформенные структуры [Гилярова, 1974] или даже как эрозионно-тектонические останцы единой площади протоплатформенного чехла [Хейсканен, 1980], то впоследствии их стали считать сутурами Кольского [Marker, 1985] и Северо-Карель-

ского океанов [Минц и др., 1996]. Однако в последние годы увеличивается число сторонников пулл-аппартной модели происхождения этих структур [Морозов, 1999; Колодяжный, 2002]. Согласно этой модели, карельские образования никогда не являлись чехлом архейской протоплатформы, но и не были крупными субокеаническими бассейнами, а изначально были небольшими трогами в крупных сдвиговых зонах. Причем в каждой троговой структуре формировался свой осадочно-вулканогенный разрез, который в общих чертах сопоставлялся с другими разрезами, но имел и свои индивидуальные особенности. Здесь же дешифрируется большое количество кольцевых структур размером 10–70 км, пространственно приуроченных к системам субпараллельных разломов [Пржиялговский, 1991]. Внутренние части этих структур сложены гранитоидами, а к их окраинам приурочены интенсивно смятые и метаморфизованные до уровня амфиболитовой фации осадочно-вулканогенные породы архейского и протерозойского возраста, часто неотличимые друг от друга. Предполагается, что эти кольцевые структуры в большинстве своем являются структурами вращения в сдвиговых зонах, причем к этим кольцевым структурам часто приурочены проявления палеозойского магматизма [Пржиялговский, Терехов, 1984]. Восточно-Карельская сдвиговая зона, которая хорошо выделяется на космических снимках, является наиболее протяженной структурой на Балтийском щите, и она прослеживается от фиорда Лаксельф в Норвегии до оз. Кожозеро на границе с чехлом Русской плиты на расстояние около 1 тыс. км. По простиранию с севера на юг выделяется последовательная череда троговых карельских структур, которые разделены полями развития бластомилонитов. По направлению с юга на север отмечается постепенное омоложение вулканитов и осадочных пород. Так, на юге в Ветреном поясе большинство пород представлено вулканитами сумия с возрастом 2,45 млрд лет [Пухтель и др., 1991]. В Лехтинской структуре появляются и более молодые сариолийские (2,35 млрд лет) и ятулийские (2,2 млрд лет) образования. Сумийские образования преобладают и в ЮВ части Печенго-Имандра-Варзугской структуры, а к СЗ они постепенно сменяются более молодыми разностями, поэтому карельский разрез в Печенгской структуре начинается только с сариолийских образований. На этом основании можно говорить о пропагации разломной зоны в СЗ направлении. Намечается и существенная разница в разрезах карельских и кольских струк-

тур: если в Кольской субпровинции преимущественно развиты вулканогенные образования, то в Карельской – осадочные, причем эта разница от древних образований к молодым усиливается. Троги кольских карелид имеют необычайно длительный период развития, иногда захватывая весь ранний протерозой, тогда как породы карельских трогов характеризуются более компактным временным интервалом. Так, структура Ветреного пояса сложена только породами сумия.

Модель формирования структур карелия по механизму типа пулл-аппарта позволяет отказаться от широко развитых представлений о первично-площадном развитии карельского протоплатформенного чехла. Несмотря на то, что структурный рисунок карелид хорошо объясним с позиции развития сдвигов, в момент образования карельских трогов Лапландско-Беломорского пояса как такового еще не существовало на поверхности, а протолиты их пород находились на глубинах 25–45 км. И только по мере эволюции СЗ сдвигов и открытия троговых структур карелия глубинные породы воздымались к поверхности.

## II.2. Плитная часть Восточно-Европейской платформы (Русская плита)

Плитная часть Восточно-Европейской платформы (Русская плита) представлена на «Тектонической карте...» областью погружения кристаллического фундамента от Балтийского щита на восток и юго-восток в Мезенскую синеклизу, которая с северо-востока и востока ограничена складчатыми рифейскими сооружениями Канинско-Тиманского пояса. В то же время в рельефе поверхности фундамента ярко выражен рифтовый этап эволюции платформы. По градиентным зонам поверхности фундамента обозначаются разломные ограничения рифтогенных желобов, выполненных синрифтовым комплексом терригенных и вулканогенно-осадочных образований среднего–позднего рифея, местами обнажающихся по краю щита (Терский берег, п-ов Средний, о. Кильдин). Таким образом, в рельефе кристаллического фундамента северо-восточного сегмента ВЕП выделяется система рифтогенных желобов, получивших название рифтовой системы Белого моря (РСБМ) [Балуев и др., 2002], которые от Белого моря погружаются к юго-востоку под чехол Мезенской синеклизы. В эту систему рифтовых зон входят Онежско-

Кандалакшский (Кандалакшско-Двинский по [Валеев, 1978]), Керецко-Пинежский, Чапомско-Лешуконский и Мезенский (Баренцевоморский по [Добрынина, 1992]) палеорифты, разделенные выступами кристаллического фундамента – Архангельским, Товским и Кулойским с Мезенским. В основном же все рифейские грабены перекрыты либо венд-палеозойским платформенным чехлом (Мезенская синеклиза), либо водами современных бассейнов Белого и Баренцева морей. Существующие различия в строении блоков земной коры плитной части платформы находят отражение в структуре аномальных физических полей.

### 2.1. Палеорифтовая система Белого моря

Палеорифтовая система Белого моря заложилась в среднем рифее на раннедокембрийском консолидированном основании, пережила активизацию в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда образовался современный бассейн Белого моря. Традиционно этот регион рассматривался как область развития континентального рифтогенеза в рифее, который предшествовал началу общего прогибания и формирования осадочного чехла Мезенской синеклизы и Тимано-Печорского бассейна.

Фундамент рифтовых структур испытывал максимальное опускание до 8–10 км. В пределах Мезенской синеклизы рифтогенные грабены фактически представляют собой единую систему субпараллельных зон, несколько расходящихся веером к северо-западу. Морфологическое единство палеорифтовых зон, отчетливо выраженное в структуре рельефа поверхности кристаллического фундамента северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы, близкий интервал времени (средний–поздний рифей) заполнения рифтогенных грабенов и их формирование в сходных геодинамических условиях позволяют рассматривать эти рифтовые структуры как единый структурно-парагенетический ансамбль, сформировавшийся в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты при распаде древнего суперконтинента Палеопангеи [Балуев, 2006].

С юго-востока палеорифтовая система Белого моря, общая протяженность которой достигает более 1000 км при ширине от 300 до 500 км, ограничена поперечным к ней Котласским грабеном, являющимся северо-восточным окончанием Среднерусского авлакогена – стержневой

структуры Центральнорусской трансплатформенной зоны. С северо-востока систему палеорифтов Беломорского региона перекрывает краевой шов Тимано-Варангерской системы байкалид. Особенности гипсометрии кристаллического фундамента показывают, что его поверхность весьма интенсивно расчленена дизъюнктивными нарушениями, и поэтому основными тектоническими элементами являются горсты и грабены. Амплитуды смещений по разломам (в основном сбросам) достигают 2,5–4 км и более [Геодинамика..., 2006].

### 2.1.1. Строение палеорифтовых зон

**Онежско-Кандалакшский (Кандалакшско-Двинский) палеорифт**, являясь крайним юго-западным членом рифтовой системы, по своему строению делится (в пределах площади карты) на три основных сегмента: Кандалакшский грабен в акватории Белого моря, Центральная и Онежская (Юго-Восточная) впадины и ряд менее крупных впадин. Протяженность Кандалакшского грабена около 220 км при ширине 60 км и глубине погружения фундамента до 8 км. В Центральном грабене эти параметры равны соответственно 100, 35 и 3 км, а в Онежском – 300, 60 и свыше 8 км глубины в юго-восточной части впадины. Каждый сегмент Онежско-Кандалакшского палеорифта представляет собой полуграбен с переменной полярностью, они разделены перемычками, представляющими собой выступы кристаллического фундамента. И, наконец, на северо-западном окончании рифтовой зоны выделяется наиболее молодой сегмент рифтовой структуры – Колвицкий, занимающий крайнюю северо-западную часть Кандалакшского залива, который сформировался как грабеновая структура, вероятно, в конце кайнозоя [Балуев и др., 2000; Балуев и др., 2009б].

Онежско-Кандалакшский палеорифт, являясь краевой и в то же время одной из основных структур РСБМ, заложен вдоль оси раннепротерозойского Лапландско-Беломорского подвижного пояса. Пространственно Онежско-Кандалакшский палеорифт приурочен к юго-восточному фрагменту Лапландского гранулитового пояса, обнажающегося на северо-восточном побережье Кандалакшского залива. Можно думать, что так же, как и на других древних платформах, пространственную локализацию Онежско-Кандалакшской палеорифтовой зоны предопределила древняя линейная зона чарнокит-гранулитового пояса. Возможно, что

последний являлся ослабленной зоной древней литосферы, по которой происходили ее рифтогенерирующие разрывы в обстановке регионального растяжения земной коры.

**Кандалакшский грабен** пространственно связан с бассейном Белого моря, поэтому структура грабена описана по результатам морских комплексных геофизических исследований, проведенных в последние годы ОАО «Морской арктической геологоразведочной экспедицией» (МАГЭ) в акватории Белого моря (рис. 2.5) [Журавлев и др., 2005ф; Журавлев, 2007; Казанин и др., 2006]. Кандалакшский грабен имеет асимметричное строение, его крутой юго-западный борт представлен сбросом амплитудой до 8 км, выполаживающимся с глубиной. Граница сброса, отчетливо выраженная в рельефе дна, уверенно прослеживается МОВ ОГТ и в потенциальных полях (по зоне высоких градиентов) в виде дуги от Карельского берега до Онежского полуострова. На карте графиков магнитного поля выделяются интенсивные положительные линейные аномалии, прослеживающиеся из Двинского в Кандалакшский залив Белого моря (рис. 2.7). В северо-западном направлении уменьшается амплитуда аномалий, отдельные аномалии сливаются в единую широкую полосу, что указывает на погружение их источников. Оценки глубины залегания верхних кромок магнитоактивных тел показывают, что в центральной части грабена они расположены на глубинах 3–4 км. Расчеты верхних кромок послужили основанием для первоначального представления о глубине самого прогиба [Зандер, 1960ф; Зандер и др., 1967]. Как показали результаты сейсморазведочных работ ОАО МАГЭ, глубина Кандалакшского грабена – 8–9 км – в два раза превышает эти оценки (рис. 2.6). Следовательно, магнитные тела располагаются внутри рифейской осадочной толщи и могут свидетельствовать о проявлениях магматизма в зоне влияния Беломорского шва. Это подтверждается данными сейсморазведки [Журавлев, 2007].

Пологий северо-восточный борт грабена осложнен сбросами и взбросо-надвигами, главный из которых представлен *Оленицким валом*. Валу соответствует приподнятый и надвинутый блок кристаллического фундамента, прослеживающийся на акватории в виде узкой полосы положительных гравитационных и отрицательных магнитных аномалий. Этот вал разделяет Кандалакшский и северо-западное акваториальное продолжение Керецкого грабена. На юго-востоке Кандалакшский грабен сопрягается с



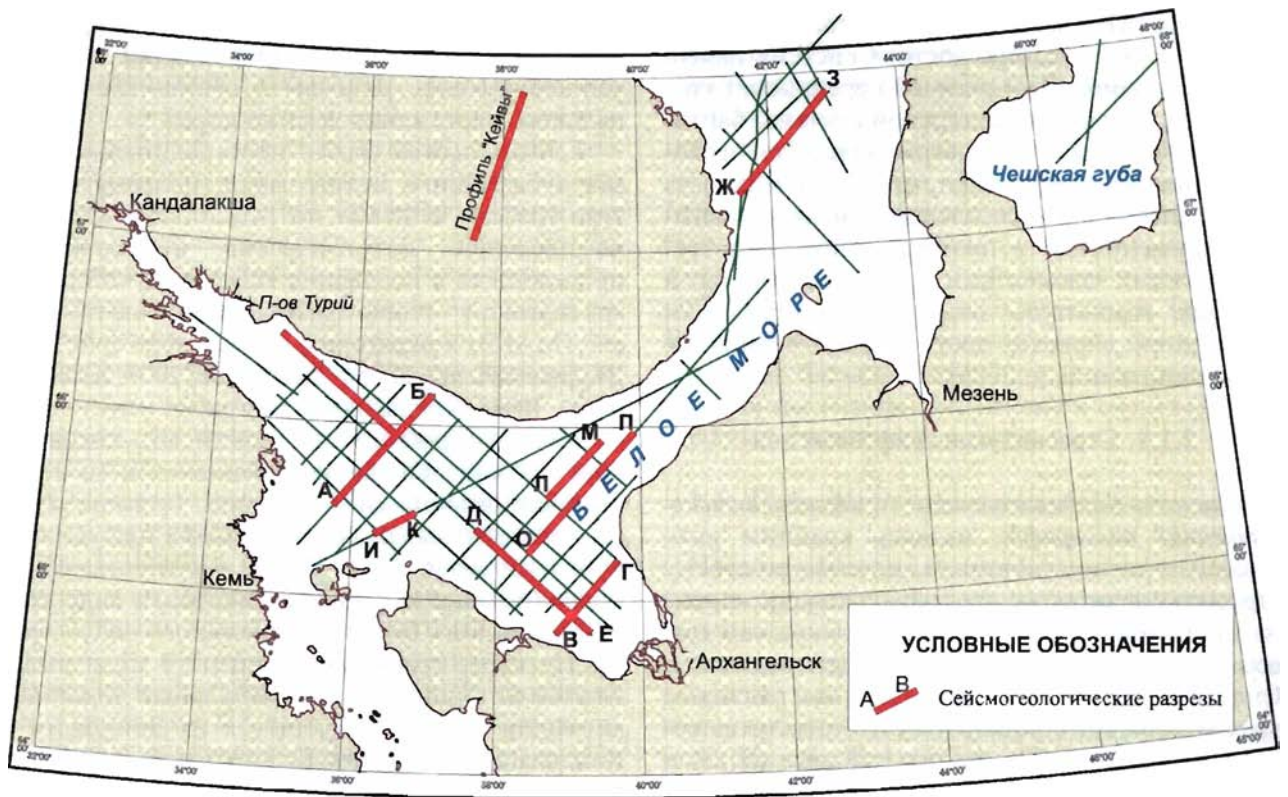


Рис. 2.5. Схема профилей МОВ ОГТ, выполненных ОАО МАГЭ в Белом море и в Чешской губе Баренцева моря. Красным выделены профили, приведенные в работе

Архангельским выступом фундамента по серии сдвига-надвигов северо-восточного и субширотного простираения. Южнее Кандалакшский грабен граничит с *Центральной впадиной*, которая значительно уступает по своим параметрам и Кандалакшскому и Онежскому грабенам (см. выше). *Онежский грабен* в пределах площади карты вытянут от Онежского полуострова до устья р. Ваеньга, впадающей в Сев. Двину. Грабен состоит из ряда глубоких депрессий, в которых поверхность фундамента расположена на отметках от 2 до 8 км с мощностью рифейских отложений, составляющей, как правило, 3–4 км и более. По данным регионального профиля МОГТ I-I (рис. 2.8, 2.9), в одной из них, расположенной на юго-востоке, зафиксирована узкая (10–15 км) и, видимо, непротяженная глубокая «щель» с мощностью рифея, возможно, до 10 км. Основную часть столь большой мощности составляют, скорее всего, среднерифейские толщи [Геодинамика..., 2006]. Онежский грабен, как и Кандалакшский, имеет асимметричное строение: его юго-западный борт крутой, а северо-восточный – пологий, осложнен-

ный серией сбросов, по которым рифейские отложения ступенчато погружаются.

На северо-западном замыкании Кандалакшского грабена расположен еще один относительно небольшой сегмент рифтовой структуры протяженностью около 80 км – *Колвицкий* [Балуев и др., 2000]. Сегмент отделен от основного грабена косой межвпадинной перемычкой, выраженной подводной грядой кристаллического фундамента, выступающего местами над водной поверхностью в виде островов Средние Луды. Этот сегмент представляет собой мелководную (до 70 м) северо-западную часть Кандалакшского залива с многочисленными островками, сложенными породами фундамента. Установлено [Балуев и др., 2009б], что островная гряда архипелага Средние Луды, сложенная анортозитами Колвицкого массива, является межвпадинной перемычкой, разделяющей два молодых (современных) грабена: Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий и представляет собой зону аккомодации тектонических напряжений (рис. 2.10). Северо-восточный крутой склон межвпадинной

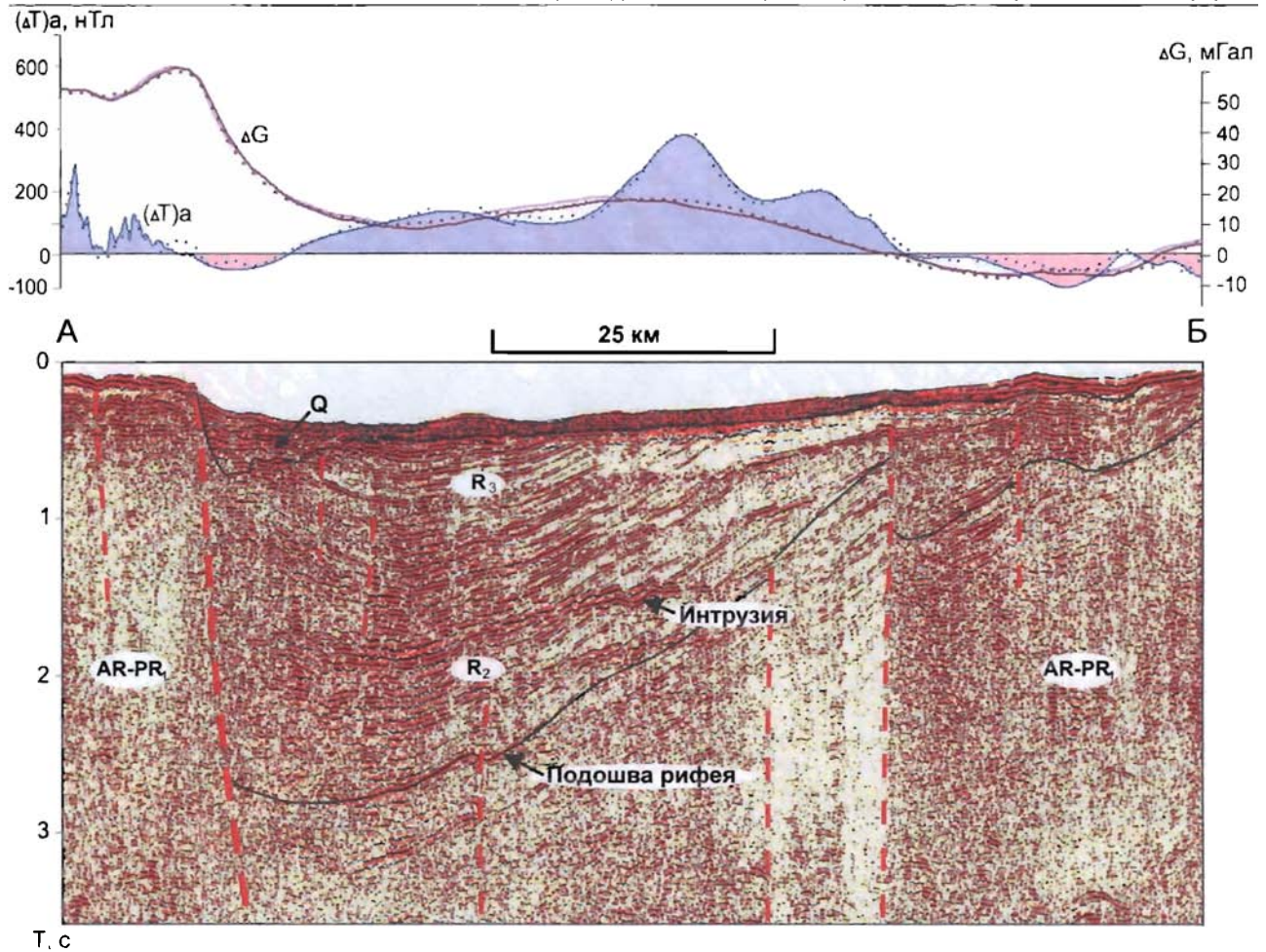


Рис. 2.6. Геолого-геофизический разрез по профилю МОВ ОГТ 200310 через Кандалакшский грабен. Местоположение профиля см. на рис. 2.5

перемычки, являющийся, по всей видимости, древним, но активизированным листрическим сбросом, ограничивает распространение к западу рифейских терригенных образований, выполняющих Кандалакшский грабен. Современная тектоника Кандалакшского грабена будет описана ниже в соответствующем разделе.

Вопрос о подновлении рифейских грабенов в палеозое и, соответственно, появлении в это время зоны аккомодации, остается открытым. На сейсмическом разрезе МОВ ОГТ, пересекающем Кандалакшский грабен, вдоль юго-западного крутого борта современной впадины между рифейским и четвертичным сейсмокомплексом на глубине около 300 м выделяется толща, возраст и происхождение которой в разное время авторами интерпретировался по-разному. В работах [Журавлев, 2007, Тарасов, Шлыкова, 2006] этот сейсмокомплекс обозначен как возможная палеозой-кайнозойская толща осадков. С учетом полученных новых гео-

физических данных (НСАП, МОГТ) предполагается четвертичный возраст этой толщи (рис. 2.6, 5.7) [Журавлев и др., 2008, 2009ф]. Главным же свидетельством среднепалеозойской активизации палеорифта остаются проявления щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма в пределах зоны его динамического влияния.

**Керецко-Пинежский палеорифт**, в состав которого входят Керецкий и Пинежский грабены, протягивается от Балтийского щита в юго-восточном направлении параллельно Онежско-Кандалакшскому палеорифту. Структура Керецко-Пинежского палеорифта уверенно прослеживается линейным минимумом силы тяжести.

**Керецкий грабен** с глубиной фундамента до 4 км расположен в пределах бассейна Белого моря и на юго-западе граничит с Кандалакшским грабеном и Архангельским выступом фундамента. Граница проходит по *Беломорской шовной зоне*, выраженной положительной интенсивной магнитной аномалией, которая прослеживает-



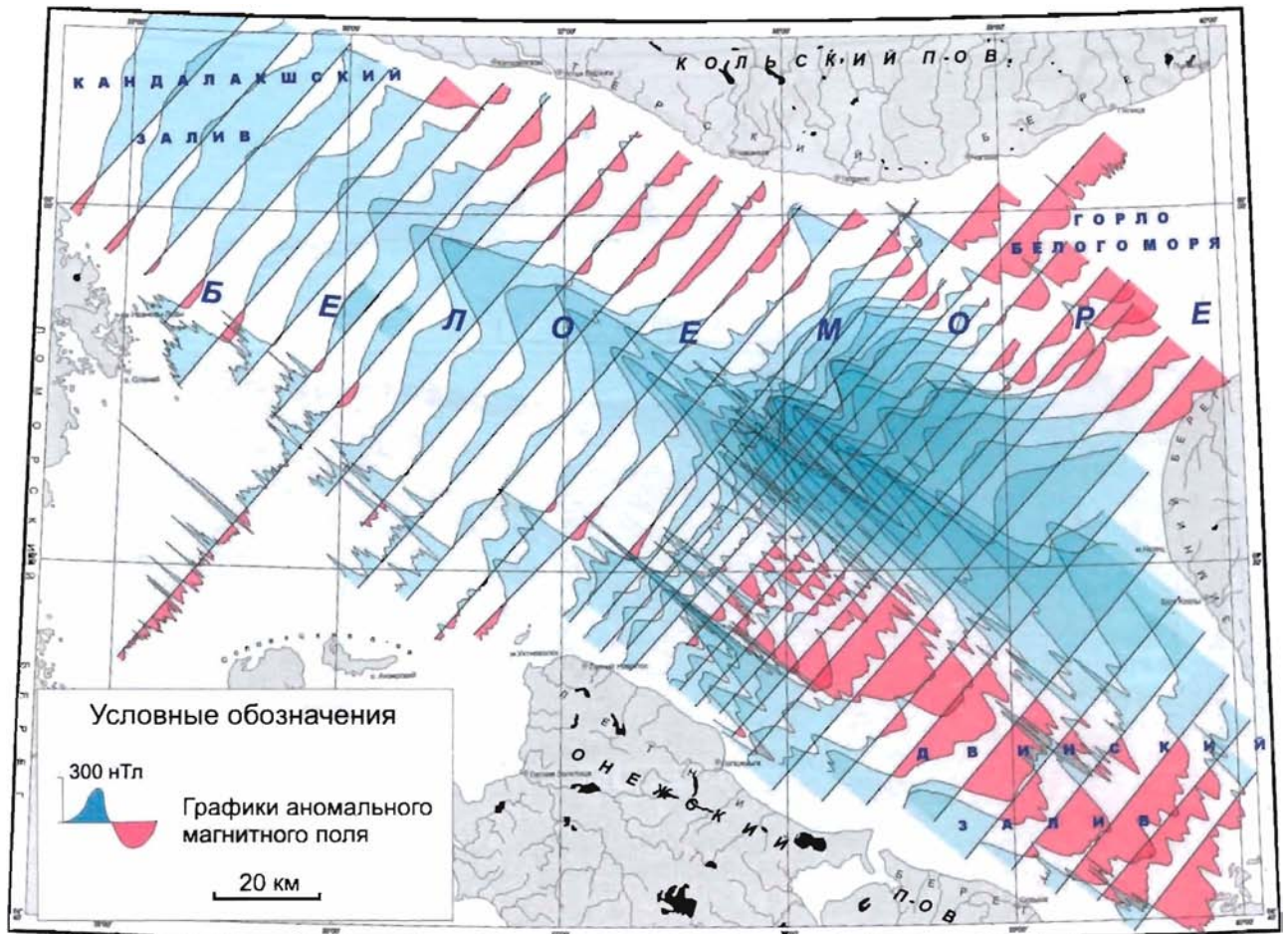


Рис. 2.7. Карта графиков аномального магнитного поля юго-восточной части Белого моря

ся в акватории от п-ова Турий на юго-восток в сторону Зимнего берега (см. рис. 2.7). Юго-западный крутой борт Керецкого грабена прижат к *Оленицкому валу*, северный – пологий, представлен *Варзугской моноклиалью*, северо-восточный выражен крутым уступом *Товского выступа* кристаллического фундамента (рис. 2.11). Варзугская моноклиаль занимает прибрежную часть бассейна и Терского берега Кольского полуострова, где обнажаются терригенные образования терской свиты среднего рифея. Ее структуры по ступенчатым сбросам погружаются на юго-запад. Несмотря на то, что в Керецком грабене в пределах бассейна Белого моря глубина погружения фундамента относительно небольшая, в региональном поле силы тяжести эта структура выражена наиболее отчетливо зоной отрицательных значений.

К Двинско-Зимнебережной части Керецкого грабена приурочена крупная положительная аномалия магнитного поля. Характер магнитного поля свидетельствует о том, что источни-

ки магнитных аномалий погружаются по мере погружения кристаллического основания (см. рис. 2.7). Вероятно, здесь при заложении грабена в зоне влияния Беломорского шва проявился активный магматизм. Это подтверждается наличием ярких отражений вблизи подошвы рифейской толщи (см. рис. 2.11). Наибольшая мощность позднепротерозойских осадочных образований в Керецком грабене в пределах акватории Белого моря составляет 4 км. Мощность верхней части консолидированной коры 10–15 км. Мощность земной коры в пределах палеорифта оценивается в 38–40 км.

У Горла Белого моря наблюдается левостороннее смещение оси Керецкого грабена вдоль тектонической зоны. Эта зона субпараллельных разломов северо-восточного простирания прослеживается в акватории Белого моря от Соловецких островов вдоль пролива Горло к полуострову Канин. На Зимнем берегу она известна как *Архангельская тектоническая зона* [Государственная геологическая карта..., 2004].

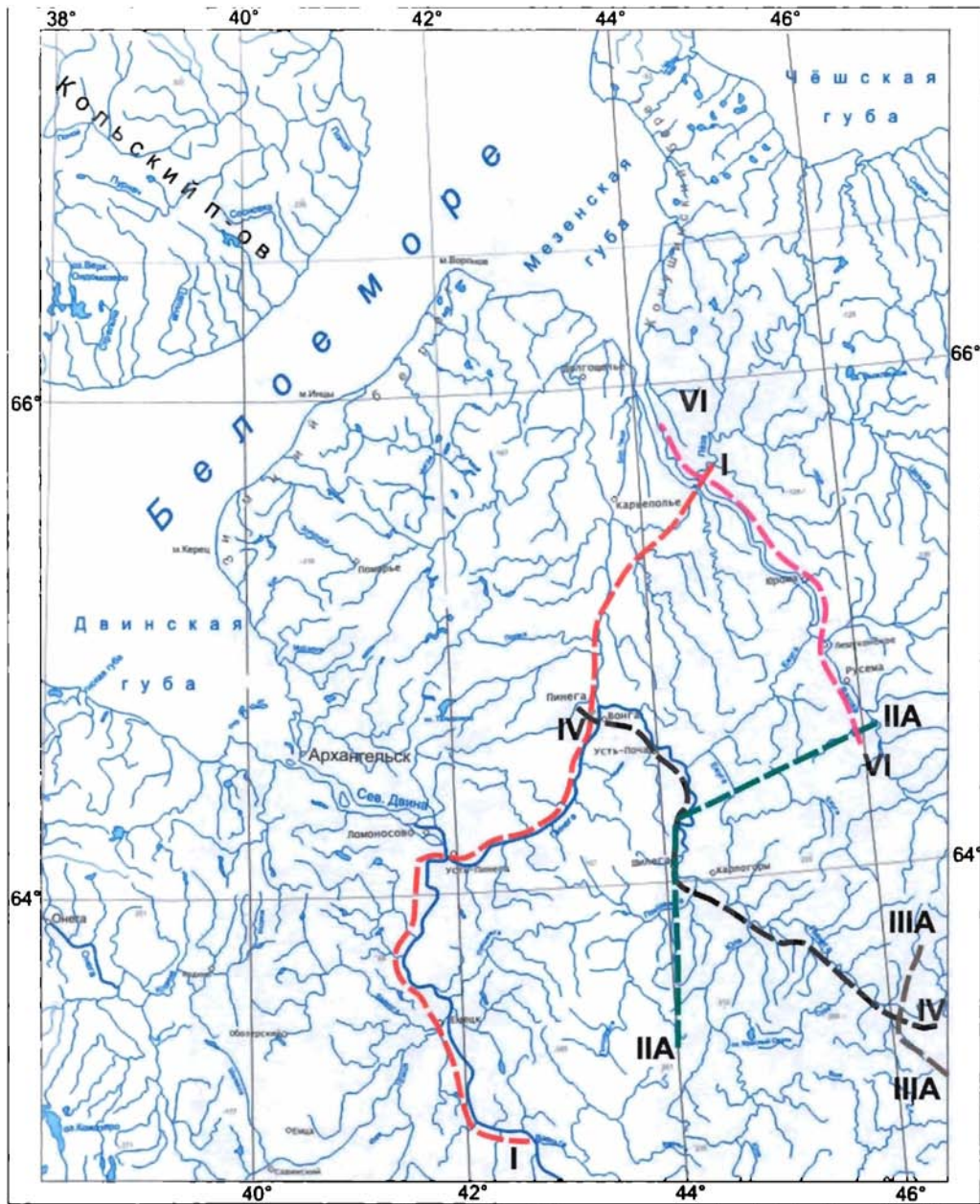


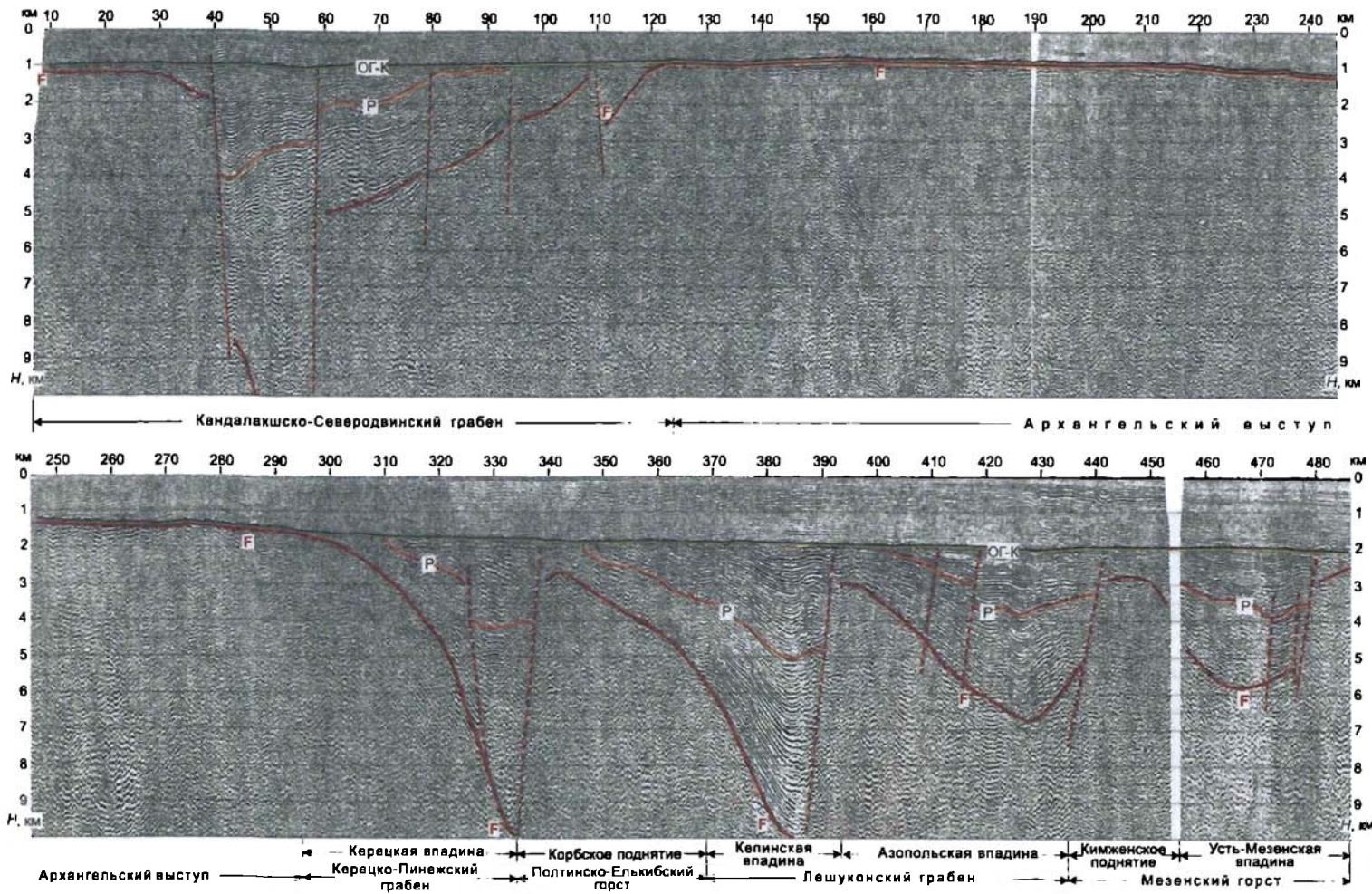
Рис. 2.8. Схема расположения региональных сейсмических профилей МОГТ, выполненных ФГУ НПП «Спецгеофизика» в 1999–2004 гг.

По простиранию к юго-востоку Керецкий грабен смыкается через Золотицкое поднятие с Пинежским, который фактически является самым крупным в рифтовой системе Белого моря, состоящей из нескольких глубоких депрессий (в некоторых из них фундамент погружен более чем на 8 км). Протяженность Пинежского грабена достигает 500 км при ширине 40–80 км, при этом его юго-восточная часть выходит за пределы Тектонической карты. С юго-запада он ограничен Архангельским выступом кристаллического фундамента, а с северо-востока – узкой

грядой Товского выступа фундамента, отделяющего его от Чапомо-Лешуконского палеорифта.

Архангельский выступ, разделяющий Онежско-Кандалакшский и Керецко-Пинежский палеорифты, является наиболее крупной из положительных структур РСБМ. В плане он представляет собой поднятие овальной формы, вытянутое в северо-западном направлении примерно на 400 км при ширине около 130 км. Апикальная часть его поверхности находится на глубине 0,5 км (район устья Сев. Двины и Двинской губы), в остальной части поверхность выступа





**Рис. 2.9.** Глубинный сейсмический разрез ОГТ по региональному профилю I через Мезенскую синеклизу (по [Геодинамика..., 2006]). Сейсмические реперы: достоверные – ОГ-7 – кровля венда, ОГ-К – кровля рифея; менее достоверные – P – граница рифтовой и пострифтовой частей рифейского разреза, F – кровля фундамента; F0 – четко выраженный репер, отвечающий либо кровле фундамента, либо кровле верхне-рифейской карбонатной толщи. В подписях под профилями: нижний ряд – дизъюнктивные структуры фундамента, верхний ряд – пликативные структуры рифейских отложений

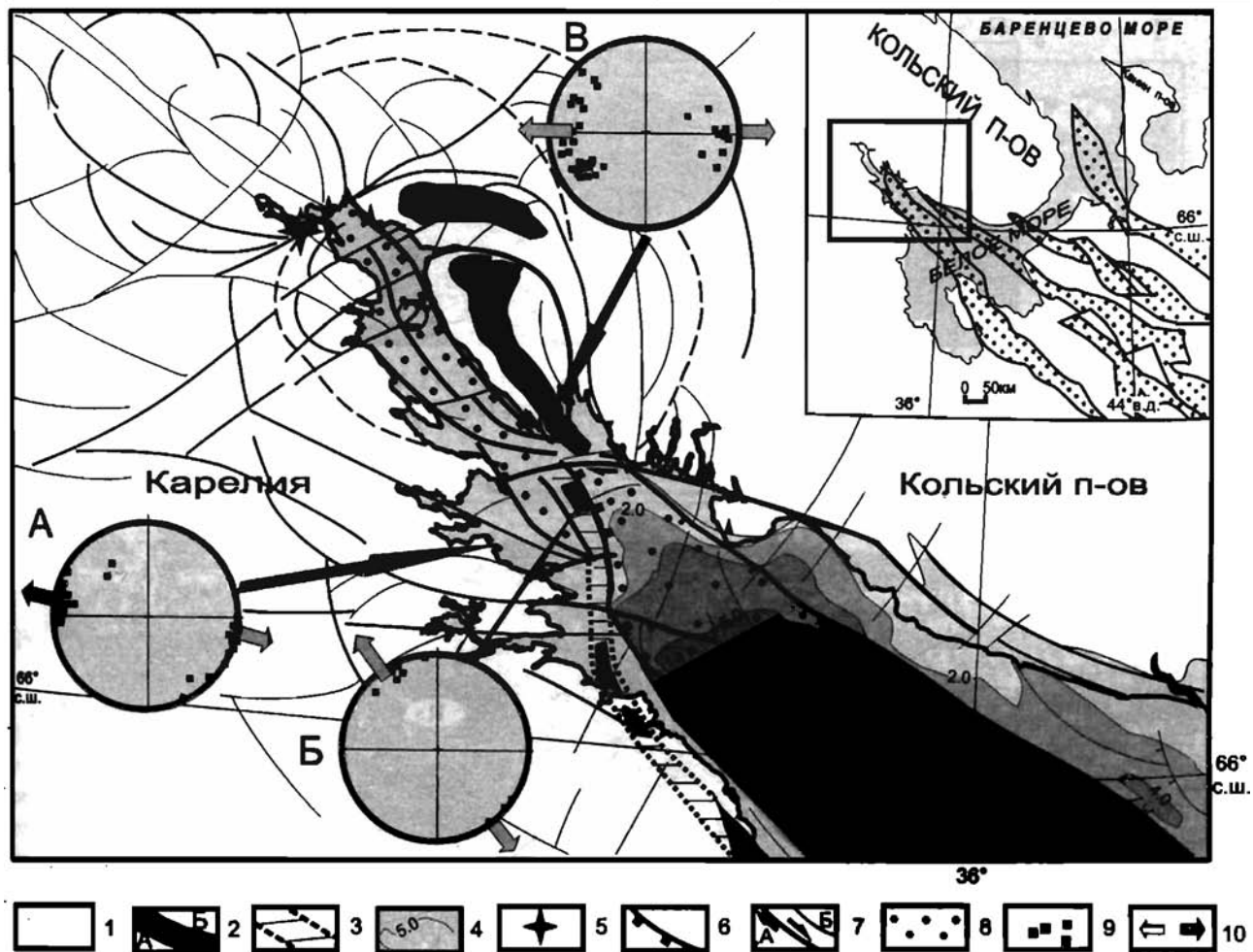


Рис. 2.10. Тектоническая схема северо-западной части Онежско-Кандалакшского палеорифта.

1 – раннекембрийские нерасчлененные образования Балтийского щита; 2 – Колвицкий массив (2,45 млрд лет) и его аналоги: А – анортозиты, Б – эклогитоподобные породы; 3 – предполагаемая зона трассирования глубинных образований вдоль главного сброса палеорифта; 4 – синрифтовые терригенные образования среднего рифея и их мощность в км; 5 – поля щелочных даек девонского возраста; 6 – сбросы, 7 – сдвиги (А) и прочие разломы (Б); 8 – площадь развития современных грабенов; 9 – положение полюсов плоскостей даек на стереограмме (нижняя полушария); 10 – ориентировка осей тектонических напряжений растяжения в момент внедрения даек. Стереограммы полей щелочных даек: А – Кузокоцкого, Б – Средних Луд, В – Качинного. Цифры в кружках – грабены: 1 – Кандалакшский, 2 – Колвицкий. На врезке – положение участка тектонической схемы в системе палеорифтов Белого моря

имеет бугристый рельеф с минимальными отметками на поднятиях 1 км. Северо-западная часть Архангельского выступа, расположенная в пределах акватории Белого моря, по данным МОВ ОГТ, представляет собой систему разноуровневых линейных блоков северо-западного простирания, нарушенных поперечными разломами северо-восточного и субмеридионального направлений. Последние определяют структурный план наложенного на поверхность выступа Унского прогиба, глубина которого не превышает 3 км. Осадочное выполнение Унского прогиба представляет собой гофрированную, осложненную дизъюнктивами, толщу предположительно верхнерифейского возраста (рис.

2.12). Формирование этих дислокаций вызвано, вероятно, возникновением в какой-то период тангенциального поля тектонических напряжений с вектором, ориентированным на юго-восток со стороны Балтийского щита, при этом Архангельский выступ мог играть роль упора (индентора) [Зыков и др., 2008]. Линейные структуры горста, ступенчато погружающиеся в Онежский и Керецкий грабены, представлены листрическими сбросами. Запрокинутые уступообразные края горста (рис. 2.13) определяют кинематику (листрических?) сбросов, либо свидетельствуют о более быстром погружении его центральной части [Журавлев, 2007]. Юго-восточнее, между Онежским и Пинежским гра-



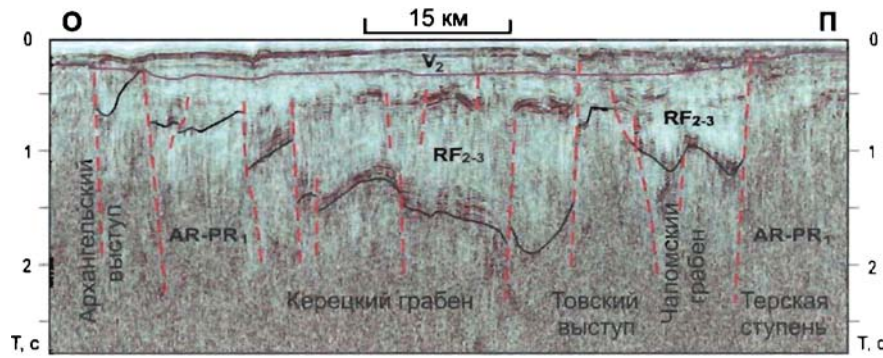


Рис. 2.11. Фрагмент сейсмогеологического разреза по профилю 0711 МОВ ОГТ, секущий Керещкий и Чапомский грабены и разделяющий их Товский выступ. Положение профиля см. на рис. 2.5

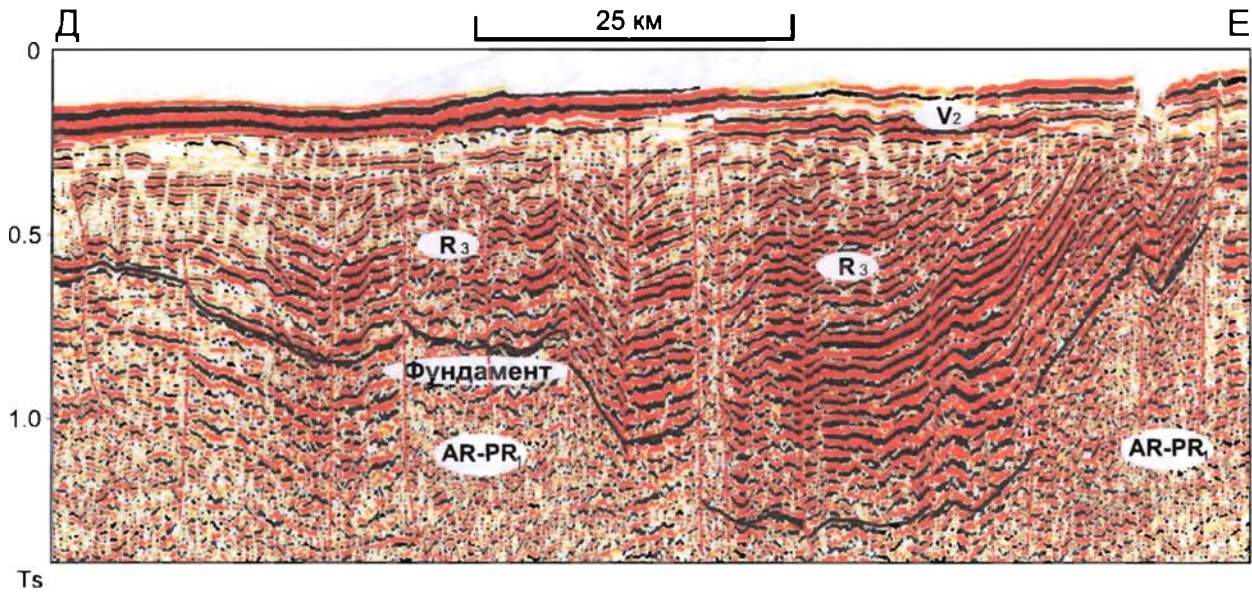


Рис. 2.12. Сейсмогеологический разрез Унского прогиба. Юго-восточный фрагмент профиля МОВ ОГТ 200339. Местоположение профилей см. на рис. 2.5

бнами, амплитуда сбросов, ограничивающих Архангельский выступ, достигает 8 км и более.

**Лешуконский (Чапомо-Лешуконский) палеорифт** – осевая часть Беломорской рифтовой системы – расположен на северо-западе Мезенской синеклизы. Рифт выражен в рельефе кристаллического фундамента двумя основными впадинами, кулисообразно сочленяющимися друг с другом: собственно Лешуконской и к юго-востоку от нее Азопольской (рис. 2.14). Протяженность Лешуконского грабена составляет не менее 550 км, а ширина обычно от 50 до 60 км. Глубина погружения фундамента в Лешуконской впадине, вероятно, до 10 км, а в Азопольской превышает 7 км [Геодинамика..., 2006]. Лешуконский грабен характеризуется низкоградиентными, преимущественно отрицательными аномалиями потенциальных полей. Только на северо-западе, где на

профиле ГСЗ под Лешуконским грабеном отмечено утонение коры до 35 км, уровень гравитационного и магнитного полей возрастает. Здесь, в подкоревой части, горизонты мантии характеризуются увеличенной скоростью  $R_m$  волн (8.4 км/с) [Строение литосферы..., 2005].

Впадины имеют разломные ограничения, асимметричны и выполнены терригенными образованиями рифейского возраста. В Лешуконской впадине эти отложения по данным сейсмостратиграфии подразделяются на средне- и верхнерифейские пострифтовые мощностью до 2,5–3 км и нижележащие среднерифейские рифтовые мощностью, видимо, до 5–6 км. В Азопольской впадине максимальная мощность чехла достигает 6,5–7 км, из которых рифейские отложения составляют 4,5–5 км, в том числе пострифтовые едва ли больше

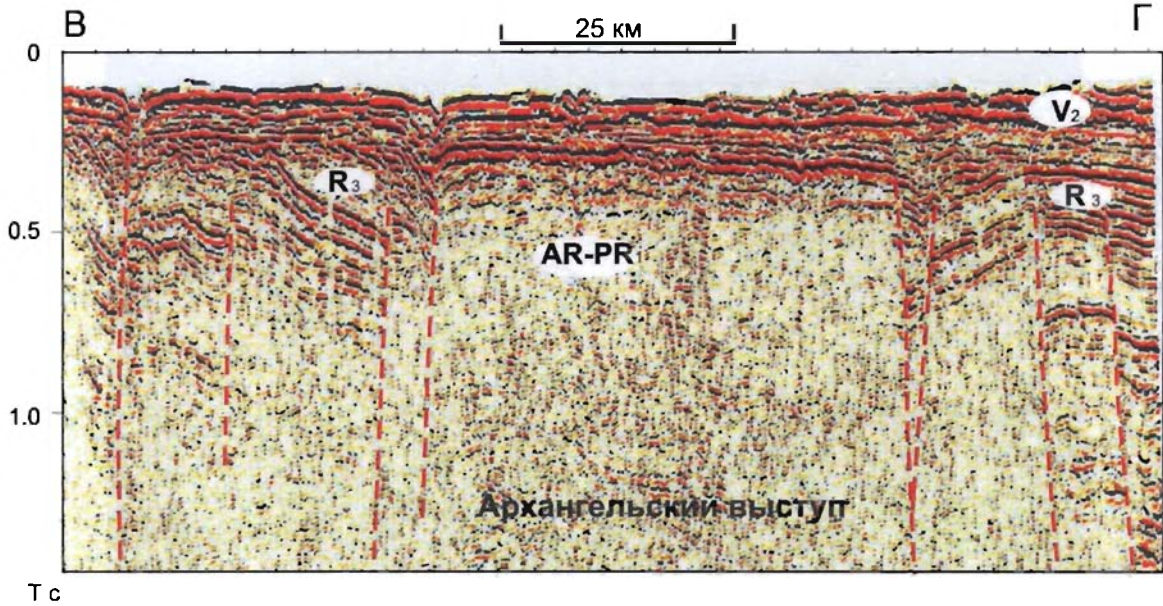


Рис. 2.13. Профиль МОВ ОГТ 200312, пересекающий Архангельский выступ. Местоположение профилей см. на рис. 2.5

2 км. С юго-запада Лешукопский палеорифт ограничен Товским выступом фундамента, а с северо-востока – Кулойским и Мезенским выступами. В то же время вдоль северо-восточного края Товского выступа в рельефе фундамента зафиксирован [Гипсометрическая карта..., 2001] узкий (20–25 км) и протяженный желоб с глубиной погружения фундамента до 4 км в средней части, примыкающий кулисообразно своим юго-восточным концом к Лешукопскому грабену, а к северо-западу достигающий побережья пролива Горло Белого моря.

На противоположном берегу пролива Горло, на юго-восточном побережье Кольского полуострова в низовьях р. Чапомы расположен Чапомский грабен, представляющий собой небольшую по размерам (20–10 км) впадину в архейском кристаллическом фундаменте, выполненную терригенными образованиями чапомской свиты позднерифейского возраста. Чапомский грабен имеет асимметричное строение: распространение рифейских осадочных пород резко ограничивается с северо-востока сбросом северо-западного простирания, а западное ограничение впадины имеет более сложную в плане форму с субширотными маломощными языками песчаников и конгломератов, несогласно залегающими на гранито-гнейсах. Максимальные мощности отложений чапомской свиты, разрез которой почти непрерывно вскрыт в долине р. Чапома, отмечаются в осевой части грабена и вдоль его северо-восточного борта, достигая 300 м.

Сеть разломов, развивавшихся, по всей видимости, конседиментационно, усложнялась в процессе формирования осадочного чехла, что привело к дроблению рифейских отложений на блоки, для которых фиксируются смещения относительно друг друга с элементами вращения и с резкими изменениями наклона пластов, что может свидетельствовать о листрическом характере разломов (рис. 2.15). Разломы, разделяющие блоки рифейских отложений, выражены зонами катаклаза мощностью 1–2 м с подворотом слоев, будинажем прослоев песчаников и гравелитов, гофрированной складчатостью аргиллитов, многочисленными зеркалами скольжения по мелким дуговым трещинам. В обнажениях отмечаются сбросовые смещения до нескольких метров, хотя для разно наклонных блоков можно предполагать и существенно большие амплитуды. Таким образом, Чапомский грабен несет в себе признаки рифтогенной структуры, сформировавшейся в процессе континентального рифтогенеза в позднерифейское время.

Данные геолого-геофизических исследований в акватории пролива Горло Белого моря, проведенных ОАО МАГЭ, свидетельствуют о существовании грабенообразных структур на юго-восточном продолжении Чапомского грабена. Профиль МОВ ОГТ АР-3, пересекающий бассейн Белого моря в северо-восточном направлении от северной оконечности Соловецких островов через пролив Горло (рис. 2.16), зафиксировал в 20 км к ЮВ от грабена его продолжение,







Рис. 2.15. Блоки терригенной толщи верхнего рифея, выполняющих Чапомский грабен, смещены друг относительно друга с элементами вращения. Среднее течение р. Чапомы, Кольский полуостров. Фото Е.С. Пржиялговского

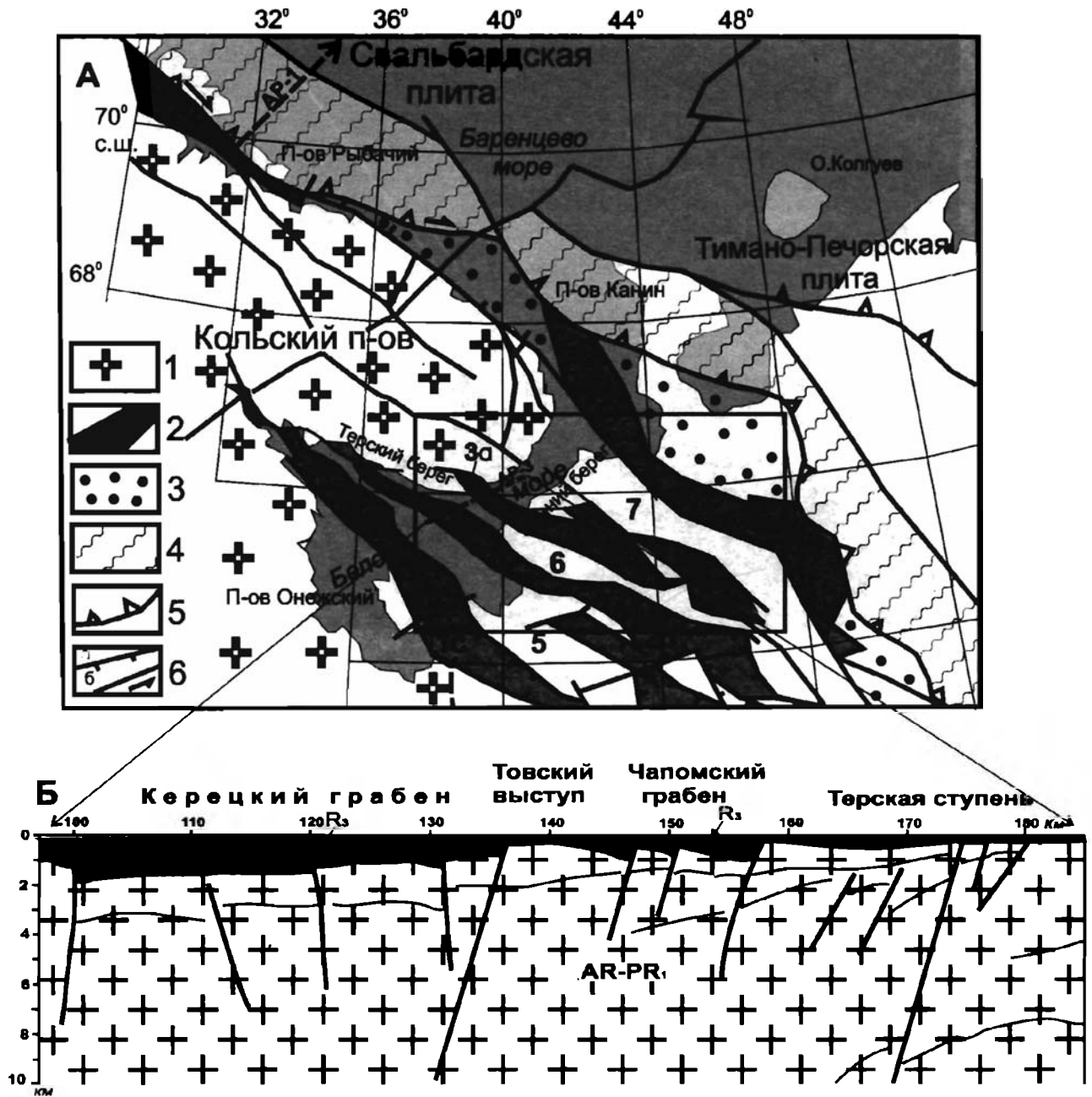
представляющее собой погружение фундамента более чем на 3 км с крутым северо-восточным бортом и пологим юго-западным, осложненным двумя наклонными блоками. С юго-запада Чапомский грабен ограничивает Товский выступ, отделяющий его от Керецкого грабена, а с северо-востока он ограничен Терской ступенью, переходящей севернее в Кулойский выступ.

На сейсмическом разрезе в толще, выполняющей Чапомский грабен, выделяются два седиментационных комплекса, так же как и в остальных грабенах рифтовой системы Белого моря (рис. 2.17). Нижний выполняет грабен и соответствует, вероятно, среднерифейским отложениям, а верхний инвертирует рельеф фундамента и соответствует верхнерифейским отложениям, которые фактически обнажаются на юго-восточном побережье Кольского полуострова. Следует отметить, что по данным сейсмического профилирования терригенная толща, выполняющая грабены, местами дислоцирована, формируя пологие складки, оси которых ориентированы преимущественно вдоль простиранья грабенов.

В северо-восточной части разреза наблюдаются даже структуры надвигового характера

(см. рис. 2.17), которые свидетельствуют о воздействии сжимающих напряжений со стороны, скорее всего, тиманид. Происхождение этих дислокаций пока неясно, возможно генетически они связаны с процессами рифтогенеза.

Со стороны Зимнего берега Белого моря к зафиксированному сейсмическим профилем продолжению Чапомского грабена подходит хорошо выраженное в рельефе кристаллического фундамента западное ответвление Лешуконского грабена в виде довольно узкого, но протяженного желоба. Таким образом, согласно новым данным, Чапомский грабен протягивается в юго-восточном направлении на расстояние около 200 км через пролив Горло до кулисообразного сочленения его с Лешуконским грабеном, являясь фактически одним из сегментов Лешуконского палеорифта. На Кольском полуострове, который представляет собой высоко поднятый блок фундамента платформы, обнажается всего лишь его северо-западная оконечность и, вероятно, верхняя часть разреза грабенового выполнения. Чтобы подчеркнуть единство этой палеорифтовой зоны, имеет смысл дать ей название «Чапомо-Лешуконский палеорифт» в отличие от традиционного «Керецко-Лешуконского»,



**Рис. 2.16.** А. Схема тектоники Беломорского региона: 1 - Балтийский щит; 2 - рифейские палеорифты; 3 - Притиманский прогиб; 4 - Тимано-Варангерский пояс байкалид; 5 - конвергентный шов; 6 - сбросы (а) и сдвиги (б). Цифры на схеме: 1 - Онежско-Кандалакшский палеорифт: грабены 1а - Кандалакшский, 1б - Центральный, 1с - Онежский; 2 - Керецко-Пинежский палеорифт: грабены 2а - Керецкий, 2б - Пинежский, 3 - Чапомо-Лешуконский палеорифт: грабены 3а - Чапомский, 3б - Лешуконский; 4 - Мезенский палеорифт: 4а - Понойская впадина, 4б - Усть-Мезенский грабен; выступы фундамента: 5 - Архангельский, 6 - Товский, 7 - Кулойский. Прямоугольником показан контур рис. 2.14. Пунктирной стрелкой показано положение сейсмического профиля АР-1, отображенного на рис. 2.23.

Б. Фрагмент сейсмогеологического разреза верхней части земной коры вдоль опорного профиля МОВ ОГТ

АР-3. Местоположение профиля см. на схеме тектоники (А)



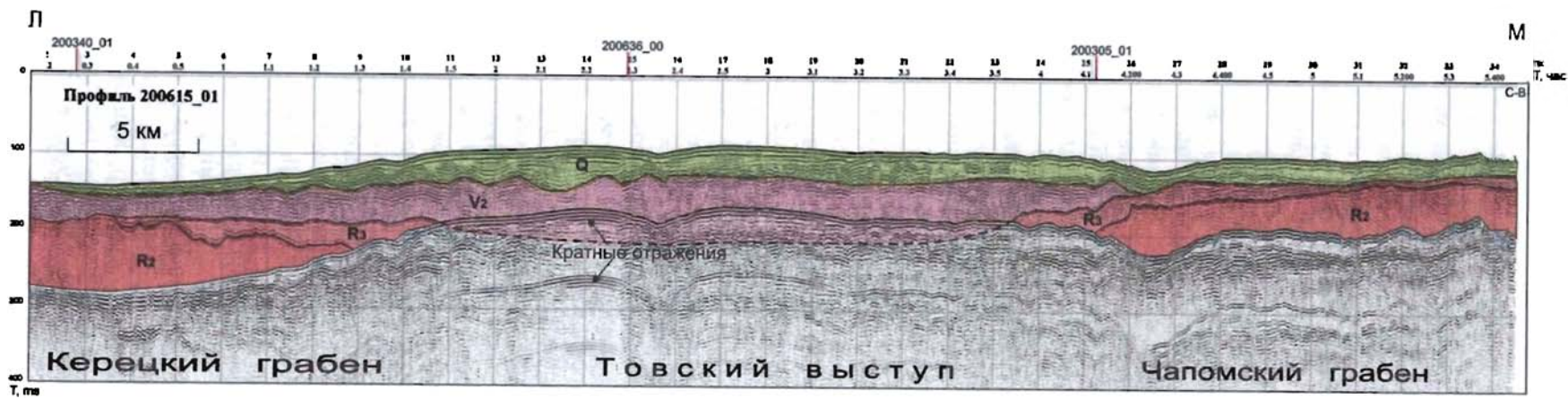


Рис. 2.17. Фрагмент сейсмогеологического разреза по профилю 200615 НСАП, секущий Керецкий и Чапомский грабены и разделяющий их Товский выступ. Положение профиля см. на рис. 2.5

тем более, как оказалось, Керецкий грабен, переходящий к юго-востоку в Пинежский грабен (см. рис. 2.14), никак не соприкасается с Лешуконским т.к. отделен от него Товским выступом кристаллического фундамента, представляющего собой относительно узкую (20–30 км) грядку, вытянутую от юго-восточного побережья Кольского полуострова примерно на 450 км в юго-восточном направлении. Кулисообразное расположение рифтогенных впадин Чапомо-Лешуконского палеорифта, сама форма собственно Лешуконской и Азопольской впадин (пулл-апарт) предполагает их заложение и развитие в режиме трансензии с элементами правостороннего сдвига вдоль крутых северо-восточных бортов грабенов. Такой режим лучше всего согласуется с действием внешних сил, т.е. с пассивным рифтингом [Ю.Леонов, 2001], который мог возникнуть при вращении древней континентальной плиты Балтика против часовой стрелки во время распада суперконтинента Палеопангея на рубеже среднего и позднего рифея [Балуев, 2006], когда северо-восточная (в современных румбах) пассивная окраина плиты испытывала косое растяжение.

**Мезенский (Баренцевоморский) палеорифт**, в состав которого входят Понойская, Усть-Мезенская и Сафоновская впадины, протягивается субпараллельно Лешуконскому палеорифту к северо-востоку от него. Их разделяют Кулойский и Мезенский выступы фундамента. К северо-западу от Понойской впадины, по данным сейсмопрофилирования баренцевоморского шельфа, намечается продолжение этой рифтовой зоны, которое перекрыто надвиговыми структурами Тимано-Варангерской системы байкалитид и палеозойским чехлом Кольско-Канинской моноклинали [Митрофанов и др., 2004].

**Усть-Мезенский грабен** представляет собой довольно узкую (около 30 км) впадину, вытянутую в юго-восточном направлении примерно на 120–140 км. Фундамент в ней погружен на 6 км. Северо-восточный борт, примыкающий к Несско-Тылутскому выступу, более крутой, а юго-западный, примыкающий к Кулойскому выступу, пологий. На юго-востоке Усть-Мезенский грабен через седловину в фундаменте, который здесь залегает на глубине менее 4 км, примыкает к **Сафоновскому грабену**. Последний в пределах карты прослеживается на 90–100 км при ширине 45–50 км, глубина погружения фундамента в нем превышает 8 км. С юга его ограничивает Мезенский выступ фундамента, который разделяет Сафоновский и Азопольский грабены.

С севера Сафоновский грабен ограничен Несско-Тылутским выступом, а к северо-восточной границе грабена примыкает **Пёшская впадина**, выделенная по материалам КМПВ на побережье Чёшской губы [Геодинамика ..., 2006]. Пешская впадина, размеры которой составляют 130x90 км, на карте представлена лишь ее западным краем. В пределах этой структуры отметки залегания поверхности фундамента увеличиваются в северо-восточном направлении от -2,5–3,0 км до -8,0–10,0 км.

**Понойская впадина** с глубиной погруженного фундамента более 8 км выявлена недавно сейсмическим профилированием в Воронке Белого моря на продолжении Усть-Мезенской впадины (рис. 2.18) [Журавлев, 2007]. Наблюдаемое смещение продольной оси Понойской впадины относительно оси Усть-Мезенского грабена может быть обусловлено правосторонними сдвигами блоков вдоль Архангельской тектонической зоны, фиксируемой по простирацию пролива Горло Белого моря, либо огибанием Мезенским палеорифтом жесткого ядра в составе фундамента. На юге впадину ограничивает Кулойский выступ. На юго-востоке Понойская впадина сопрягается с Усть-Мезенским грабеном через систему мелких поперечных горстов и грабенов, контролируемых Архангельской тектонической зоной. На востоке впадина ограничена **Несско-Тылутским (Чижским) выступом**. Выступ образовался, по-видимому, на рубеже среднего и позднего рифея, а впоследствии вошел в полосу форланда при формировании структур **Канинско-Тиманского складчато-надвигового пояса**. Выступ прослеживается с п-ова Канин на акваторию Воронки Белого моря. Вблизи меридиана 42° его структуры выклиниваются, и Понойская впадина смыкается с узким Шойнинским прогибом, который зажат между Несско-Тылутским выступом и **Валом Мысов Лудоватых**. Здесь по крупной надвиговой зоне (**Западно-Тиманский разлом**) проходит граница между Русской плитой и Канинско-Тиманским мегавалом. На северо-восточном склоне **Кольско-Канинской моноклинали**, вблизи полуострова Святой Нос, Понойская впадина замыкается в зоне разломов северо-восточного простираения, которая является продолжением в пределы акватории Баренцевоморского шельфа Хибинско-Конттозерской тектонической зоны. Здесь же прерывается и акваториальное продолжение структур Канинско-Тиманского пояса, расположенных параллельно оси впадины [Баренцевская..., 1988; Журавлев, 2007].

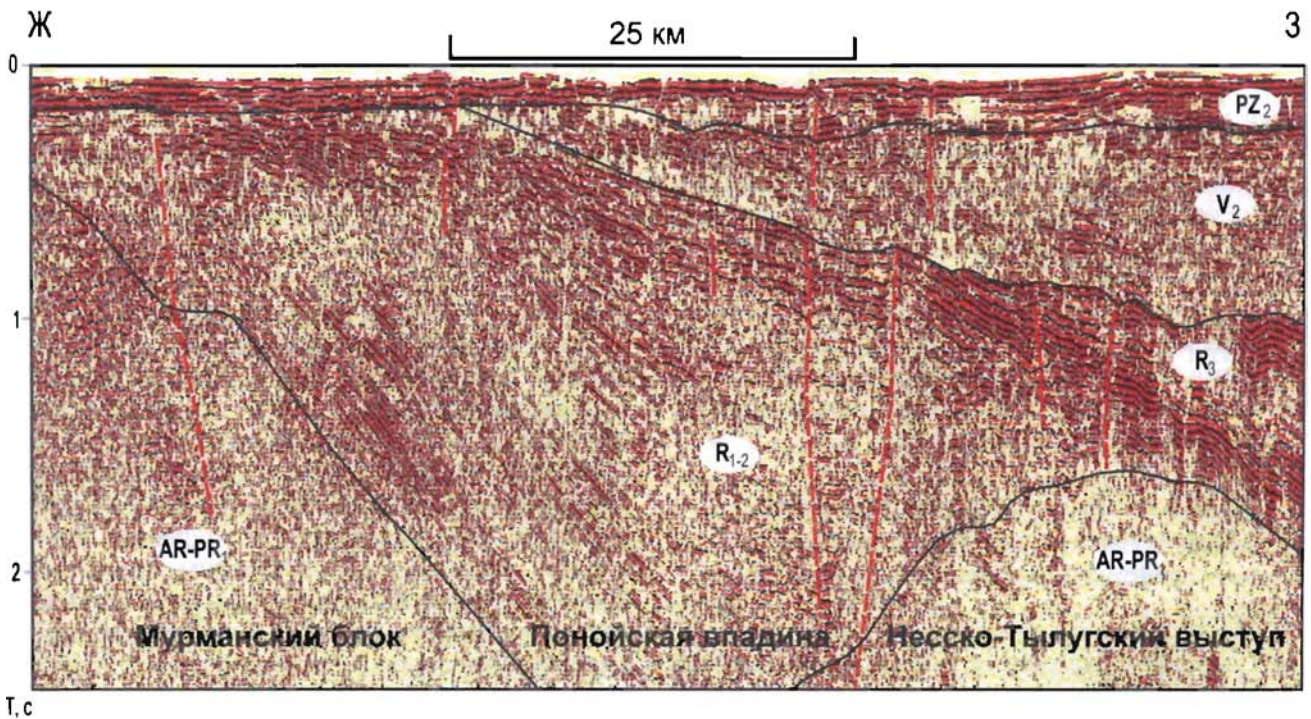


Рис. 2.18. Сейсмогеологический разрез по линии профиля МОВ ОГТ 200301. Положение профиля см. на рис. 2.5

Однако материалы сейсмического профилирования дают основание полагать, что Мезенский (Баренцевоморский) палеорифт имеет свое продолжение в пределах акватории и далее к северо-западу вдоль баренцевоморского побережья. По данным ГСЗ, в области перикратонного опускания фундамента на севере ВЕП выявлен рифейский грабен, который протягивается из Предтиманского прогиба через Горло Белого моря вдоль побережья Кольского полуострова до мыса Нордкапп на северо-западе [Сейсмогеологическая модель..., 1998; Митрофанов и др., 1999; Симонов и др., 2002]. Сейчас уже не вызывает сомнений факт существования системы глубоких рифейских грабенов, по меньшей мере, в северной части Мезенской синеклизы и в районе пролива Горло Белого моря. Вдоль Тиманской сутуры прослеживаются асимметричные Сафоновская и Пешская впадины, представляющие собой единую зону прогибания, ступенчато погружающуюся под Тиман. Краевой шов Тимано-Варангерской системы байкалит (Трольфиорд-Рыбачий-Канин и Западно-Тиманский разломы), по геофизическим данным, имеет характер крупного надвига, по которому рифейские метаморфические комплексы байкалит на десятки километров надвинуты на свои платформенные аналоги в области перикратонного опускания Русской

плиты. И таким образом, северо-восточный борт прогиба перекрыт аллохтонными чешуями рифейских толщ Тимана. Образования комплекса тиманид, погребенные под отложениями осадочного чехла Тимано-Печорской и Свальбардской (Баренцевоморской) эпибайкальских плит, обнажаются на полуостровах Средний, Рыбачий и Варангер, в нескольких выступах прибрежной зоны Кольского полуострова, на полуострове Канин и на Тимане.

Между описанными выше Понойской впадиной на юго-востоке и грабеном полуострова Средний на северо-западе в пределах Ивановской губы и нижнего течения р.Ивановка в кристаллическом фундаменте существует небольшой узкий (2–3 км) грабен, простирающийся примерно на 15 км в северо-западном направлении субпараллельно разлому Карпинского. Грабен выполнен толщей терригенных осадков, полого падающей (до 10°) на северо-восток. Осадочные породы прорваны серией крупных (до 40 м мощностью) долеритовых даек северо-восточного простирания и полого залегающей интрузией (силлом) среднезернистых долеритов с ороговикованием в экзоконтактных зонах мощностью 50–60 см. Примечательно, что в пределах Ивановской губы осадочные породы сохранились лишь вблизи прорывающих их интрузий, в остальных частях они, видимо, были эродированы.



У полуострова Святой Нос выход таких же осадочных образований с прослоем конгломератов в основании представляет собой приразломный клин также северо-западного простирания. По всей видимости, эти две структуры являются реликтами небольших грабенов-сателлитов Баренцевоморской рифтовой зоны, простирающейся в акватории Баренцева моря вдоль побережья Кольского п-ова. Образование таких структур (или, как их еще образно называют, «защербов») связывают с проявлением трансензионного режима во время формирования крупных зон континентального рифтогенеза, как, например, в Байкальской рифтовой зоне.

### 2.1.2. Литолого-стратиграфическая характеристика грабенового выполнения рифтовой системы Белого моря

На дорифтовом фундаменте в рифтовых зонах залегают отложения рифея (синрифтовый комплекс), которые в пределах плитной части платформы (Мезенской синеклизы) несогласно перекрываются синеклизным и плитным комплексами. Общее погружение всех отложений направлено в сторону Тиманского складчатого сооружения, надвинутого на край Восточно-Европейской платформы.

**Синрифтовый комплекс.** Все впадины палеорифтовой системы Белого моря выполнены терригенными осадками, часто красноцветными, среднего и верхнего рифея, и лишь в разрезе рифея Онежского грабена на глубине более 620 м вскрыты бурением покровы базальтов, долеритов и вулканокластических пород солозерской свиты, для которых первоначально был определен К-Аг возраст 1300 млн лет [Константиновский, 1977]. Впоследствии время накопления базальтов солозерской толщи было пересмотрено в сторону уменьшения по Sm-Nd датировкам до  $667 \pm 31$  млн лет, что соответствует пограничным горизонтам верхнего рифея–нижнего венда [Носова и др., 2006]. Нижележащая часть разреза заполняющих Онежский грабен отложений мощностью более 4 км остается неизвестной, но очевидно, что стратиграфически нижележащие горизонты должны быть более древнего возраста.

Возраст слюдисто-глинистого цемента алевролитов красноцветной толщи терской свиты, распространенной на южном побережье Кольского п-ова (Терский берег) и выполняющей Керецкий и Кандалакшский грабены, по К-Аг методу составляет  $1263 \pm 40$  и  $1080 \pm 40$  млн лет [Коноплева, 1979]. Вероятнее всего, осадки тер-

ской свиты трансгрессивно «выплескиваются» на плечо Керецкого рифтового прогиба, а породы более низких уровней разреза рифея скрыты в глубокой части прогиба. В Керецком грабене бурением вскрыта мощная толща красноцветных разнозернистых песчаников, сходных с рифейскими отложениями Кандалакшского грабена. Мощность рифейских отложений в Керецком грабене в целом оценивается в 1,5–2,0 км [Геодинамика..., 2006], а в Белом море до 4 км.

Чапомский грабен, являющийся северо-восточным замыканием Лешуконского (Чапомо-Лешуконского) палеорифта, выполнен терригенными образованиями чапомской свиты позднерифейского возраста. Впоследствии эти образования были отнесены к самой верхней алевролитовой пачке разреза терской свиты, породы которой распространены вдоль южного побережья Кольского полуострова и выполняют грабены Онежско-Кандалакшского и Керецко-Пинежского палеорифтов. В составе терригенной толщи Чапомского грабена преобладают пестроцветные алевролитовые и глинистые породы с хлорит-карбонатным цементом. Накопление осадков чапомской свиты происходило в условиях мелководного морского бассейна в обстановке непрерывного погружения дна при незначительных его колебаниях, зафиксированных в ритмичном строении толщи. В ней был выделен удивительно разнообразный комплекс акритарх хорошей сохранности, включающий наряду с верхнерифейскими отдельные типично вендские формы. Аналогичный верхнерифейский комплекс акритарх установлен в пачке переслаивания алевролитов и черных аргиллитов скв. Усть-Няфтинской (инт. 2050–2607 м), пробуренной в Усть-Мезенской рифтогенной впадине [Коноплева, 1979]. По всем признакам чапомская свита коррелируется с няфтинской свитой (верхи верхнего рифея) из Средне-Няфтинской скважины № 21.

В пределах бассейна Белого моря по данным сейсмического профилирования осадочный чехол разделяется на два структурных этажа [Журавлев, 2007; Журавлев, Шипилов, 2007]. *Нижний структурный* этап представлен синрифтовыми отложениями рифейского возраста, максимальная мощность которых в Кандалакшском грабене и в Понойской впадине достигает 8 км. В рифейской толще, по условиям ее залегания и характеру сейсмической записи, выделяется два комплекса. Нижний выполняет грабены, а верхний, нивелируя рельеф фундамента, отличается более регулярной и ярко выраженной волновой

картиной. Смена характера сейсмической записи отражает, по-видимому, изменения условий осадконакопления и литологического состава пород. Отчетливая слоистость, характерная для обоих комплексов, свидетельствует о слабом метаморфизме рифейской толщи.

Наиболее полно осадочная толща рифея представлена в Понойской впадине (см. рис. 2.18). Сейсмическая характеристика ее разреза в целом соответствует описанию толщ рифея в грабенах рифтовой системы Белого моря, выделенных на суше вдоль профиля МОГТ-I [Геодинамика..., 2006]. Стратификация рифейских отложений выполнена по разрезам Усть-Няфтинской и Средне-Няфтинской параметрических скважин (рис. 2.19). По аналогии можно предположить, что нижний седиментационный комплекс Понойской впадины соответствует отложению раннего (?)—среднего рифея, а верхний – позднему рифею. В других грабенах рифтовой системы между этими комплексами отмечается перерыв в осадконакоплении продолжительностью 150–300 млн лет [Журавлев, Шпилов, 2007]. В отличие от них, в Понойской впадине такого длительного перерыва не наблюдается.

Рифейские образования Кандалакшского грабена по характеру сейсмической записи напоминают разрез нижнего седиментационного комплекса Понойской впадины (см. рис. 2.6 и 2.18). Характерные аномалии волнового и потенциальных полей предполагают внутри рифейской толщи грабена наличие вулканогенных образований, аналогичных породам толеит-базальтовой формации (долериты, базальты и их туфы), вскрытых бурением в рифейской толще на Онежском полуострове. Для осадочных образований рифея характерны пликвативно-дизъюнктивные постседиментационные деформации. Породы, выполняющие центральную часть Кандалакшского грабена, деформированы в пологие складки. Оси складок параллельны продольной оси грабена. Наблюдается увеличение деформаций слоев в направлении Кандалакшского берега и Горла Белого моря, особенно в пределах Архангельской тектонической зоны.

В Керецком грабене в разрезе рифея выделяются два седиментационных комплекса. Верхний, по-видимому, позднерифейский, отличающийся яркими отражениями, полого залегает на эрозионной поверхности нижнего седиментационного комплекса. Нижний более дислоцирован, вероятно, метаморфизован и представлен вулканогенно-осадочными образованиями среднего рифея. Осадки верхнего рифея перекрыва-

ют уступы и Архангельского горста [Журавлев, 2007] (см. рис. 2.13 и 2.17).

На территории Мезенского бассейна, по данным бурения и сейсморазведки, рифейские отложения распространены практически повсеместно. Их отсутствие установлено лишь в районе Архангельска, на Зимнем берегу Белого моря и в центральной части бассейна на двух небольших участках – в среднем течении р. Мезени и в нижнем течении р. Пинеги. На всей площади распространения породы рифейского возраста перекрыты осадочной толщей венда, в основной верхней его частью.

В рифтовых зонах Мезенского региона выделяются отложения, представленные средним и верхним рифеем. Среднерифейские образования слагают нижнюю часть разреза, выполняющего грабены. Большая их часть представлена темносерыми аргиллитами с прослоями мелкозернистых песчаников в верхней части. Общая мощность среднерифейского комплекса может превышать 1,5 км. Изотопный возраст сланцев, полученный К-Аг методом по валовым пробам аргиллитов, 1080–1190 млн лет [Коноплева, 1979]. Образования, относимые к верхнему рифею, представлены чередованием терригенных пород, иногда содержащих прослой карбонатов [Гаврилов и др., 2000]. Фациальный состав пород, выполняющих грабены, свидетельствует об условиях трансгрессии мелководного бассейна в пределы краевой части Восточно-Европейского кратона в среднерифейское время, а находки акритарх указывают на морской тип этого бассейна [Вейс и др., 2004].

Рифейские образования, кроме рифтовых впадин, встречены и на горстовых участках, где они представлены преимущественно косослоистыми пестроокрашенными песчаными разностями пород, имеющими, по-видимому, аллювиальный генезис. Мощность отложений верхнего рифея колеблется от нескольких метров в пределах поднятий до более чем 3 км в рифтовых зонах [Геодинамика..., 2006].

Следует отметить, что корреляция синрифтовых образований в пределах рифтовой системы Белого моря (рис. 2.20) позволяет наметить некоторую тенденцию к омоложению возраста формирования палеорифтовых зон от внутренних частей кратона (Онежско-Кандалакшская зона) к его окраине (Баренцевоморская зона) [Балуев, 2006]. Этот вывод подтверждают и сейсмические материалы, в частности, по региональному профилю МОГТ I-I. Здесь с запада на восток прослеживается омоложение верхней



Скважина Средне-Няфтинская №21

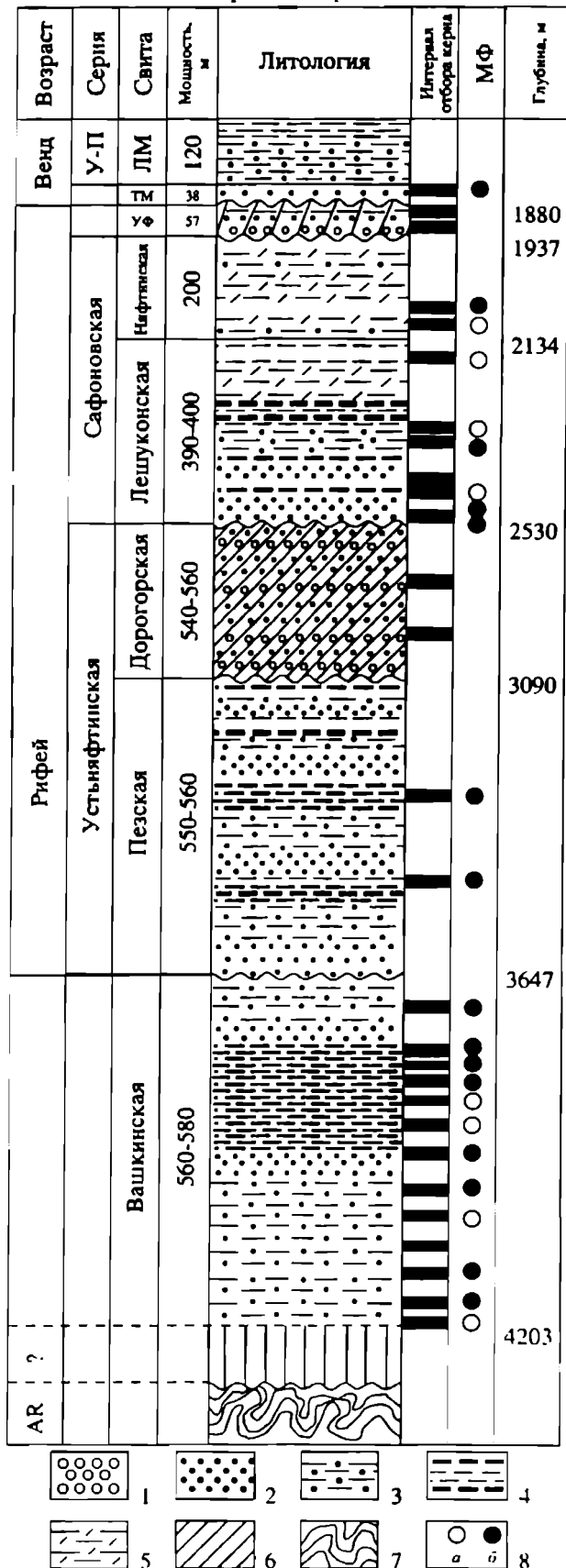


Рис. 2.19. Разрез рифейских отложений Мезенской впадины, вскрытый скважиной Средне-Няфтинской № 21 [Вейс и др., 2004].

1 – гравелиты; 2 – разнозернистые песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты; 5 – глинистые известняки и доломиты; 6 – красцветные толщи; 7 – породы раннедокембрийского фундамента; 8 – интервалы разреза (выборки проб), отобранные на микрофитологический анализ: а – лишённые микрофоссилий, б – включающие находки микрофоссилий. УФ – Уфтогская свита; ТМ – тампская свита; ЛМ – лямпская свита; У-П – усть-пинезская серия; МФ – микрофоссилии

части рифейского разреза под четко выраженным региональным несогласием между рифеем и вендом (рис. 2.21).

### 2.2. Мезенская синеклиза

Мезенская синеклиза сформировалась над системой палеорифтов (рифейских авлакогенов), возникших за счет растяжения земной коры на континентальной окраине Восточно-Европейской платформы. Рифты представлены системой субпараллельных грабенообразных прогибов, описанных выше. По характеру геофизических полей трудно судить о составе пород, слагающих фундамент Мезенской синеклизы. Кристаллический фундамент в пределах карты вскрыт только на Архангельском выступе (скв. Кузнечиха), несколькими скважинами на Зимнем берегу и одной скважиной Ценогорская-1 на глубине 2433 м на Мезенском горсте. По результатам бурения и характеру аномалий магнитного поля можно проследить продолжение в юго-восточном направлении архейских реоморфизованных образований Балтийского щита под осадочным чехлом Русской плиты.

Анализ карт геофизических полей показывает, что поднятия фундамента в области развития венд-палеозойского чехла Мезенской синеклизы, как правило, соответствуют локальные положительные аномалии гравитационного и локальные экстремумы магнитного полей. Эта закономерность нарушается в районе Мезенского гравитационного максимума. По-видимому, здесь локальные положительные аномалии соответствуют гипербазитовым телам, проникающим высоко в верхние части земной коры, что подтверждают и данные сейсморазведки [Костюченко, 1995; Костюченко, Романюк, 1997; Сейсмогеологическая..., 1998; Строение литосферы..., 2005]. В геофизических полях отмечается продолжение под осадочным чехлом

Геохронологическая шкала (млн. лет)	Рифтовая система Белого моря					Варангер-Тиманский пояс байкалид	
	Онежско-Кандалакшская рифтовая зона		Чапома-Лешуконская рифтовая зона	Баренцевоморская рифтовая зона			
	Кандалакшский грабен	Онежский грабен		Мезенский грабен	Баренцево-морский грабен		
570	Валдайская серия					Канинская	
650 Венд			Устьпинижская серия	Волоковская серия			
Поздний рифей R <sub>3</sub> (карагавий)	[Dark shaded area]		Чапомская свита	[Dark shaded area]	Кильдинская серия	Мязгинская	
			Лешуконская свита		Устьняфтинская серия		
1050	?		Устьняфтинская серия	+ + ?		Рыбачинская, песцовореченская, барминская серии	
Средний рифей R <sub>2</sub> (июгний)	1080±40		?	Вашкинская свита	+ +		
	Терская свита			1190-1080	+ +		
1350	1263±40			+ +			
	+ R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+ +		
	AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		AR-PR <sub>1</sub>		
	+ + R <sub>1</sub> ? +		+ + +		+		

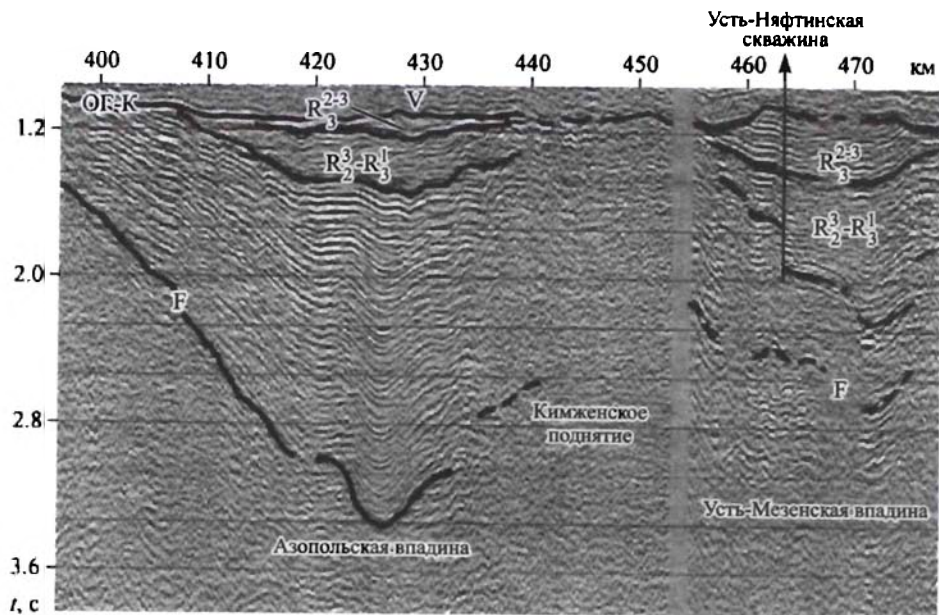


Рис. 2.21. Фрагмент временного разреза северо-восточной части профиля МОГТ-1, показывающий «омоложение» рифейского разреза с запада на восток в Мезенском бассейне [Геодинамика..., 2006]

**Синеклизный комплекс.** Отложения синеклизного комплекса, плащеобразно перекрывающие рифтогенные структуры в материковой части Русской плиты, развиты преимущественно в пределах Мезенской синеклизы и залегают трансгрессивно с видимым несогласием на размытой поверхности рифея и кристаллического основания. Они представлены терригенными образованиями верхнего венда и нижнего кембрия (?). Образование вендского комплекса обнажаются вдоль восточного края Балтийского щита в долинах рек, «прорезающих» Онежскую грядку (рр. Лямца, Пурнема), западную часть Двинского уступа (рр. Нижма, Агма, Сюзьма и др.) и западную часть Беломорско-Кулойского плато (рр. Золотица, Торожма), а также в обрывах Онежского, Летнего и Зимнего берегов Белого моря. На северо-востоке, востоке и юго-востоке вендские отложения погружаются на значительную глубину под палеозойские отложения Мезенской синеклизы.

В юго-восточном Беломорье мощность глинисто-песчаных отложений вендского комплекса, залегающих почти горизонтально, достигает 550 м. U-Pb возраст цирконов из вулканических туфов в основании верховской свиты этого комплекса равен  $558 \pm 1$  млн лет, а цирконов из туфов в основании зимнегорской свиты, перекрывающей верховскую, равен  $555 \pm 0,3$  млн лет [Гражданкин, 2003; Маслов и др., 2008].

Верхневендские отложения слагают осадочную призму, которая достигает максимальных мощностей (более 1500 м) на северо-восточной окраине Восточно-Европейской платформы, вдоль зоны сочленения с Тимано-Печорской областью. Согласно схеме стратиграфии докембрийских отложений Юго-Восточного Беломорья, к вендскому комплексу была отнесена падунская свита, занимающая его верхнюю часть. Возраст падунской свиты не определен, но не исключена вероятность того, что в ее состав включены породы кембрийского возраста, которые установлены в этом регионе по материалам скважин [Гражданкин, 2003]. В пределах Мезенской синеклизы венд-кембрийские (?) образования выклиниваются на склонах Балтийского щита в западной и северной ее частях, на юге граница распространения комплекса контролируется Сысольским сводом, на северо-востоке выклинивание происходит по подножию Тимана [Гаврилов и др., 2000].

В пределах бассейна Белого моря по данным сейсмического профилирования выделяется верхний структурный этаж, который с резким угловым несогласием плащеобразно перекрывает глубоко эродированную, с развитой корой выветривания (мощностью до первых десятков метров) поверхность нижнего структурного этажа и фундамента. Мощность верхнего структурного этажа увеличивается в восточном направлении

и достигает 2500 м в Шойнинском прогибе. Он разделяется на три седиментационных комплекса: верхневендский, средне-верхнепалеозойский и четвертичный, из которых два последних относятся уже к плитному комплексу.

Отложения вендского возраста распространены в восточной части акватории Белого моря и перекрывают рифейские образования. Породы этого комплекса отсутствуют в Кандалакшском грабене, вблизи побережья Кольского полуострова и достигает мощности 1500 м в северо-восточной части Понойской впадины [Журавлев, 2007].

**Плитный комплекс.** До недавнего времени считалось, что между началом накопления плитного комплекса и завершением отложений синеклизного в северной части Восточно-Европейской платформы существовал значительный перерыв в осадконакоплении в 150–160 млн лет [Гаврилов и др., 2000]. В пределах бассейна Белого моря к плитному комплексу относятся отложения среднего-верхнего палеозоя (девона, карбона и перми), которые отмечаются только в Воронке Белого моря, где их мощность не превышает 300 м.

В пределах Мезенской синеклизы, как и в смежных областях платформы, к плитному комплексу относятся терригенные образования среднего и верхнего девона и каменноугольные-нижнепермские карбонатно-сульфатные породы. Генезис красноцветов верхней перми-триаса связан с орогенными движениями на Урале. Венчают весь разрез плитного комплекса маломощные континентально-морские осадки юры, мела, антропогена. Четвертичные осадки перекрывают эродированную поверхность разновозрастных пород осадочного чехла и фундамента. Мощность четвертичных отложений достигает 200 м и определяется, в основном, по глубине палеоврезов и мощности моренных образований.

Однако результаты детального изучения ксенолитов из кимберлитовых трубок Архангельской алмазоносной провинции (ААП) могут свидетельствовать о существовании здесь в раннем и среднем палеозое северо-восточного «залива» Палеобалтийского моря [Мальков, 2009]. Это подтверждает присутствие «провалившихся» ксенолитов и «плавающих рифов» кембрийских, ордовикских, силурийских, ниже- и среднедевонских осадочных пород с сохранившейся фауной и флорой в кимберлитах. Уникальные слоистые мегаксенолиты палеозойских (<sup>3</sup>D2) терригенно-карбонатных пород мощностью 148 м обнаружены в трубках Кепинского поля Зимнебережного района, что позволяет приближенно

оценить время внедрения кимберлитов (поздний девон), былую мощность осадочного чехла (до 148 м) и величину эрозионного среза этих трубок. До начала среднекарбоневой морской трансгрессии все девонские отложения Кулой-Пинежского блока ААП были уже полностью денудированы. В то же время уцелевшие приповерхностные раструбы многих кимберлитовых трубок Золотицкого поля заполнены туфогенно-осадочными отложениями турнейского возраста значительной (до 170 м) мощности. Это свидетельствует о том, что трубки были захоронены в первоизданном виде под визейскими отложениями [Мальков, 2009].

### 2.3. Перикратонная область ВЕП

Перикратонная область северного сегмента Восточно-Европейской платформы протягивается полосой вдоль Мурманского берега Кольского полуострова по акватории Баренцева моря и Воронки Белого моря и ограничена с юго-запада современным сбросом разлома (линеамента) Карпинского. Ее северо-восточное ограничение представляет собой трансрегиональную границу платформ и выражено взбросо-сдвиговой зоной Трольфельд-Рыбачий-Канин, продолжающейся к юго-востоку уже за пределами площади карты в виде Западно-Тиманского разлома. Зона сбросов разлома Карпинского, проходящего по северному краю Кольского полуострова, является фактически границей между Балтийским щитом и перикратонной областью ВЕП. Она четко выражена тектонической ступенью, вдоль которой поверхность кристаллического архейского основания ступенчато погружается к северу и северо-востоку под покров позднепротерозойских – верхнерифейских и вендских (?) – и фанерозойских осадочных образований, относимых к осадочному чехлу платформы.

Зона линеамента Трольфельд-Рыбачий-Канин является границей ВЕП и Западно-Арктической платформы (Баренцевская или Свальбардская плита), которая проявлена взбросом в пределах карты на п-ове Рыбачий и отчетливо прослеживается в потенциальных полях (рис. 2.22) в юго-восточном направлении в акватории Баренцева моря через п-ов Канин и далее, где переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом. К северо-западу эта зона прослеживается между п-овами Средний и Рыбачий и далее за пределами карты на п-ове Варангер. На южном борту Южно-Баренцевской впадины по моноклинальному погружению фанерозойских



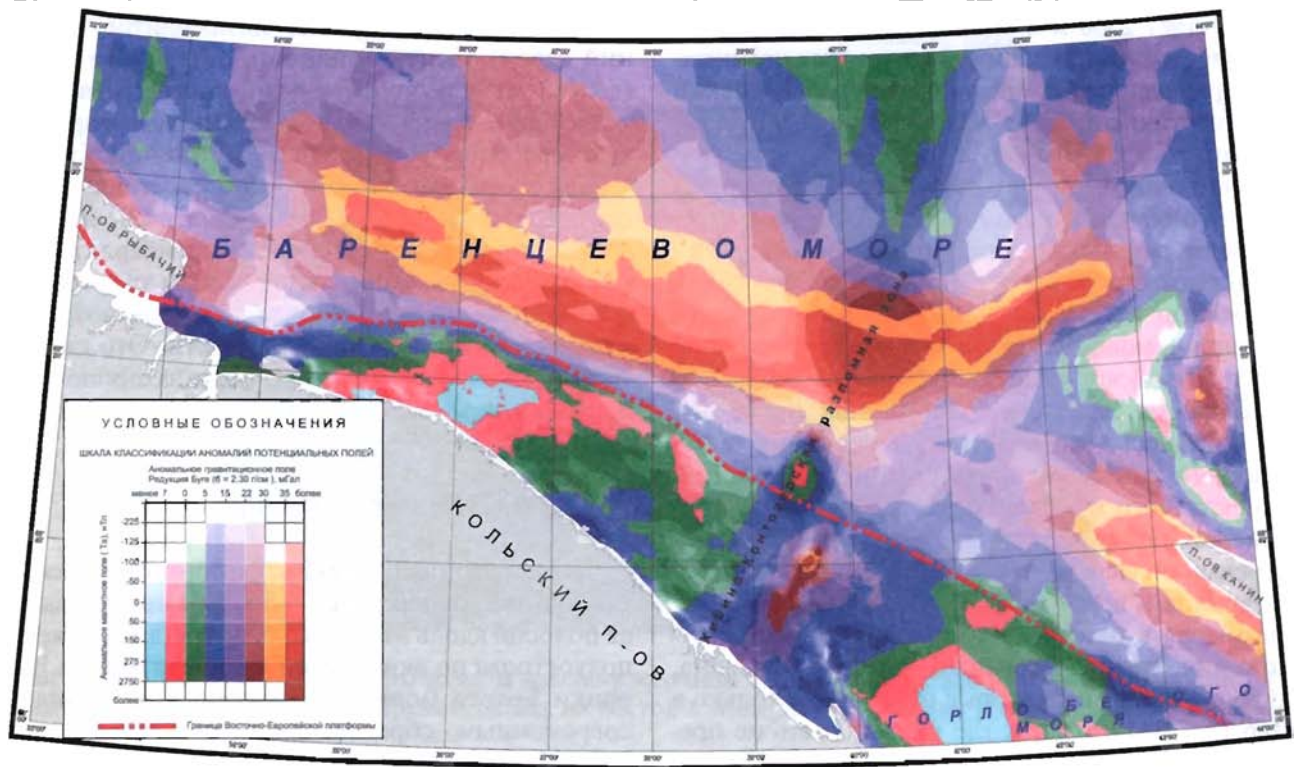


Рис. 2.22. Кластерный анализ аномалий потенциальных полей южной части Баренцева моря, Кольско-Канинская моноклинал [Журавлев и др., 2003ф]

осадков у Кольского п-ова выделяется Кольская моноклинал. К северу от п-ова Канин расположена Коргинская моноклинал (ступень). Обе они объединяются в Кольско-Канинскую моноклинал.

Внешняя часть перикратонной области характеризуется большой мощностью (до 5–6 км) венд-фанерозойских осадков и высокими значениями граничной скорости продольных волн вдоль поверхности М (8,2–8,4 км/с) [Сейсмогеологическая..., 1998]. Она захватывает Несско-Тылутский выступ кристаллического основания, Понойскую и Пешскую впадины, являющиеся составной частью Предтиманского прогиба. Локальные максимумы потенциальных полей, приуроченные к центру Пешской впадины, свидетельствуют о возможной насыщенности разреза магматическими образованиями и о повышенной проницаемости коры. Подтверждением служат результаты бурения Нижнепешской скважины, где в разрезе девона на глубине около 2,5 км вскрыты два тела долеритов общей мощностью более 450 м. В северо-восточной части Пешской впадины, примыкающей к Канинскому геоблоку, предполагается двухъярусное строение фундамента (внизу – кристаллический архей-раннепротерозойский, ввер-

ху – складчатый позднепротерозойский). Сама впадина выполнена субплатформенными образованиями позднего протерозоя и осадочными породами палеозойского возраста мощностью около 5 км. По данным сейсмоплотностного моделирования, суммарная мощность осадочного чехла в Пешской впадине достигает 10 км.

В восточной части региональным минимумом силы тяжести выделяется Предтиманский краевой прогиб. Судя по форме этой аномалии, ось прогиба имеет «тиманское» простирание, дискордантное по отношению к основным структурам Мезенской синеклизы и линейным аномалиям магнитного поля, для которых характерно «канинское» простирание. Разворот на 20–30 градусов Тимано-Канинских структур и соответствующих им магнитных и гравитационных аномалий происходит в районе Чешской губы. Такое взаимоотношение структурных элементов соответствует пострифейским геодинамическим условиям в регионе и предполагает заложение Канинских структур на жестком Мурманском архейском блоке, а формирование надвигов Тимана на менее жестком, подверженном рифейскому рифтогенезу, основании восточного края Мезенской синеклизы.

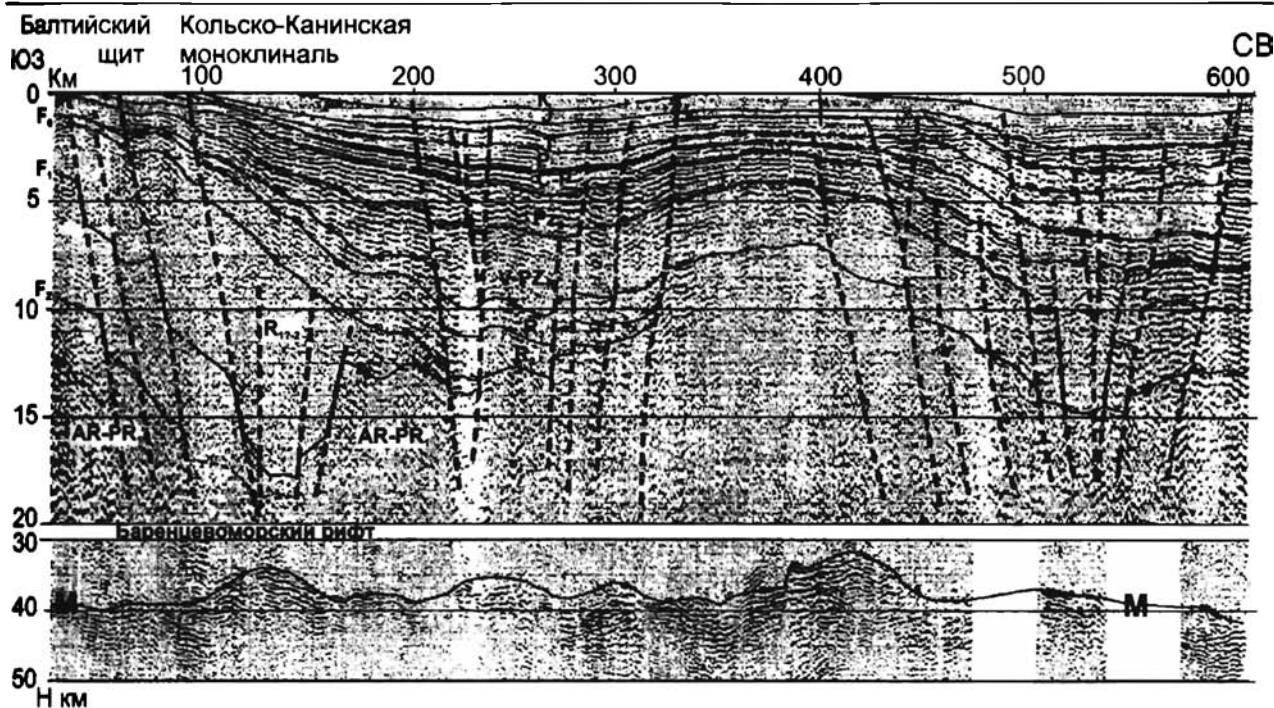


Рис. 2.23. Сводный динамический глубинный разрез по профилю AP-1:  $H=0-20$  км – по данным ОГТ,  $H=30-50$  км – по данным ГСЗ; по [Верба и др., 2001]. F0-2 – главные сейсмостратиграфические границы, разделяющие фундамент, синрифтовые образования и перекрывающую их толщу Кольско-Канинской моноклинали. Местоположение профиля см. на рис. 2.16 А

По данным МОВ ОГТ [Верба и др., 2001; Митрофанов и др., 2004; Симонов и др., 2002], в пределах п-ова Средний и акватории Мурманского побережья выделяется грабенообразная структура, которая в тектоническом отношении принадлежит южному борту позднепротерозойского палеорифта, ось которого проходит примерно в 100–120 км параллельно берегу. Эти данные свидетельствуют о развитии в прибрежной зоне Кольского полуострова перикратонного прогиба, имеющего рифтогенную природу и выполненного мощной толщей рифейских отложений (рис. 2.23).

В то же время следует отметить, что не всегда результаты интерпретации данных сейсмического профилирования соответствуют реальности, как это случилось для северного обрамления Балтийского щита. Здесь в северной части полуострова Средний в 2004–2006 гг. была пробурена скважина П-1 на глубину 4500 м. По данным сейсмического профилирования, мощность рифейской осадочной толщи здесь разными авторами интерпретировалась от 6 км [Митрофанов и др., 2004] до 8–12 км [Симонов и др., 2002], Однако, по данным бурения, кристаллические породы фундамента были встречены на глубине 1,1 км [Куликов и др., 2007], что соответствует

верхнему горизонтальному разделу сейсмокомплекса (рис. 2.24).

Образования, слагающие п-ов Средний, представлены отложениями двух серий [Степкин, 1980] – верхнерифейской кильдинской и вендской волоковой. Кильдинская серия сложена аркозовыми, глауконитовыми, кварцитовидными песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, иногда пестроцветными с примесью карбонатного материала. На о-ве Кильдин в основании серии залегают несколько пластов доломитов с верхнерифейскими строматолитами. Волоковая серия, с размывом перекрывающая кильдинскую, представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками и аргиллитами. Общая мощность кильдинской серии, согласно [Любцов, Предовский, 1998], составляет 1430 м и волоковой серии – 450 м. Осадочные породы, слагающие п-ов Средний, образуют моноклинали с общим падением на СВ под углом до 10–12°. Пликативные дислокации представляют собой пологие складки размерами в сотни метров – первые километры с углами падения крыльев до 10–15°. Контакт с гранитами Мурманского блока – стратиграфический. Однако, как отмечается в [Митрофанов и др., 2004], наблюдаемые образования кильдинской серии слагают наиболее позд-

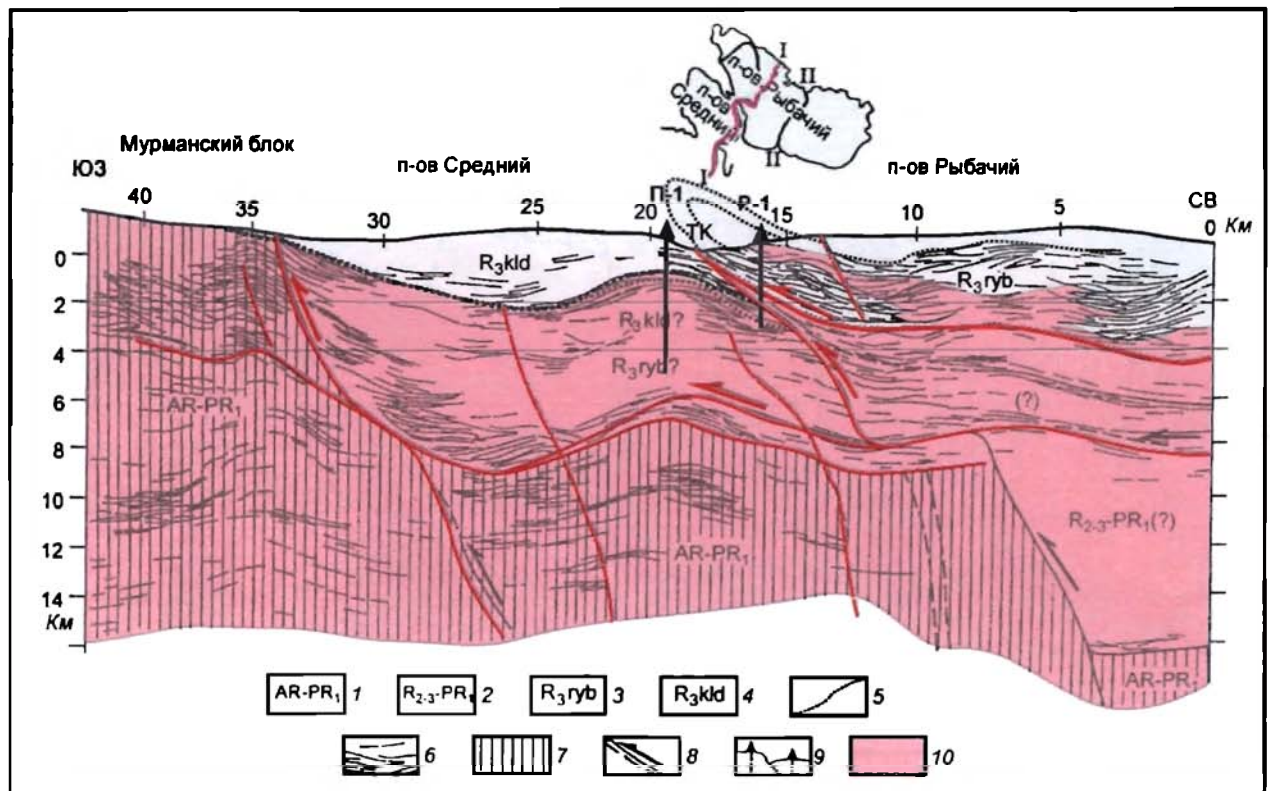


Рис. 2.24. Интерпретация сейсмогеологического разреза по профилю МОВ ОГТ Балтийский щит – п-ов Средний – п-ов Рыбачий (по линии 1 – 1, см врезку) по [Митрофанов и др. 2004] с изменениями по данным из [Куликов и др., 2007; Медведев и др., 2009].

1 – дорифейский фундамент; 2 – предполагаемые нерасчлененные образования нижнего и верхнего протерозоя нижних частей рифтового прогиба; 3 – осадочные толщи рифея рыбачинского комплекса; 4 – осадочные толщи кильдинской серии верхнего каратавия; 5 – основание выходящих на поверхность осадочных толщ рифея п-овов Средний и Рыбачий; 6 – отражающие площадки по сейсмическим данным; 7 – дорифейский фундамент, интерпретируемый по сейсмическим данным до бурения скважин; 8 – разломы и направления движения по ним на инверсионном этапе байкальских движений и позднее; 9 – положение пробуренных глубоких скважин П-1 и Р-1; 10 – гранитогнейсовый дорифейский фундамент по данным бурения

нюю толщу, заполняющую прогиб, и трансгрессивно распространяются за его пределы. Породы более низких уровней разреза рифея скрыты в глубокой части грабена.

С кильдинской серией п-ова Средний и о-ва Кильдин сопоставляются терригенные осадки, развитые в губе Ивановская, приустьевой части р. Ивановка и на п-ове Святой Нос. По данным сейсмического профилирования [Сейсмогеологическая модель..., 1998] рифейско-ранневендские перикратонные комплексы, обнажающиеся на п-ове Средний, острове Кильдин, в Ивановской губе и п-ове Св. Нос, протягиваются полосой вдоль Мурманского берега Кольского п-ова в пределах баренцевоморского шельфа. Мощность их увеличивается к северо-востоку, как и интенсивность складчатости. Для обра-

зований этой зоны характерна асимметричная складчатость, осложненная продольными разломами и опрокинутая на юго-запад в сторону Балтийского щита [Государственная геологическая..., 2000].

Третий структурный ярус в пределах Кольско-Канинской моноклинали составляют палеозойские отложения, залегающие на рифей-вендских образованиях с крупным угловым несогласием. На дочетвертичную поверхность они выходят полосой северо-западного простирания на акваториальной части территории. Это морские терригенно-карбонатные отложения, формирующие нижнюю часть осадочного чехла Баренцевоморской плиты. Они имеют мощность до 2 км и очень полого (до 1,5°) падают на северо-восток [Государственная геологическая ..., 2000].



Наличие зоны гравитационных и магнитных аномалий, протягивающейся вдоль Баренцево-морского побережья и далее на юго-восток вдоль Предтиманского прогиба, является немаловажным обстоятельством, которое может служить косвенным подтверждением существования северо-восточной пассивной континентальной окраины ВЕП в позднем докембрии [Балуев, 2006]. В районе линейного гравитационного максимума по сейсмическим данным отмечается увеличение граничной скорости с 6,0 до 6,5 км/сек и прогиб поверхности кристаллического основания. Такое увеличение скорости можно объяснить внедрением большого объема магматических пород по субпараллельным разломам, которые выделяются магнитными аномалиями и по сейсмическим данным в зоне гравитационного максимума. Результаты плотностного моделирования подтверждают эти данные. На сейсмогеологических разрезах Кольско-Канинской моноклинали, составленных по переобработанным профилям, на временах 2,5–4,0 сек. в зоне Кольского авлакогена в рифейской толще иногда прослеживаются регулярные отражения.

Скорее всего, эта зона гравимагнитных аномалий отвечает крупным магматическим телам, внедрившимся в кору по разломам на начальной стадии разделения Балтики и Лаврентии. Сходные зоны аномалий зафиксированы вдоль западного и восточного побережий Атлантического океана [Богданов, 2001; Lister et al., 1991]. Согласно сейсмическим данным, такая аномальная зона отражает линзу максимальной мощностью до 20 км, получившую название «рефлекторов, падающих в сторону океана» или SDR и

была названа «начальной океанической корой» [Богданов, 2001]. Предполагается, что линза «начальной океанической коры» представляет собой чередование тектонических пластин континентального материала с ультрабазитами, которые интенсивно серпентинизированы на изгибе под подножием континентального склона в зоне перехода к типичной океанической коре. Сейсмические разрезы зоны сочленения Балтийского щита и Баренцево-морской плиты показывают [Верба и др., 2001; Поселов и др., 1995; Сейсмогеологическая модель..., 1998], что и здесь аномальной зоне соответствует скоростная сейсмическая аномалия, интерпретируемая как грабен с амплитудой до 10 км, выполненный осадочными отложениями рифея, в то время как под ним отмечается выступ более скоростных ( $V_r = 7,0$  км/сек), т.е. более плотных пород. Термический режим, создавшийся в земной коре в результате апвеллинга астеносферы в зоне континентального склона в среднем рифее и процессов андерплейтинга на ранней стадии эволюции, был, вероятно, сходным с термическим режимом Индоокеанско-Атлантического типа современных пассивных окраин [Хаин, Левин, 2001; Lister et al., 1991] и мог способствовать генерации и накоплению углеводородов в пределах древнего континентального склона. Таким образом, вышеописанная зона положительных линейных аномалий гравитационного и магнитного полей фактически отражает дивергентную границу древней континентальной плиты Балтика, которая была завуалирована последующими тектоническими процессами, речь о которых пойдет ниже.



### III. СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Западно-Арктическая платформа, занимающая северную и северо-восточную части Тектонической карты, объединяет три главных тектонических элемента: Баренцевскую (Свальбардскую), Тимано-Печорскую и Карскую (Северо-Карскую) плиты [Шкарубо, Шипилов, 2007], входившие в состав древнего палеоконтинента Арктида [Кузнецов, 2006, 2009; Филатова, Хаин, 2010], причлененного в конце венда – начале кембрия к раннекембрийскому остову Восточно-Европейского кратона – Балтике. Впоследствии Арктида распалась при формировании циркум-полярного бассейна Северного Ледовитого океана, оставив причлененным к ВЕП свой фрагмент в виде Западно-Арктической платформы с более молодым гетерогенным фундаментом. Структурно-тектонический каркас Западно-Арктической платформы и основной набор ее элементов строения сложился в раннекембрийскую эпоху тектогенеза. Современные Баренцевская плита и морская часть Тимано-Печорской плиты получили развитие уже как шельфовые плиты. В этом смысле им полностью соответствует термин «плита» в его классическом понимании, отвечающий части платформы (древней или молодой), перекрытой осадочным чехлом [Шкарубо, Шипилов, 2007]. Такой же трактовки вышеназванных плит придерживаются и авторы Тектонической карты.

Как уже отмечалось, с Восточно-Европейской платформой Западно-Арктическая платформа граничит по трансрегиональной границе, представляющей собой конвергентный шов, который выражен взбросо-сдвиговой зоной Трольфьорд-Рыбачий-Кильдин (известной также как Трольфьорд-Комагельв), продолжающейся к юго-востоку в виде Западно-Тиманского разлома. Этот глубинный разлом прослеживается между полуостровами Средний и Рыбачий и далее на запад на п-ове Варангер; в юго-восточном направлении в пределах баренцевоморской акватории и в Воронке Белого моря он отчетливо прослеживается в потенциальных полях до п-ова Канин (см. рис. 2.22).

В пределах карты Западно-Арктическая платформа представлена двумя плитами – Свальбардской и Тимано-Печорской. Структурой, раз-

деляющей Свальбардскую и Тимано-Печорскую плиты, служит *Мурманско-Куренцовская (Печоро-Баренцевская)* флексурно-сбросовая зона, обрамляющая с юго-востока Восточно-Баренцевский трог. По сейсмическим и структурно-геологическим данным, в западной части ее суммарная амплитуда составляет 4–6 км, к востоку от 47° в.д. она разделяется на две расходящиеся ветви. Северная ветвь с вертикальной амплитудой 3–5 км простирается на СВ. Южная ветвь (*Южно-Баренцевская зона разломов*) с вертикальной амплитудой около 1,5–2,0 км, которая содержит и левосдвиговую составляющую, уходит за пределы рамки карты в направлении южной оконечности архипелага Новой Земли, где она частично маскируется надвиговыми структурами [Объяснительная записка..., 1996]. Обе ветви находят отражение и в рельефе дна Баренцева и Печорского морей. Северной ветви соответствует широкий уступ высотой 100–150 м, а южной ветви – ложбина глубиной 70–80 м, в днище которой врезана узкая подводная долина.

Между этими ветвями флексурно-сбросовой зоны расположена клинообразная в плане *Куренцовская* ступень, которая занимает промежуточное положение между структурами Тимано-Печорской плиты и Восточно-Баренцевского трога.

В силу этого на разных этапах развития региона Куренцовская ступень могла изменять свою тектоническую принадлежность (к плите или трог), в зависимости от господствующего поля тектонических напряжений [Объяснительная записка ..., 1996].

#### III.1. Свальбардская плита

Свальбардская (Баренцевская) плита сформировалась на гетерогенном основании, в состав которого входят как блоки гренвильского фундамента, так и, не исключено, байкальского (в пределах узкой полосы пограничного с Тимано-Печорской плитой флексурно-сбросового пояса). На юге Баренцевской плиты (в пределах Канино-Варангерского складчатого пояса рифеид) предполагается полоса байкальского фундамента – Кольско-Финмаркенский мегаблок. На северо-восток от него располагается массив гренвиль-

ского фундамента – Центрально-Баренцевский мегаблок, включающий блоки дорифейской консолидации.

Позднепротерозойские складчатые структуры выходят на поверхность на полуострове Рыбачий, а на п-ове Средний и о. Кильдин рифейско-вендские молассоидные породы находятся в субплатформенном залегании [Rice, Roberts, 1995]. Полуостров Рыбачий, так же как и п-ов Средний, сложен осадочными породами, разделенными на две серии [Степкин, 1980]. Нижняя эйновская серия представлена в основном грубообломочными породами – конгломератами, конгломерато-брекчиями, гравелитами и песчаниками с редкими прослоями глинистых сланцев. Переход от эйновской серии к баргоутной постепенный. Баргоутная серия представлена менее грубозернистыми образованиями – песчаниками и сланцами с примесью карбонатного материала и редкими линзами конгломератов. Мощности толщи п-ова Рыбачьего, по данным [Любцов, Предовский, 1998], достигает 4300 м. Эти отложения залегают моноклиinallyно с падением на СВ под углом до 15°. В северо-восточной и северной частях полуострова они смяты в складки различных размеров и с весьма разнообразным положением в пространстве. Контакт между толщами полуостровов Рыбачьего и Среднего тектонический, представляющий собой взброс с надвиганием толщи п-ова Рыбачьего на отложения п-ова Среднего.

Согласно схеме корреляции верхнерифейских и вендских толщ северо-восточной окраины Русской платформы и Варангер-Тиманского пояса [Митрофанов и др., 2004], возраст кильдинской серии п-ова Среднего определен как поздний каратавий (конец позднего рифея), а перекрывающей ее волоковой – как вендский; породы рыба-чинской (эйновская+баргоутная) серии п-ова Рыбачьего формировались в конце среднего (1126 ±50 млн лет) – начале позднего рифея. Таким образом, подтвердились представления А.А. Полканова [1934] о том, что более древняя и гипсометрически выше расположенная рыба-чинская серия надвинута на отложения волоковой (венд) и кильдинской (верхний рифей) серий.

В отличие от Канина п-ов Рыбачий характеризуется положительным магнитным полем, что соответствует высокой намагниченности, не свойственной для пород рифея. Плотность рифейских пород рыба-чинской серии (2.65–2.68 г/см<sup>3</sup>) значительно уступает плотности складчатых образований п-ова Канин (2.70–2.85 г/см<sup>3</sup>). Можно предположить, что повышенные значе-

ния магнитного и гравитационного полей п-ова Рыбачий обусловлены плотными и магнитными породами, подстилающими породы рыба-чинской серии. По-видимому, п-ов Рыбачий представляет собой часть блоковой структуры, сформированной на краю Варангерского прогиба, взброшенной и надвинутой на субплатформенные образования позднего рифея. Такое структурно-тектоническое положение блока, как и существование самого Варангерского прогиба, подтверждается результатами сейсмопрофилирования на п-овах Средний и Рыбачий [Митрофанов и др., 2004; Симонов и др., 2002]. Судя по характеру аномального магнитного поля, центральная часть прогиба выполнена мощной толщей немагнитных пород. Уникальные данные, недавно полученные по скважине Р-1, пробуренной на полуострове Рыбачий восточнее перешейка, также подтвердили надвиговой характер дислокаций Рыбачинского блока [Медведев и др., 2009]. На интервале 0–17 м скважина прошла по рифейским осадочным породам, на интервале 17–400 м вскрыла катаклазированные плагиогнейсы и плагиограниты кристаллического фундамента, а далее еще около 1000 м прошла по осадочной толще рифея до отметки 1500 м, где она вновь вошла в породы кристаллического фундамента. Таким образом, получены несомненные доказательства наличия пологого надвига (шарьяжа) автохтонного комплекса мощностью свыше 1000 м, сложенного в ядре перемешанными катаклазитами, плагиогранитами, а также слабометаморфизованными терригенными породами. При этом верхняя часть (висячее крыло) шарьяжной складки практически уничтожена эрозией в районе южной части п-ова Рыбачий, а гранитное ядро складки было вскрыто на глубине 17 м (см. рис. 2.24). Надвинута шарьяжная складка, скорее всего, с северо-востока, со стороны осевой части коллизионного сооружения, возникшего в кембрии при коллизии Арктиды с древним остовом ВЕП – Балтикой. В эту же сторону можно ожидать раздвиг ядра, при котором рифейские породы могут оказаться на глубинах порядка 5 км [Медведев и др., 2009]. Таким образом, становится очевидно, что необходим пересмотр результатов интерпретации материалов сейсмического профилирования на п-овах Средний и Рыбачий и существующих представлений о геологическом строении этой части зоны сочленения Западно-Арктической и Восточно-Европейской платформ.

С тектоническим положением и надвиговым характером дислокаций Рыбачинского блока со-

гласуется структура Рыбачинского вала, выделяемого в осевой части Варангерского прогиба. Вал уверенно прослеживается в волновых полях и в рельефе дна. Характер локальных аномалий гравитационного поля свидетельствует о том, что вал имеет сложное строение, представлен кулисообразной системой складок с левосторонним смещением осей и разбит на блоки, различающиеся по плотности и проницаемости пород. Об амплитуде сдвиговых перемещений верхней части рифейской толщи можно судить по смещениям осей локальных аномалий потенциальных полей. Они не превышают 3–5 км.

На Кольско-Канинском шельфе, северо-западнее п-ова Рыбачий, верхняя граница складчатого комплекса пород прослеживается по данным МПВ (профиль 1-AP) и характеризуется горизонтом Ф0 (см. рис. 2.23). Граничная скорость для этого горизонта на глубине 0,5–1 км составляет 5,7–5,8 км/сек и постепенно увеличивается до 6,4–6,5 км/сек на глубине 10–12 км. Это может свидетельствовать о том, что породы не утратили способности к уплотнению и находятся на относительно низкой стадии метаморфизма. Здесь, в прибрежной части Кольского п-ова, на профиле 1-AP выделен крупный, вероятно раннерифейский прогиб [Сейсмогеологическая..., 1998], названный *Кольским авлакогеном*. Предполагаемая мощность рифейской толщи в прогибе достигает 14 км. В аномальном гравитационном поле ему соответствует характерный минимум, прослеживаемый от п-ова Варангер. К юго-востоку от п-ова Рыбачий предполагается замыкание прогиба [Журавлев, 2003ф].

Баренцевоморскую (Свальбардскую) плиту пересекает в субмеридиональном направлении от континентального склона на севере практически до зоны сочленения шельфовой плиты с Восточно-Европейской платформой *Восточно-Баренцевский трог (мегапрогиб)*, с которым связано большинство месторождений и проявлений УВ в Баренцевом море. Эта рифтогенная структура с субокеанической корой заложилась в верхнем девоне и испытывает прогибание фактически до настоящего времени, накопив 18–20-километровый слой осадков, из которых за позднепермско-триасовый этап (т.е. за 20–25 млн лет) в депонентах накопилось 10–11 км терригенных пестроцветных образований с содержанием вулканитов среднего-основного состава.

Восточно-Баренцевский мегапрогиб в рельефе поверхности фундамента выражен субмеридиональным трогом с глубинами 14–20 км с редуцированным гранитным слоем (субокеаническими

трогами). На уровне верхней части осадочного чехла мегапрогиб выражен мегасинеклизой, очерчиваемой на геологической карте контурами распространения юрских и меловых отложений. В состав Восточно-Баренцевского мегапрогиба входят Южно-Баренцевская и Северо-Баренцевская впадины, разделенные Лудловской перемычкой. В пределы Тектонической карты Белого моря попадает лишь южное замыкание Южно-Баренцевской впадины, которое представляет собой ступени флексурно-сбросовых поясов [Шкарубо, Шипилов, 2007].

По данным ШГСП (широкоугольное глубинное сейсмическое профилирование) [Коган и др., 2004], южный склон Южно-Баренцевской впадины представляет собой серию сбросов амплитудой до 2,5–3,0 км. Глубина впадины по борту от верхней до нижней границы осадков составляет 17 км. Мощная толща палеозойских осадков нижнего этажа, заполняющая впадину между горизонтом P1-C3 и консолидированным фундаментом, последовательно выклинивается от нижних слоев к верхним у ее южного борта. Средний этаж между горизонтами P1-C3 и T3-J1 резко уменьшается в мощности, и самый верхний кайнозойско-меловой этаж имеет выдержанную мощность. Осадочные слои залегают на консолидированных породах южного борта Южно-Баренцевской впадины. Границы в осадках наклонены на север к центру впадины под углами 3–5°. Вся прибортовая часть разреза разбита на блоки серией субвертикальных нарушений, охватывающих всю осадочную толщу и уходящих в фундамент до глубины 25–30 км. Кровля консолидированного фундамента воздымается по южному борту впадины с севера на юг с глубины 17 км (70°30' с.ш.) до 7,5 км (60°10' с.ш.). В консолидированной коре здесь прослеживаются границы (K1, K2, K3), падающие на юг, где их наклон с глубиной увеличивается. Граница M погружается ступенями к югу от 30 км на 71° с.ш. до 38 км на 69° с.ш. [Коган и др., 2004].

В центральной части Южно-Баренцевской впадины фундамент глубоко переработан и, возможно, замещен корой переходного типа [Шипилов и др., 2008]. Фундамент во впадине погружен до 18–20 км (севернее рамки карты), и местами мощность консолидированной коры не превышает 10 км. Скорее всего, Южно-Баренцевская впадина образовалась в пограничной зоне Тимано-Печорской эпибайкальской и Свальбардской плиты с гренвилемским фундаментом.

В этой зоне Свальбардская плита по глубоко залегающему сбросу-сдвигу западного простира-

ния приходит в соприкосновение с рифейско-вендскими комплексами байкалитид Тимано-Печорской плиты. На древнюю структуру Свальбардской плиты накладываются более поздние тектонические процессы, связанные с развитием, в частности, Восточно-Баренцевского трога и блоково-надвиговой киммерийской орогенической системы Пайхойско-Новоземельского пояса.

Примечательно, что к юго-западу от южно-го замыкания Восточно-Баренцевского трога на Кольском полуострове отмечаются следы вероятной пропагации рифта в сторону Балтийского щита, продолжение которого проявляется в виде Хибино-Контозерской разломной зоны с признаками растяжения и проявлением щелочного и базальтоидного магматизма среднепалеозойского возраста. С этой зоной пространственно и генетически связаны крупные и мелкие щелочные массивы (Хибины, Ловозеро, Курга, Контозеро, Ивановский) и ряд дайковых полей. В пределах акватории Баренцева моря на продолжении тектонической зоны в потенциальных полях выделяется ряд аномалий, интерпретируемых как интрузии разного состава, маркирующих зону проницаемости земной коры. Важнейшей особенностью массивов, приуроченных к Хибино-Контозерской тектонической зоне, является совмещение в одних комплексах продуктов щелочно-базальтового и щелочно-ультраосновного магматизма. В пределах шельфа эта зона разграничивает Свальбардскую и Тимано-Печорскую плиты, формируя в то же время юго-восточный борт Южно-Баренцевской впадины.

### III.2. Тимано-Печорская плита

Тимано-Печорская плита (ТПП) возникла на месте обширной области байкальской складчатости, простиравшейся от Западно-Тиманского краевого шва на юго-западе до Байдарацкого глубинного разлома на северо-востоке. Земная кора Тимано-Печорской плиты разделяется Припечорским глубинным разломом на Тиманский и Большеземельский мегаблоки, которые отличаются характером геофизических аномалий, составом осадочных и вулканогенно-метаморфических формаций рифейских пород и сформировались в различных геодинамических обстановках. По условиям формирования комплексов фундамента эти мегаблоки соответствуют миогеосинклинальной (обстановка пассивной окраины) и эвгеосинклинальной (обстановка активной окраины, островных дуг) зонам байкалитид [Шкарубо, Шипилов, 2007].

В рамках Тектонической карты Тимано-Печорская плита представлена своим западным углом Тиманского мегаблока, расположенным преимущественно в акватории Баренцева моря и частично в Воронке Белого моря. Лишь на полуострове Канин обнажаются ее фундамент в виде позднепротерозойских осадочно-метаморфизованных пород, слагающих Канинскую грядку и грядку мысов Лудоватых, а также фрагменты палеозой-мезозойского вулканогенно-осадочного платформенного чехла. Контур ТПП, имеющий на карте треугольную форму, с юго-запада ограничен, как уже отмечалось выше, взбросо-сдвиговой зоной Трольфельд-Рыбачий-Кильдин (известной также как Трольфельд-Комагельв), продолжающейся к юго-востоку в виде Западно-Тиманского разлома. На п-ове Канин эта зона проходит чуть юго-западнее гряды мысов Западные Лудоватые и перекрыта четвертичными отложениями. Северо-западным ограничением ТПП служит *Мурманско-Куренцовская (Печоро-Баренцевская)* флексурно-сбросовая зона, обрамляющая с юго-востока Восточно-Баренцевский трог и в то же время являющаяся структурой, разделяющей Свальбардскую и Тимано-Печорскую плиты.

В пределах Тиманского мегаблока мощность земной коры составляет 38–40 км. Шельфовая часть плиты также имеет кору континентального типа, и ее мощность изменяется в том же диапазоне. Верхний слой консолидированной земной коры представлен карельским и байкальским структурными комплексами, при этом карельский комплекс подстилает байкальский на глубине 8–10 км. Фундамент Канино-Северотиманского мегавала сложен осадочно-метаморфическими рифейскими породами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев, частично эпидот-амфиболитовой, создающими слабо отрицательный фон магнитного поля. Породы фундамента выступают в сильно эродированной сводовой части мегавала. Амплитуда поднятия составляет около 1 км.

*Канинский горст* (вал 30х200 км) вытянут в северо-западном направлении, асимметричен, разбит множеством разломов, ортогональных простиранию. Свод его слагают слабометаморфизованные породы рифейского фундамента. Докембрийские образования п-ова Канин слагают разрезы двух структурных ярусов: нижнедокембрийского, предположительно нижнепротерозойского (микулкинская серия) и верхнепротерозойского (тархановская и табуевская серии). Глубокометаморфизованные породы микулкин-



ской серии слагают ядро Микулкинской антиклинали (купола) на юго-восточной оконечности Канинской гряды. На основе U-Pb датировок цирконов из гнейсов микулкинской серии установлено, что они сформировались в результате трех последовательно проявившихся метаморфических событий, имевших место в интервале 1994–1764, 1372–1338 и 1280–1080 млн лет назад. К рубежу 1 млрд лет Канино-Северотиманский сегмент земной коры был выведен из области активного тектогенеза и к концу позднего докембрия представлял собой составную часть относительно стабильной внутриконтинентальной области [Пыстин, Пыстина, 2006].

Юго-западное крыло Канинского горста крутое, иногда запрокинутое, осложнено взбросо-надвигом и перекрыто отложениями перми, триаса и средней юры. Северо-восточное пологое крыло сложено силурийскими, франскими и каменноугольными породами, осложнено более мелкими складками и дизъюнктивами. Поверхность вала сильно эродирована. По данным сейсморазведки и гравиметрии, складчатые структуры Канинского вала отчетливо прослеживаются на 20–30 км в северо-западном направлении на Кольском шельфе. Судя по характеру аномалий гравитационного поля, структуры вала срезаются зонами разломов северо-восточного и субширотного направлений и «затухают».

К юго-западу от Канинского вала за зоной Главного разлома выделяется *Шойнинская ступень*. Как гипсометрически на современном дочетвертичном срезе, так и в структурном плане Шойнинская ступень опущена по сравнению с Канинским горстом. По результатам комплексной интерпретации сейсморазведки и гравиметрии предполагается глубина депрессии Шойнинской ступени до 2,5 км, а также развитие в ее пределах довольно мощной толщи субплатформенных образований рифея. Депрессия асимметрична – ее осевая наиболее погруженная часть прижата к Канинскому валу. В отличие от Канинского горста для Шойнинской ступени характерно близгоризонтальное залегание пород, значительно меньшая степень метаморфизма. Этот блок, по-видимому, отвечает так называемой Западной структурно-формационной зоне Тимана. К северу от Главного разлома выделяется Восточная структурно-формационная зона Тимана. Блок разбит серией глубинных разломов северо-западного простирания, обуславливающих линейно-блоковое строение структуры, среди которых выделяются такие структуры второго

порядка как *Меснинский грабен* и *горст мысов Лудоватых*.

Поверхность рифейского фундамента в Меснинском грабене полого погружается на северо-восток к зоне Главного разлома, в горсте мысов Лудоватых рифейские образования выведены на дочетвертичную, а частично и на дневную поверхность. Сама горстовая гряда сложена карбонатной (доломитовой) толщей позднерифейского возраста, относящейся к карбостромовой формации, которая перекрывается и частично замещается по простиранию мощной толщей карбонатно-терригенных и терригенных пород верхнего и терминального рифея. Доломитовая толща мысов Лудоватых ограничена по простиранию разломами северо-западной ориентировки и смята в складки. Эта толща относится к образованиям континентального склона и деформирована в приразломной зоне [Оловянишников, 1998].

Меснинская депрессия сложена палеозойскими, преимущественно ассельско-артинскими и верхнепермскими комплексами мощностью до 1000 м. В восточной части, граничащей по разлому с Канинским горстом, сохранились триасовые и среднеюрские отложения незначительной мощности. Подстилающий их рифейский фундамент слагает метаморфический комплекс пород, объединенных в кийскую серию. Кийская серия представлена мелко-тонкозернистыми сланцами (филлитами) с подчиненными кварцитами и доломитами, часто строматолитовыми. Сланцы, как правило, кварц-серицит-графитового состава, иногда магнетитсодержащие. Породы серии подвергнуты зональному метаморфизму начальной стадии зеленосланцевой фации (Черемхина и др., 1996ф). Несмотря на то, что породы фундамента в пределах депрессии вскрыты преимущественно скважинами, по описаниям керна пород можно сделать вывод, что породы серии дислоцированы с элементами складчатости, а многочисленные зоны рассланцевания до слюдистых сланцев свидетельствуют о тектонических подвижках (проскальзовании), как послойных, так и по складчатости. Скорее всего, судя по стратиграфическому расчленению толщи, ее слагают пакеты склоновых образований, надвинутых на юго-запад в сторону платформы. Состав моставихинской толщи (темно-серые до черных с шелковистым блеском, часто жирные на ощупь, графитсодержащие кварц-серицитовые и серицит-кварцевые сланцы), входящей в состав Кийской серии фундамента, угол падения рассланцевания пород к оси керна (до 45°) говорят о том, что, вероятнее

всего, эта толща претерпела приразломные преобразования в зоне взбросо-надвига.

К северу от Канинского вала по данным сейсморазведки выделяется *Северо-Канинский прогиб*. Контуры прогиба отчетливо выражены гравитационным минимумом. Вблизи побережья он узкий и имеет северо-западное простирание. На границе с Южно-Баренцевской впадиной прогиб расширяется, меняет простирание на северо-восточное. Отрицательное магнитное поле свидетельствует о том, что прогиб выполнен немагнитными породами. Их мощность, предположительно, достигает 8 км и более.

### III.3. Канино-Тиманский складчатый пояс

С северо-востока Восточно-Европейскую платформу ограничивает Канино-Тиманский складчатый пояс, протягиваясь от п-ова Варангер в Северной Норвегии до Поллодова кряжа на Урале, захватывая краевую приграничную область Западно-Арктической платформы, включая Свальбардскую (Баренцевоморскую) и Тимано-Печорскую плиты. Его существование более ста лет назад предположил Ф.Н.Чернышов [1902]. Н.С. Шатский в ряде работ [Шатский, 1946 и др.] последовательно проводил идею о принадлежности этого горного пояса к позднекембрийским байкальским складчатым сооружениям и предложил дать ему название «*тиманиды*». Между тем геодинамика геологического развития этой области долгие годы являлась дискуссионной.

На полуостровах Варангер, Рыбачий, Канин и на Тиманском кряже обнажаются вышеописанные осадочно-метаморфизованные складчатые образования, отождествляемые с тиманидами. К выходам на поверхность складчатых пород рифея на п-овах Канин и Рыбачий приурочены положительные линейные аномалии гравитационного поля. Всего здесь выделено две тектонически отделенные друг от друга зоны, характеризующиеся определенной спецификой состава тиманид (рис. 3.1).

1. **Внешняя (Кильдинская)** структурно-формационная зона – это зона развития континентальных и предельно мелководных морских отложений (кильдинская и волоковая серии, описанные выше), в некоторых случаях стратиграфически налегающих на раннекембрийские образования Балтийского щита. На п-ове Варангер эта зона называется зоной Танафьорд-Варангерфьорд. На юго-востоке она продолжается на п-ов Средний и о. Кильдин как Кильдинская зона.

2. **Внутренняя (Рыбачинская)** структурно-формационная зона – это зона развития более глубоководных образований (эйновская и боргоутная серии, описанные выше). На п-ове Варангер эта зона называется зоной Баренцшавс (или Баренц-си). На юго-восток она продолжается на п-ов Рыбачий как Рыбачинская зона. Существуют надежные доказательства того, что структуры и комплексы этой зоны надвинуты в юго-западном направлении на структуры и комплексы Кильдинско-Танафьорд-Варангерфьордской зоны. Для внутренней структуры позднекембрийских комплексов п-овов Средний и Рыбачий характерны асимметричные складки расланцованных пород с шарнирами, ориентированными в северо-запад-юго-восточных румбах. Анализ этого структурного парагенеза приводит к выводу о том, что он сформировался в результате направленного на юго-запад тектонического смещения масс, произошедшего на рубеже венда и кембрия [Кузнецов, 2008].

Такое, ставшее уже традиционным, понимание зональности северо-восточного обрамления Балтийского щита, позволяет характеризовать ситуацию на позднекембрийской окраине Балтики как обстановку, близкую к обстановке пассивной континентальной окраины. Фрагменты разных палеотектонических зон пассивной окраины позднее, но до каледонского тектогенеза, были пространственно сближены. Если предположить, что известковисто-терригенные породы, известняки и доломиты со строматолитами каратавского уровня нижней части кильдинской серии острова Кильдин в действительности не участвуют в строении разреза этого стратона, то они могут являться фрагментом полосы развития позднекембрийских карбонатов, протягивающейся от Цильменско-Ропченской зоны Тимано-Печорской части Баренцевоморско-Тимано-Печорского региона через мысы Лудоватые на п-ове Канин (северо-восточный край Тиманского блока фундамента ТПП). В этом случае, подобно тому, как это имеет место в Тиманском блоке ТПП, карбонаты о. Кильдин маркируют собой «барьерный» риф, формировавшийся на бровке шельфа, на котором накапливались дельтовые и мелководно-морские осадки – кильдинская серия на о. Кильдин и п-ове Рыбачий, а также комплексы Вадсё, Тана и Вестертана на п-ове Варангер. Далее в сторону бассейна (т.е. на северо-восток) располагался континентальный склон и его подножье, где накапливалась мощная турбидитовая толща – эйновская и баргоутная серии на п-ове Рыбачий, а также породы серии

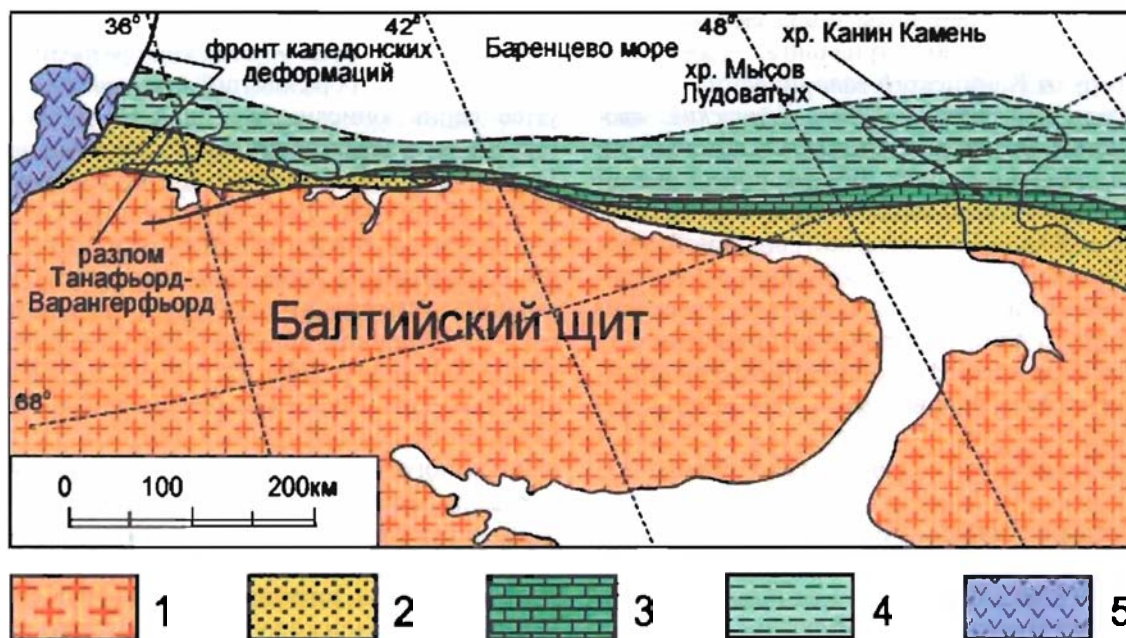


Рис. 3.1. Тектоническая зональность тиманид (протоуралид-тиманид) северо-восточного обрамления Балтийского щита и северо-западной части Тимано-Печорского региона (по [Кузнецов, 2008]).  
 1 – остов ВЕП; 2 – Кильдинско-Танафьорд-Варангерфьордская и Четласско-Джежимпарминская зона (аллювиально-дельтовые системы и песчаные отмели – континентальные и мелководно морские отложения); 3 – Цильменско-Ропченская зона и зона мысов Лудоватых («барьерный риф» – терригенно-карбонатные и карбонатные отложения); 4 – Рыбачинско-Баренцшавская, Вымско-Вольская и Ижемская зона (континентальный склон и континентальное подножье – морские глубоководные песчано-глинистые отложения); 5 – позднекембрийский комплекс Финнмаркена (покровный комплекс Гаисса), участвующий в сложении нижних структурных элементов покровов Скандинавских каледонид (неравномерно метаморфизованные вулканогенно-осадочные и магматические комплексы)

Баренцшавс и Локвик-фьорд, распространенные в северо-восточной части п-ова Варангер. При этом зону континентального склона и подножья маркируют морские образования, представленные глубоководными песчано-глинистыми отложениями Рыбачинско-Баренцшавской и Вымско-Вольской зон, а также Ижемского блока фундамента ТПП и выступов, сложенных неравномерно метаморфизованными комплексами на Северном Тимане и на хр. Канин Камень.

Таким образом, ЮЗ тиманиды (включающие допозднекембрийско-раннеордовикские комплексы Тимана и Тиманского мегаблока фундамента ТПП, п-овов Канин Нос, Средний, Рыбачий, Варангер, о.Кильдин и шельф прилегающих к ним частей Баренцева моря) сложены преимущественно осадочными породами, которые были сформированы на позднекембрий-

ской пассивной Тиманско-Уральской окраине Балтики.

Складчато-надвиговая структура тиманид образовалась в результате столкновения на рубеже венда и кембрия Тиманского сегмента Тимано-Уральской пассивной окраины Балтики с активной Большеземельской окраиной Арктиды с образованием композитного континента Аркт-Европа. В зоне столкновения Балтики и Арктиды сформировался асимметричный конвергентный коллизионный ороген протоуралид-тиманид с образованием покровов, шарьированных глубоко в пределы окраин обоих сталкивавшихся континентов. Юго-западное крыло орогена было сложено в основном позднекембрийскими комплексами Тиманской пассивной окраины Балтики, а его складчато-надвиговые дислокации характеризуются ЮЗ вергентностью [Кузнецов, 2009].

## IV. ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ

Проявления внутриплитного магматизма в пределах северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы связаны в пространстве и во времени преимущественно с различными рифтогенными структурами на разных этапах эволюции палеорифтовой системы Белого моря, которая, как известно, формировалась в течение среднего и позднего рифея, а затем претерпела некоторую активизацию в венде и в среднем палеозое. Это отразилось в латеральной и временной неоднородности распределения проявлений внутриплитного магматизма в пределах зон динамического влияния рифтовых структур на северной окраине ВЕП.

### IV.1. Рифейско-вендский этап магматизма

В Беломорском регионе проявлений рифтогенного рифейского вулканизма известно немного. Они обнаружены лишь в Онежском грабене Онежско-Кандалакшского палеорифта, под юго-восточной частью которого отмечена область пониженных скоростей (7,7–7,8 км/сек.) сейсмических волн в верхней мантии [Булин и др., 1992]. Как было отмечено выше (см. раздел 2.1.2), в центральной части Онежского грабена солозерской скважиной на глубине 604 м и ниже вскрыта толща вулканогенно-обломочных пород, вмещающая силлы и дайки диабазов и долеритов, описанная А.Ф. Станковским [Станковский и др., 1972] в качестве нижней подсвиты солозерской свиты. Последнюю слагают светло-серые и красноцветные песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. Эта толща заполняет грабен на всю ширину? не выходя за его пределы. Вещественный состав солозерских изверженных пород сравнительно однообразен. По своим структурным особенностям в большинстве случаев это типичные базальты, в центральных частях крупных тел встречаются полнокристаллические породы с долеритовой и офитовой структурой. Присутствие смешанных вулканокластических образований, содержащих вулканические бомбы шарообразной, эллиптической и веретенообразной формы, свидетельствует о близости вулканического центра с активной эксплозивной деятельностью. По своим петрохимическим характеристикам солозерские базальты и долериты близки платобазальтам, а также среднему доле-

риту траппов и, таким образом, являются типичным представителем толеитовой серии основных изверженных пород. Они характеризуются незначительной недосыщенностью кремнеземом, пониженной щелочностью и заметным преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  [Станковский и др., 1972]. Первоначально был определен среднерифейский возраст этих пород по К-Аг датировке – 1300 млн лет [Станковский и др., 1981]. Впоследствии время накопления базальтов солозерской толщи было пересмотрено в сторону уменьшения по Sm-Nd датировкам до  $667 \pm 31$  млн лет, что соответствует пограничным горизонтам верхнего рифея–нижнего венда, а Sm-Nd изотопные характеристики предполагают астеносферный источник и плюмовую природу базальтов [Носова и др., 2006, 2008]. Этот возраст базальтов Солозера коррелируется с наиболее ранним импульсом вулканизма запада Урала. Вероятно, базальты Онежско-Кандалакшского палеорифта совместно с вендской Уральской магматической провинцией маркируют протяженную пассивную окраину Балтики в позднем рифее–венде [Носова и др., 2008].

В связи с этим следует отметить, что характерные аномалии волнового и потенциальных полей предполагают наличие внутри рифейской толщи Кандалакшского грабена таких же вулканогенных образований (см. рис. 2.6). Вулканогенные породы, по-видимому, довольно широко распространены в северо-западной и центральной частях Кандалакшского и на юго-востоке Керецкого грабенов. Подводящим каналом мог служить мощный разлом – Беломорский шов.

На рис. 2.7 видно, что тектонические зоны, отграничивающие Онежский и Керецкий грабены от Архангельского горста, выражены интенсивными линейными положительными магнитными аномалиями, которые отражают насыщенность разреза дайками основных пород. Расчеты свидетельствуют о неглубоком залегании верхних кромок дайковых тел (первые сотни метров). При погружении краевых структур Архангельского горста в Керецкий грабен (см. рис. 2.11) увеличивается и глубина залегания кромок магнитоактивных тел. Характерно, что все тела ориентированы в направлении северо-запад – юго-восток. Это говорит о том, что магматизм активно развивался на этапе заложения рифтогенных про-



гибов, либо был многостадийным и проявлялся впоследствии только вблизи магма-подводящего центра – Беломорской шовной зоны.

При детальном рассмотрении сейсмического разреза в Кандалакшском грабене видно (см. рис. 2.6), что вулканогенные породы залегают согласно со слоистостью осадочной толщи в наиболее погруженной части и занимают секущее положение на северо-восточном борту Кандалакшского грабена – вблизи предполагаемой магмоподводящей Беломорской зоны разломов. Мощность вулканогенных образований увеличивается к депоцентру прогиба и может составлять первые сотни метров. Магмоподводящий канал отчетливо проявляется осями дифракции и «столбообразной размытостью» на сейсмической записи с потерей корреляции горизонтов в осадочной толще. Подобные эффекты в зоне динамического влияния Беломорского шва могут быть объяснены внедрением магм основного состава с большим количеством ее дериватов – флюидов и газов, глубоко проникающих во вмещающие осадочные образования [Журавлев, 2007].

Подтверждением тому служат и эксплозивные брекчи, известные на островах и побережье Кандалакшского залива и схожие с ними по облику и строению дайки брекчиевидных пород (флюидизаты), приуроченные к юго-западному плечу Онежского грабена (о. Кий и на юго-восточном побережье Белого моря у с. Покровское). Цемент флюидизатов представлен вулканическим стеклом основного состава с карбонатизацией стекловатой массы при воздействии глубинной углекислоты [Балуев и др. 2003]. Возраст формирования этих пород определен 1,10–1,12 млрд лет по цирконам вторичной генерации из цемента  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  термоэмиссионным методом. Эта датировка совпадает по времени с периодом проявления процессов рифтогенеза и связанных с ними формированием даек флюидизатов в результате консолидации твердо-газовых взвесей внутри трещин при прорыве к поверхности глубинных флюидов [Балуев и др. 2005].

Кроме того, в северо-западной части Кандалакшского залива выявлена серия рифейских даек слюдяных мончикитов (уачититов) северо-западного простирания протяженностью 200–400 м при мощности 0,5–0,6 м. Радиологический возраст уачититов, определенный К-Аг методом по мономинеральному биотиту из порфириковых вкрапленников, составляет 1060–1200 млн лет [Увадьев, 1980]. Эти дайки обладают простой плитообразной формой, выполняют разрывы, круто падающие на юго-запад, представляя собой нор-

мальные сбросы с опущенными юго-западными крыльями, что придает северо-восточному борту грабена ступенчатый характер.

В Онежской впадине кроме вышеописанных проявлений магматизма бурением вскрыты и более молодые дайкообразные тела долеритов, секущие отложения нёнокской свиты и самые низы вендского чехла, перекрывающего грабен и смежные поднятия [Константиновский, 1977]. Эти проявления ранневендского (?) магматизма в пределах Онежско-Кандалакшского рифта совпадают по времени с формированием трапповой формации вдоль юго-западной окраины ВЕП и в пределах Днепровско-Донецкого палеорифта.

В юго-западной части Зимнебережного района на северо-восточном плече Керещкого грабена выявлены в терригенных отложениях верхнего венда многочисленные вулканические проявления нового для северной части ВЕП типа – поздневендские лавы и туфы калиевых известково-щелочных лампрофиров, близких к минетте, с возрастом  $570 \pm 8$  млн лет (U-Pb метод по цирконам) [Щукин и др., 2002]. Выявленные вулканы образуют цепочку северо-восточного простирания, протягивающуюся параллельно Горлу Белого моря на 70 км вдоль Зимнего берега Белого моря. Они представлены эффузивными породами (лавы, реже лавобрекчи), вулканокластическими и осадочно-вулканокластическими породами (туфы и туффиты), вулканогенно-осадочными породами (туфоалевролиты и туфоаргиллиты).

На баренцевоморском побережье Кольского полуострова широко распространены проявления внутриплитного магматизма основного состава. На участке от устья р. Вороньей до устья р. Йоканьга неметаморфизованные кварцевые и оливинсодержащие долериты Баренцевоморского комплекса обнажаются в виде силлоподобных тел, пространственно и структурно связанных с разноориентированными диабазовыми дайками. Вмещающими для них явились кварцито-песчаники и алевролитовые сланцы рифея или метаморфизованные образования архея. Долериты, относящиеся к нормальному толеит-базальтовому типу и связанные со зрелой стадией рифтогенеза, сосредоточены вдоль осевой зоны Баренцевоморского рифта. Силлоподобные тела, полого залегающие среди архейских гранитоидов Мурманского блока, выполняют в них субгоризонтальные трещины, располагаясь нередко друг над другом. Они образуют две дугообразные цепочки тел вдоль береговой линии, которые срезаются разломом Карпинского с северо-востока (см. карту). Одно из таких силлоподобных доле-

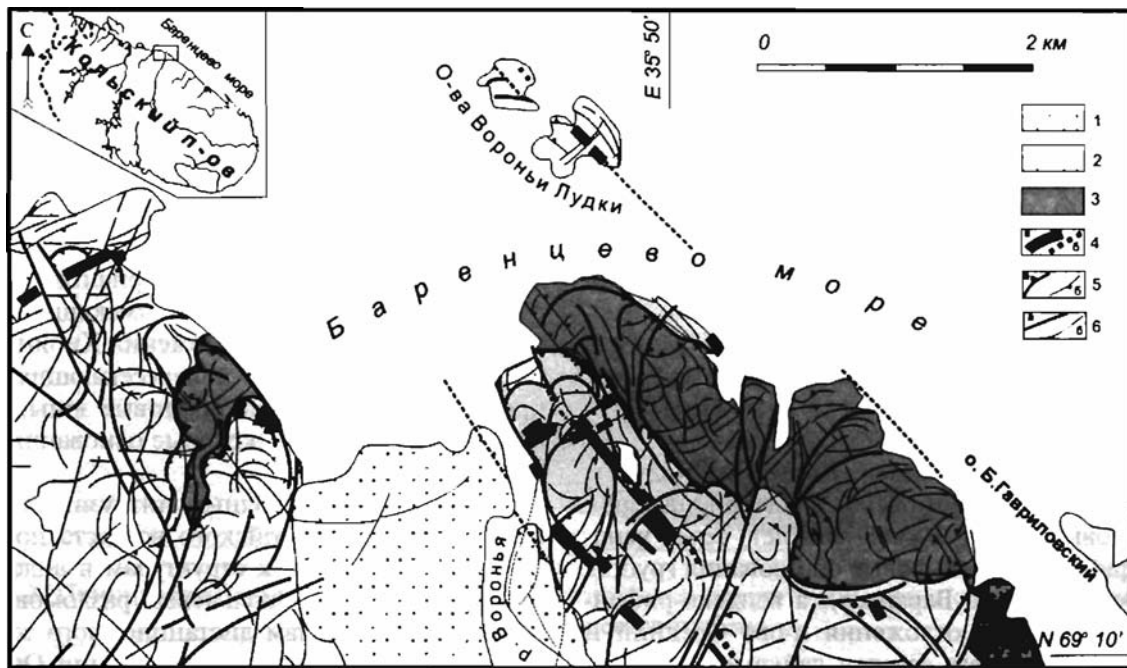


Рис. 4.1. Структурно-геологическая схема р-на устья р. Воронья (Мурманский берег Кольского п-ова).

1 – четвертичные отложения; 2 – граниты и гранодиориты мигматизированные (архей-палеопротерозой); 3-4 – магматические образования основного состава баренцевоморского комплекса: 3 – силлы, 4 – дайки; 5 – контакты силла с вмещающими гранитами с указанием направления падения; 6 – разрывные нарушения: а – разломы, б – трещины; 7 – кинематические характеристики разломов: а – сбросы, б – сдвиги

рифовых тел в устье р. Воронья показано на рис. 4.1.

Возраст долеритов в районе Ивановской Губы, где они занимают межпластовое положение в породах рифейского терригенного комплекса, был определен К-Аг методом еще в 60-е годы прошлого столетия в интервале 975–1000 млн лет [Геологическая карта..., 1966], в то время как для силлоподобных тел долеритов и пикродолеритов, расположенных западнее – в районе пос. Дальние Зеленцы и около пос. Лиинахамари, Sm-Nd датировки дают палеопротерозойские значения в интервале 2,23–1,9 млрд лет [Федотов, Марчук, 2007]. Вопрос о том, датировались ли породы разных комплексов долеритов, занимающих близкую геологическую позицию, или это синхронные образования, остается пока открытым. Тем не менее, геологические взаимоотношения с терригенным рифеем однозначно указывают на наличие рифейского или более позднего основного магматизма в этом районе.

Образование в единой динамической обстановке практически синхронных субгоризонтальных и вертикальных (двух направлений) трещинных интрузий предполагает обстановку объемного растяжения (декомпрессии). Подобные

условия можно ожидать в геодинамических обстановках, когда однонаправленное растяжение не компенсируется однонаправленным сжатием.

Такова, в частности, обстановка бортовых зон растущих рифтовых трогов. Стабилизирующая роль силы тяжести при формировании упорядоченной системы листрических сбросов не столь очевидна на гипабиссальном уровне при небольшой нагрузке вышележащих пород, а силы трения на границах блоков пород между субвертикальными сбросами способствуют развитию субгоризонтальных поверхностей отслаивания (при наличии расслоенных комплексов фундамента) или соответствующих раскрывающихся трещин, поперечных направлению сбросовых подвижек. При этом наклон пологих трещин растяжения в сторону трогов или наоборот может быть разным даже в соседних блоках, точно так же как по-разному оказываются наклонены в бортовых зонах пачки осадочных пород. В условиях преобладающего растяжения доминирующими структурами являются трещины отрыва, ориентировка которых может определяться малозначительными в других обстоятельствах факторами – анизотропией и прочностью блоков пород, незначительными изменениями направ-

лений подвижек (например, появлением транс-тенсивной составляющей вдоль сбросовых структур) и другими.

Предполагается, что появление Баренцево-морского магматического комплекса генетически связано с процессами континентального рифтинга, которые активизировались в рифее вдоль древней континентальной окраины Восточно-Европейской платформы (рис. 4.2). В настоящее время рифейская рифтогенная впадина погребена под толщей более молодых осадков в пределах акватории Баренцева моря, а Мурманский блок Балтийского щита является, по всей видимости, эродированным плечом этого рифта.

На северном побережье Кольского полуострова вдоль Баренцево-морского палеорифта серия долеритовых даек (710–603 млн лет) сечет вендские прибрежно-шельфовые образования группы Локвикфьель (п-ов Варангер), а вендско-рифейские терригенные отложения п-ова Средний и Мурманского берега секутся дайками, силлоподобными и камерно-инъекционными телами габбро-долеритов и долеритов, возраст которых 584 млн лет [Светов, Свириденко, 1995]. По дайке, секущей верхнерифейские отложения п-ова Средний, K-Ar возраст которой 520 млн лет, датированием  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  получены две отдельные изохроны –  $504 \pm 20$  и  $546 \pm 4$  млн лет [Roberts, Onstott, 1995]; с учетом палеомагнитных данных [Torsvik, Roberts, Siedleska, 1995] возраст даек может быть венд-кембрийский.

Все эти проявления платформенного магматизма пространственно приурочены к Баренцево-морской палеорифтовой зоне позднерифейского заложения, что свидетельствует о некоторой магматической реактивации последних в поздневендское время. Такая тектоно-магматическая активизация предшествовала коллизионным событиям, произошедшим вдоль северной и северо-восточной (в современных румбах) окраин древнего кратона Балтики, в результате причленения к нему в позднем венде-раннем кембрии композитного палеоконтинента Арктида, в состав которого входили Тимано-Печорская и Свальбардская плиты.

#### IV.2. Среднепалеозойский этап магматизма

Среднепалеозойская активизация палеорифтовых структур проявилась во внутриплитном магматизме, представленном роями щелочных даек и трубок взрыва, в том числе и кимберлитового состава, а также сложными кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной

формаций, располагающимися в зонах динамического влияния рифтов Беломорской системы. В данном случае проявления девонского магматизма являются едва ли не единственным признаком среднепалеозойской активизации рифейских рифтов. Однако некоторые исследователи [Щеглов и др., 1993] считают, что щелочно-ультраосновной и щелочной магматизм связан здесь с системой разломов или рифтовых зон северо-восточного простирания, имеющих тройное сочленение в месте расположения Хибинского и Ловозерского массивов и пересекающих вкрест простирания рифейские рифтовые зоны, что тоже имеет под собой некоторые основания, о чем будет сказано ниже.

Большинство щелочных интрузий и трубок взрыва среднепалеозойского возраста пространственно приурочено к структурам в виде системы дугообразных и кольцевых разломов, выявленных по материалам дистанционного зондирования на северо-западном окончании Онежско-Кандалакшского палеорифта [Балуев и др., 1997; Моралев и др., 1998] (см. карту). Унаследованность древнего тектонического рисунка Кандалакшской кольцевой структуры на окончании рифейского грабена привела к тому, что по обновленным в девоне тектоническим ограничениям этой структуры происходила разгрузка напряжений, связанных с активизацией рифта, и, как следствие, по периферии структуры в узлах растяжения локализовались щелочные массивы центрального типа: Турий мыс, Салмагора, Озерная Варака, Африканда, Лесная Варака, Маврагуба, Ковдор, Кандагуба и др. Возможно, в распределении очагов магмогенерации и преобладании интрузивных комплексов центрального типа сыграло роль совмещение кольцевых и дуговых разломов на конце рифта с зоной аркогенного изгиба коры перед фронтом обдукционной пластины норвежских каледонид, создавшего условия для активизации магмогенерации в подкоровых декомпрессионных зонах. Время внедрения этих массивов сейчас уверенно определяется как позднедевонское – 380–360 млн лет [Крамм и др., 1993]. О генетической связи щелочно-ультраосновных массивов с процессами регенерации Кандалакшского рифта в среднем-позднем девоне свидетельствуют и результаты трехмерного плотностного моделирования, проведенного по ряду интрузий этого комплекса [Арзамасцев и др., 19986].

Комплекс щелочно-ультраосновных пород Турьего мыса расположен на северном плече Кандалакшского грабена и представлен на по-



Рис. 4.2. Принципиальная модель формирования комплекса долеритовых даек и силлоподобных тел в борту развивающегося грабена

верхности несколькими массивами, ядра которых сложены мелилитовыми породами, а периферические части – фойдолитами. Данные плотностного моделирования, так же как и данные геологических наблюдений, свидетельствуют о принадлежности всех выходов плутонических щелочных пород к единой интрузии. Судя по плотностным характеристикам пород и форме гравитационных аномалий, единая интрузия прослеживается до глубины 8 км и ниже имеет подводящий канал диаметром до 3 км, погружающийся в юго-западном направлении под углом  $65-70^\circ$  в сторону осевой части Онежско-Кандалакшского палеорифта [Арзамасцев и др., 1998б].

Моделирование геолого-геофизического разреза в Белом море на профиле МОГТ-ГСЗ 3-АР подтверждает существование магматического очага под Кандалакшским и Керецким рифтами (рис. 4.3). Очаг выделяется контрастной магнитной аномалией в Беломорской шовной зоне, прослеживается в нижнюю кору и, вероятно, связан с мантией [Журавлев, 2007, Журавлев и др., 2005ф]. Как видно на рис. 4.3, магмаподводящий канал в верхней части разреза расширяется, что, вероятно, обусловлено декомпрессией магмы.

Здесь его апофизы имеют юго-западное падение. Но на глубине магмаподводящий канал погружается на северо-восток, в соответствии с общим падением комплексов пород Беломорского пояса. На модельном разрезе отчетливо виден надвиг Беломорского блока в сторону Карельского массива. В верхней части разреза из-за

меньшей пластичности пород тектонические нарушения имеют юго-западное или вертикальное падение, на глубине разломы выполаживаются к северо-востоку, что обусловлено реологией и кинематикой движения горных масс.

Целая группа щелочно-ультраосновных массивов (Салмагора, Лесная и Озерная Вараки, Африканда и Маврагуба) располагается цепью в нескольких километрах друг от друга вдоль дугообразной тектонической зоны, являющейся одним из северных фрагментов Кандалакшской кольцевой структуры (рис. 4.4). Массивы имеют относительно простое геологическое строение, причем для них характерно отсутствие полного набора комплементарных членов щелочно-ультраосновной серии.

Наиболее крупную из них интрузию Лесная Варака слагают оливиниты и, в меньшей степени, пироксениты и доломитовые карбонатиты. Массив Озерная Варака сложен ийолит-мельтейгитами, Африканда состоит главным образом из пироксенитов. Салмагорский массив в центральной части сложен также ийолитами и мельтейгитами с широким развитием оливинитов по периферии массива. Для всех интрузий этой группы характерна лополитообразная форма с узкой зоной подводящего канала. Расположенные в 4,5 км друг от друга Озерная и Лесная Вараки имеют, по-видимому, общую систему подводящих каналов на глубине свыше 5 км. Корневая часть массива Африканда погружается на северо-запад в сторону Маврагубского массива. Зона подводящего канала Салмагорского массива на глуби-



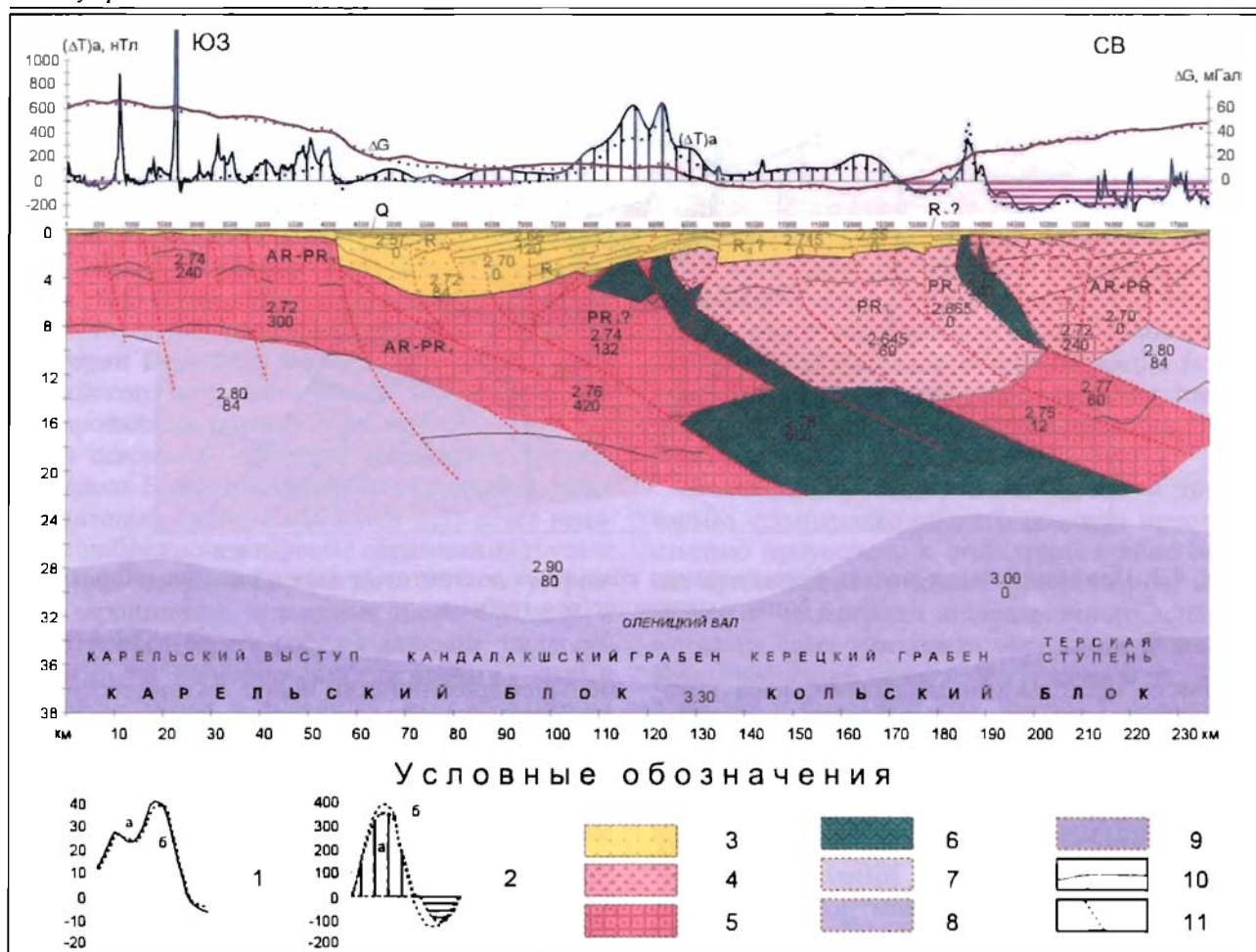


Рис. 4.3. Модельный геолого-геофизический разрез по профилю 3-АР.

1–2 – графики аномальных гравитационного и магнитного полей: а – наблюдаемого, б – расчетного; верхняя кора: 3 – осадочный чехол; 4 – граниты, мигматиты, 5 – гнейсы, сланцы, 6 – основные интрузии; 7 – средняя кора; 8 – нижняя кора; 9 – верхняя мантия; 10 – отражающие границы; 11 – тектонические нарушения. Цифрами на рисунке обозначены: плотность в г/см<sup>3</sup> (числитель) и магнитная восприимчивость пород в 10<sup>5</sup> ед. СИ (знаменатель)

не более 7 км погружается на юг в сторону Кандалакшского грабена. Таким образом, можно думать, что массивы этой группы связаны между собой единой дугообразной разрывной структурой, служащей подводным каналом для щелочной магмы, источник которой располагался, по-видимому, под реактивированным рифтом и представлял собой участок разуплотненной мантии, т.е. так называемую «рифтовую подушку».

Кроме вышеупомянутых массивов щелочно-ультраосновной формации, пространственно приуроченных к зоне динамического влияния Онежско-Кандалакшского палеорифта, существует группа кольцевых массивов этой же формации, имеющих иную тектоническую позицию. К ним относятся Хибины, Ловозеро, Курга, Контозерский вулcano-плугонический комплекс и

массив губы Ивановской на баренцевоморском побережье, которые связаны с крупной Хибинско-Контозерской тектонической зоной северо-восточного простирания. Эта зона отчетливо дешифрируется в пределах Кольского полуострова по материалам дистанционного зондирования, а далее к северо-востоку в пределах акватории баренцевоморского шельфа выражена в потенциальных геофизических полях (см. рис. 2.22) вплоть до южного замыкания Восточно-Баренцевского рифтогенного трога [Балуев, Терехов, 2010].

В пределах этой зоны выявлены многочисленные дайки щелочных лампрофиров и нефелинитов, расположенные в обрамлении массивов и образующие автономные рои к северо-востоку от Хибин, в пределах полосы Курга-Контозеро и далее северо-восточнее контозерского комплек-

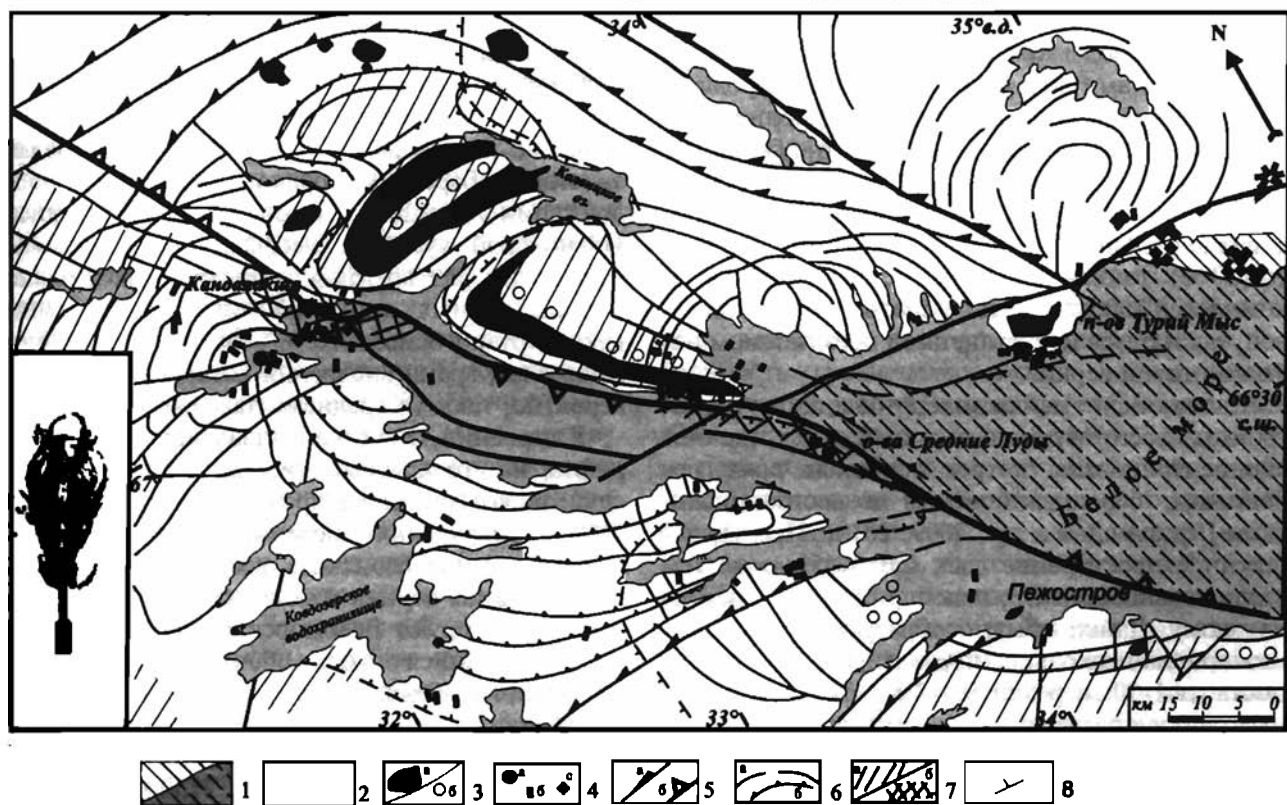


Рис. 4.4. Структурное положение девонских щелочных даек и массивов в районе Кандалакшского залива.

1 – рифейские отложения, на суше (а), в акватории Белого моря (б); 2–3 – раннедокембрийские образования: 2 – гранито-гнейсы беломорского и кристаллосланцы лапландского комплексов, 3 – наиболее глубинные образования – анортозиты (а) и эклогитоподобные породы (б); 4 – девонские ультраосновные – щелочные массивы (а), дайки (б), трубки взрыва (с); 5–7 – элементы сдвига-сбросовой тектоники: 5а – сдвиги и 5б – сбросо-сдвиги; 6а – кольцевые структуры на окончании рифтов и сдвигов, 6б – уступы в рельефе; 7а – современные поднятия (плечи рифта), 7б – зоны аккомодации; 8 – уступы гравитационного поля. На врезке – образование кольцевых структур на конце растущей трещины (эксперимент) по [Косыгин, Маслов, 1989]

са. Дайки в составе роев имеют в основном северо-восточное простирание. Как уже отмечалось выше, осадочное выполнение грабена также прорывается серией крупных и мелких даек долеритового состава северо-восточного простирания с ороговикованием в экзоконтактных зонах мощностью 50–60 см. По своему пространственному положению и ориентировке этот рой даек вписывается в Хибино-Контозерскую разломную зону, которая была активизирована в среднепалеозойское время в период раскрытия Восточно-Баренцевского рифтогенного трога с субокеанической корой. Весьма вероятно, что Хибино-Контозерская зона является следом пропагации развивавшегося рифта к юго-западу в сторону Балтийского щита с признаками растяжения и проявлениями щелочно-ультраосновного магматизма. Эта единственная девонская рифтогенная структура в восточной части Балтийского щита,

в пределах которой сохранились вулканогенно-осадочные образования, содержащие верхнедевонскую флору. Можно предполагать, что в пределах Хибино-Контозерской зоны обстановка растяжения имела место не только в области генерации магм УЩК, но и выше – в коре. Этим можно объяснить совместное появление пород, имеющих разноглубинный источник.

На северо-восточном фланге Хибино-Контозерской тектонической зоны в районе губы Иванова баренцевоморского побережья установлены в виде широкой полосы северо-восточного простирания на протяжении 18 км [Русанов и др., 1993]. Щелочные образования здесь представлены широким спектром пород, различных по условиям залегания и вещественному составу.

В совокупности эти образования рассматриваются как сложный полифазный вулканогенно-осадочный комплекс.

плутонический комплекс. Вмещающие этот комплекс породы представлены гранитоидами и гранодиоритами архея, терригенными породами позднерифей-вендского возраста, выполняющими Ивановский грабен. Здесь известно более 100 даек мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Среди них преобладают лампрофиры (77 %), щелочные пикриты (13 %) и трахиты (10 %). Таким образом, в составе ивановского комплекса представлены породы как базанитовой, так и более ненасыщенной кремнеземом нефелинитовой серии.

Палеозойские дайки долеритов широко развиты вдоль всего Мурманского побережья, где они сконцентрированы в трех основных роях: печенгском, баренцевоморском и восточнокольском [Арзамасцев и др., 2009, 2010]. Преимущественное простирание даек СВ 5–45°, реже меридиональное или СЗ; падение близкое к вертикальному. Дайки обычно образуют группы, состоящие из нескольких параллельных тел. Мощность их 1–20 м, редко 50–60 м. Наиболее крупные дайки прослеживаются по простиранию на расстояние до 26 км. Характерные формы этих даек, заполняющих трещины отрыва, указывают на горизонтальное растяжение земной коры в момент их формирования. По всем морфологическим признакам эти дайки принципиально отличны от даек Кандалакшского залива, что указывает на различия динамических условий их внедрения и становления. Дайковые породы образуют ряд: кварцевые долериты-оливин-плагипорфиновые долериты. Ранее были получены возрастные определения пород К-Аг методом  $355 \pm 10$  млн лет для даек полуострова Варангер [Roberts, 1975] и 377 млн лет для дайки из района ж.ст. Печенга [Жиров и др., 1974]. По данным Sm-Nd метода, возраст дайки из последнего района равен  $365 \pm 40$  млн лет [Федотов, Амелин, 1998]. Позже для даек Рыбачьего был получен возраст 380–369 млн лет [Roberts, 1995]. Таким образом, разными методами получен достаточно согласованный возраст долеритовых даек, совпадающий со временем формирования щелочных массивов Кольского региона. Результаты  $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$  исследований биотита из долерита одной из даек баренцевоморского роя дали возраст  $389 \pm 4$  млн лет [Арзамасцев и др., 2009]. В пределах Ивановского дайкового куста долериты секутся дайками щелочного состава, что свидетельствует об опережении базитового магматизма по отношению к щелочному.

Таким образом, с большой долей вероятности можно предполагать среднепалеозойское время

внедрения серии долеритовых даек, прорывающих рифей-вендские отложения Ивановского грабена (на [Государственной геологической..., 2000] они обозначены как «неразделенные карельские-палеозойские интрузии»). В пределах акватории Баренцевоморского шельфа на продолжении Хибино-Контозерской зоны севернее Ивановской губы по геофизическим данным выделяется ряд крупных изометричных в плане гравимагнитных аномалий, интерпретируемых как интрузии основного и, возможно, щелочного состава, время внедрения которых относится, вероятно, также к среднему палеозою.

В строении Онежско-Кандалакшского палеорифта, на его крыльях, весьма заметно участие сдвигов, которые предопределили закономерную ориентировку многочисленных даек щелочных базитов позднедевонского возраста, маркирующих трещины отрыва и скалывания. Эти образования формируют Беломорский дайковый пояс, простирающийся вдоль обоих бортов Кандалакшского грабена. Щелочные породы Беломорского пояса относились к палеозойским уже в начале XX века (Е.Н. Krank, Д.С. Белянкин,

В.И. Влодавец., Л.А. Косой, Н.Г. Судовиков, Б.М. Куплетский) и позднее исследовались в связи с оценкой перспектив алмазности, когда в Кандалакшском отрезке дайкового пояса было установлено широкое распространение мелилитсодержащих пород, относимых вначале к проявлениям каледонского [Тараховский, 1960], а затем герцинского магматизма [Увадьев, Путинцева, 1988]. В последние годы подтвердились данные о среднепалеозойском возрасте кимберлитовых трубок Зимнего и Терского берега (340–360 млн лет) и даек Кузокоцкого отрезка Беломорского дайкового пояса [Калинкин и др., 1993; Моралев и др., 1998]. Отметим, что геохимические особенности пород пояса изучались неоднократно и довольно детально [Бородин и др., 1976; Иваников, Рухлов, 1998; Beard et al., 1998], однако вопросы зональности и их структурного положения оставались недостаточно ясными и явились объектом специального исследования.

Характерной чертой дайкового пояса является резко выраженная неоднородность насыщенности дайками – узлы сближенных даек чередуются с протяженными участками, где они почти отсутствуют. Анализ разломно-трещинной сети Кандалакшской части рифтовой системы Белого моря позволил показать приуроченность дайковых узлов к участкам развития систем концентрически-кольцевых нарушений [Пржиялговский и др., 1996]. Последние, по всей видимости,

предположительно маркируют этапы прерывистого продвижения (пропагации) магматического очага, совпадавшие с локальными участками растяжения в рифтообразующих разломах со значительной сдвиговой компонентой (участками трансенсии), в региональной обстановке сжатия [Моралев и др., 2002б]. Имеются данные [Увадьев, 1981] о преимущественно левостороннем характере палеозойских сдвигов на северо-восточном плече грабена.

В Архангельской провинции (Зимнебережный район) в пределах юго-восточной погребенной части РСБМ известные поля кимберлитовых и базальтовых трубок (Золотицкое, Ижмозерское, Турьинское, Ненекское и др.) с сопутствующими им силлами и дайками щелочного состава располагаются на высокостоящих блоках фундамента и в бортах авлакогенных впадин (см. карту).

В пределах Золотицкого поднятия, разделяющего Керещкий и Лешуконский рифтогенные грабены, расположены трубки одноименного поля алмазоносных кимберлитов, трассирующей субмеридиональную разломную зону, сопряженную с прибортовыми сбросами впадин. Непродуктивные трубки кимберлитов и щелочных базальтов Зимнего берега приурочены к прибортовым разломным зонам, ограничивающим Лешуконский грабен с юго-запада. Ненекское поле трубок щелочных базальтов располагается на юго-западном склоне Архангельского свода фундамента и приурочено к северо-восточному борту Онежского грабена.

Все трубки провинции прорывают слаболицифицированные отложения вендско-кембрийского возраста (падунская свита). Воздействие трубок на вмещающие породы выражается повышенной трещиноватостью в околотрубочном пространстве с образованием на некоторых участках зон интенсивного дробления. Вокруг некоторых диатрем отмечаются задиры пластов вмещающих пород с амплитудой до 15–20 м. В верхних частях вендских толщ, вмещающих трубки Золотицкого поля, вокруг каждой трубки установлены мульды проседания изометричной формы с площадью в 6–8 раз превышающей площадь трубки [Архангельская алмазоносная..., 1999].

Большинство трубок перекрыты песчаниками и известняками среднего карбона и перми или рыхлыми четвертичными отложениями, суммарная мощность которых для разных трубок варьирует от 20 до 80 м. Часть трубок Золотицкого поля перекрывается только рыхлыми четвертичными осадками, мощность которых изменяется от нескольких метров на трубках Кепинского

поля до 70 м на трубке им. Ломоносова [Архангельская алмазоносная..., 1999].

### IV.3. Зональность проявлений среднепалеозойского щелочного магматизма РСБМ

Как отмечают некоторые исследователи [Лукьянова и др., 1994; Харьков и др., 1998], в пределах Архангельской алмазоносной провинции намечается векторно-концентрическая зональность среднепалеозойских магматических образований района Зимнего берега, выраженная в том, что алмазоносные кимберлиты Золотицкого поля сменяются к востоку неалмазоносными микроклиновыми кимберлитами и пикритами, охватывающими месторождение широким полукольцом с северной, восточной и южной стороны. Третья зона, примыкающая с востока к средней, сложена трубками и силлами толеитовых базальтов. Следует отметить, что эта зональность в размещении магматических пород подчеркивается дуговыми линеаментами кольцевой структуры, дешифрирующей на космических снимках и обрамляющей ареал развития среднепалеозойского магматизма в районе Зимнего берега. Последовательность внедрения пород позволила предположить [Лукьянова и др., 1994], что в развитии магматизма здесь намечается тенденция увеличения основности (от базальтов до продуктивных кимберлитов) от внешнего восточного края кольцевой структуры к ее центру.

Латеральная закономерность распределения кимберлитов и оливиновых мелилититов в Архангельской провинции установлена и для субмеридионального направления: с юга на север наблюдается последовательная смена неалмазоносных оливин-пироксеновых миллититов Онежского полуострова неалмазоносными оливиновыми миллититами Ижмозерского поля и далее высокоалмазоносными кимберлитами Золотицкого и слабоалмазоносными оливин-флогопитовыми мелилититами Верхотинского полей [Архангельская..., 2000].

На Терском побережье Кольского полуострова наблюдается аналогичная зональность, образованная несколько другим рядом магматических пород [Калинкин и др., 1993]. С востока на запад сплошные кимберлиты сменяются телами оливиновых мелилититов, далее трубками оливин-пироксеновых мелилититов, а затем ультраосновными фойдитами, которые располагаются в непосредственной близости от дайкового ореола и щелочно-ультраосновного массива Турьего по-



луострова. Вектор последовательности их образования также направлен в сторону слюдяных кимберлитов, завершающих становление магматитов [Лукьянова и др., 1994].

Проведенные исследования геохимии РЗЭ щелочных пород дайковых узлов на бортах Кандалакшского грабена также привели к выводу о существовании некоторой зональности и среди самого дайкового поля (Моралев и др., 2002). Была выявлена определенная тенденция к приуроченности пород, относительно обогащенных РЗЭ, к периферической зоне одного из магматических центров и к относительно более молодому (западному) центру магматической активности на простирании Кандалакшского палеорифта. Появление пород с повышенным содержанием калия и РЗЭ и с несколько более ярко выраженным фракционированием РЗЭ обычно связывается как с увеличением в магмогенерации роли обогащенного подлитосферного мантийного вещества либо материала мантийного плюма, так и со снижением степени частичного плавления.

Таким образом, ареал проявлений внутриплитного щелочно-ультраосновного магматизма в среднем палеозое, пространственно связанный с областью динамического влияния структур палеорифтовой системы Белого моря, представляет собой некий овал, вытянутый вдоль простирания рифтовых структур, в пределах которого по составу и характеру проявления магматизма намечаются три основные концентрические зоны (рис. 4.5). Внутренняя, или центральная зона слюдяных кимберлитов охватывает поля продуктивных слюдяных кимберлитовых трубок I гр. (Золотицкое поле в Зимнебережном районе и на Терском берегу Кольского п-ова). Средняя «мелилититовая» зона объединяет поля даек, трубок и силлов мелилититового состава, при этом ее северо-западный и юго-восточный фланги отличаются по характеру проявления магматизма. Если на северо-западном фланге на плечах Кандалакшского и Колвицкого грабенов в пределах щита щелочной магматизм проявлен преимущественно в виде кустов мелилититовых даек, то на юго-восточном фланге в пределах плитной части платформы щелочной магматизм имеет преимущественно диатремовый характер (трубки взрыва мелилититов и кимберлитов II гр). И, наконец, внешняя, или периферическая зона среднепалеозойского магматического ареала в северо-западной своей части объединяет группу массивов центрального типа щелочно-ультраосновной формации в пределах щита, а в юго-восточной – поля трубок толеитовых базаль-

тов, прорывающих осадочный чехол платформы.

Все эти данные – и по Кольскому п-ову и по Архангельской провинции, – согласно традиционным представлениям, отражают также и последовательное увеличение глубины очагов магмогенерации от периферии к центру области проявления щелочно-ультраосновного магматизма [Архангельская..., 2000]. Можно, однако, думать, что в формировании зональности существенную роль играло количество флюидов во внедрявшихся расплавах. В пользу этого свидетельствует и ареал развития аметист-флюоритовой гидротермальной минерализации, фиксируемой вдоль Терского берега от полуострова Турий до Горла Белого моря. Гидротермальная деятельность здесь, видимо, являлась завершающей краевой фазой девонского магматизма. Таким образом, можно думать, что развитие среднепалеозойского щелочно-ультраосновного магматизма в пределах рифтовой системы Белого моря имело центростремительный характер, перемещаясь поступательно вдоль рифтовых структур к некоторому условному центру, расположенному в пределах акватории Белого моря южнее пролива Горло (рис. 4.5).

Петрологические исследования показали [Арзамасцев и др., 1998а; Арзамасцев, Митрофанов, 2009; Махоткин и др., 1997; Beard et al., 1998], что изотопные тренды среднепалеозойских магматических пород щелочной и щелочно-ультраосновной формаций рифтовой системы Белого моря и ее обрамления соответствуют составу мантийного источника так называемой преобладающей примитивной мантии (PREMA), которая обычно рассматривается как главный изотопный резервуар магматических расплавов, генерируемых мантийными плюмами. Проведенные расчеты показывают [Арзамасцев, Митрофанов, 2009], что суммарный объем палеозойских выплавов только в северо-восточной части Балтийского щита составляет  $15000 \pm 2700$  км<sup>3</sup>. Установлено, что в процессы магмогенерации была вовлечена значительная часть субконтинентальной литосферной мантии, достигавшая глубины 120 км, т.е. простиравшаяся на всю глубину мантийной фации гранатовых лерцолитов. Эта область по площади соответствует району распространения проявлений палеозойского магматизма в Беломорском регионе, а по глубине коррелируется с определениями Р-Т условий формирования мантийных ксенолитов, обнаруженных в дайках и в трубках взрыва региона [Арзамасцев, Митрофанов, 2009].

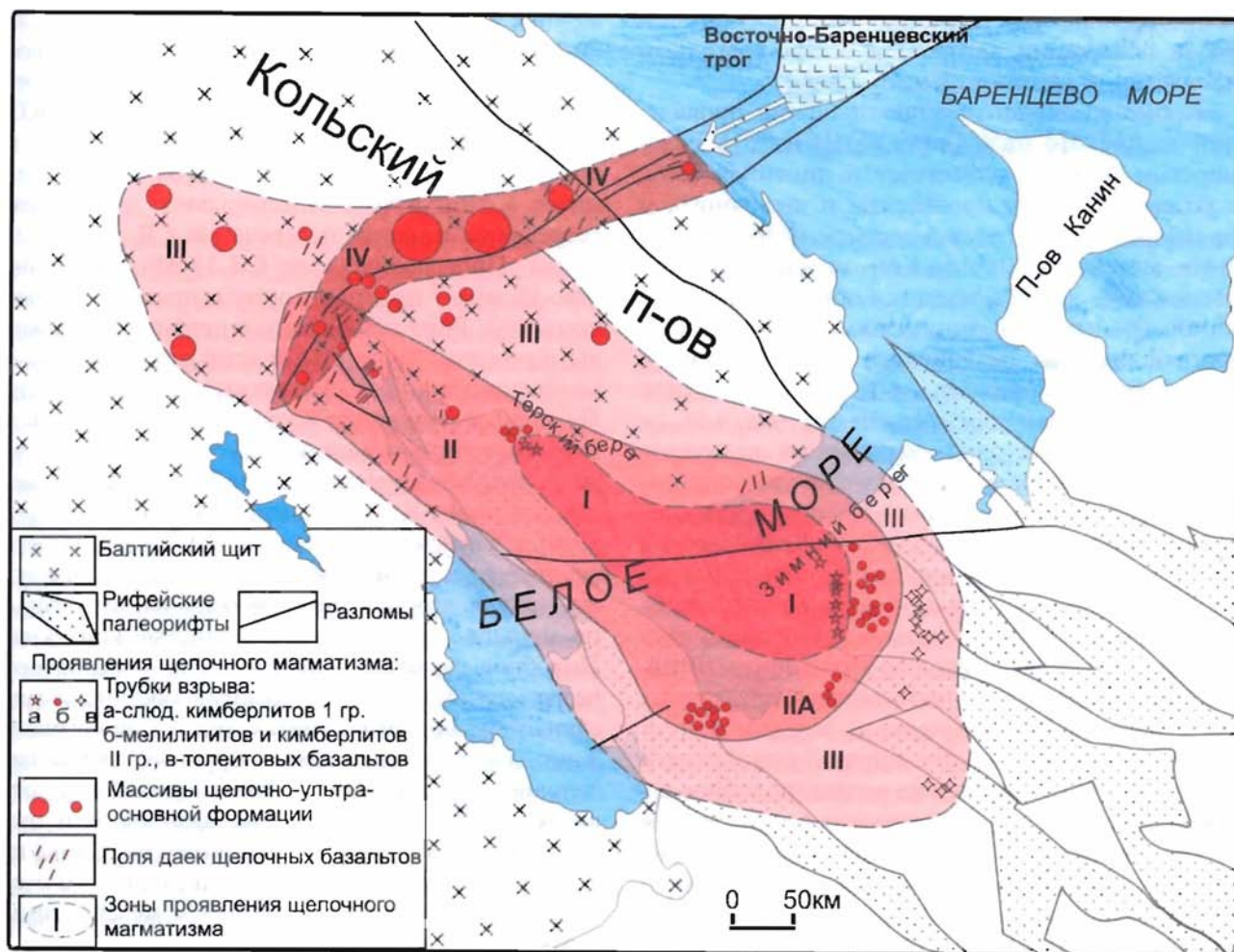


Рис. 4.5. Схема зональности проявлений внутрилитного щелочного магматизма в среднем палеозое в пределах зоны динамического влияния рифтовой системы Белого моря: зоны: I – слюдяных кимберлитов, II – мелилититовая (А – диатремового, В – дайкового), III – периферийная, IV – Хибино-Контозерская тектоническая зона

Наибольшая вероятность плюм-литосферного взаимодействия возникла в среднем-позднем девоне – в период движения плиты Восточно-Европейского кратона в области экваториального горячего пояса Земли, в котором концентрировалась основная масса мантийных плюмов планеты [Глуховский и др., 1994; Глуховский, Моралев, 1998]. Можно полагать, что эта область континентальной литосферы, подвергавшаяся в то время сдвиго-раздвиговым деформациям в пределах древних рифейских рифтовых зон вследствие коллизионных событий на северо-западной окраине плиты, "наехала" на один из крупных мантийных плюмов. Вполне вероятно, что сочетание вышеназванных факторов и привело к проявлениям мантийного магматизма в разнообразных его формах, зависящих уже от конкретных

структурно-тектонических обстановок (характера полей тектонических напряжений, кинематики активизированных рифтогенных разломов, мощности земной коры, структурно-вещественных неоднородностей и т.п.). Вышеописанная зональность проявлений среднеспалозойского магматизма на севере Восточно-Европейской платформы может объясняться неравномерным воздействием термофлюидного потока плюма на верхние слои литосферы [Балуев и др., 2000].

Следует отметить, что существует и альтернативная точка зрения на причины латеральной зональности в размещении химически неоднородных продуктов позднедевонского магматизма, рассматривающая в качестве наиболее вероятной тектонической обстановки, ответственной за метасоматоз субконтинентальной литосферы, ран-

непротерозойскую субдукцию Беломорской плиты (в понимании авторов) в северо-восточном направлении [Архангельская..., 2000].

Кроме ареального распространения проявлений девонского щелочного магматизма в Беломорском регионе существует и линейная зона, с которой связаны проявления и щелочного, и ба-зитового магматизма в среднем палеозое. Это выше описанная Хибино-Контозерская тектоническая зона, которая является структурой пропации Восточно-Баренцевского рифтогенного трога в пределы Балтийского щита. В области Хибинского массива эта зона сочленяется (или сечет?) с Беломорским ареалом (см. рис. 4.5).

Совмещение в одних комплексах продуктов щелочно-базальтового и щелочно-ультраосновного магматизма – важная особенность массивов, приуроченных к Хибино-Контозерской тектонической зоне. Подобные контрастные ассоциации связываются с возможностью генерации широкого спектра расплавов – от щелочных базальтов до нефелинитов из исходного мантийного субстрата одинакового состава при разных значениях общего давления в зависимости от химических потенциалов летучих компонентов [Когарко, 1984]. Но, на наш взгляд, подобное сочетание различных магматических серий, прежде всего, определяется приуроченностью этих смешанных магматических ассоциаций к Хибино-Контозерской зоне. Важным элементом этой зоны является Кандское дайковое поле, располо-

женное в 50 км к ЮЗ от Хибин [Григорьева, Савицкий, 1980]. При ширине до 2 км это дайковое поле прослеживается с незначительными перебивами на расстояние около 25 км. В его ЮЗ части развиты дайки фурчитов и мончикитов, в центральной фурчитов и тингуаитов, а в СВ сиенитов и тингуаитов. Максимальное число даек встречается в местах пересечения СВ и ЮЗ разломов. Простираение даек СВ 15–45°. Большинство их имеет простую форму и прямолинейные контакты. Реже наблюдаются неправильные жилы с резкими волнистыми контактами, а также маломощные (до 3 см) ветвящиеся прожилки. По морфологии дайки Кандского поля являются промежуточными между палеозойскими дайками долеритов Мурманского блока и дайками щелочных пород Кандакшского залива. Если для первых характерны большие мощности, выдержанные простираения и прямолинейные контакты, то для второго типа характерны значительно меньшие мощности и извилистые контакты. Подобное различие в форме трещин, вероятно всего, связано с динамическими обстановками, существовавшими в породах рамы, а не обусловлено составом расплавов. Крупные трещины, заполненные дайками в Мурманском блоке, отвечают большей степени растяжения, чем это имело место в районе Кандакшского залива и, соответственно, Кандское поле по условиям растяжения являлось промежуточным между этими структурами.

## V. СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИКА БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА

Постдевонская история северной части Восточно-Европейской платформы характеризуется достаточно спокойным плитным режимом без каких-либо проявлений деструкционных тектонических событий и внутриплитного магматизма. Образование внутреннего моря на пассивной континентальной окраине Восточно-Европейской платформы было обусловлено всей историей эволюции литосферы северной части плиты, хотя морфологическое оформление впадины, ныне занятой морским бассейном, связано с неоген-четвертичной активизацией тектонических движений. Морские условия осадкообразования установились для бассейна в среднем голоцене около 6000 лет назад, откуда ведет свою историю уже современное Белое море [Спиридонов и др., 1980]. Неотектоническая активизация территории Беломорья проявляется системой активизированных разрывных дислокаций, которые отчетливо выражены в рельефе дна бассейна Белого моря, в очертаниях береговых линий, а также в ландшафтных элементах сухопутной части территории (на карте они обозначены красными линиями). Современный (неотектонический) структурный план Беломорского региона представляет собой чередование зон прогибаний и поднятий северо-западного простирания, в состав которых входит Онежская зона прогибания, Онежская зона поднятий, Кандалакшский прогиб (грабен) и Кольско-Кулойская зона поднятий (рис. 5.1) [Макаров и др., 2007].

Как известно, формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива Белого моря наследует и возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания Онежско-Кандалакшского палеорифта в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. На дне Кандалакшского залива вдоль его простирания зафиксированы узкие и протяженные зоны опускания, представляющие собой зарождающиеся полуграбены с крутыми юго-западными и пологими северо-восточными бортами, выполненные современными морскими осадками [Невесский и

др., 1977]. Сейсмоакустическое профилирование показало, что со времени последнего межледникового (микулинское время) дно Кандалакшского залива погрузилось более чем на 200 м [Тарасов, Шлыкова, 2006]. По характеру морфологии дна Кандалакшского залива и очертаниям береговой линии отчетливо просматривается сегментация современного грабена (рис. 5.2).

Как уже было отмечено выше, на северо-западном окончании Кандалакшской впадины выделяется (Балуев и др., 2000) относительно небольшой сегмент грабена протяженностью около 80 км – Колвицкий, отделенный от основного грабена косой межвпадинной перемычкой, выраженной подводной грядой кристаллического фундамента, выступающего местами над водной поверхностью в виде цепочки островов Средние Луды. Так как Колвицкий сегмент представляет собой крайнюю мелководную (до 70 м) северо-западную часть Кандалакшского залива с многочисленными островками, сложенными породами кристаллического фундамента, то очевидно, что этот грабен Кандалакшского залива сформировался позже основного грабена в поздне-последниковоый период в результате интенсивных дифференцированных тектонических движений.

Установлено (Балуев и др., 2009б), что островная гряда архипелага Средние Луды, сложенная анортозитами Колвицкого массива, является межвпадинной перемычкой, разделяющей два молодых (современных) грабена: Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий, и представляет собой зону аккомодации тектонических напряжений, т.е. зону приспособления и переноса напряжений растяжения с одного отрезка рифтовой зоны на другой. Таким образом, здесь наблюдается классическая схема сегментации континентальных рифтов [Wernicke, 1985], согласно которой рифты состоят из полуграбенов (сегментов) с переменной полярностью, при этом главный граничный сброс имеет вогнутую форму, а полуграбены соединяются зонами аккомодации со сдвиговой деформацией (рис. 5.3).

Следует заметить, что в данном случае речь идет о современных грабенах – Колвицком и Кандалакшском, последний из которых наследует



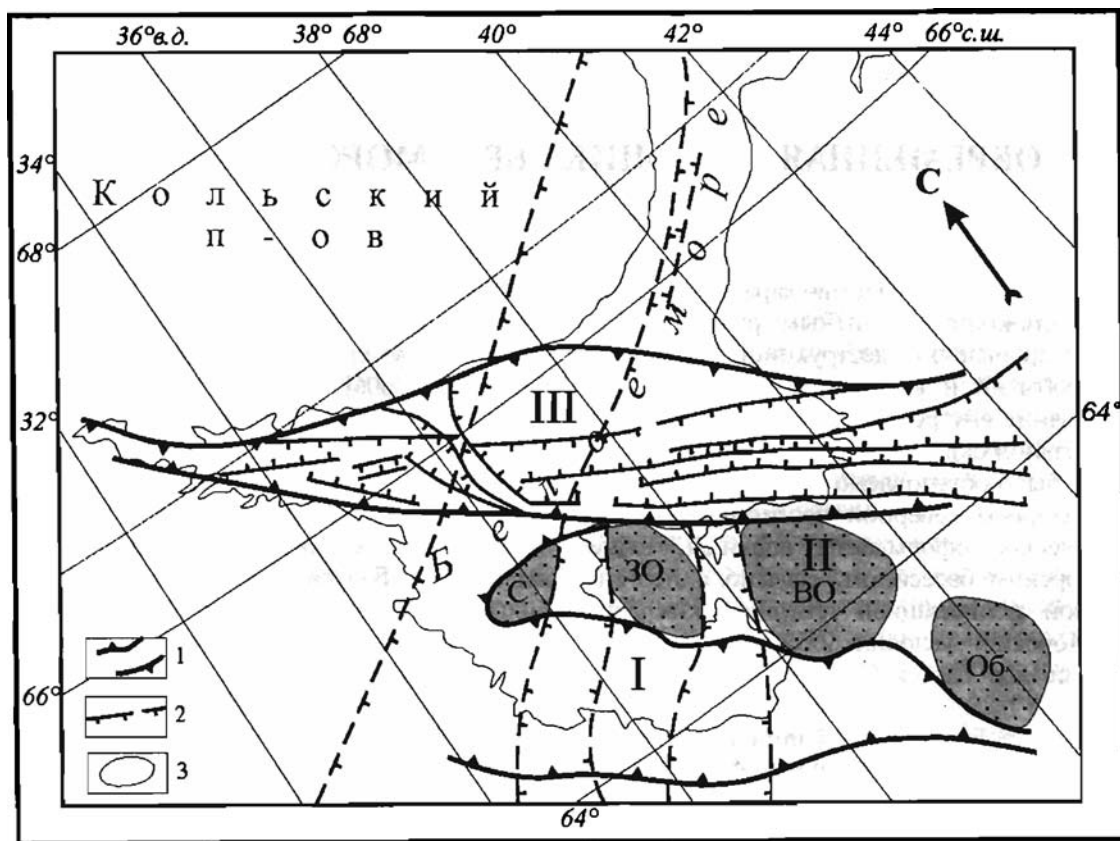


Рис. 5.1. Неотектонический структурный план Беломорья (по [Макаров и др., 2007]).

1 – границы зон прогибаний и поднятий; 2 – структурные ступени (штрихи направлены в сторону опущенных крыльев); 3 – контуры локальных поднятий. I – Онежская зона прогибания, II – Онежская зона поднятий, III – Кандалакшский прогиб (грабен), С – Соловецкое поднятие, ZO – Западно-Онежское поднятие, ВО – Восточно-Онежское поднятие, Об – Обозерское поднятие

древний рифейский грабен, и разъединяющей их перемычке гряды островов Средних Луд.

Современный Кандалакшский грабен, занимающий большую часть одноименного залива к юго-востоку от перемычки и имеющий протяженность около 300 км, также представляет со-бой полуграбен с более крутым юго-западным бортом и, судя по рельефу подошвы четвертичных отложений, амплитудой сброса более 200 м (рис. 5.4). В нем приподнято юго-западное плечо, а опущено восточное. Соловецкий гравитационный максимум приурочен именно к юго-западному крылу, а на Карельском берегу, так же как и на Колвицком, встречаются анортозиты, гранулиты и эклогиты – образования нижних частей коры. В этом сегменте падение главного сброса направлено на северо-восток. Колвицкий грабен, занимающий часть Кандалакшского залива Белого моря к северо-западу от арх. Средние Луды, также имеет четко выраженную асимметрию, но, в

отличие от Кандалакшского грабена, крутым его бортом с видимой амплитудой сброса более 50 м является северо-восточный. К северо-восточному крылу приурочена положительная гравитационная аномалия, и на поверхность здесь выходят более глубокие породы. Поэтому можно считать, что главный сброс в этом сегменте рифтовой зоны падает на юго-запад. Здесь же отмечается тенденция пространственной приуроченности заложения и активизации главных рифтообразующих разломов вдоль линейной зоны эксгумации глубоких пород на поверхность. Однако в данном случае процессы формирования современных грабенов в Белом море вряд ли стоит относить к зрелому континентальному рифтингу, т.к. они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры.

Следует отметить, что значительную роль в формировании бассейна Белого моря играли поперечные структуры северо-восточного на-



**Рис. 5.2.** Космический снимок «Ландсат» Кандалакшского залива Белого моря. По очертаниям береговой линии отчетливо виден тектонически характер ограниченной современной впадины Кандалакшского залива и его сегментация

правления, которые, в частности, сформировали морфоструктуру пролива Горло. Помимо того, что позднекариозойские сбросы определили границы современного грабена пролива Горло, материалы сейсмоакустического профилирования показали существование системы разрывных нарушений северо-восточного простирания в породах, подстилающих четвертичные отложения в центральной части грабена. В рельефе для каждого из этих разрывов соответствует отрицательная форма в виде ложбины или рва, что свидетельствует о «живом» характере этих дислокаций (рис. 5.5).

С точки зрения унаследованности грабен пролива Горло вложен над ступенчатой структурой фундамента, погружающегося от Балтийского щита под чехол Мезенской синеклизы.

По результатам непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), выполненного ОАО МАГЭ в Белом море, прослежено направление движения ледников в четвертичный период [Журавлев и др., 2008]. К юго-западу от пролива Турни в глубоком врезе, в породах рифея выделены корни древнего ледника в виде тыла напора (рис. 5.6). Верхняя часть его срезана более поздним леднико-

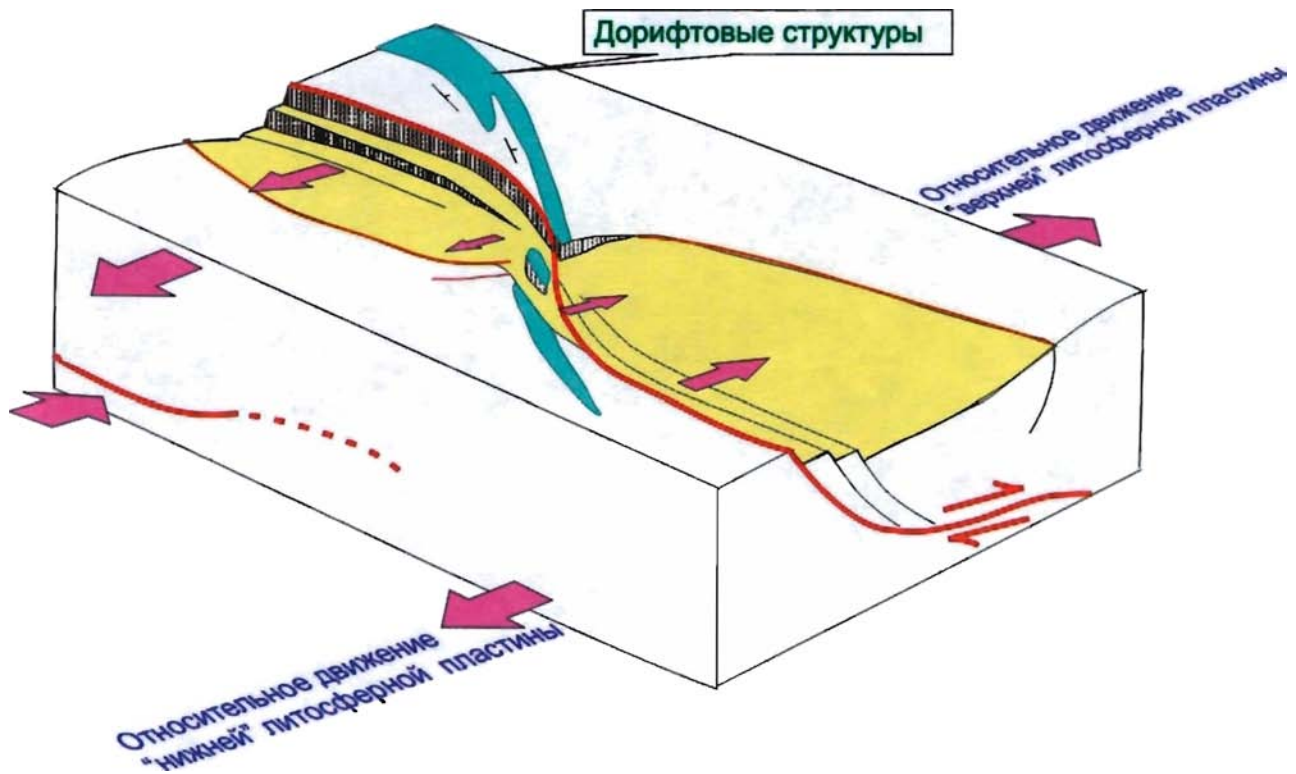


Рис. 5.3. Принципиальная кинематическая схема сегментации северо-западного фланга Онежско-Кандалакшской рифтовой зоны: древний, но обновленный Кандалакшский грабен (1) и молодой Колвицкий грабен (2), разделенные межпадинной перемычкой архипелага Средние Луды

вым потоком. Скандинавский ледник продвигался двумя языками вдоль Кандалакшского грабена по тектонически ослабленным зонам, формируя глубокие врезы и обтекая выступ рифейских пород (см. рис. 5.4). В центральной части грабена северный язык, уткнувшись в выступ более твердых пород, изменил направление течения, и ледник слился в единый поток. В зоне их конвергенции образовался оз. Слившись, ледниковый поток продолжал движение далее на юго-восток. Можно предполагать, что глубокий эрозионный врез, выделенный по данным НСП и МОВ ОИТ вдоль крутого юго-западного склона грабена, возник в четвертичный период и обусловлен экзарационной деятельностью, а также процессами, связанными с таянием ледников (рис. 5.7). О резком различии плотности образований, выполняющих эрозионный врез, и подстилающей их рифейской толщи свидетельствуют яркие отражения, полученные по данным МОВ от этой границы. Эрозионная ложбина, возможно, выполнена продуктами таяния ледников, моренными и, вероятно, декливиальными образованиями (mdI-III?), сползшими с

крутого борта Кандалакшского грабена в результате неотектонических событий. Прослеживается несколько генераций оползневых тел, формирование которых происходило в результате сейсмических процессов. Мощность сейсмодислокаций иногда превышает 100 м. Многофазность ледниковых подвижек в районе Белого моря проявляется в сложном, слоистом строении маргинальных моренных гряд, прослеживаемых вдоль бортовых частей Кандалакшского грабена [Журавлев и др., 2009ф, Рыбалко и др., 2009].

Значительную роль в современном структурообразовании Беломорья играют сдвиговые деформации, проявляясь вдоль рифтогенных структур, что характерно практически для всех рифтовых зон. Существуют структурные данные [Чувардинский, 2000] о том, что на неотектоническом этапе развития в грабене Кандалакшского залива имеет место направленное с СЗ на ЮВ сдвиговое смещение в полосе шириной 15 км и протяженностью более 70 км. Сдвиговое смещение в юго-восточном направлении осложняется движениями по надвигам, сбросо-сдвигам и сбросам других направлений, но



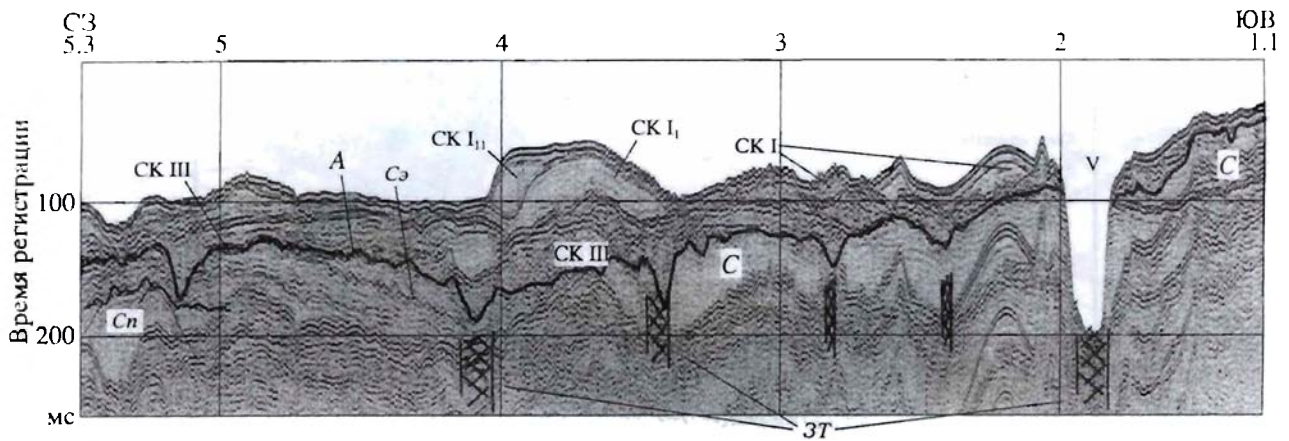


Рис. 5.5. Фрагмент временного разреза по профилю НСП 200305\_01 через пролив Горло Белого моря по [Шлыкова, Тарасов, 2006].  
 А – подошва четвертичных отложений; Сп – подошва вендских отложений; Сэ – эрозионная поверхность в вендских отложениях; С – вендский СК, V – современный врез; ЗТ – зоны трещиноватости, маркирующие разломную зону

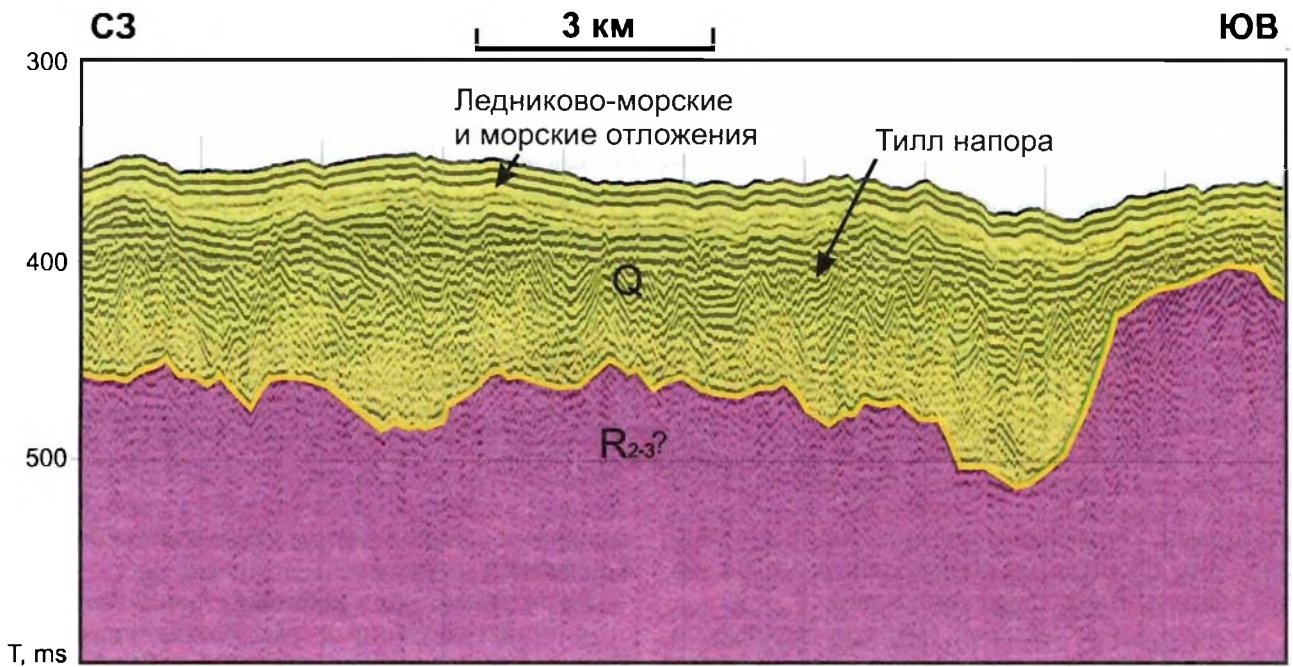


Рис. 5.6. Фрагмент профиля 200339 НСАП по [Журавлев и др., 2005ф]. Положение профиля см. рис. 5.4

90–95 м [Романенко и др., 2008]. Высокие (около 200 м) береговые обрывы северо-западной части Кольского полуострова являются типичными берегами поднятия и находятся всего в 20–30 км от впадин с глубинами моря до 200–280 м. Эти впадины погружаются со скоростью порядка 1,5–2 см/год, тогда как скорость поднятия прибрежных районов северо-западной части полуострова, по данным повторного нивелирования, достигает 0,5 см/год [Крапивнер, 2006]. Многочисленные сле-

ды современной тектонической активности, проявленные в период накопления слабо консолидированных осадков верхнего седиментационного комплекса, обнаружены в различных районах баренцевоморского шельфа. Они представлены приповерхностными смещениями по разрывным нарушениям, деформациями продольного профиля погребенных под морскими илами речных долин, признаками грязевого вулканизма, палеосейсмичности и выражены в виде своеобразных



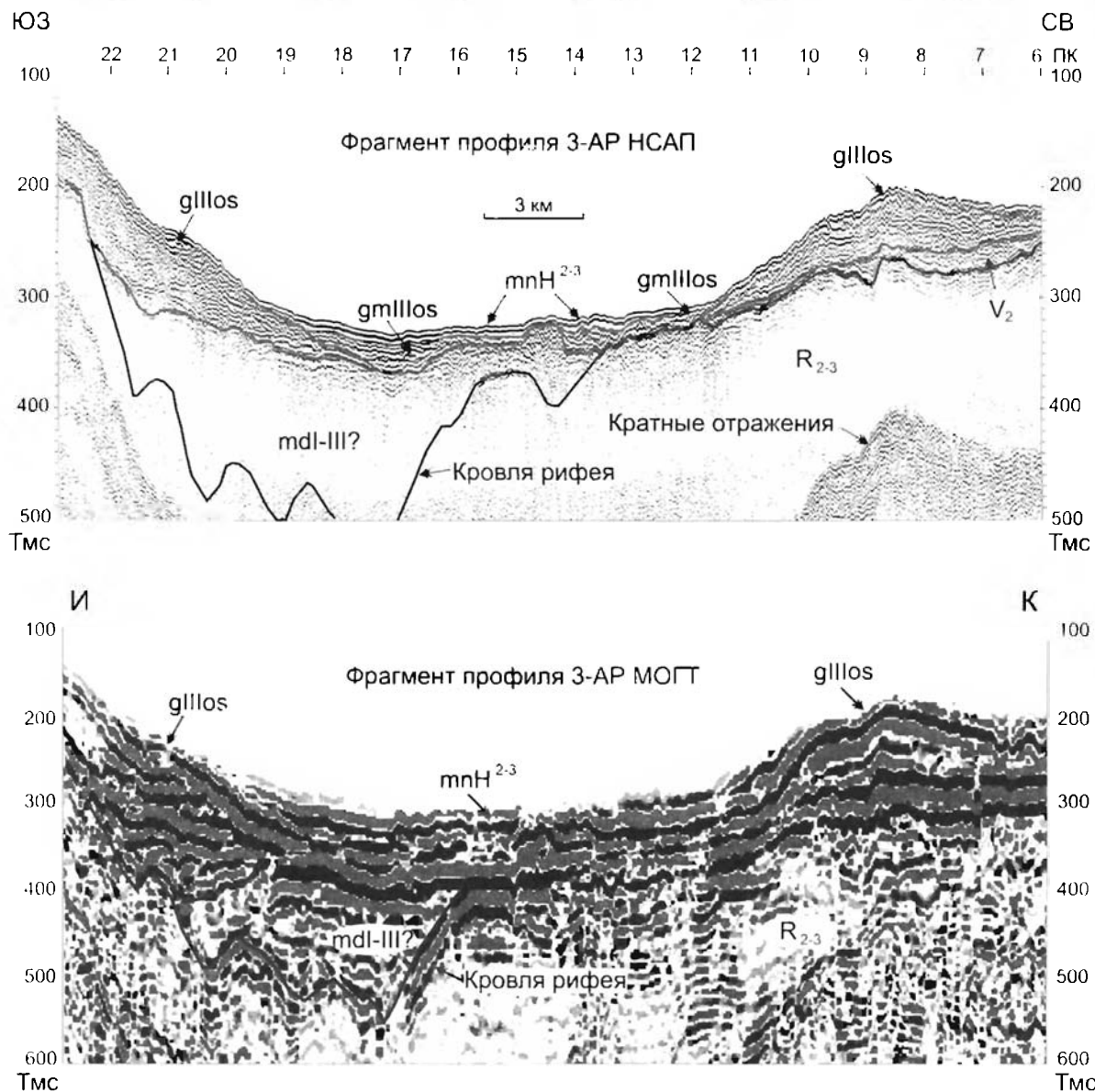


Рис. 5.7. Фрагменты сейсмогеологических разрезов НСАП и МОВ ОГТ по профилю 3-AP по [Журавлев и др., 2009ф]. Положение профиля см. рис. 2.5

форм донного мезо- и микро рельефа [Крапивнер, 2006].

Вероятно, выход на поверхность наиболее древних (архейских) пород Мурманского блока объясняется именно высокими скоростями и большой амплитудой разнонаправленного движения блоков по разлому Карпинского, что и вызывало достаточно интенсивную сейсмическую деятельность вдоль баренцевоморского побережья. Имеющиеся решения фокальных механизмов землетрясений [Ассиновская, 1986] свидетельствуют о проявлениях подвижек бло-

ков земной коры взбросо-сдвигового характера по плоскостям разрывов северо-западного простирания, совпадающих с разломами, ограничивающими Кольский геоблок. Вдоль этих разломов нередко можно наблюдать сейсмодислокации (рис. 5.8).

В пределах этой зоны расположен и вышеупомянутый Ивановский грабен, представляющий собой фиордообразный залив Баренцева моря – губу Ивановскую и долину нижнего течения р. Ивановка. Эта структура имеет крутые борта высотой от 50 до 150–170 м, сложенные архей-



Рис. 5.8. Сейсмодислокация в районе пос. Териберка на баренцевоморском побережье Кольского полуострова. Фото А.С. Балуева

скими гранитоидами, часто представляющие собой хорошо выраженные тектонические эскарпы, глубина фиорда местами превышает 40 м. Борты фиорда повсеместно несут следы отрыва и осложнены сбросами, иногда ступенчатыми, и не имеют признаков сдвиговых или надвиговых смещений. Долеритовые дайки палеозойского возраста, секущие фиорд с берега на берег, также нигде не смещены в горизонтальном плане. На вершинах тектонических ступеней правого более приподнятого борта наблюдаются высыпки терригенных пород рифей-вендского возраста, выполняющих дно грабена, что свидетельствует о довольно интенсивных современных вертикальных движениях блоков и денудации залегающих на них осадков. По мнению В.Г. Чувардинского [2000], на неотектоническом этапе грабен развивался в режиме горизонтального растяжения и представляет собой неотектонический раздвиг. Величина горизонтального растяжения в его пределах оценена им от первых сотен метров до 2 км.

Установлено, что тектоническая зона разлома Карпинского, которая на большей части Мурманского блока отделяет современный берег от моря, в районе западной части полуострова Святой Нос сочленяется с разломом, ограничивающим с юго-запада святоносский горст (рис. 5.9). Этот разлом, имеющий простирание около  $340^\circ$ , в южном направлении прослеживается в материковой части Кольского полуострова и имеет признаки левостороннего сдвига, по которому полуостров Святой Нос в настоящее время испытывает перемещение в СЗ направлении, вдаваясь далеко в морскую акваторию, при этом активно воздымаясь. К юго-востоку он отчетливо дешифрируется по материалам дистанционного зондирования до коленообразного изгиба р. Поной, который также, видимо, отражает левостороннее смещение по этому разлому с амплитудой до 10 км (см. карту). Отражением этих перемещений являются землетрясения, эпицентр одного из них зафиксирован непосредственно у западного края (фактически в зо-



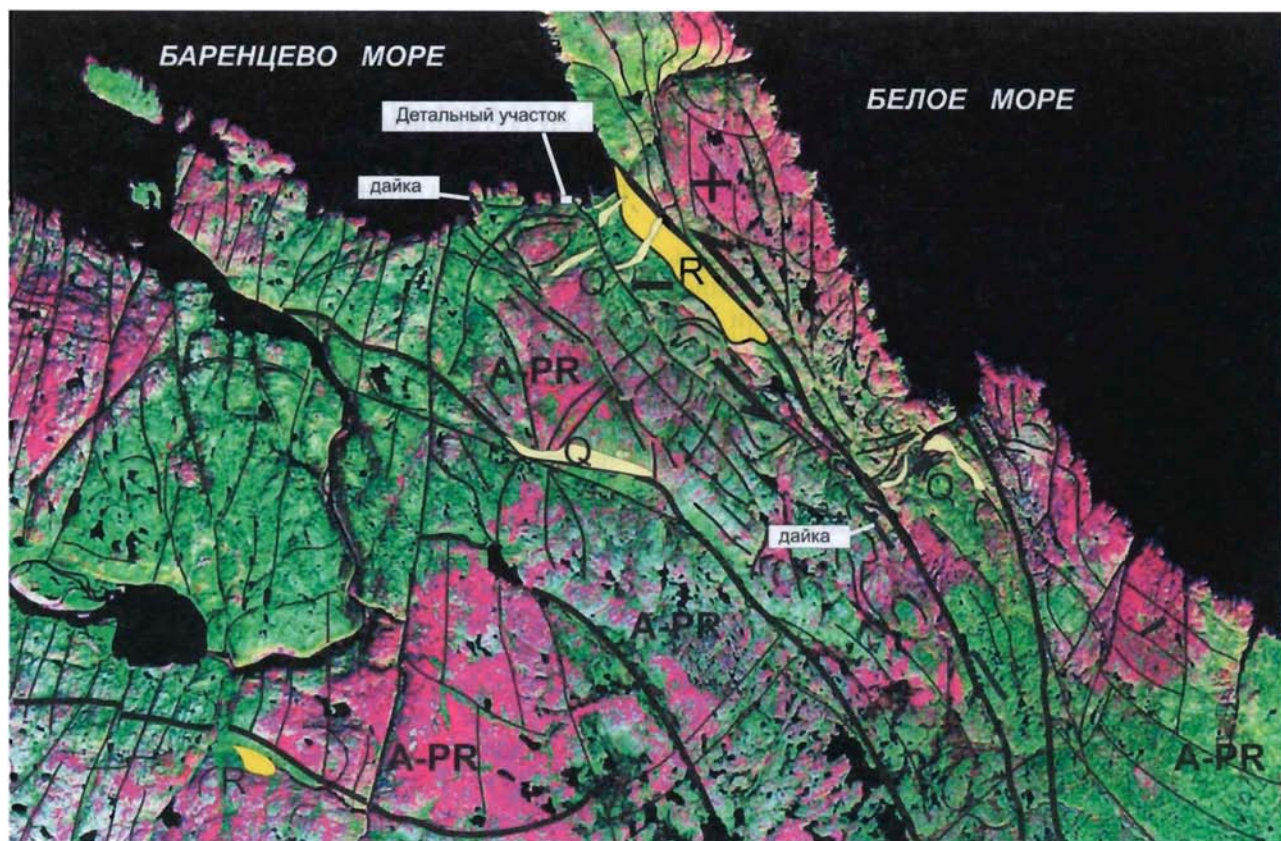


Рис. 5.9. Структурная схема участка «Святой Нос». Полевое дешифрирование космического снимка «Ландсат-15»

не разлома Карпинского) полуострова Святой Нос.

По мнению ряда исследователей [Милановский, 1994; Аветисов, 1996; Юдахин и др., 2003, Землетрясения..., 2007, и др.], особенность проявления современных геодинамических процессов и внутренней сейсмичности на территории Беломорского региона определяется влиянием на Балтийский щит Северо-Атлантической зоны спрединга и зоны сочленения континент-шельф-море, где возникают высокие тектонические напряжения, а также современные вертикальные тектонические движения щита, одной из составляющих которых является и гляциоизостатический эффект. При изучении сейсмичности Балтийского щита была установлена циклическая (волновая) миграция очагов ощутимых землетрясений [Юдахин, Французова, 2001]. Перемещение волн сеймотектонических напряжений происходит в направлении СЗ-ЮВ, что совпадает с ориентировкой главных осей напряжений сжатия, и, судя по зарегистрированным землетрясениям (см. карту), достига-

ют юго-восточного побережья Белого моря. Анализ распределения очагов землетрясений в Беломорском регионе показывает, что их распространение происходит вдоль активизированных крупных разломных зон палеорифтовых систем северо-западного простирания, достигая плитной части платформы. При этом, как видно, разрядка тектонических напряжений происходит часто на поперечно-секущих (северо-восточных) зонах. Это отчетливо проявлено в пределах Хибино-Контозерской тектонической зоны, представляющей собой зону пропации Восточно-Баренцевского рифта в пределы щита, а также вдоль линейментных зон того же простирания на юго-восточном побережье Белого моря. Одна из таких зон – Онежско-Чёшская, выраженная в элементах современного ландшафта и поэтому хорошо проявленная на космических снимках полосой до 25–30 км шириной, явилась, по-видимому, естественным барьером для дальнейшего распространения волн сеймотектонических напряжений со стороны Балтийского щита, разряжая их на себе.

Установлено [Эринчек и др., 1999], что в платформенном чехле этой зоне соответствует серия параллельных флексуорообразных перегибов слоев, осложняющих ступенеподобными уступами моноклинальное погружение верхней части венда к центру Мезенской синеклизы.

В фундаменте платформы этой зоне, вероятнее всего, соответствует глубинный разлом, ограничивающий волновод, располагающийся на границе слоев земной коры с разными реологическими свойствами.

Таким образом, выявленный структурный контроль проявлений внутриплитной сейсмичности на северной окраине ВЕП позволяет не только обозначить сейсмоактивные зоны вдоль палеорифтовых структур, но также наметить и области относительно более низкой сейсмичности, благоприятные для размещения промышленных объектов повышенной экологической опасности.



## VI. ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ БЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА

В истории тектонической эволюции северо-востока Восточно-Европейской платформы и, в частности, территории Беломорья достаточно уверенно выделяются как минимум шесть самостоятельных и длительных этапов: архейский – становление ранней гранитоидной коры Кольского и Карельского массивов, а также метаморфических поясов; палеопротерозойский – формирование Беломорского подвижного пояса и карелид, средне-позднерифейский – континентального рифтогенеза, венд-кембрийский этап коллизии древнего остова Восточно-Европейского кратона (Балтики) с палеоконтинентом Арктидой и последующего орогенеза, среднепалеозойский – реактивация РСБМ, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и, наконец, позднекайнозойский, когда образовался современный бассейн Белого моря. Каждый из этих этапов характеризовался определенным геодинамическим режимом и связанными с ним особенностями процессов, происходивших в верхней части коры.

### VI.1. Архейский этап

Механизмы становления раннедокембрийского фундамента ВЕП и собственно Балтийского щита во многом остаются дискуссионными. В настоящее время преобладают модели его эволюции с позиции тектоники плит, когда отдельные ядра консолидации (террейны) сталкивались и закрывали океанические пространства, сминали островодужные системы и постепенно формировали консолидированную континентальную кору [Минц и др., 1996; Слабунов, 2008; Шипанский и др., 2005; Розен, Шипанский, 2007, и др.]. Однако существует и множество фактов противоречащих подобным построениям. Не вдаваясь в эту дискуссию, можно отметить, что независимо от той или иной геодинамической модели формирования докембрийской структуры Балтийского щита, на его территории выделяется три геоструктурные провинции, различающиеся по времени и условиям формирования. Это Карело-Кольская, Свекофеннская и Дальсландская. Здесь же мы по понятным причинам ограничимся историей

формирования лишь Карело-Кольской провинции.

Наиболее древними образованиями Беломорского региона являются породы Кольского массива – амфиболиты, пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые, иногда с кордиеритом или силлиманитом, реже с андалузитом плагиогнейсы, изотопный возраст которых варьирует от  $2930 \pm 50$  млн лет (Скв. СГ-3) до  $2880 \pm 45$  млн лет. Считается [Государственная..., 2000], что эти породы образовались по основным и средним вулканитам и их туфам, а глиноземистые гнейсы – частью по терригенным осадкам, а частью являются метаморфизованными кислыми вулканитами, образовавшимися за счет выплавления из верхней мантии. Эти образования совместно с внедрившимися в них несколько позднее (2850–2810 млн лет назад) тоналитами-трондьемитами сформировали гранитоидную кору, на фундаменте которой был заложен рифтогенный Титовско-Поросозерский (Воронья-Колмозерский) зеленокаменный пояс, разделивший Мурманский и Центрально-Кольский блоки (террейны).

Обстановка сжатия обусловила коллизию Мурманского и Центрально-Кольского террейнов, в результате чего разделявший их зеленокаменный пояс был частично погребен под надвинутым на него с северо-востока Мурманским блоком. В это время (2,76–2,75 млрд лет) породы Мурманского и Центрально-Кольского террейнов испытывали метаморфизм в условиях гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций и гранитизацию, а породы разделяющего их зеленокаменного пояса – метаморфизм в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации.

После окончания коллизии Мурманского и Центрально-Кольского террейнов и смены направления движений по шовной зоне с надвиговых на сдвиговые (правый сдвиг, обусловленный перемещением Мурманского блока по Титовско-Поросозерской шовной зоне и разлому Карпинского с северо-запада на юго-восток по дугообразным трещинам растяжения) в кратонизированные породы Мурманского блока внедрились

дайки лейкогабброидов и лепидомелановых гранитов. Эти породы, секущие все архейские мигматиты этой территории, завершают архейский цикл эндогенной активности в пределах Кольского массива [Государственная..., 2000].

Карельский массив в неоархейское время развивался как типичная гранит-зеленокаменная область. С этой эпохой связано заложение первых зон разломов и формированием вблизи них ранних зеленокаменных поясов (ЗКП). Они закладывались на границе Карельского и Беломорского геоблоков (Тикшеозерский и Пибозерский ЗКП). Для ранних ЗКП характерно присутствие среди вулканитов покровов коматиитов. Формирование зеленокаменных трогов происходило в условиях трансензии и структур пластичного спрединга с проявлением вначале кислого (начало растяжения сиалических масс), а затем и основного (по достижении глубинных горизонтов литосферы) вулканизма и сопровождающих вулканизм вулканогенно-осадочных серий [Леонов М. и др., 2001]. На рубеже архея и протерозоя продолжается латеральная миграция масс, но уже в условиях транспрессии с формированием соответствующего комплекса структур. Интенсивно проявляется купольный тектогенез, динамотермальный и стресс-метаморфизм умеренных и низких фациальных серий. В конце периода происходит относительная консолидация разобренных ранее объемов сиалического слоя и образование единого Карельского массива. Весьма вероятно, что на этом этапе произошла частичная агглютинация разобренных ранее сиалических масс, составивших основание Восточно-Европейского кратона. В частности, единое целое составили Карельский и Кольский массивы [Леонов М. и др., 2001].

## VI.2. Палеопротерозойский этап

В настоящее время общепризнанным фактом является то, что к началу протерозоя в пределах Карело-Кольской провинции сформировалась континентальная кора, испытывавшая впоследствии рифтогенные преобразования. Наиболее интенсивные тектонические преобразования в палео-протерозое отмечаются в пределах Беломорско-Лапландского пояса, а также в крайних частях Кольской и Карельской провинций.

Раннепротерозойская эпоха в Карело-Кольской провинции Балтийского щита отмечена заложением и развитием рифтогенных поясов северо-западного простирания, наиболее крупные

из которых, Печенга-Варзугский и Северо-Карельский, явились пограничными структурами, отделившими Беломорский подвижный пояс от Кольского и Карельского массивов. Геологическая история Печенга-Варзугского пояса началась 2,45 млрд лет назад со становления расслоненных интрузий перидотит-пироксенит-габброноритовой формации (печенга-варзугский комплекс) с медно-никелевым сульфидным оруденением, платиновой и хромитовой минерализацией и примерно одновозрастных массивов лейкогабброноритов, габброанортозитов и габбродиоритов (комплексы Главного хребта и анистундровский).

В развитии собственно Печенгской структуры выделяют три стадии [Государственная..., 2000]. Первая стадия внутриконтинентального рифтогенеза длилась до 2,1 млрд лет назад, во время которой отложились полимиктовые конгломераты, базальты, андезитобазальты и их туфы, которые перекрываются красноцветными озерными терригенными отложениями и эвапоритами. В течение следующей стадии (2,1–1,95 млрд) осуществлялся переход от внутриконтинентального рифта к межконтинентальному, типу красноморского, с короткоживущим спредингом (1990–1970 млн лет назад), что устанавливается по толеитовым базальтам, геохимически сходным с базальтами СОХ, бонинитам и ископаемым «черным курильщикам». В это же время (2,1–1,95 млрд лет назад) южнее над наклоненными на юго-юго-запад рифтообразующими разломами происходил реоморфизм архейских гранитоидов и образование системы гранитоидных куполов, прослеживающихся вдоль южной границы Печенга-Имандра-Варзугской зоны на всем ее протяжении.

Интенсивное сжатие, чешуйчатое перемещение 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 отвечают коллизионному этапу развития Печенгского района [Строение литосферы..., 2005]. Этот этап был непродолжительным, и его возрастные рамки точно не определены. Но он сыграл очень важную роль, преобразовав ранее возникшую вулкано-тектоническую депрессию в шовную. Протерозойские тектонические движения и метаморфизм оказали мощное воздействие и на кристаллический фундамент. Тектонические движения коллизионного этапа наиболее интенсивно проявились в южном

крыле Печенгской структуры. Окончание коллизийного этапа фиксируется по пересечению рассланцованных и метаморфизованных пород пояса Пасвик-Полмас гранитным массивом Вайнослаа, который имеет возраст 1,8 млрд лет [Naarala et al., 1987].

На постколлизийном этапе режим сжатия сменился режимом растяжения, и произошло резкое изменение тектонического плана. Наиболее характерна для постколлизийного этапа цепочка среднепротерозойских (1772–1762 млн лет) гранитоидных массивов лицко-арагубского комплекса, протягивающаяся в северо-восточном направлении вкост общего простираания Печенга-Имандра-Варзугской зоны [Строение..., 2005].

Наиболее древние из достоверно выделяемых разломов восточной части Балтийского щита имеют раннепалеопротерозойский (сумийский) возраст. В период их формирования произошло дробление архейской кислой коры и заложились карельские троговые структуры. Все магматические образования, возникшие на этой стадии эволюции щита, генетически связаны с обогащенным источником. В настоящее время все больше исследователей связывают этот магматизм с мантийным плюмом [Баянова, 2002], а судя по тому, что максимальное количество его продуктов – друзитов (подводящих каналов для расслоенных интрузий и вулканитов) встречается в Беломорском подвижном поясе, то и центр этого плюма, вероятней всего, располагался именно здесь. В распространении главных разностей вулканитов и расслоенных интрузий намечается зональность, свидетельствующая о существовании в это время пологой тектонической зоны, контролирующей их размещение. Асимметричность проявлений этого магматизма ярче всего проявлена в распределении кислых пород (риолитов, гранитов, чарнокитов) с голубым кварцем, образование которого возможно в лежащих крыльях сбросов. Глубинными аналогами основных вулканитов и расслоенных интрузий являются друзиты, габбро-анортозиты и частично основные гранулиты Лапландского пояса, которые формировались в режиме андерплейтинга. С этим процессом связано и образование мощных толщ гранатсодержащих пород, характеризующихся аномально высокими содержаниями ювенильного флюида. Это дает основание предполагать, что в сумийский период разрывы существовали не только в зоне хрупких деформаций, но и проникали до глубин 30–40 км в виде зон вязких разломов.

Крупнейшей линейной структурой Балтийского щита является Лапландско-Беломорский подвижный пояс (ЛБПП). Сложное геологическое строение этого пояса является поводом для дискуссий в отношении механизмов его эволюции, времени проявления и соотношения эндогенных процессов. Благодаря высокой степени метаморфизма слагающих его пород его развитие связывали с коллизийными процессами, т.е. с режимом сжатия [Глебовицкий и др., 1996; Слабунов, 2008]. Основной модели сжатия ЛБПП является его положение между двумя жесткими архейскими массивами – Карельским и Кольским. Предполагается свекофеннская или лапландская коллизия, которая сформировала структуру ЛБПП за счет сжатия, и в результате выдавливания произошла эксгумация глубинных пород. Доказательством этой коллизии в основном служат радиологические возрасты и пологие залегания метаморфических пород ЛБПП.

Однако существует и альтернативная точка зрения [Терехов, 2003, 2007а]. В палеопротерозое Кольский и Карельский массивы не являлись жесткими плитами, а породы ЛБПП до рубежа 1,85–1,8 млрд лет находились на глубинах 30–20 км. В период 1,8–1,7 млрд лет образования ЛБПП были прорваны постскладчатыми интрузиями в тот момент, когда они уже были вблизи поверхности. То есть формирование современной структуры ЛБПП произошло в интервале 1,85–1,75 млрд лет. Поэтому эксгумацию этих пород нельзя объяснить длительной эрозией. Можно с достаточной уверенностью говорить о том, что породы ЛБПП появились на земной поверхности или вблизи её к рубежу 1,8–1,7 млрд лет. В этот период были сформированы разнообразные постскладчатые интрузии, которые прорывали породы ЛБПП, уже находившиеся в зоне хрупких деформаций. Эксгумация нижне-среднекорковых образований и фактически формирование современной структуры ЛБПП являлось сложным, многофакторным процессом и определялось сочетанием сбросов, сдвигов и ростом кольцевых вихреподобных структур. В ходе этих процессов, кинематика которых во многом еще недостаточно изучена, верхняя кора в виде Кольского и Карельского массивов раздвинулась, и глубинные породы появились на поверхности Земли. В ходе этого тектонического вскрытия никаких продуктов гигантской эрозии не образовывалось, а поверхностные соседние структуры разошлись на 200 и более км. Более мелкими структурными элементами эпохи экс-

гумации являются купола, разноориентированные зоны бластомилонитов и лежащие складки. Последние долгое время рассматривались как индикаторы коллизионных процессов, но в последнее время появляется все больше данных об их генезисе и в обстановке растяжения. С процессами эксгумации связаны и разнообразные вещественные преобразования, как в глубинных породах, так и в перекрывающих, а затем и обрамляющих их комплексах.

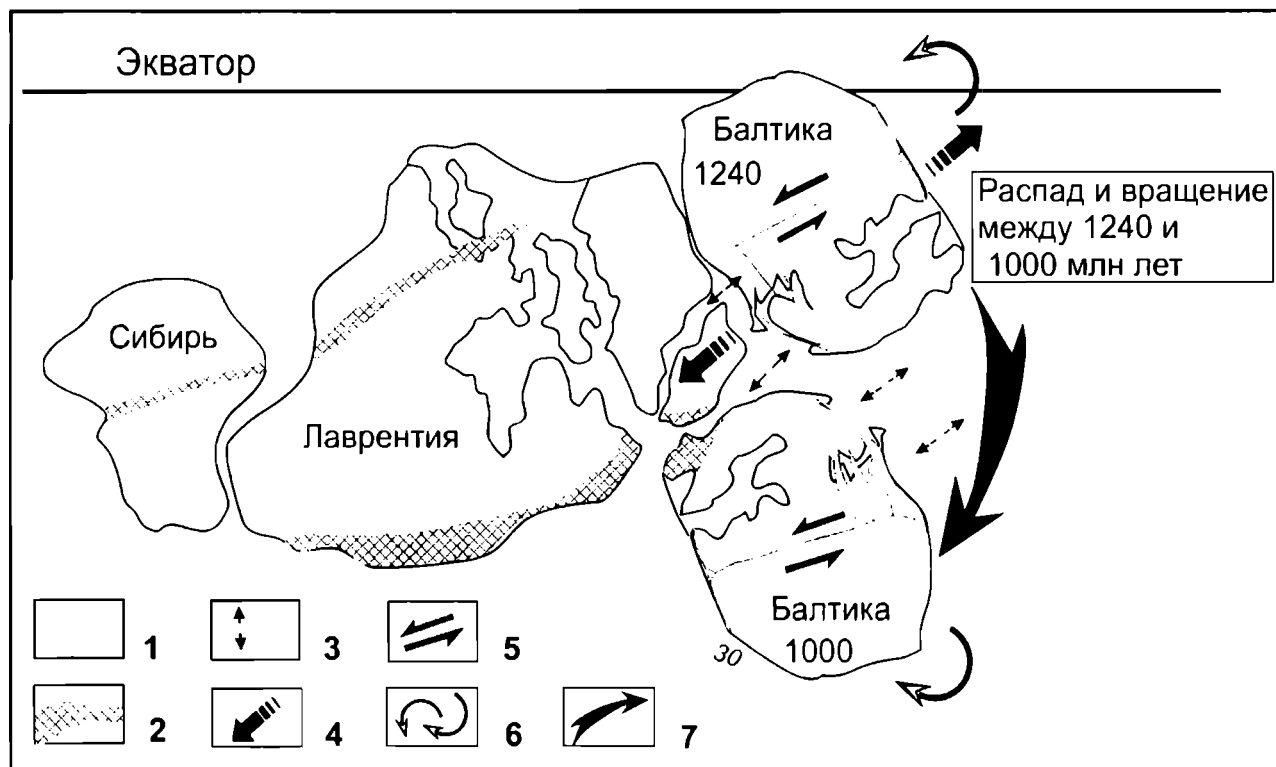
### VI.3. Средне-позднерифейский этап

Рифейская эпоха на Восточно-Европейской платформе отмечена масштабным развитием процессов континентального рифтогенеза и связанными с ним проявлениями внутриплитного магматизма. Можно выделить по крайней мере три периода рифтогенеза: в раннем рифее (Абдулинский, Оренбургский, Пачелмский и Овруч-Днепро-Донецкий палеорифты), в среднем рифее (палеорифтовая система Белого моря и ряд более мелких грабенов к западу от нее, а также, вероятно, Балтийско-Ботническая палеорифтовая система) и в позднем рифее (Среднерусская система палеорифтов, Московский палеорифт) [Балуев, Моралев, 2001]. Как видно, в каждом из этих периодов рифтогенез возникал на разных участках платформы, а не охватывал всю ее территорию одновременно. По всей видимости, и причины, его вызывающие, были в каждом случае не одинаковые, но при этом, в конечном счете, все сводилось к возникновению на различных участках континентальной плиты геодинамических режимов трансенсии и/или транспрессии. Существует несколько точек зрения на причины, приводящие к смене геодинамических режимов и внутриплитному тектогенезу на Восточно-Европейской платформе в позднем докембрии. В одном случае привлекается модель асимметричных незамкнутых конвективных ячеек с продольным субгоризонтальным течением материала и многоярусной конвекции [Леонов М., 2001]. Литосферные плиты при латеральном перемещении последовательно попадали то в условия сдвига с растяжением (над ячейкой), то в условия сдвига со сжатием (между ячейками). В процессе рифтинга происходил отток вещества из-под рифтов и синеклиз в область антеклиз и щитов. Другая модель рифтогенеза рассматривает влияние ротационного фактора при вращении древней континентальной плиты Восточно-Европейского кратона (Балтика) по или против часовой стрелки при изменении

направления ее дрейфа, вызывавшего в различных ее сегментах режимы сжатия и растяжения литосферы [Балуев, Моралев, 2001; Балуев и др., 2000; Колодяжный, 2003] и, как следствие этого, вращение отдельных блоков фундамента плиты и заложение Беломорской рифтовой системы [Колодяжный, 2003]. Еще один механизм континентального рифтогенеза в центральной части платформы описан в работах [Осадочные бассейны..., 2004; Чамов и др., 2003], где главной причиной формирования Среднерусского авлакогена в позднем рифее считается распад в условиях трансенсии выраженного в рельефе корового кряжа с утолщенной, но реологически расслоенной корой, возникшего в результате коллизии геоблоков доколы платформы 1,8–1,75 млрд лет назад. Возможно, каждая из упомянутых гипотез может дать объяснение зарождению и формированию той или иной рифтогенной структуры на определенном этапе истории Восточно-Европейской платформы, но ни одну из них нельзя считать универсальной. Приведенный выше материал по строгим северо-восточному сегменту платформы, а также опубликованные в последние годы палеогеодинамические реконструкции для рифейской эпохи позволили представить несколько иную модель заложения и формирования палеорифтовой системы этого участка платформы [Балуев, 2006].

Несмотря на то, что среднепротерозойский (ранне- и среднерифейский) этап развития земной коры остается недостаточно освещенным [Хаин, 2001], имеется версия, что существовавший в это время суперконтинент Палеопангея (по [Piper, 2000]) или Колумбия (по [Rogers, Santosh, 2002; Zhao et al., 2004]) начал распадаться в среднем рифее. Континентальная плита Восточно-Европейского кратона (Балтика), согласно палеогеодинамическим реконструкциям [Piper, 2000; Sawood et al., 2010], начала откалываться от Палеопангеи примерно 1240–1265 млн лет назад (рис. 6.1). В это время Балтика с Лаврентией, входившие в состав суперконтинента, располагались в пределах экваториального «горячего пояса» Земли ( $\pm 35^\circ$ ), в котором концентрировалась основная масса мантийных плюмов планеты [Глуховский и др., 1994]. По всей видимости, это обстоятельство явилось наиболее вероятной причиной возбуждения процессов континентального рифтинга между Лаврентией и Балтикой вдоль северной и северо-восточной (в современных румбах) границ последней, приведших, в конечном счете, к раскрытию океана между ними. Раскрытие, скорее





**Рис. 6.1.** Реконструкция перемещений континентальной плиты Балтики относительно Лаврентии в период от распада суперконтинента Палеопангеи (1300–1240 млн лет) до аккреции нового суперконтинента Родинии (1050–1000 млн лет), по [Piper, 2000] с дополнениями

1 - рифтовая система Белого моря; 2 - мезопротерозойские орогенные/подвижные пояса; 3 - оси спрединга (сплошные - в среднем рифесе, пунктирные - в позднем рифесе); 4 - векторы горизонтального растяжения литосферы при распаде Палеопангеи; 5 - векторы напряжений левосдвигового смещения вдоль трансконтинентальной зоны; 6 - направления вращения Балтики против и по часовой стрелке; 7 - направление перемещения Балтики относительно Лаврентии в период 1240–1000 млн лет назад

всего, происходило в процессе асимметричного рифтинга, т.е. последовательного продвижения (пропагации) рифта от края вглубь континента при относительном вращении континентальных плит в противоположные стороны: Лаврентии по часовой стрелке, а Балтики против часовой стрелки (см. рис. 6.1). Предполагается, что крупная по площади горячая область с утоненной литосферой над мантийным плюмом или восходящим потоком конвективной ячейки (вероятно, соответствующая понятию “Highly extended terranes” – области экстремального растяжения) формировалась по механизму активного рифтогенеза, тогда как конкретные рифты и рифтовые зоны образовывались в соответствии с моделью пассивного рифтинга, о чем свидетельствуют характерные черты их строения.

В результате на краю Балтики в условиях горизонтального растяжения коры начал формироваться периконтинентальный осадоч-

ный бассейн пассивной окраины [Осадочные бассейны..., 2004], представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон, вытянутых вдоль края плиты и слегка раскрывавшихся веером в сторону расхождения плит. Судя по возрасту образований, выполняющих грабены Кандалакшско-Двинского и Керещко-Пинежского рифтов ( $1263 \pm 40$  и  $1080 \pm 40$  млн лет – возраст алевролитов терской свиты на южном побережье Кольского полуострова по [Коноплева, 1979]), именно они возникают первыми в этой системе. Затем процессы рифтогенеза постепенно сдвигались ближе к краю плиты, и началось заложение Лешуконского и Баренцевоморского палеорифтов, где возраст выполняющих их образований датируется соответственно 1190–1080 млн лет и, вероятно, концом среднего – началом позднего рифея (толща, залегающая под кильдинской серией). Таким образом, можно говорить о развитии

здесь на окраине континентальной плиты Восточно-Европейского кратона в среднем рифее процессов диффузного спрединга, в результате которых формируется краевой бассейн. Акцент наиболее полного раскрытия до океанической стадии сместился к Баренцевоморской рифтовой зоне, которая, в конечном счете, принимает положение «висячего» рифта на краю отколовшейся плиты.

Диффузный спрединг [Богданов, 2000] – это процесс растяжения, проявляющийся на обширной площади при отсутствии центральной рифтовой долины. Во время диффузного спрединга возникает несколько небольших линейных впадин, разделенных блоками коры континентального типа, которые отделяются от окраины континентальной плиты при развитии листрических разломов. Один из механизмов процесса диффузного спрединга предполагает, что в период растяжения и утонения континентальной коры в разобщенных впадинах образования океанской коры не происходит, и лишь в одной из этих впадин, наиболее глубокой и находящейся в зоне наивысшего теплового потока, активные процессы приводят к полному разрыву слоя континентальной коры.

Такой механизм формирования рифейской пассивной окраины континентальной плиты Восточно-Европейского кратона мог быть реализован в одной из моделей, рассмотренной Г.С. Листером с соавторами [Lister et al., 1991] для крупных растяжений литосферы после стадии раннего спрединга океанического дна, происходящих со срывом хрупкой верхней коры по детачменту, отделяющему последнюю от пластичной нижней коры (рис. 6.2). Согласно этой модели предполагается, что начальная стадия образования пассивной окраины является результатом воздействия напряжений горизонтального растяжения на континентальную кору над мантийным плюмом в период начала распада Палеопангеи. Растекание горячего мантийного вещества плюма передавало напряжения растяжения пластичной нижней коре, которая, растягиваясь, деформировалась без разрыва сплошности, т.е. испытывала пластичное растяжение. При этом горизонтальное растяжение в верхнюю кору передавалось путем срыва хрупкой коры вдоль внутрикорового раздела (детачмента) с образованием полуграбена по листрическому сбросу (грабены Онежско-Кандалакшского рифта). Однако эта хрупкая деформация растяжения происходила не прямо над зоной пластичного растяжения нижней коры, а

на некотором латеральном удалении от нее, где детачмент, изгибаясь к поверхности, переходит в зону листрического сброса. И лишь затем, на следующей стадии развития, рифтовый участок в верхней коре расширился, образуя систему субпараллельных трогов, разделенных наклонными блоками верхней коры, ориентированных по нормали относительно вектора растяжения. Расширяясь, система трогов постепенно «надавинулась» на нижележащую зону пластичных деформаций (или область сильно растянутой и потому утоненной и прогретой нижней коры).

Такое растяжение края литосферной плиты и адекватный подъем мантии во время растяжения могли привести к декомпрессионному плавлению и внедрению тяжелых мантийных расплавов в зону срыва, где сформировалась магматическая камера, фиксирующая в настоящее время интенсивным Мезенским гравитационным максимумом. Формируется синрифтовый осадочный бассейн с неглубокими рифтовыми депрессиями. И завершился этот процесс фазой интенсивного прогибания с образованием континентального склона и «висячим» над ним рифтом, который затем мог быть частично перекрыт осадочным клином, как это произошло с Баренцевоморским рифтом (см. рис. 2.23). Таким образом, в связи с распадом Палеопангеи и зарождением спрединга между Лаврентией и Балтикой в период с 1300 (а, может быть, и ранее) по 1240 млн лет назад на северной и северо-восточной (в современных румбах) окраинах Балтики формировался периконтинентальный осадочный бассейн, который продолжал существовать и в позднем рифее.

Согласно палеомагнитным реконструкциям [Piper, 2000], в период с 1240 по 1000 млн лет на-зад отколовшаяся континентальная плита Балтика дрейфовала к югу от палеоэкватора, разворачиваясь при этом по часовой стрелке примерно на 160° так, что ее присоединение к позднерифейскому суперконтиненту Родинии в конце этого периода произошло уже другой стороной, т.е. со стороны Скандинавского полуострова (см. рис. 6.1). Не исключено, что в результате такой интенсивной ротации плиты могли создаваться дополнительные напряжения горизонтального растяжения в ее северо-восточном сегменте. После аккреции Балтики с Родинией описываемый краевой бассейн оставался открытым в сторону океана и получил новый импульс для эволюции, благодаря которому рифтовые впадины продолжали углубляться, и в них откладывались терригенные отложения

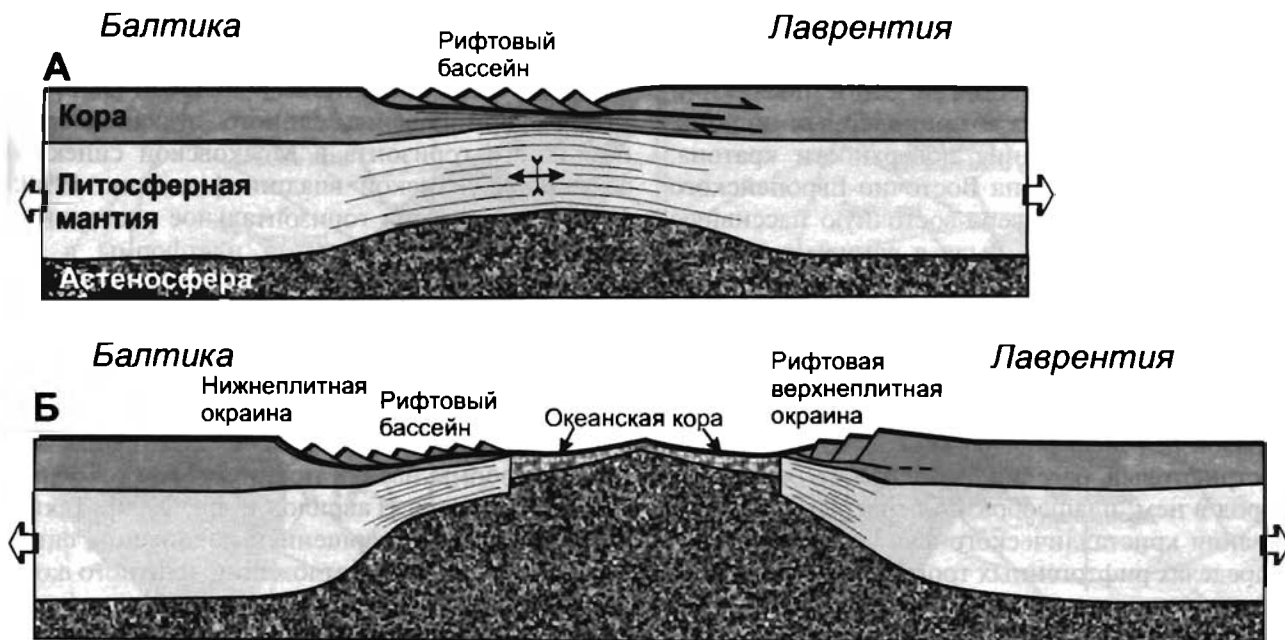


Рис. 6.2. Модель формирования пассивной континентальной окраины при крупных растяжениях литосферы (по [Lister et al., 1991]) применительно к распаду Балтики и Лаврентии в среднем рифее.

А – начальная стадия растяжения литосферы с образованием внутрикоровой поверхности срыва (детачмента) плюс чисто сдвиговое пластичное растяжение нижней коры под срывом (1300–1240 млн лет). Б – формирование пассивных окраин континентов после стадии раннего спрединга океанского дна с образованием периконтинентального рифтового бассейна (после 1240 млн лет)

верхнего рифея, которые местами «выплескивались» на борта рифтов. Аналогичный ход событий демонстрирует и палеогеодинамическая реконструкция на период 1265–1000 млн лет, приведенная позже в работе [Sawood et al., 2010].

В позднем рифее начали формироваться рифтовые структуры Среднерусского авлакогена, развитие которых связано с эволюцией крупной сдвиговой системы северо-восточного простирания, возникшей в это время на территории Русской плиты [Чамов и др., 2003]. Среднерусская система палеорифтов приурочена к зонам сочленения крупных сегментов (террейнов, сиалических ядер) раннепротерозойского фундамента Восточно-Европейского кратона: Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии, образовавших единую литосферную плиту в раннем протерозое. Зарождение и развитие Среднерусской палеорифтовой системы было предопределено событиями, происходившими на северо-восточной пассивной окраине континента в среднем–позднем рифее. Наиболее вероятной причиной заложения Среднерусской системы палеорифтов является, по нашему мнению, возникновение в позднем рифее режима трансенсии вдоль подвижной зоны древнего фундамента в результате горизонтального растя-

жения, которое начала испытывать земная кора северо-восточной части Фенноскандинавского сегмента при заложении и эволюции рифтовой системы Белого моря, т.е. фактически при формировании пассивной окраины континента. Вектор тектонических напряжений был направлен вдоль трансплатформенной зоны, которая в данном случае играла роль трансформы, и имел левосдвиговый характер. Особенности сочленения двух крупнейших взаимно перпендикулярных и разновозрастных палеорифтовых систем Восточно-Европейской платформы в районе Котласского грабена при этом остаются еще не до конца ясными.

Согласно палеомагнитным реконструкциям [Богданова и др., 2009], распад Родинии в период 825–700 млн лет назад и раскрытие прото-Пацифики (Япетуса) вызвали совместное движение Лаврентии-Балтики в южные широты с ротацией их по часовой стрелке. В конце рифея, видимо, последовал новый импульс растяжения земной коры краевой части Балтики, что вызвало проявление основного вулканизма (667±31 млн лет назад) в Онежско-Кандалакшском рифте.

При совместном движении к южному полюсу Балтика и северо-восточная Лаврентия подверглись грандиозному лапландскому оле-

денению во время века Варангер-Айс (650–635 млн лет), охватившему большую часть территории Балтики. Причинами этого послужили нахождение материка в приполярных широтах и, видимо, воздымание поверхности кратона. Вся северная половина Восточно-Европейского кратона, включая северо-восточную пассивную окраину континента, была в раннем венде покрыта мощным (до 2,5 км) ледяным панцирем в течение почти 10 млн лет [Hoffman, Schrag, 1999]. В результате поверхность кратона опустилась ниже уровня моря, и после таяния ледника на его месте и примерно в тех же границах образовался шельфовый Московско-Мезенский пострифтовый бассейн с покровом осадочных пород в нем, плащеобразно перекрывшим образование кристаллического фундамента и рифея в пределах рифтогенных трогов [Якобсон, 1993]. В течение периода с 625 до 580 млн лет Балтика и Лаврентия двигались уже раздельно, в результате чего произошло раскрытие океана Япетус. Но оба континента оставались в высоких южных широтах в продолжение большей части венда [Torsvik et al., 1995a; Cocks, Torsvik, 2006].

#### VI.4. Поздневендский-кембрийский этап

Как уже отмечалось выше, проявления в позднем венде платформенного магматизма, пространственно приуроченные к структурам рифтовой системы Белого моря, свидетельствуют о некоторой магматической реактивации последних в то время. Это, по всей видимости, предшествовало (или совпало с началом) коллизионным событиям, произошедшим вдоль северной и северо-восточной (в современных румбах) окраин Восточно-Европейского кратона, в результате приращения к ним в позднем венде-раннем кембрии палеоконтинента Арктиды, включавшего в себя Тимано-Печорскую, Свальбардскую (Баренцевоморскую), Карскую микроплиты и другие более мелкие террейны [Кузнецов, 2009; Филатова, Хаин, 2010]. Конвергентный шов, представляющий собой фронтальный надвиг тиманских байкалит, прослеживается вдоль юго-западного склона Тиманского кряжа, продолжается на п-ов Канин и обнажается на перемычке между полуостровами Средним и Рыбачьим и на п-ове Варангер. С начальной стадией этих событий в усть-пинезское время (600–580 млн лет), когда началась коллизия палеократона Балтика с островными дугами Большеземельской активной окраины Арктиды (рис. 6.3) – источниками эксплозив-

ного вулканизма, – связаны поступления золотым путем вулканокластического материала на плитную часть Восточно-Европейской платформы и формирование единого вулканокластоосадочного горизонта в Московской синеклизе и Верхнекамской впадине [Аксенов, 1998]. К началу палеозоя горизонтальное растяжение северо-восточного сегмента платформы в результате коллизии сменилось сжатием и орогенезом, вся эта территория испытала воздымание и в течение последующих 150–160 млн лет являлась областью денудации вплоть до среднего девона, когда вследствие изменения эвстатического уровня мирового океана во внутренние части платформы начали проникать мелководные шельфовые моря [Гаврилов и др., 2000]. Таким образом, между завершением накопления синеклизного и началом отложений плитного комплекса в этой части платформы фиксируется значительный перерыв в осадконакоплении.

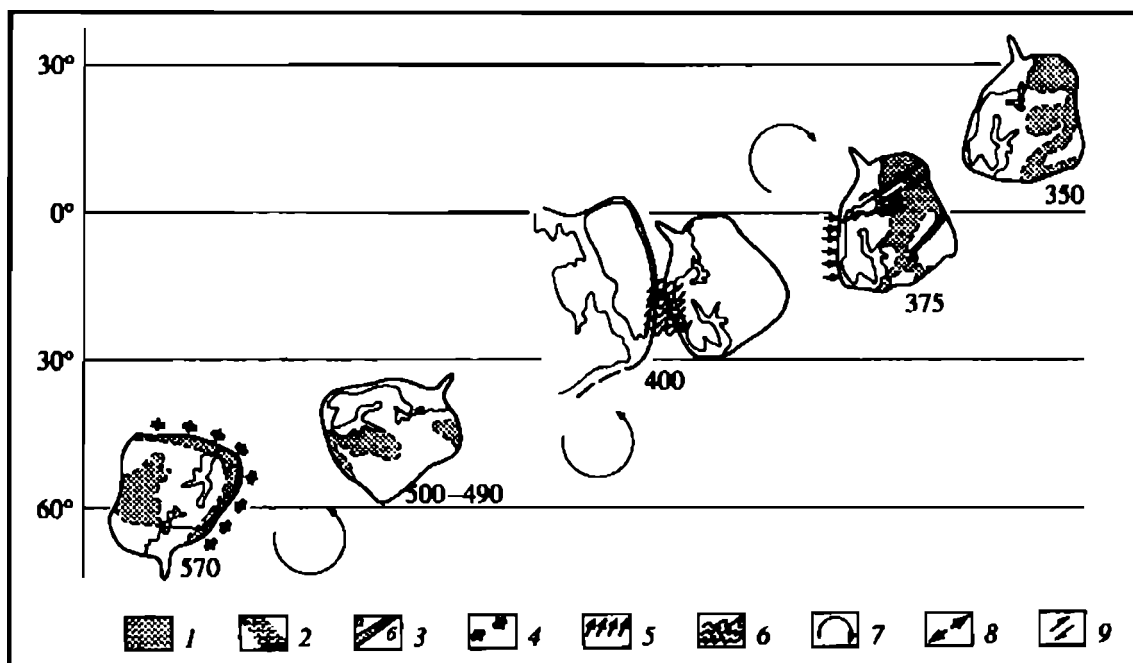
Однако данные, полученные в последние годы в результате изучения ксенолитов из кимберлитовых трубок Зимнего берега [Мальков, 2009], противоречат этому выводу. Присутствие «провалившихся» ксенолитов и «плавающих рифов» кембрийских, ордовикских, силурийских, нижне- и среднедевонских осадочных пород с сохранившейся фауной и флорой в кимберлитах свидетельствует о том, что здесь в раннем и среднем палеозое существовал по крайней мере залив мелководного морского бассейна.

К началу палеозоя океан, разделявший Балтику и Арктиду, закрылся, северо-восточная пассивная окраина в результате коллизионных процессов была перекрыта надвиговыми структурами Тимано-Варангерских байкалит, превратившись во внутриплатформенную структуру. С середины девона юго-восточная часть этой структуры стала прогибаться, началось накопление континентально-морских осадков, и наступил плитный этап ее развития.

#### VI.5. Среднепалеозойский этап

Палеомагнитные реконструкции показывают (рис. 6.4), что в раннем палеозое с кембрия до девона Восточно-Европейский кратон дрейфовал в южном полушарии по направлению к экватору [Svethurst, 1992; Torsvik et al., 1995c]. В то время происходило раскрытие океана между Сибирской и Восточно-Европейской плитами, наиболее достоверно устанавливаемое для ордовика. На протяжении всего этого периода, начиная с конца кембрия, на Восточно-Европейской





**Рис. 6.4.** Палеогеодинамические реконструкции ранне-среднепалеозойской истории Восточно-Европейского кратона (составлена с использованием работ [Svethurst, 1992; Torsvik et al., 1995c]).

1 – осадочные бассейны; 2 – карбонатные образования пассивных окраин; 3 – континентальные рифты; 4 – оси спрединга; 5 – орогенические пояса; 6 – зона коллизии; 7 – направление вращения литосферной плиты во время дрейфа; 8 – векторы региональных полей горизонтальных напряжений; 9 – элементы сдвига. Числа обозначают геологическое время в млн лет

вертикальном разрезе земной коры могли представлять собой чередование зон сжатия и растяжения [Балуев, Терехов, 2006]. Статистическая обработка данных структурного анализа трещиноватости в гнейсовом комплексе, вмещающем палеозойские дайки щелочных пород, и данных о разломно-трещинной тектонике, полученных при детальном картировании и интерпретации результатов дешифрирования аэроснимков, показала сдвиговый характер деформаций (преимущественно левосторонний сдвиг) вдоль разломов северо-западной ориентировки без существенного горизонтального растяжения [Балуев и др., 2000; Моралев и др., 2002а]. Проявления щелочного магматизма в области динамического влияния РСБМ в виде даек и трубок взрыва (в том числе и кимберлитовых) связывается с раскрытием трещин в пределах дуплексов растяжения в зонах сдвига.

На Баренцевоморской плите в это время возникает режим растяжения с раскрытием Восточно-Баренцевского трога. Спрединговый центр с образованием субокеанской коры в фундаменте Баренцевоморского шельфа постепенно перемещался с севера на юг от Земли Франца Иосифа к Кольскому полуострову в

период 390–360 млн лет [Сейсмогеологическая модель..., 1998]. Наиболее вероятной причиной такого мощного проявления рифтинга на континентальной коре баренцевоморского шельфа в среднем палеозое могло служить надвигание литосферной плиты ВЕП на мантийный плюм в пределах экваториального горячего пояса. Возможно, это была первая неудавшаяся попытка раскола континента в преддверии заложения Циркумполярного Арктического бассейна. Движением плиты над плюмом можно объяснить и пропагацию рифта в сторону Балтийского щита, продолжение которого проявляется в виде Хибино-Контозерской разломной зоны с признаками растяжения и проявлением щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма с концентрацией его в области пересечения с системой разломов Онежско-Кандалакшского палеорифта. Постдевонская история Беломорского региона и, в частности, РСБМ вплоть до позднего кайнозоя характеризуется достаточно спокойным плитным режимом без каких-либо значительных проявлений деструкционных тектонических событий и внутриплитного магматизма.

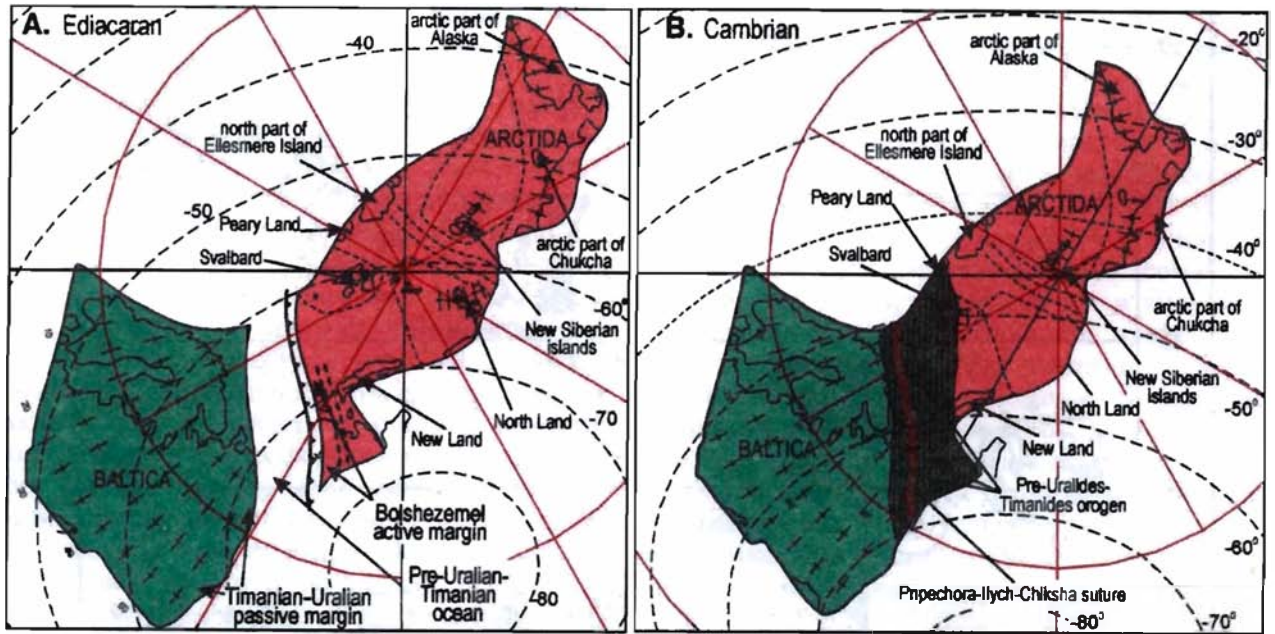


Рис. 6.3. Палеотектоническая реконструкция для венда (А) и кембрия (Б) по [Борисова и др. 2003; Кузнецов и др., 2005; Кузнецов, 2009], с незначительными добавлениями и упрощениями

1 – океанические бассейны; 2-4 – палеоконтиненты; 2 – Балтика; 3 – Арктида; 4 – Аркт-Европа; 5 – коллизионный ороген Протоуралид-Тиманид; 6 – границы блоков континентальной коры; 7 – зона субдукции под Большеземельскую активную окраину Арктиды; 8 – зона задугового спрединга в тылу Большеземельской активной окраины Арктиды; 9 – Припечорско-Ильч-Чикшинская (Протоуральско-Тиманская) сutura; 10 – узлы современной координатной сети (пересечение современных широт и долгот); 11 – современная координатная сетка; 12 – древняя координатная сетка.

БР – Баренция; Шп – Шпицбергенский блок; КР – Карский блок; ХЛО – блок хр. Ломоносова; НС – Новосибирский блок; ЧК – Аляскинско-Чукотский блок (блок Арктической Аляски и Северной Чукотки)

платформе практически не проявлялись рифтогенез и внутриплитный магматизм. Однако на рубеже силура и девона (около 400 млн лет назад) скандинавская окраина становится ареной столкновения Восточно-Европейской плиты с Северо-Американской. Возник каледонский надвиговой фронт, и образовался единый континент Евроамерика. В результате коллизионного события литосферная плита Восточно-Европейского кратона, уже в составе Евроамериканского континента, испытала вращение по часовой стрелке [Pesonen et al., 1989; Svethurst, 1992] и интенсивное сжатие со стороны надвигового фронта, что в среднем-позднем девоне привело к регенерации заложенных в рифее рифтовых зон и развитию внутриплитного магматизма.

Таким образом, в тылу области горизонтального сжатия литосферы произошла регенерация палеорифтовой системы Белого моря. Активизация процессов рифтогенеза на северной окраине ВЕП выразилась в обновлении раз-

рывных дислокаций и интенсивном проявлении внутриплитного магматизма в различных его формах, который представлен роями даек и трубок взрыва щелочных пород, в том числе и кимберлитового состава, а также сложными кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной формаций, располагающимися в зонах динамического влияния рифтов Беломорской системы.

Структуры формировались в условиях локального растяжения на фоне регионального сжатия литосферы со стороны коллизионного фронта норвежских каледонид как крупнейшие сдвиги, что привело к чередованию участков трансенсии и транспрессии вдоль основных рифтообразующих разломов. Это обусловило резко выраженную неравномерность распределения даек щелочных пород. Исследование разноглубинных ксенолитов из девонских интрузий Кольского полуострова показало, что динамические условия проявлений щелочного магматизма часто менялись с глубиной и в

## VI.6. Позднекайнозойский (современный) этап

Как уже отмечалось выше, по мнению многих исследователей [Милановский, 1994; Аветисов, 1996; Юдахин, Шукин, Макаров, 2003 и др.], современный этап структурной эволюции Беломорского региона определяется влиянием на Балтийский щит Северо-Атлантической зоны спрединга и зоны сочленения континент-шельф-море, где возникают высокие тектонические напряжения, а также современные вертикальные тектонические движения щита, одной из составляющих которых является и гляциоизостатический эффект. Однако формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива наследует или возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания авлакогена в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. Морские условия осадкообразования установились для бассейна Белого моря в среднем голоцене около 6 тыс. лет назад, откуда ведет свою историю уже современное Белое море [Спиридонов и др., 1980].

На основании морфоструктурного анализа территории Беломорья предложена одна из возможных моделей новейшего развития пограничной области Балтийского щита и Русской плиты в районе западной части Беломорской депрессии [Зыков и др., 2008]. В силу указанных выше причин свод Балтийского щита приобретает тенденцию к смещению в юго-восточном направлении, как бы «наваливаясь» на окраину Русской плиты. В результате возникшего тангенциального давления на границе этих геоструктур образуется область опускания, в пределах которой, на суперпозиции с радиальными тектоническими линеаментами, формируется пояс пограничных грабенов, наиболее крупным из которых является западная часть Беломорской депрессии. Образуя в целом единый прогиб, эта депрессия состоит из сегментов, в пределах которых она имеет разное строение и разный характер эволюции. В северо-западной части она развивается как грабен, который в значительной степени обусловлен сопряженным с перемещениями по трансформному разлому раздвижением (с элементами вращения) смежных блоков коры (см. рис. 6.5, Б). В юго-восточной части на процесс грабенообразования накладывается, вероятно,

спровоцированный этим раздвижением и одновременно с ним подъем Архангельского выступа кристаллического фундамента с внедрением его в открывающееся пространство. Это поднятие носит относительный характер и внешне приводит к уменьшению величины общего прогибания в этой части депрессии. При движении Балтийского щита в юго-восточном направлении происходит «наезжание» его геомасс на Архангельский выступ, имеющий в тылу кристаллическое основание Русской плиты. При этом перед выступом, как перед индентором (клином), происходит образование трещины расклинивания, что во многом обуславливает аномальное новейшее прогибание Кандалакшского грабена (см. рис. 6.5, А). В целом, в состав этого грабена входит не только наиболее активно развивающаяся Кандалакшко-Двинская депрессия, но и область слабых опусканий, расположенная в ее юго-западном борту. В своей северо-западной части она маркируется опущенным и листрически наклоненным блоком земной коры, в районе, прилегающем к Архангельскому выступу, на эту периферийную область накладывается взаимосвязанная пара морфоструктур – Онежские поднятие и депрессия, которые, вероятно, образовались за счет поджимания Архангельским выступом геомасс на своих бортах в процессе подъема. Возможно, однако, образование Онежской депрессии и как слабо развитого новейшего грабена (аналогичного Кандалакшко-Двинскому), возникшего в тылу Онежского поднятия.

В пределах баренцевоморского шельфа еще 15–16 тыс. лет назад дно моря находилось на дневной поверхности, и здесь господствовали субаэральные условия развития. Субаэральный этап развития шельфа, прерванный 15–16 тыс. лет назад, в свою очередь, пришел на смену морской трансгрессии, завершившейся не ранее 25–35 тыс. лет назад, что подтверждается радиоуглеродным возрастом фораминифер в консолидированных четвертичных отложениях западной части шельфа [Крапивнер, 2006].

Вместе с тем, более древние трансгрессии неоднократно прерывались периодами субаэрального развития, когда частично или полностью осушенная область шельфа дренировалась речными долинами, что отражает этап общих колебательных движений земной коры, охватывавших огромные площади. Отмечена отчетливая тенденция, заключающаяся в том, что от цикла к циклу колебательных движений их период сокращался, а амплитуда общих погружений уве-

## VI.6. Позднекайнозойский (современный) этап

Как уже отмечалось выше, по мнению многих исследователей [Милановский, 1994; Аветисов, 1996; Юдахин, Шукин, Макаров, 2003 и др.], современный этап структурной эволюции Беломорского региона определяется влиянием на Балтийский щит Северо-Атлантической зоны спрединга и зоны сочленения континент-шельф-море, где возникают высокие тектонические напряжения, а также современные вертикальные тектонические движения щита, одной из составляющих которых является и гляциоизостатический эффект. Однако формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива наследует или возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания авлакогена в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. Морские условия осадкообразования установились для бассейна Белого моря в среднем голоцене около 6 тыс. лет назад, откуда ведет свою историю уже современное Белое море [Спиридонов и др., 1980].

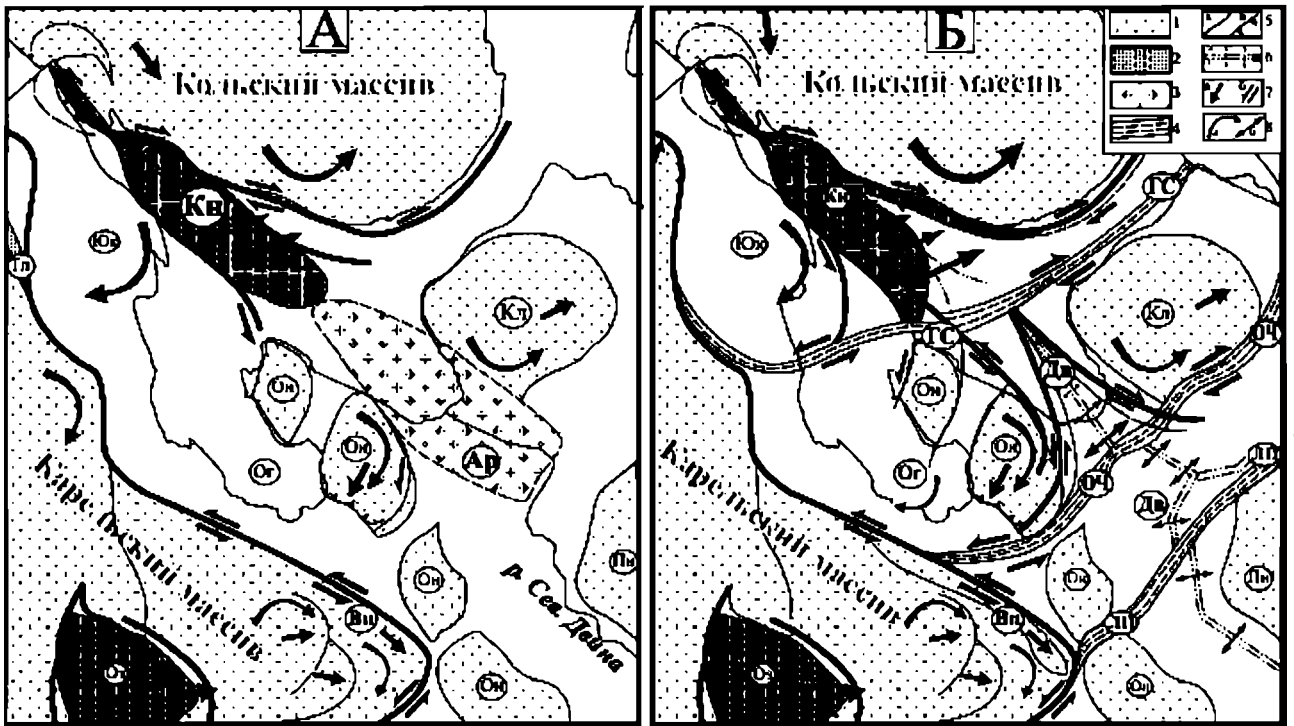
На основании морфоструктурного анализа территории Беломорья предложена одна из возможных моделей новейшего развития пограничной области Балтийского щита и Русской плиты в районе западной части Беломорской депрессии [Зыков и др., 2008]. В силу указанных выше причин свод Балтийского щита приобретает тенденцию к смещению в юго-восточном направлении, как бы «наваливаясь» на окраину Русской плиты. В результате возникшего тангенциального давления на границе этих геоструктур образуется область опускания, в пределах которой, на суперпозиции с радиальными тектоническими линеаментами, формируется пояс пограничных грабенов, наиболее крупным из которых является западная часть Беломорской депрессии. Образуя в целом единый прогиб, эта депрессия состоит из сегментов, в пределах которых она имеет разное строение и разный характер эволюции. В северо-западной части она развивается как грабен, который в значительной степени обусловлен сопряженным с перемещениями по трансформному разлому раздвижением (с элементами вращения) смежных блоков коры (см. рис. 6.5, Б). В юго-восточной части на процесс грабенообразования накладывается, вероятно,

спровоцированный этим раздвижением и одно-временный с ним подъем Архангельского выступа кристаллического фундамента с внедрением его в открывающееся пространство. Это поднятие носит относительный характер и внешне приводит к уменьшению величины общего прогибания в этой части депрессии. При движении Балтийского щита в юго-восточном направлении происходит «наезжание» его геомасс на Архангельский выступ, имеющий в тылу кристаллическое основание Русской плиты. При этом перед выступом, как перед индентором (клином), происходит образование трещины расклинивания, что во многом обуславливает аномальное новейшее прогибание Кандалакшского грабена (см. рис. 6.5, А). В целом этого грабена входит не только наиболее активно развивающаяся Кандалакшко-Двинская депрессия, но и область слабых опусканий, расположенная в ее юго-западном борту. В своей северо-западной части она маркируется опущенным и листрически наклоненным блоком земной коры, в районе, прилегающем к Архангельскому выступу, на эту периферийную область накладывается взаимосвязанная пара морфоструктур – Онежские поднятие и депрессия, которые, вероятно, образовались за счет поджимания Архангельским выступом геомасс на своих бортах в процессе подъема. Возможно, однако, образование Онежской депрессии и как слабо развитого новейшего грабена (аналогичного Кандалакшко-Двинскому), возникшего в тылу Онежского поднятия.

В пределах баренцевоморского шельфа еще 15–16 тыс. лет назад дно моря находилось на дневной поверхности, и здесь господствовали субаэральные условия развития. Субаэральный этап развития шельфа, прерванный 15–16 тыс. лет назад, в свою очередь, пришел на смену морской трансгрессии, завершившейся не ранее 25–35 тыс. лет назад, что подтверждается радиоуглеродным возрастом фораминифер в консолидированных четвертичных отложениях западной части шельфа [Крапивнер, 2006].

Вместе с тем, более древние трансгрессии неоднократно прерывались периодами субаэрального развития, когда частично или полностью осушенная область шельфа дренировалась речными долинами, что отражает этап общих колебательных движений земной коры, охватывавших огромные площади. Отмечена отчетливая тенденция, заключающаяся в том, что от цикла к циклу колебательных движений их период сокращался, а амплитуда общих погружений уве-





**Рис. 6.5.** Два возможных варианта интерпретации эволюции Беломорского региона на неотектоническом этапе: А – модель “расклинивания”, Б – модель “трансформных разломов и вращения блоков”.  
 1–2 – области относительных: 1 – поднятий, 2 – прогибов; 3 – Архангельский выступ фундамента (Ар); 4 – зоны трансформных разломов; 5 – разрывы с преимущественно сбросо-сдвиговой (а) и надвиговой (б) кинематикой; 6 – оси тектонических депрессий и предполагаемые направления растяжений поперек них; 7 – направления перемещений: а – тангенциальных, б – сдвиговых; 8 – предполагаемые направления: а – вращения, б – растяжения. Буквы на схеме: положительные морфоструктуры (поднятия): Кв – Кулойская, Он – Онежская, Пн – Пинежская, Вп – Ветреного пояса; отрицательные морфоструктуры (депрессии): Кн – Кандалакшская, Дв – Двинская, Ог – Онежской губы, Оз – Онежского озера, Тп – Топозерская; трансформные (?) зоны нарушений: ГС – Горло-Соловецкая, ОЧ – Онежско-Чёшская, ЛП – линия Полканова; Юк – Южно-Кандалакшский опущенный блок

личивалась от северной окраины современной суши в сторону континентальных склонов. В области Баренцевоморского шельфа максимальных значений она достигла в период последней трансгрессии, начавшейся около 15–16 тыс. лет назад. Предполагается [Крапивнер, 2006], что общие тектонические колебания земной коры

Западно-Арктической континентальной окраины на протяжении неотектонической эпохи генетически или парагенетически связаны с развитием океанических котловин региона, на что указывает синхронность развития этих процессов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В последнее время интерес к Беломорскому региону связан, прежде всего, с возможной нефтегазоносностью рифейских отложений, выполняющих рифтогенные прогибы. Традиционно эта территория рассматривалась как площадь развития континентального рифтогенеза в рифее, который предшествовал началу общего прогибания и формирования осадочного чехла Мезенской синеклизы. Новые данные, полученные при комплексных геолого-геофизических исследованиях акватории Белого моря, проведенных ОАО Морской арктической геологоразведочной экспедицией (МАГЭ) в последние годы, а также результаты наземных исследований территории Беломорья последних лет значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры этого региона. Синтез результатов этих новейших исследований, включая материалы интерпретации аэрокосмических съёмок территории Беломорья, позволил построить макет «Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000 (гл. редакторы М.Г. Леонов, Г.С. Казанин; отв. редактор А.С. Балуев; авторы-составители: А.С. Балуев, В.А. Журавлев, С.Ю. Колодяжный, Е.С. Пржиялговский, А.И. Слабунов, Е.Н. Терехов, Н.В. Шаров, С.И. Шкарубо). Эта карта завершает создание серии тектонических карт окраинных и внутренних морей России, изданных в период 1996–2003 гг. Институтом литосферы окраинных и внутренних морей РАН под редакцией В.Е. Хаина и Н.А. Богданова.

Площадь карты охватывает северо-восточный сегмент Восточно-Европейской платформы и примыкающую к ней с северо-востока южную часть Баренцевоморского шельфа. Акватория Белого моря расположена в этом сегменте платформы на восточном склоне Балтийского щита, перекрытого осадочным чехлом. В этот довольно обширный регион, именуемый «Беломорским», вошли следующие крупные структурные элементы земной коры: 1) восточная часть Балтийского щита, включающая Кольский полуостров и Северную Карелию; 2) западная часть Мезенской синеклизы; 3) палеорифтовая система Белого моря; 4) Кольско-Канинская моноклинал; 5) северо-западная часть Тиманского складчатого сооружения и примыкающая к ней часть Тимано-

Печорской плиты; 6) южная окраина Свальбардской плиты. На севере карта доходит до 70 параллели, на юге ограничена 63 параллелью, с запада и с востока площадь карты ограничена примерно 30 и 40 меридианами соответственно.

Поскольку формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность и связано с древними структурами фундамента, то на карте в первую очередь отображены именно эти структурные элементы консолидированной коры. В связи с этим тектоника Балтийского щита представлена в несколько упрощенном варианте без детализации, которая привела бы к перегрузке карты. Акватория Белого моря частично покрывает непосредственно раннедокембрийские образования щита, частично – плитную часть платформы, но ее конфигурация и рельеф морского дна контролируются большей частью реактивацией древних палеорифтовых структур на неотектоническом этапе. Эти рифтовые структуры заложились в фундаменте Восточно-Европейской платформы в среднем рифее, пережили активизацию в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда образовался современный бассейн Белого моря. Главный принцип составления Тектонической карты, выраженный в ее легенде, – это выделение основных структурных элементов консолидированной коры Беломорского региона в их возрастной последовательности, отражающей тектоническую эволюцию литосферы северной окраины Восточно-Европейской платформы.

Субпараллельные палеорифтовые зоны северо-западного простираения, расположенные в северо-восточном сегменте Восточно-Европейской платформы (ВЕП) вдоль ее границы, рассматриваются нами как единый структурно-парагенетический ансамбль, сформировавшийся в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты в среднем – позднем рифее, и поэтому объединены в единую рифтовую систему Белого моря. До последнего времени считалось, что в эту систему входят три палеорифта (с юго-запада на северо-восток): Онежско-Кандалакшский (Кандалакшско-Двинский), Керецко-Лешуконский и Баренцевоморский. Однако новые сейсмические материалы заставляют

пересмотреть строение некоторых фрагментов палеорифтовой системы Белого моря. В частности это касается центральной или осевой части системы, представленной Керецко-Пинежским и Лешуконским рифтогенными желобами в кристаллическом фундаменте платформы, которые разделены пространственно относительно узкой грядой Товского выступа фундамента. Именно с этой частью палеорифтовой системы связаны проявления внутриплитного магматизма в среднем палеозое, которые представлены щелочными дайками и трубками взрыва, в том числе и кимберлитовыми, на Зимнем берегу Белого моря.

Согласно новым данным сейсмического профилирования, Чапомский грабен, который расположен на юго-восточном побережье Кольского полуострова, протягивается в юго-восточном направлении на расстояние около 200 км через пролив Горло до кулисообразного сочленения его с Лешуконским грабеном, являясь фактически одним из сегментов Лешуконского палеорифта. Чтобы подчеркнуть единство этой палеорифтовой зоны, имеет смысл называть ее «**Чапомо-Лешуконским палеорифтом**», в отличие от традиционного «Керецко-Лешуконского». Тем более, что Керецкий грабен, переходящий к юго-востоку в Пинежский грабен, никак не соприкасается с Лешуконским, т.к. отделен от него Товским выступом кристаллического фундамента, представляющего собой узкую (20–30 км) гряду, вытянутую от юго-восточного побережья Кольского полуострова примерно на 450 км в юго-восточном направлении. Кулисообразное расположение рифтогенных впадин Чапомо-Лешуконского палеорифта, сама форма собственно Лешуконской и Азопольской впадин, близкая к пулл-апарту (pull-apart), предполагает их заложение и развитие в режиме трансенсии с элементами правостороннего сдвига вдоль крутых северо-восточных бортов грабенов.

Значительно изменились наши представления о глубине погружения кристаллического фундамента в рифтогенных грабенах северо-восточного сегмента Восточно-Европейского кратона. Если раньше предполагалось, что глубина погружения кристаллического фундамента в Кандалакшском грабене составляла 3–3,5 км, то данные последних сейсмических исследований МОВ ОГТ в акватории Белого моря показывают, что эта глубина достигает 8 км, что вполне сопоставимо с современным Байкальским рифтом. Такие же глубины залегания кристаллического фундамента (8–10 км и более) в грабенах рифто-

вой системы Белого моря в пределах Мезенской синеклизы.

На продолжении Усть-Мезенской впадины в Воронке Белого моря сейсмическим профилированием выявлена Понойская впадина с глубиной погруженного фундамента более 8 км, которая по строению фундамента и осадочному выполнению больше напоминает перикратонный прогиб. Как показали сейсмические исследования, палеорифтовые структуры северной части ВЕП обладают теми же особенностями, что и современные (кайнозойские) континентальные рифты, и прежде всего – это наличие сегментов (каждый из которых представляет собой полуграбен с переменной полярностью), разделенных межвпадинными перемычками, игравшими в свое время роль зон аккомодации. Подводя итог, следует подчеркнуть, что палеорифтовая система Белого моря, простирающаяся вдоль края Восточно-Европейской платформы, согласно новым данным состоит из четырех субпараллельных рифтовых зон (ветвей): Онежско-Кандалакшской (Кандалакшско-Двинской), Керецко-Пинежской, Чапомо-Лешуконской и Понойско-Мезенской (Баренцевоморской), разделенных соответственно Архангельским, Товским и Кулойско-Мезенским выступами кристаллического фундамента.

Перикратонная область северного сегмента Восточно-Европейской платформы протягивается полосой вдоль Мурманского берега Кольского полуострова по акватории Баренцева моря и Воронки Белого моря и ограничена с юго-запада современным сбросом разлома (линеамента) Карпинского. Зона сбросов разлома Карпинского, проходящего по северному краю Кольского полуострова, является границей между Балтийским щитом и перикратонной областью ВЕП. Она четко выражена тектонической ступенью, вдоль которой поверхность кристаллического архейского основания ступенчато погружается к северу и северо-востоку под покров позднепротерозойских (верхнерифейских и вендских /?/) и фанерозойских осадочных образований, относимых к осадочному чехлу платформы. Северо-восточное ограничение перикратонной области представляет собой трансрегиональную границу платформ и выражено взбросо-сдвиговой зоной линеамента Тролльфьорд-Рыбачий-Канин, которая является границей ВЕП и Западно-Арктической платформы (Баренцевская или Свальбардская плита). В пределах карты эта граница обнажается на п-ове Рыбачий и отчетливо прослеживается в потенциальных полях в юго-восточном

направлении в акватории Баренцева моря через п-ов Канин и далее, где переходит в Западно-Тиманский глубинный разлом. К северо-западу эта зона прослеживается между п-овами Средний и Рыбачий и далее за пределами карты на п-ове Варангер.

Западно-Арктическая платформа, занимающая северную и северо-восточную части Тектонической карты, объединяет три главных тектонических элемента: Баренцевскую (Свальбардскую), Тимано-Печорскую и Карскую (Северо-Карскую) плиты, входившие в состав древнего палеоконтинента Арктида, причлененного в конце венда–начале кембрия к раннекембрийскому остоу Восточно-Европейского кратона – Балтике. Впоследствии Арктида распалась при формировании циркум-полярного бассейна Северного Ледовитого океана, оставив причлененным к ВЕП свой фрагмент в виде Западно-Арктической платформы с более молодым гетерогенным фундаментом. Структурно-тектонический каркас Западно-Арктической платформы и основной набор ее элементов строения сложился в раннекембрийскую эпоху тектогенеза. В пределах карты Западно-Арктическая платформа представлена двумя плитами – Свальбардской и Тимано-Печорской, которые рассматриваются нами в данном случае как современные геоструктуры, получившие свое развитие как шельфовые плиты. В этой связи им полностью соответствует термин «плита» в его классическом понимании, отвечающий части платформы (древней или молодой), перекрытой осадочным чехлом.

С северо-востока Восточно-Европейскую платформу ограничивает Канино-Тиманский складчатый пояс (тиманиды), протягиваясь от п-ова Варангер в Северной Норвегии до Полюдова кряжа на Урале, захватывая краевую приграничную область Западно-Арктической платформы, включая Свальбардскую (Баренцевоморскую) и Тимано-Печорскую плиты. В пределах карты тиманиды обнажаются на полуостровах Рыбачий и Канин (Канинская гряда). Складчато-надвиговая структура тиманид образовалась в результате столкновения на рубеже венда и кембрия Тиманского сегмента Тимано-Уральской пассивной окраины Балтики с активной Большеземельской окраиной Арктиды с образованием композитного континента Аркт-Европа. В зоне столкновения Балтики и Арктиды сформировался асимметричный конвергентный коллизионный ороген Протоуралид-тиманид с образованием покровов, шарьированных глубоко в пределы окраин обоих

сталкивавшихся континентов. Юго-западное крыло орогена было сложено в основном позднекембрийскими комплексами Тиманской пассивной окраины Балтики, а его складчато-надвиговые дислокации характеризуются ЮЗ вергентностью.

Наложенной на Баренцевоморскую (Свальбардскую) плиту структурой показано южное замыкание Южно-Баренцевской впадины, входящей в состав Восточно-Баренцевского рифтогенного трога, с которым связано большинство месторождений и проявлений углеводородов в Баренцевом море. Эта структура пересекает шельфовую плиту в субмеридиональном направлении от континентального склона на севере практически до зоны сочленения плиты с Восточно-Европейской платформой. Эта рифтогенная структура с субокеанической корой заложилась в верхнем девоне и испытывает прогибание фактически до настоящего времени, накопив 18–20-километровый слой осадков, из которых за позднепермско-триасовый этап (т.е. за 20–25 млн лет) в депозитрах накопилось 10–11 км терригенных пестроцветных образований и вулканиитов среднего и основного состава.

Примечательно, что к юго-западу от южного замыкания Восточно-Баренцевского трога на Кольском полуострове отмечаются следы вероятной пропации рифта в сторону Балтийского щита, продолжение которого проявляется в виде Хибино-Контозерской разломной зоны с признаками растяжения и проявлением щелочного и базальтоидного магматизма среднепалеозойского возраста. С этой зоной пространственно и генетически связаны крупные и мелкие щелочные массивы (Хибины, Ловозеро, Курга, Контозеро, Ивановский) и ряд дайковых полей. В пределах акватории Баренцева моря на продолжении тектонической зоны в потенциальных полях выделяется ряд аномалий, интерпретируемых как интрузии разного состава, маркирующих зону проницаемости земной коры. Важнейшей особенностью массивов, приуроченных к Хибино-Контозерской тектонической зоне, является совмещение в одних комплексах продуктов щелочно-базальтового и щелочно-ультраосновного магматизма. В пределах шельфа эта зона разграничивает Свальбардскую и Тимано-Печорскую плиты, формируя в то же время юго-восточный борт Южно-Баренцевской впадины. В пределах карты к этой зоне на шельфе приурочено Мурманское газовое месторождение, что свидетельствует о ее перспективности в отношении углеводородного сырья.



Проявления внутриплитного магматизма в пределах северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы связаны в пространстве и во времени преимущественно с различными рифтогенными структурами на разных этапах эволюции палеорифтовой системы Белого моря, которая, как известно, формировалась в течение среднего и позднего рифея, а затем претерпела некоторую активизацию в венде и в среднем палеозое. Это отразилось в латеральной и временной неоднородности распределения проявлений внутриплитного магматизма в пределах зон динамического влияния рифтовых структур на северной окраине ВЕП.

Кроме известных проявлений основного вулканизма в Онежском грабене с возрастом базальтов  $667 \pm 31$  млн лет, характерные аномалии волнового и потенциальных полей предполагают наличие внутри рифейской толщи Кандалакшского грабена таких же вулканогенных образований. Вулканогенные породы, по-видимому, довольно широко распространены в северо-западной и центральной частях Кандалакшского и на юго-востоке Керецкого грабенов. Подводящим каналом мог служить мощный разлом – Беломорский шов.

На баренцевоморском побережье Кольского полуострова широко распространены проявления внутриплитного магматизма основного состава. На участке от устья р. Вороньей до устья р. Йоканьга неметаморфизованные кварцевые и оливинсодержащие долериты Баренцевоморского комплекса обнажаются в виде силлоподобных тел, пространственно и структурно связанных с разноориентированными диабазовыми дайками. Предполагается, что появление Баренцевоморского магматического комплекса генетически связано с процессами континентального рифтинга, которые активизировались в рифее вдоль древней континентальной окраины Восточно-Европейской платформы. В настоящее время рифейская рифтогенная впадина погребена под толщей более молодых осадков в пределах акватории Баренцева моря, а Мурманский блок Балтийского щита является, по всей видимости, эродированным плечом этого рифта.

Среднепалеозойская активизация палеорифтовых структур проявилась во внутриплитном магматизме, представленном роями щелочных даек и трубок взрыва, в том числе и кимберлитового состава, а также сложными кольцевыми массивами щелочно-ультраосновной и щелочной формаций, располагающимися в зонах динамическо-

го влияния рифтов Беломорской системы. В данном случае проявления девонского магматизма являются едва ли не единственным признаком среднепалеозойской активизации рифейских рифтов. Ареал проявлений внутриплитного щелочно-ультраосновного магматизма в среднем палеозое, пространственно связанный с областью динамического влияния структур палеорифтовой системы Белого моря, представляет собой некий овал, вытянутый вдоль простирания рифтовых структур, в пределах которого по составу и характеру проявления магматизма намечаются три основные концентрические зоны. Внутренняя или центральная зона слюдяных кимберлитов охватывает поля продуктивных слюдяных кимберлитовых трубок I группы (Золотицкое поле в Зимнебережном районе и на Терском берегу Кольского п-ова). Средняя «мелилититовая» зона объединяет поля даек, трубок и силлов мелилититового состава, при этом ее северо-западный и юго-восточный фланги отличаются по характеру проявления магматизма. Если на северо-западном фланге на плечах Кандалакшского и Колвицкого грабенов в пределах щита щелочной магматизм проявлен преимущественно в виде кустов мелилититовых даек, то на юго-восточном фланге в пределах плитной части платформы щелочной магматизм имеет преимущественно диатремовый характер (трубки взрыва мелилититов и кимберлитов II группы). И, наконец, внешняя, или периферическая зона среднепалеозойского магматического ареала в северо-западной своей части объединяет группу массивов центрального типа щелочно-ультраосновной формации в пределах щита, а в юго-восточной – поля трубок толентовых базальтов, прорывающие осадочный чехол платформы. Таким образом, развитие среднепалеозойского щелочно-ультраосновного магматизма в пределах зоны динамического влияния рифтовой системы Белого моря имело центростремительную тенденцию, перемещаясь поступательно вдоль рифтовых структур к некоторому условному центру, расположенному в пределах акватории Белого моря южнее пролива Горло. Такая зональность проявлений среднепалеозойского магматизма на севере Восточно-Европейской платформы может объясняться неравномерным воздействием термофлюидного потока плюма на верхние слои литосферы.

Кроме ареального распространения проявлений девонского щелочного магматизма в Беломорском регионе существует и линейная зона, с

которой связаны проявления и щелочного, и базитового магматизма в среднем палеозое. Это выше описанная Хибино-Контозерская тектоническая зона, которая является структурой пропагации Восточно-Баренцевского рифтогенного трога в пределы Балтийского щита. В области Хибинского и Ловозерского массивов эта зона сочленяется (или сечет?) с Беломорским ареалом.

Постдевонская история северной части Восточно-Европейской платформы характеризуется достаточно спокойным плитным режимом без каких-либо проявлений деструкционных тектонических событий и внутриплитного магматизма. Образование внутреннего моря на пассивной континентальной окраине Восточно-Европейской платформы было обусловлено всей историей эволюции литосферы северной части плиты, хотя морфологическое оформление впадины, ныне занятой морским бассейном, связано с неоген-четвертичной активизацией тектонических движений. Морские условия осадкообразования установились для бассейна в среднем голоцене около 6000 лет назад, откуда ведет свою историю уже современное Белое море. Формирование современного бассейна Белого моря имело структурно-тектоническую предопределенность. Тектоническая впадина современного Кандалакшского залива Белого моря наследует и возрождает рифейский грабен, о чем свидетельствуют активные опускания Онежско-Кандалакшского палеорифта в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. Однако в данном случае процессы формирования современных грабенов в Белом море вряд ли стоит относить к зрелому континентальному рифтингу, т.к. они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры.

Анализ распределения очагов землетрясений в Беломорском регионе показывает, что их распространение происходит вдоль активизированных крупных разломных зон палеорифтовых систем северо-западного простирания, достигая плитной части платформы. При этом, как видно, разрядка тектонических напряжений происходит часто на поперечно-секущих (северо-восточных) зонах. Это отчетливо проявлено в пределах Хибино-Контозерской тектонической зоны, а также вдоль линейных зон того же простирания на юго-восточном побережье Белого моря.

В истории тектонической эволюции территории Беломорья выделяются как минимум шесть самостоятельных и длительных этапов, каждый из которых характеризовался определенным геодинамическим режимом и связанными с ним особенностями процессов, происходивших в верхней части коры северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы. Самый ранний неархейский – это этап становления ранней гранитоидной коры Кольского и Карельского массивов, а также метаморфических поясов. Палеопротерозойский этап – это этап формирования Беломорского подвижного пояса и карелид; средне-позднерифейский этап – это время мощного проявления континентального рифтогенеза, связанного с распадом суперконтинента Палеопангеи и формированием пассивной континентальной окраины; венд-кембрийский этап характеризуется коллизией древнего остова Восточно-Европейского кратона (Балтики) с палеоконтинентом Арктидой и последующего орогенеза; а среднепалеозойский – реактивацией палеорифтовой системы Белого моря, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и, наконец, позднекайнозойский, когда образовался современный бассейн Белого моря, и проявляется современная тектоническая активность.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аветисов Г.П.* Тектонические факторы внутриплитной сейсмичности западного сектора Арктики // Физика Земли. 1996. № 12. С. 59-71.
- Аксенов Е.М.* История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук в виде науч. доклада. СПб.: ИГГД, 1998. 106 с.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Беляцкий Б.В.* Щелочной вулканизм инициального этапа палеозойской тектоно-магматической активизации северо-востока Фенноскандии: геохимические особенности и петрологические следствия // Петрология. 1998а. Т. 6, № 3. С. 316-336.
- Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В., Глазнев В.Н., Раевский А.Б.* Строение палеозойских щелочно-ультраосновных интрузий Кольского полуострова по гравиметрическим данным // Геология и геофизика. 1998б. Т. 39, № 2. С. 211-221.
- Арзамасцев А.А., Митрофанов Ф.П.* Палеозойские плюм-литосферные процессы в северо-восточной Фенноскандии: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Петрология. 2009. Т. 17, № 3. С. 324-336.
- Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В.* Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. СПб.: Наука, 2009. 383 с.
- Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В., Травин А.В.* Палеозойский толентовый магматизм в Кольской провинции: ареал, возраст, связь с щелочным магматизмом // Докл. РАН. 2010. Т. 430, № 5. С. 662-666.
- Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Изд-во МГУ. 2000. 524 с.*
- Ассиновская Б.А.* Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Физика Земли. 1986. № 1. С. 101-105.
- Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г.* Раннепротерозойская эволюция СВ Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16-28.
- Балашов Ю.А.* Детальная AR<sub>2</sub>-PR<sub>1</sub>-геохронологическая шкала Балтийского щита // Докл. РАН. 1995. Т. 343, № 4. С. 513-516.
- Балуев А.С.* Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23-38.
- Балуев А.С., Васильева Т.И., Глуховский М.З., Моралев В.М., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Геодинамическая эволюция палеорифтовых систем Белого и Баренцева морей // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. Тектоника, стратиграфия, литология. Мат. Всеросс. науч. конф. М.: ООО "Связь-принт", 2002. С. 23-25.
- Балуев А.С., Глуховский М.З., Терехов Е.Н.* Об эндогенном происхождении и возрасте брекчиевидных пород юго-восточного Беломорья // Строение, геодинамика и минерогенетические процессы в литосфере: мат-лы XI Международной научной конференции (Сыктывкар, 20-22 сентября 2005 г.) / Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 24-26.
- Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С.* Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // Докл. РАН. 2009а. Т. 427, № 3. С. 348-353.
- Балуев А.С., Моралев В.М.* Структурный контроль и геодинамические условия внутриплитного магматизма на Восточно-Европейской платформе // Известия вузов. Геология и разведка. 2001. № 1. С. 13-30.
- Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Тектоническая эволюция и магматизм Беломорского рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30-43.
- Балуев А.С., Моралев В.М., Гоникберг В.Е., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Структурные парагенезы континентального рифтинга // Структурные парагенезы и их ансамбли: мат-лы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 13-15.
- Балуев А.С., Моралев В.М., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н., Сукач В.С.* О вероятном эндогенном происхождении конгломератоподобных пород юго-восточного побережья Белого моря // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 4. С. 412-424.
- Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Новые данные по тектонике Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море) // Докл. РАН. 2009б. Т. 425, № 2. С. 199-203.
- Балуев А.С., Терехов Е.Н.* Разноглубинные ксенолиты из девонских интрузий Кольского полуострова - ключ к расшифровке палеодинамических условий проявления щелочного магматизма // Докл. РАН. 2006. Т. 406, № 5. С. 651-655.
- Балуев А.С., Терехов Е.Н.* Хибино-Контозерская тектоническая зона - структура пропагации Восточно-Баренцевского рифтогенного трога // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. Мат-лы XLIII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2010. С. 33-37.
- Баренцевская шельфовая плита // ПГО «Севморгеология». «ВНИИОкеангеология». Труды. Т. 196 / Под ред. акад. И.С. Грамберга. Л.: Недра, 1988. С. 50-51.*
- Батищева И.Д.* Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова. М.: Наука, 1976. 208 с.

*Баянова Т.Б.* Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. Автореф. дис. ... докт. 2002. 48 с.

*Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф. и др.* Каталог геохронологических данных по северо-восточной части Балтийского щита. Приложение № 3 к монографии «Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2002. 53 с.

*Беляев К.Д.* Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского п-ва // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 218-225.

*Беляев О.А.* Древнейший фундамент Терской структурной зоны // Геологическое строение и развитие структурных зон Кольского полуострова. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1980. С. 3-14.

*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. 842-857.

*Богданов Н.А.* О тектонической эволюции окраинных морей // Проблемы глобальной геодинамики: Мат-лы теорет. семинара ОГГГН РАН, 1998-1999 гг. / Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ГЕОС, 2000. С. 159-169.

*Богданов Н.А.* Континентальные окраины: общие вопросы строения и тектонической эволюции // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 231-249.

*Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х.* Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т.17. № 3. С. 29-45.

*Борисова Т.П., Герцева М.В., Егоров А.Ю., Кононов М.В., Кузнецов Н.Б.* Докембрийский континент Арктида – новые кинематические реконструкции позднедокембрийско-раннепалеозойской коллизии Арктиды и Европы (Балтии) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Мат-лы XXXVI Тектон. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 68-71.

*Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К.* Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и кимберлитов. М.: Наука, 1976. 244 с.

*Булин Н.К., Богданов Ю.Б., Супруненко Э.И.* Глубинное строение и элементы палеотектоники Кольско-Мезенского геоблока в полосе геотраверса Мурманск-Кызыл // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 1992. С. 59-71.

*Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.

*Вейс А.Ф., Федоров Д.Л., Кузьменко Ю.Т., Воробьева Н.Г., Голубкова Е.Ю.* Микрофоссилии в биостратиграфии рифея Севера Восточно-Европейской платформы (Мезенская синеклиза // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 6. С. 16-35.

*Верба М.Л., Иванова Н.М., Кацев В.А., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С., Телегин А.Н.* Результаты сейсмических исследований по опорным профилям АР-1 и АР-2 в Баренцевом и Карском морях // Разведка и охрана недр. 2001. № 10. С. 3-7.

*Вревский А.Б., Матренчиков В.А., Ружьева М.С.* Петрология коматиитов Балтийского щита и изотопно-геохимическая эволюция их мантийных источников // Петрология. 2003. Т. 11, №6. С. 587-617.

*Гаврилов В.П., Дворецкий П.И., Дунаев В.Ф., Пономарев В.А., Руднев А.Н.* Геология и нефтегазоносность Московской и Мезенской синеклиз. М.: Недра, 2000. 144 с.

*Галдобина Л.П.* Генетические типы шунгитосодержащих и шунгитовых вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород заонежской свиты людиковия // Палеовулканология, вулканогенно-осадочный литогенез, гидротермальный метаморфизм и рудообразование докембрия. Петрозаводск. 2001. С. 72.

*Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна.* СПб.: Наука, 2006. 319 с.

*Геологическая карта СССР м-ба 1:200000 листов R-37-XXXIII, XXXIV.* Объяснительная записка. М.: Недра, 1966.

*Гилярова М.А.* Стратиграфия и структуры докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л.: Недра. 1974. 218 с.

*Гипсометрическая карта* поверхности кристаллического фундамента Центральной и Северной частей Восточно-Европейской платформы. Масштаб 1:2500000 / Отв. ред. В.П. Орлов, Д.Л. Федоров. Коллектив авторов. СПб.: Карг. фабрика ВСЕГЕИ, 2001.

*Гирнис А.В., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А.* Генезис коматиитов и коматиитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 121 с.

*Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др.* Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника, 1996. № 1. С. 63-75

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

*Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Балтийского щита: профиль Кемь-Калевала.* Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2001. 194 с.

*Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 6. С. 3-15.

*Глуховский М.З., Моралев В.М.* Горячий пояс ранней Земли и современная глубинная геодинамика по данным сейсмической томографии // Геология и геофизика. 1998. № 1.

*Горяинов П.М.* Новое направление дискуссии о происхождении железистых формаций? // Вестник Воронежского университета. Сер. Геология. 1998. № 6. С. 16-30.

*Государственная геологическая карта РФ.* Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-(35)-37 –



Мурманск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 233 с.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист Q-(35)-37 – Кировск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. 268 с.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-38-40 – о. Колгуев. Объяснительная записка. СПб.: СПб. КФ, 2003. 289 с.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Северо-Карско-Баренцевоморская. Листы R-37, 38 – м. Святой Нос, м. Канин Нос. Объяснительная записка / Отв. ред. С. И. Шкарубо. Гл. ред. Б. Г. Лопатин. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. С. 251.

Гражданкин Д.В. Строение и условия осадконакопления вендского комплекса в Юго-Восточном Беломорье // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2003. Т. 11, № 4. С. 3-23.

Грачев А. Ф. Рифтогенные зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.

Григорьева Л.В., Савицкий А.В. Новые данные об особенностях проявления дайкового магматизма в ЮЗ части Кольского п-ва // Докл. АН СССР, 1980. Т. 254, № 5. С. 1194-1198.

Гродницкий Л.Л. Закономерности размещения свекофенских диафоритов в Беломорском подвижном поясе // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1998. С. 88-95.

Добрынина М.И. Рифтогенез в геологической истории докембрия северной части Русской плиты // Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1992. С. 71-78.

Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Климов Л.В., Никитин Л.П., Прияткина Л.А. Гранулитовая фация метаморфизма. Л.: Наука, 1972. 225 с.

Егоркин А. В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР / Ред. В.В. Белоусов, Н.И. Павленкова, Г.И. Кветковская. М.: Наука, 1991. С. 118-135.

Жиров К.К., Федотов Ж.А., Кравченко М.П., Суrowцева Л.Н. О проявлении избыточного аргона в основных дайковых интрузиях Северной Печенги // Геохимия. 1974. № 12. С. 1856-1861.

Журавлев В.А. Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22-26.

Журавлев В.А., Варламова А.А., Рыбалко А.Е. Четвертичные отложения Белого моря и их связь с древними геологическими структурами. // Материалы XIV международной конференции. I часть. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 195-197.

Журавлев В.А., Павлов С.П., Шипилов Э.В. Структура фундамента и осадочного чехла Беломорского сектора Восточно-Европейской платформы // Комплексные исследования процессов, характеристик и

ресурсов российских морей Северо-Европейского бассейна (проект программы «Исследование природы Мирового океана» федеральной целевой программы «Мировой океан»). Вып. 2. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2007. С. 302-310.

Журавлев В.А., Шипилов Э.В. Новые данные о тектонике и структуре осадочного чехла Беломорской рифтовой системы // Докл. РАН. 2007. Т. 417, № 6. С. 1-5.

Загородный В.Г. Мирская Д.Д., Суслова С.Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.; Л.: Наука, 1964. 207 с.

Зандер В.Н. и др. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л.: Недра, 1967.

Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Шукина. Кн. 1: Землетрясения. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 381 с.

Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С. Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Булл. Моск. общ. испытателей природы. Отд. Геология. 2008. Т. 83, вып. 2. С. 15-25.

Иваников В.В., Рухлов А.С. Геохимия и петрогенез мелилитит-нефелинит-карбонатитовой дайковой серии Турьего полуострова (Кандалакшский залив Белого моря) // Зап. Всес. Мин. Об-ва. 1998. Ч. СХХVII, № 2. С. 10-25.

Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П. Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносности Белого моря // Бурение и нефть. 2006. № 2. С. 26-28.

Калинкин М.М., Арзамасцев А.А., Поляков И.В. Кимберлиты и родственные породы Кольского полуострова // Петрология. 1993. Т. 1, № 2. С. 205-214.

Каулина Т.В., Богдинова М.Н. Основные этапы развития Северо-Западного Беломорья (по U-Pb изотопным данным) // Литасфера. 2000. № 12. С. 85-97.

Козан Л.И., Маловицкий Я.П., Мурзин Р.Р. Глубинное строение Восточно-Баренцевской мегавпадины по данным широкоугольного глубинного сейсмического профилирования // Геотектоника. 2004. № 3. С. 79-94.

Козарко Л.Н. Неоднородность верхней мантии Земли и щелочной магматизм // Материалы 27-го Междунар. Геол. Конгресса. Секция «Геохимия и космохимия». Т. 11. М., 1984. С. 157-164.

Колодяжный С.Ю. Структурные парагенезисы и кинематика центрально-карельской зоны сдвиговых деформаций (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 2. С. 59-79.

Колодяжный С.Ю. К вопросу о генезисе рифейских рифтогенных структур Восточно-Европейской платформы // Докл. РАН. 2003. Т. 389, № 6. С. 781-785.

Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое (Труды ГИН РАН; вып. 572). М.: ГЕОС, 2006. 332 с.

Коноплева Н.Г. Основные вопросы стратиграфии верхнего докембрия Балтийского щита и прилегающих территорий // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд). Л.: Наука, 1979. С. 125-129.

Константиновский А.А. Рифейский Онежско-Кандалакшский грабен Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1977. № 3. С. 38-45.

Костюченко С. Л. Структура и тектоническая модель земной коры Мезенской синеклизы по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Геология и охрана недр. 1995. №5. С. 2-7.

Костюченко С.Л., Романюк Т.В. О природе Мезенского гравитационного максимума // Физика Земли. 1997. № 12. С. 3-22.

Косыгин Ю.А., Маслов Л.А. Основные типы хрупких и нехрупких геологических дислокаций и их взаимодействие // Тектонические процессы. Докл. сов. геологов на XXVIII сес. МГК (Вашингтон, июль 1988). М.: Наука, 1989. С. 193-201.

Крамм У., Когарко Л.Н., Кононова В.А. Средний и поздний девон - краткий период магматической активности в палеозойской Кольской щелочной провинции (Россия и Финляндия) // Магматизм рифтов и складчатых поясов. М.: Наука, 1993. С. 148-168.

Крапивнер Р.Б. Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15-16 тысяч лет // Геотектоника. 2006. № 3. С. 39-51.

Кузнецов Н.Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды, ороген Протоуралид-Тиманид и продукты его размытия в Арктике // Докл. РАН. 2006. Т. 411, № 6. С. 788-793.

Кузнецов Н.Б. Кембрийский ороген протоуралид-тиманид: структурные доказательства коллизии природы // Докл. РАН. 2008. Т. 423, № 6. С. 774-779.

Кузнецов Н.Б. Кембрийская коллизия Балтики и Арктиды – начальный этап «собирания» северной части позднепалеозойско-раннемезозойской Пангеи // Бюллетень МОИП. Отд. Геологии. 2009. Т. 54, вып. 1. С. 18-38.

Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удорткина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.

Куликов В.С., Куликова В.В., Лавров Б. С., Писаревский С.А., Пухтель И.С. Соколов С.Я. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии (опорный разрез и петрология). Петрозаводск. Кар. НЦ РАН, 1999. 96 с.

Куликов Н.В., Коновалов В.А., Медведев С.А., Чигвинцев В.Д. Новые данные о геологическом строении севера Кольского полуострова // Разведка и охрана недр. 2007. № 4. С. 22-25.

Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91-154.

Леонов М.Г. Тектоника консолидированной коры (Труды ГИН РАН; вып. 575). М.: Наука, 2008. 457 с.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Лишневский Э.Н., Солин М.Л. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива (Труды ГИН РАН; вып. 536). М.: ГЕОС, 2001. 120 с.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит) // Геотектоника. 2002. № 5. С. 19-44.

Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 3-16.

Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Другова Г.М., Грачева Т.В., Амелин Ю.В., Матреничев В.А. Геохронология и петрология магматического комплекса Тупой Губы северо-западного Беломорья. Петрология. 1993. Т. 1. С. 657-677.

Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В., Другова Г.М. и др. Архейский магматизм района оз. Нотозера северо-западного Беломорья: Изотопная геохронология и петрология // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 593-621.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., 1974. 207 с.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Степанов В.С., Слабунов А.И., Арестова Н.А. Беломорский пояс – позднеархейская аккреционно-коллизонная зона Балтийского щита // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 2. С. 226-229.

Лукьянова Л.И., Лобкова А.П., Михайлов М.В., Шеманина Е.И., Эринчек Ю.М. Кимберлитовый и лампроитовый магматизм и проблемы коренной алмазности Восточно-Европейской платформы // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Гео-инвэкс, 1994. С. 43-49.

Любцов В.В., Предовский А.А. К стратиграфии верхнепротерозойских отложений Кольского побережья (Баренцевоморский регион) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 3. С. 17-28.

Магматизм, седиментогенез и геодинамика Печенгской палеорифтогенной структуры // Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Апатиты: КНЦ РАН, 1995. 258 с.

Макаров В.И., Щукин Ю.К., Юдахин Ф.Н. Позиция Соловецких островов в неотектонической структуре Беломорья, их природа и современная геодинамика // Литосфера. 2007. №3. С. 86-94.

Макиевский С.И., Николаева К.А. О тектонике СЗ Кольского п-ова // Древнейшие осадочно-вулканогенные и метаморфические комплексы Кольского полуострова. М.: Наука, 1966. С. 3-15.

Мальков Б.А. Ксенолиты и ксенокристы в кимберлитах России. Сыктывкар: Коми пединститут, 2009. 96 с.

Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н., Ронкин Ю.Л., Лепихина О.П. Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского Мезенского бассейна // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 3. С. 290-312.

Махоткин И.Л., Журавлев Д.З., Саблуков С.М., Жердев П.Ю., Томпсон Р.Н., Гибсон С.А. Плюм-литосферное взаимодействие как геодинамическая модель об-

разования Архангельской алмазонасной провинции // Докл. РАН. 1997. Т. 353, № 2. С. 228-232.

*Медведев С.А., Медведев Ст.А., Коновалов В.А.* Новые данные о геологическом строении северной части Кольского полуострова (блок Рыбачий-Средний) // Отечественная геология. 2009. № 6. С. 60-65.

*Милановский Е.Е.* Новейшая глобальная активизация рифтогенеза как проявление экспансионистской фазы пульсации Земли в плиоцен-антропогене // Вестник Моск. Ун-та. 1994. Сер. 4, отд. Геол. № 1. С. 10-29.

*Миллер Ю.В., Милькевич Р.И.* Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 2005. № 6. С. 80-93.

*Миц М.В., Глазнев В.Н., Конюхов А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И.* Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 278 с.

*Митрофанов Ф.П., Предовский А.А., Любцов В.В., Мартиросян В.Н., Попова Л.А., Припачкин В.А.* Верхнепротерозойские осадочные толщи Кильдинско-Беломорско-Мезенской площади как объект прогнозирования энергоносителей. КНЦ РАН, 1999. 61 с.

*Митрофанов Ф.П., Предовский А.А., Любцов В.В., Чикирев И.В.* Структурная зональность прибрежной области Кольского полуострова в связи с перспективами ее нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 1. С. 151-160.

*Моралев В.М., Балуев А.С., Васильева Т.И. и др.* Основные этапы структурной эволюции разломно-трещинной сети рифтовой системы Белого моря // Тектоника, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. Тектоника, стратиграфия, литология. М.: ООО «Связь-Принт», 2002а. С. 70-72.

*Моралев В.М., Балуев А.С., Глуховский М.З., Ларин Н.В., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Структурное положение проявлений среднепалеозойского магматизма на Восточно-Европейской платформе // Изв. Вуз. Геология и разведка. 1998. № 2. С. 16-27.

*Моралев В.М., Балуев А.С., Ларин Н.В., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Геохимия РЗЭ и зональность размещения щелочных пород Беломорского дайкового пояса как свидетельства пропагации Кандалакшского палеорифта // Геохимия. 2002б. № 5. С. 499-512.

*Морозов Ю.А.* О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37-50.

*Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В.* Белое море: седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 235 с.

*Негрусца В.З.* Докембрийская формация кварцевых конгломератов. Апатиты: Изд-во Кольского науч. Центра АН СССР, 1989. 180 с.

*Носова А.А., Ларионова Ю.О., Веретенников Н.В., Юткина Е.В.* Корреляция неопротерозойского вулканизма Юго-Восточного Беломорья и Западного Ура-

ла: новые данные об изотопном возрасте базальтов Солозера (Онежский грабен) // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 6. С. 811-816.

*Носова А.А., Ларионова Ю.О., Самсонов А.В. и др.* Изотопное ограничение базальтов Солозера (Кандалакшско-Двинский рифт): новые данные о неопротерозойском внутриплитном магматизме Восточно-Европейской платформы // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Мат-лы III рос. конференции по изотопной геохронологии. Т.2. М.: ГЕОС, 2006. С. 81-86.

*Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России м-ба 1:2 500 000 / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин.* М.: Институт литосферы РАН, 1996. 94 с.

*Ожогин В.А.* Некоторые результаты статистической обработки силикатных анализов верхнепояных щелочных гранитов и вмещающих их пород (Кольский полуостров) // Докл. РАН СССР. 1968. Т. 168. № 2. С. 437-440.

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

*Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция.* (Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа). Тр. ГИН РАН, вып. 543. М.: Научный мир, 2004. 526 с.

*Полканов А.А.* Гиперборейские формации полуострова Рыбачий и острова Кильдин // Проблемы советской геологии. 1934. Т. 11. № 6. С. 201-221.

*Поселов В.А., Павленкин А.Д., Дараган-Сущева Л.А., Буценко В.Е.* Глубинное строение зоны сочленения Балтийского щита и Баренцевской плиты // Геофизика. 1995. № 2. С. 55-61.

*Пржиялговский Е.С.* Кольцевые структуры докембрия Северной Карелии – геологическое строение и связь с линейными зонами. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1991. 25 с.

*Пржиялговский Е.С., Балуев А.С., Терехов Е.Н.* Структурная позиция силлов и даек долеритов в южном борту Баренцевоморского рифта рифейского возраста // Связь поверхностных структур земной коры с глубинными. Мат-лы 14 Международной конференции. Петрозаводск: Кар. Н.Ц. РАН. Ч. 2. 2008. С. 124-127.

*Пржиялговский Е.С., Моралев В.М., Балуев А.С., Ларин Н.В., Терехов Е.Н.* Новые данные о структурном контроле даек среднепалеозойских щелочных пород Беломорского пояса // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1996. № 5. С. 3-10.

*Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Механизм образования некоторых древних кольцевых структур Балтийского щита // Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях. Сб. науч. тр. АН СССР, Сиб. отд-ние. Ин-т геологии и геофизики / Гл. ред. Б.М. Чиков. Новосибирск: Изд. ИГиГ, 1984. С. 46-54.

*Пухтель И.С., Журавлев Д.З., Куликов В.С., Куликова В.В.* Петрография и Sm-Nd – возраст дифференцированного потока коматитовых базальтов Ветре-

ного пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 1991. № 5. С. 625-634.

*Пыстин А.М., Пыстина Ю.И.* Структура, метаморфизм и возраст докембрийских образований полуострова Канин и Северного Тимана // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 176-194.

*Розен О.М., Щипанский А.А.* Геодинамика раннего докембрия. Статья 1. Вулканизм и ассоциированные мантийные процессы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007а. Т. 15. № 5. С. 3-25.

*Розен О.М., Щипанский А.А.* Геодинамика раннего докембрия. Статья 2. Формирование континентальной коры и осадочных бассейнов, особенности литосферы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007б. Т. 15. № 6. С. 3-27.

*Романенко Ф.А., Гаранкина Е.В., Баранская А.В.* Особенности палеогеографии северного побережья Кольского полуострова в позднем плейстоцене и голоцене // Природа шельфа и архипелагов европейской Арктики. Вып. 8. Мат-лы междунар. Научной конференции (Мурманск, 9-11 ноября 2008 г.). М.: ГЕОС, 2008. С. 319-323.

*Русанов М.С., Арзамасцев А.А., Хмелинский В.И.* Новый вулcano-плутонический комплекс Кольской щелочной провинции // Отечественная геология. 1993. № 10. С. 46-52.

*Рыбалко А.Е., Назарова О.В., Никитин М.А. и др.* Новые данные о геологии четвертичного покрова в Белом море // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2009. С. 232-236.

*Салоп Л.И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 310 с.

*Самсонов А.В., Носова А.А., Третьяченко В.В. и др.* Возраст и тектоническая принадлежность кристаллического фундамента Зимнебережного района (Архангельская алмазоносная провинция) // Сборник публикаций по результатам I и II ежегодных научных чтений им. Г.П. Кудрявцевой. М.: МГУ, 2008. С. 124-145.

*Светов А.П., Свириденко Л.П.* Рифейский вулcano-плутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1995. 211 с.

*Светов А.П., Свириденко Л.П., Иващенко В.И.* Вулcano-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск: Ин-т геологии АН СССР КНЦ, 1990. 320 с.

Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц-регион / Коллектив авт. Под ред. Ф.П. Митрофанова, Н.В. Шарова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. Ч. I. 237 с.

*Сидоренко А.В., Ожогин В.А.* Применение аэрофотосъемки для определения первичного генезиса глубокометаморфизованных щелочных пород Кольского полуострова // Докл. АН СССР. 1968. Т. 180. № 3. С. 78-83.

*Симонов А.П., Губерман Д.М., Яковлев Ю.Н. и др.* Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные

о тектонике и перспективах нефтегазоносности рифейских отложений прибрежной зоны Кольского полуострова // Докл. РАН. 2002. Т. 384, № 6. С. 795-801.

*Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КНЦ РАН, 2008. 296 с.

*Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В. и др.* Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3-32.

*Слабунов А.И., Шаров Н.В., Исанина Э.В. и др.* Сейсмомографическая модель земной коры по профилю ГСЗ-ОГТ «Суша-Море» Калевала-Кемь-Горло Белого моря // Строение и развитие литосферы / Гл. ред. Ю.Г. Леонов. М.: Paulsen, 2010. С. 293-311.

*Смолюкин В.Ф.* Коматиитовый и пикритовый магматизм раннего докембрия Балтийского щита. СПб.: Наука, 1992. 272 с.

*Спирidonов М.А., Девдариани Н.А., Калинин А.В. и др.* Геология Белого моря // Советская геология. 1980. № 4. С. 45-55.

*Станковский А.Ф., Веричев Е.М., Гриб В.П., Добейко И.П.* Венд Юго-Восточного Беломорья // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1981. № 2. С. 78-87.

*Станковский А.Ф., Синицын А.В., Шинкарев Н.Ф.* Погребенные траппы Онежского полуострова Белого моря // Вестник Ленингр. Ун-та. 1972. № 18. С. 12-20.

*Степкин Е.С.* Последовательность образования некоторых структурных элементов верхнедокембрийской зоны Тиман-Варангер // Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кольский филиал АН СССР. 1980. С. 90-99.

Строение литосферы Балтийского щита / Отв. ред. Н.В. Шаров. М.: Наука, 1992. 166 с.

Строение литосферы российской части Баренц-региона / Под ред. Шарова Н.В., Митрофанова Ф.П., Вербы М.Л., Гиллена К. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2005. 318 с.

*Тарасов Г.А., Шлыкова В.В.* Распределение мощностей четвертичных отложений и основные черты довалдайской поверхности бассейна Белого моря // Доклады АН. 2006. Т. 411, № 2. С. 226-230.

*Тараховский А.Н.* Новая разновидность мелилит-содержащих пород в Беломорье // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1960. Вып. 40. С. 65-71.

*Терехов Е.Н.* Геологическое строение Лапландско-Беломорского пояса и роль процессов растяжения в его эволюции. Автореф. дисс. доктора г.-м.н. М. 2003. 49 с.

*Терехов Е.Н.* Лапландско-Беломорский подвижный пояс как пример корневой зоны палеопротерозойской рифтовой системы // Литосфера. 2007а. № 6. С. 15-39.

*Терехов Е.Н.* Особенности распределения РЗЭ в корундсодержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия. 2007б. № 4. С. 411-428.



*Терехов Е.Н., Ефремова Л.Б.* Эволюция содержащий РЗЭ в породах восточной части Балтийского щита как отражение геодинамических обстановок // *Геохимия*. 2005. № 11. С. 1161-1174.

*Терехов Е.Н., Левицкий В.И.* Субщелочные граниты основания Лапландских гранулитовых покровов как геохимические аналоги гранитов рапакиви // *Геохимия*. 1995. № 2. С. 174-188.

*Увадьев Л.И.* Рифейский щелочной магматизм в зоне Кандалакшского грабена // *Докл. АН СССР*. 1980. Т. 254. № 6. С. 1435-1436.

*Увадьев Л.И.* Разломы района Кандалакшской губы Белого моря // *Геотектоника*. 1981. № 4. С. 20-30.

*Увадьев Л.И., Путинцева В.В.* Кандалакшские дайковые комплексы щелочно-ультраосновных пород // *Новое в геологии Северо-Запада РСФСР*. М.: Недра, 1988. С. 92-102.

*Федотов Ж.А., Амелин Ю.В.* Постсфекофенские дайки долеритов Кольского региона: Двойственная природа кратонного магматизма // *Вестник МГТУ*. 1998. Т. 1, № 3. С. 33-42.

*Федотов Ж.А., Марчук Т.С.* Раннепротерозойский Баренцевоморский дайко-силловый долеритовый комплекс: петрология и реконструкция геодинамического режима (Кольский полуостров) // *Актуальные вопросы геологии докембрия, геофизики, геоэкологии*. Мат-лы XVIII молодежной научной конференции. СПб., 2007. С. 79-82.

*Филатова Н.И., Хаин В.Е.* Кратон Арктида и неопротерозойские-мезозойские орогенные пояса Циркумполярного региона // *Геотектоника*. 2010. №3. С. 3-29.

*Фонарев В.И.* Метаморфическая эволюция Колвицкого анортозитового массива (Лапландско-Колвицкий гранулитовый пояс, Балтийский щит) // *Докл. РАН*. 2004. Т. 395, №3. С. 397-402.

*Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

*Хаин В.Е., Левин Л.Э.* Геодинамические типы глобальных поясов нефтегазоносности и их особенности // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42, № 11, 12. С. 1724-1738.

*Харитонов Л.Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966. 360 с.

*Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Коренные месторождения алмазов мира. М.: Недра, 1998. 555 с.

*Хейсканен К.И.* Карельская геосинклиналь. Л.: Наука, 1980. 168 с.

*Хераскова Т.Н., Сапожников Р.Б., Волож Ю.А., Антипов М.П.* Геодинамика и история развития севера Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии по данным регионального сейсмического профилирования // *Геотектоника*. 2006. № 6. С. 33-51.

*Чамов Н.П., Костылева В.В., Вейс А.Ф., Горбачев В.И.* Позднерифейское осадконакопление в Среднерусском авлакогене // *Литология и полезные ископаемые*. 2003. № 5. С. 539-550.

*Чекулаев В.П., Левченко О.А., Иваников В.В. и др.* Состав, возраст и Sm-Nd систематика архейских вы-

соко-Mg гранитоидов (санукитоидов) Панозерского массива, Карелия // *Геохимия*. 2003. №8. С. 817-828.

*Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Левский Л.К.* Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // *Геохимия*. 1997. 8. С. 805-816.

*Чернышев Ф.Н.* О тектонике Тиммана и об отношении Тиманской дислокации к другим областям севера Европы // *Зап. Имп. Мин. об-ва*. 1902. Сер. 2. Ч. XXXIV. Вып. 1. С. 19-46.

*Чувардинский В.Г.* Неотектоника восточной части Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН. 2000. 287 с.

*Чуйкина Е.П.* Структура и пегматитоносность Северной Карелии // *Мусковитовые пегматиты СССР*. Л.: Наука, 1975. С. 153-159.

*Шатский Н.С.* Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы: сравнительная тектоника древних платформ // *Изв. АН СССР. Сер. Геология*. 1946. № 1. С. 5-62.

*Шварцман Ю.Г.* Аномальные процессы в недрах пограничных районов Мезенской синеклизы // *Геологические опасности: мат-лы XV Всероссийской конференции / Отв. ред. Ф.Н. Юдахин*. Архангельск: ИЭПС АНЦ УрО РАН, 2009. С. 492-495.

*Шутилов Э.В., Шкарубо С.И., Журавлев В.А.* Глубинное строение и тектоника зоны сочленения Восточно-Европейского кратона (Балтийский щит) и Западно-Арктической платформы по комплексу геолого-геофизических данных // *Связь поверхностных структур земной коры с глубинными*. Мат-лы 14 Международной конференции. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2008. Ч. 2. С. 356-358.

*Шкарубо С.И., Шутилов Э.В.* Тектоника Западно-Арктической платформы // *Разведка и охрана недр*. 2007. № 9. С. 32-47.

*Шлыкова В.В., Тарасов Г.А.* Особенности сейсмоакустического строения кайнозойских отложений Белого моря // *Докл. РАН*. 2006. Т. 409, № 4. С. 518-521.

*Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е. и др.* Беломорский комплекс северной Карелии и юго-запада Кольского п-ова. Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1962. Вып. 14. 306 с.

*Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А., Колбанцев Л.Р., Орлова М.П., Смолькин В.Ф.* Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб.: Недра, 1993. 244 с.

*Щербакова Т.Ф.* Амфиболиты Беломорского комплекса и их гранитизация. М.: Наука, 1988. 149 с.

*Щипанский А.А., Конюков А.Н., Минц М.В. и др.* Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эколитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров // *Мат-лы XXXVIII Тектонического совещания «Тектоника земной коры и мантии»*. Т. 2. М.: ГЕОС, 2005. С. 389-392.

*Щукин В.С., Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Белюсова Е.А., Гриффин В.Л.* Поздневендский аэральный щелочной вулканизм рифтогенного типа в Зимнебережном кимберлитовом районе (Архангельская алмазоносная провинция) // *Глубинный магматизм, магма-*

тические источники и проблемы плюмов. Тр. II Международного семинара. Иркутск-Владивосток: Изд-во ИрГТУ, 2002. С. 151-165.

*Эринчек Ю.М., Рыхлова Т.И., Салтыков О.Г. и др.* Структурный контроль размещения кимберлитов Зимнебережного алмазоносного района (Архангельская область) // В сб.: Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Мат. XIII Геол. съезда Р. Коми. Т. IV. Сыктывкар, 1999. С. 138-141.

*Юдахин Ф.Н., Французова В.И.* Особенности проявления геодинамических процессов и внутриплитной сейсмичности на северо-западе Восточно-Европейской платформы // Современная геодинамика, глубинное строение и сейсмичность платформенных территорий и сопредельных регионов. Мат. между. конф. ВГУ. 2001. С. 223-225.

*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.

*Якобсон К.Э.* Парадоксы венда // Природа. 1993. № 12. С. 26-32.

*Beard A.D., Downes H., Hegner E. et al.* Mineralogy and geochemistry of Devonian ultramafic minor intrusions of the southern Kola Peninsula, Russia: implication for the petrogenesis of kimberlites and melilites // *Contribs Mineral and Petrol.* 1998. V. 130. P. 288-303.

*Cawood P.A., Strachan R., Cutts K., Hand M., Pisarevsky S.* Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic // *Geology.* February 2010. V. 38. N 2. P. 99-102.

*Cocks L.R.M., Torsvik T.H.* European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic // *Gee D.G., Stephenson R.A. (eds).* 2006. *European Lithosphere Dynamics.* Geol. Soc., London, Memoirs, 32. P. 83-95.

*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.

*Hoffman P., Schrag D.* The Snowball // *Earth. New Scientist.* 1999. V. 117. P. 1-5.

*Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A.* Detachment models for the formation of passive continental margins // *Tectonics.* 1991. V. 10. № 5. P. 1038-1064.

*Marker M.* Early Proterozoic (c. 2000-1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: Tectonic division and tectogenesis // *Nor. Geol. Unders. Bull.* 1985. 403. P. 55-74.

*Melezhik I.A., Sturt B.A.* General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak-Pasvik-Pechenga-Imandra -Varzuga-East Ponoj Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield // *Earth-Science Reviews* 1994. V. 36. P. 205-241.

*Pesonen L.J., Torsvik T.H., Elming S.-A., Bylund G.* Crustal evolution of Fennoscandia - palaeomagnetic constraints // *Tectonophysics.* 1989. V. 162. P. 27-49.

*Piper J.D.A.* The Neoproterozoic supercontinent. Rodinia or Palaeopangaea? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 176. P. 131-146.

*Rice A.H.N., Roberts D.* Very low-grade metamorphism of Upper Proterozoic sedimentary rocks of the Rybachi and Sredni Peninsulas and Kildin Island, NW Kola region, Russia // *Norv. Geol. Unders. Special Publ.* 7. 1995. P. 259-270.

*Roberts D.* Geochemistry of Dolerite and metadolerite Dykes from Varanger Peninsula, Finnmark, North Norway // *Norvsk. Geol. Undersokelse.* 1975. V. 322. P. 55-72.

*Roberts D.* Principal features of the structural geology of Rybachi and Sredni Peninsulas, NW Russia, and some comparisons with Varanger Peninsula, North Norway // *Norvsk. Geol. Unders. Special Publ.* 7. 1995. P. 247-258.

*Roberts D., Onstott T.C.* <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar laser microprobe analyses and geochemistry of dolerite dykes from the Rybachi and Sredni Peninsulas, NW Kola, Russia // *Norvsk. Geol. Unders. Spec. Publ.* 7. 1995. P. 307-314.

*Rogers J.J.W., Santosh M.* Configuration of Columbia, a Mezoproterozoic supercontinent // *Gondwana Res.* 2002. V. 5. P. 5-22.

*Silvennoinen A.* General geological setting and deep fracture structures in the Kuusemo- Kuolojarvi - Paanajarvi area // *Spec. pap. Geol. Survey Finl.* 1992. № 13. P. 5-10.

*Svethurst M.A.* A practical suggestion regarding the use of Scandinavian and Russian paleomagnetic data to determine the paleo-position of Baltica in Ordovician time // *Tectonophysics.* 1992. V. 201. P. 65-73.

*Torsvik T.H., Lohman K.C., Sturt B.A.* Vendian glaciations and their relation to the dispersal of Rodinia: Paleomagnetic constraints // *Geology.* 1995a. V. 23. № 8. P. 727-730.

*Torsvik, T.N., Roberts D., Siedlecka A.* Palaeomagnetic data from sedimentary rocks and dolerite dykes, Kildin island, Rybachi, Sredni and Varanger Peninsulas, NW Russia and NE Norway: a review // *Nor. geol. unders. Spec. Publ.* 1995b. 7. P. 315-326.

*Torsvik, T.N., Tait J., Moralev V.M. et al.* Ordovician paleogeography of Siberia and adjacent continents // *J. Geological Society.* London. 1995c. V. 152. P. 279-287.

*Tuisku P., Laajoki K.* Metamorphic and structural evolution of the Early Proterozoic Puolankajrvi formation, Finland // *J. Metamorphic Geol.* 1990. V. 8. № 3. P. 375-391.

*Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S.* A Paleo-Mezoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup // *Earth Sci. Rev.* 2004. V. 67. P. 91-123.

*Wernicke B.* Uniforme-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Canad. J. Earth Sci.* 1985. V. 22. P. 789-795.

*Журавлев В.А., Вискунова К.Г., Кириллова Т.А. и др.* «Переобработка и комплексная интерпретация гравимагнитных, сейсмоакустических, сейсмических (МОВ ОГТ) данных по всей зоне Кольско-Канинской моноклинали в 2001-2003 гг.». (Отчет по объекту М-31). Мурманск: ОАО МАГЭ, 2003.

*Журавлев В.А., Павлов С.П., Шлыкова В.В. и др.* «Изучить глубинное строение Баренцево-Карской плиты на основе результатов комплексных геофизических (сейсморазведочных МОВ ОГТ, КМПВ, ГСЗ,

гравиметрических, магнитометрических) исследований на опорных профилях». Мурманск: ОАО МАГЭ, 2005.

*Журавлев В.А., Шкарубо С.И., Маркина Н.В. и др.* «Геологическая съемка масштаба 1:1000000 акватории Белого моря и составление Госгеолкарты-1000/3 листов Q-(35)36, 37, 38». Мурманск, ОАО МАГЭ, 2009.

*Зандер В.М.* Аэромагнитная съемка масштаба 1:1 000 000. Л., ЗГТ ПГО «Севзапгеология», 1960.

*Черемхина Г.М., Степанов В.П., Румянцева Т.А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые полуострова Канин (Отчет Несской ГСП). Архангельск, ОАО «Архангельскгеолодобыча», Новодвинская ГГФЭ, 1996.

---

Научное издание

**А.С. Балувев, В.А. Журавлев,  
Е.Н. Терехов, Е.С. Пржиялговский**

**ТЕКТОНИКА БЕЛОГО МОРЯ  
И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ**

*(ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА К «ТЕКТОНИЧЕСКОЙ КАРТЕ БЕЛОГО МОРЯ  
И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ» масштаба 1:1500000)*

Ответственный редактор  
доктор геол.-мин. наук *М.Г. Леонов*

Макет – *А.Н. Кураленко*

Подписано к печати 26.01.2012.  
Формат 60х90 1/8. Бумага офсетная.  
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 13,0. Тираж 150 экз. Заказ 486п.

Издательство ГЕОС  
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.  
Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91  
E-mail: [geos-books@yandex.ru](mailto:geos-books@yandex.ru), [www.geos-books.ru](http://www.geos-books.ru)

Отпечатано в полном соответствии с качеством предоставленного электронного оригинал-макета в типографии ОАО «Альянс «Югполиграфиздат» ООО «ИПК «Панорама» 400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6. Тел.: (8442) 26-60-10, 97-48-21, 97-49-40.



НИС "Профессор Куренцов",  
на котором проводились  
геофизические исследования  
в акватории Белого моря

