

На правах рукописи

БАЛУЕВ Александр Сергеевич

**КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ
СЕВЕРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В НЕОГЕЕ:
ГЕОЛОГИЯ, ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ, СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ**

Специальность: 25.00.01 – общая и региональная геология

Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук

Москва – 2013

**Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
Геологическом институте РАН, г. Москва**

Научный консультант:

доктор геолого-минералогических наук Леонов Михаил Георгиевич
(Геологический институт РАН, г. Москва)

Официальные оппоненты:

доктор геолого-минералогических наук, академик РАН, профессор **Ф.П.Митрофанов**
(Геологический институт Кольского НЦ РАН, г. Апатиты)

доктор геолого-минералогических наук **М.В.Мицц**
(Геологический институт РАН, г. Москва)

доктор геолого-минералогических наук **Ю.А.Морозов**
(Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта, г. Москва)

Ведущая организация:

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии
Карельского НЦ РАН (г. Петрозаводск)

Защита состоится 24 октября 2013 г. в 14.30 часов на заседании
Диссертационного совета Д 002.215.01 по общей и региональной геологии,
Геотектоники и геодинамики при Геологическом институте РАН.
Адрес: 119017 Москва, Пыжевский пер., 7, ГИН РАН
Факс +7(495)951-04-43, e-mail: gin@ginras.ru

С диссертацией можно ознакомиться в отделении геологической литературы БЕН РАН по
адресу: 119037 Москва, Старомонетный пер., 35, ИГЕМ РАН.

Автореферат разослан 23 сентября 2013 г.

Ученый секретарь
Диссертационного совета Д 002.215.01
Доктор геолого-минералогических наук

М.В.Лучицкая

Общая характеристика работы

Актуальность проведенных исследований. За последнее время накопился обширный геологический и геофизический материал по северной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП), который нуждался в обобщении и анализе. Уже в новом веке были проведены значительные объемы комплексных геофизических исследований (сейсмическое профилирование, сопровождаемое гравимагнитной съемкой) акваторий Белого и южной части Баренцева морей (ОАО МАГЭ) и в наземной части Европейского Севера России в пределах Мезенской синеклизы (ПГО «Спецгеофизика»), а также полевые исследования на территории северо-восточной части Балтийского щита и юго-восточного Беломорья, в которых принимал непосредственное участие и автор данной работы.

В связи с этим в Геологическом институте РАН совместно с ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» (МАГЭ) под руководством автора предлагаемой диссертационной работы были составлены и изданы «Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий» масштаба 1:1500000 и Объяснительная записка к ней.

Интерпретация новых материалов, полученных в результате морских исследований, сразу обозначила ряд проблем в изучении земной коры Севера ВЕП, главной из которых являлась корреляция строения земной коры морской акватории и суши. Новые данные заставили пересмотреть саму структуру рифейских авлакогенов северной части ВЕП и поставить вопрос не только о том, чем вызван здесь континентальный рифтогенез, но и об определении его роли в тектонической эволюции рифейской пассивной окраины древнего континента Балтика – раннедокембрийского остова современной платформы. Сформировавшиеся в рифее рифтовые структуры во многом определили дальнейшую эволюцию северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы вплоть до настоящего времени. Решению этих проблем и посвящено настоящее исследование. Кроме того, в последние два десятилетия интерес к этому региону возрос, прежде всего, с необходимостью оценки нефтегазоносности рифейских отложений, выполняющих рифтогенные прогибы. Этим и определяется актуальность диссертационной работы.

Цель и задачи исследования. Главная цель исследований – изучение процессов, сыгравших ведущую роль в формировании грабеновых структур в северо-восточном сегменте Восточно-Европейской платформы и в акватории Белого моря, определение их значения в формировании пассивной окраины континента в неопротерозойской истории Земли на примере описания геологического строения и тектонической эволюции палеорифтовой системы Белого моря (РСБМ), а также проведение сравнительного анализа ее с современными рифтовыми системами с целью реконструкции строения погребенных рифтогенных структур.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Изучение строения рифейских структур, погребенных под осадочным чехлом платформы или скрытых водами Белого и Баренцева морей на основе синтеза всех новейших данных по геологическому строению и тектонике северной части ВЕП, включая данные комплексных геолого-геофизических исследований в акватории Белого моря, полученные в последние годы, новые и старые данные наземных исследований этой территории.

2. Определение причин возникновения континентального рифтинга в рифее в северо-восточном сегменте Восточно-Европейского кратона.

3. Определение характера сочленения рифтогенной окраины ВЕП со Свальбардской и Тимано-Печорской плитами, входящими в состав Западно-Арктической платформы.

4. Определение структурной приуроченности проявлений внутриплитного магматизма к зонам динамического влияния РСБМ.

5. Изучение основных этапов тектонической эволюции литосферы северо-восточной рифейской пассивной окраины ВЕП и определение геодинамических режимов, характерных для каждого из этих этапов.

6. Исследование современных тектонических процессов в пределах северной части ВЕП, связанных с неотектонической активизацией палеорифтовых структур.

7. Проведение сравнительного анализа погребенных рифтогенных структур северо-восточного сегмента ВЕП с целью реконструкции их строения с современными рифтовыми

системами, в частности, с Байкальской рифтовой зоной (БРЗ) и Восточно-Африканской рифтовой системой.

Фактический материал и вклад автора. Фактический материал, положенный в основу работы можно разделить на три группы. В первую из них входит фактический материал, собранный автором в ходе личных исследований в течение многих лет в Беломорском регионе – на Балтийском щите, в юго-восточном Беломорье, на северном побережье Кольского полуострова и на островах Белого моря, где автор работал в составе полевых отрядов НПО «Аэрогеология» (1978, 1984-1990 гг.), Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН (1995-2003 гг.) и Геологического института РАН (по наст. время). Автор также руководил тематическими работами по составлению карты современной геодинамики Байкальской рифтовой зоны м-ба 1:1000000 (1991-1997 гг), результаты которых частично вошли в диссертационную работу в качестве сравнительного материала. В составе институтов РАН работы проводились в рамках исследований лабораторий Структурного анализа (рук. В.М.Моралев и А.С.Балуев) и Тектоники консолидированной коры (рук. М.Г.Леонов), Программ ОНЗ РАН № 14 и № 9, а также по тематике проектов РФФИ (гранты №№ 00-05-64492а, 01-05-64190а, 06-05-64848а, 09-05-00812а, в трех из которых автор был руководителем) и научной школы НШ-748.2006.5 и НШ-651.2008.5.

Вторая группа фактического материала включает в себя результаты комплексных геолого-геофизических исследований акваторий Белого и южной части Баренцева морей, проведенных ОАО «Морской арктической геологоразведочной экспедицией» (МАГЭ), с которой был заключен договор о научном сотрудничестве с 2006 г. с целью составления «Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий» в масштабе 1:1500000. Сюда входят сейсмогеологические разрезы по морским профилям МОВ ОГТ и НСАП, сопровождаемые измерениями магнитного и гравитационного полей, интерпретация которых легла в основу изучения строения рифтогенных структур в пределах акватории. Автор являлся руководителем и основным исполнителем работ по составлению «Тектонической карты Белого моря...» и Объяснительной записки к ней.

И третья группа включает в себя результаты анализа литературных и фондовых материалов, опубликованных геологических, тектонических и геофизических карт и разрезов земной коры Севера ВЕП и Западно-Арктического шельфа.

Научная новизна. Впервые дана подробная характеристика строения всей РСБМ с учетом новых данных комплексных геолого-геофизических исследований, проведенных в акватории Белого и южной части Баренцева морей, а также наземных исследований, в том числе и авторских. На этой основе построена геодинамическая модель эволюции палеорифтовой системы от среднего рифея до наших дней, показана ведущая роль процессов континентального рифтогенеза в формировании пассивной окраины континентальной плиты. Показана и обоснована структурная приуроченность проявлений среднепалеозойского щелочного и щелочно-ультраосновного внутриплитного магматизма к зонам динамического влияния РСБМ и к зоне пропагации в пределы Балтийского щита Восточно-Баренцевского рифтогенного трога. Впервые проведено сравнение тектоники древней, фактически погребенной под платформенным чехлом, РСБМ с современными Байкальской рифтовой зоной и Восточно-Африканской рифтовой системой, а также с палеозойско-мезозойской рифтовой системой Карру, что показало близость их строения, несмотря на различные причины их возникновения и формирования.

Практическая значимость работы. Изложенные в диссертации и публикациях автора результаты исследований легли в основу создания «Тектонической карты Белого моря и прилегающих территорий» в масштабе 1:1 500 000 и Объяснительной записки к ней, которые являются крупным обобщением всего существующего материала по геологическому строению и тектонической эволюции северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы, и могут служить основой для регионального прогнозирования месторождений полезных ископаемых, в т.ч. и углеводородов. «Тектоническая карта Белого моря...» и Объяснительная записка к ней могут служить также учебным пособием для студентов и аспирантов, интересующихся геологией и тектоникой материковой и прилегающей к ней морской территории Европейского Севера России.

Основные защищаемые положения:

1. Реконструировано строение палеорифтовой системы Белого моря, представляющей собой единый структурно-парагенетический ансамбль рифтовых структур в пределах Мезенской синеклизы, Балтийского щита и акватории Белого моря на основе использования комплекса современных геолого-геофизических методов.

2. Составлена модель строения палеорифтовой системы Белого моря, в основу которой положено выделение ряда крупных листрических сбросов, выполаживающихся к единому внутрикоровому разделу, идентифицируемому с детаичментом, присущего многим континентальным рифтам и пассивным окраинам континентов деструктивного типа.

3. Составлена модель тектонической эволюции РСБМ, в которой выделены 4 основных этапа рифтогенеза: (1) 1,3-1,2 млрд. лет обусловлен формированием рифейской континентальной окраины Балтики в связи с распадом суперконтинента Палеопангеи и новообразованием океанской коры рифейского палеоокеана; (2) в позднем рифее импульс растяжения тиманской окраины Балтики связан с распадом Родинии и раскрытием палеоокеана Япетус; (3) девонская реактивация палеорифтовой системы связана с закрытием палеоокеана Япетус и одновременным заложением Восточно-Баренцевского рифтогенного трога. На этом этапе возросло плюм-литосферное взаимодействие, выразившееся в проявлении своеобразного внутриплитного магматизма в пределах области динамического влияния рифтогенных структур; (4) современный (позднекайнозойский) – образование современных тектонических впадин Белого моря связывается с раскрытием Североатлантического и Арктического океанов.

4. Несмотря на сходство основных элементов строения, главная отличительная особенность РСБМ от других авлакогенов Восточно-Европейской платформы заключается в несравнимо большем масштабе проявления процессов рифтогенеза, длительном и многоэтапном развитии рифтовой системы на протяжении 1,3 млрд. лет, что обусловлено ее постоянным окраинно-континентальным положением.

5. Сравнительный анализ тектоники палеорифтовой системы Белого моря с современными рифтовыми системами показал принципиальное сходство их строения: наличие протяженных глубоких трогов, сегментацию грабенов и полуграбенов, разделенных перемычками, являвшимися зонами аккомодации со сменой полярности по простиранию рифтовой зоны, смещение рифта относительно мантийного выступа, существование полого падающего сброса (детачмента) и др., что подтверждает рифтогенную природу авлакогенов северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы.

Апробация результатов работы и публикации. Результаты исследований автора по теме диссертации отражены в 105 публикациях (в том числе 1 коллективная монография, 1 тектоническая карта, 19 статей в рецензируемых журналах, 3 статьи в сборниках).

Материалы исследований докладывались на международных и всероссийских научных конференциях и совещаниях: ежегодных тектонических совещаниях (Москва МГУ, 1999, 2000, 2001, 2002, 2005, 2006, 2007, 2008, 2009, 2010), конференциях по морской геологии «Геология морей и океанов» (Москва, ИО РАН, 2005, 2007, 2009, 2011), «Тектоника литосферных плит им. Л.П.Зоненшайна» (Москва, 1993, 1995, 2001), «Байкал - природная лаборатория для исследования изменений окружающей среды» (Иркутск, 1994), «Структурные парагенезы и их ансамбли» (Москва, 1997), «Методы изучения, строение и мониторинг литосферы» (Новосибирск, 1998), «Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия» (Петрозаводск, 1999), на XIII и XV Геологических съездах республики Коми (Сыктывкар, 1999, 2009 гг.), «Рифтинг во внутриконтинентальной обстановке: Байкальская рифтовая система и другие континентальные рифты» (Иркутск, 1999), «Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые» (Екатеринбург, 2002), «Экология северных регионов России. Проблемы, прогноз ситуации, пути развития, решения» (Архангельск, 2002), «Металлогения докембрийских щитов» (Киев, 2002), «Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков» (Москва, 2002), «Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы» (Иркутск, 2003), «Строение, геодинамика и минерагенические процессы в литосфере» (Сыктывкар, 2005), «Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей

среды» (Иркутск, 2007), «Северные территории России: проблемы и перспективы развития. (Архангельск, 2008), «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными» (Петрозаводск, 2008), «Кайнозойский континентальный рифтогенез» (Иркутск, 2010), «Современное состояние наук о Земле» (Москва, 2011) и др.

Объем и структура работы. Диссертационная работа состоит из общей характеристики работы, введения, 8 глав, заключения и списка цитируемой литературы. В общей характеристике работы обосновывается актуальность темы диссертации и основные проблемы, решаемые в работе, ее цели и задачи, а также основные защищаемые положения. Во введении разбираются некоторые дискуссионные вопросы тектонической терминологии, употребляемой в диссертационной работе, особенности проявления континентального рифтинга на Восточно-Европейской платформе и основные проблемы его изучения. В первых четырех главах приводится монографическое описание геологического строения и магматизма северного сегмента ВЕП и ее северо-восточного обрамления с учетом новых данных. В пятой главе описаны основные этапы тектонической эволюции северо-восточного сегмента ВЕП. В шестой главе приводится краткий обзор проявления континентального рифтинга на ВЕП и место РСБМ в авлакогенной сети ВЕП. В седьмой и восьмой главах приведены краткие описания геологического строения некоторых мезозой-кайнозойских рифтовых систем и сравнительный анализ последних с РСБМ. Работа содержит 320 страниц текста, 119 рисунков и 7 таблиц. Список литературы содержит 358 наименований.

Благодарности. Диссертационная работа подготовлена в Лаборатории тектоники консолидированной коры Геологического института РАН при благожелательной поддержке ее заведующего М.Г.Леонова, который являлся научным консультантом автора, за что автор ему искренне благодарен. Особую признательность хотел бы выразить безвременно ушедшим чл.-кор. РАН Н.А.Богданову† и чл.-кор. РАЕН В.М.Моралеву†, которые являлись первыми вдохновителями этой работы.

Автор благодарен своим коллегам по лаборатории тектоники консолидированной коры и других лабораторий Геологического института М.З.Глуховскому, Д.С.Зыкову, С.Ю.Колодяжному, Н.Б.Кузнецову, А.В.Полещуку, Е.С.Пржиялговскому, Е.Н.Терехову, Т.Н.Херасковой, Т.Ф.Щербаковой за сотрудничество и постоянную поддержку.

Эта работа рождалась в тесном сотрудничестве с коллегами из ОАО Морской арктической геологоразведочной экспедиции (МАГЭ) В.А.Журавлевым и С.И.Шкарубо и Института геологии Карельского НЦ РАН А.И.Слабунова и Н.В.Шарова, за что автор им глубоко признателен. Весьма полезным было общение и сотрудничество в области континентального рифтогенеза с В.Г.Казьминым† (Институт океанологии РАН), академиком М.И.Кузьминым (Институт геохимии СО РАН, Иркутск), К.Г.Леви, В.А.Саньковым, А.И.Мельниковым (Институт земной коры СО РАН, Иркутск), за что автор им выражает свои признательность и благодарность.

На протяжении многих лет автор чувствовал моральную поддержку своих коллег и старших товарищей Н.И.Филатовой и В.Д.Чехович, за что им также весьма признателен.

Автор благодарен за помощь в оформлении диссертации Л.Ф.Сергачевой. Автор признателен академикам РАН М.А.Федонкину и Ю.Г.Леонову за внимание и поддержку работы в период ее написания.

Введение

1. Некоторые вопросы тектонической терминологии

В представляемой работе широко используются термины «авлакоген», «палеорифт», «рифт», «грабен», «трог», поэтому необходимо дать им трактовку в понимании автора. Термин «авлакоген» от греческого *aulax* – борозда, введенный Н.С.Шатским [Шатский, 1955], был предложен первоначально для описания узких вытянутых впадин, которые протягиваются через платформу из входящих углов, обращенных к примыкающим крупным прогибам или горным поясам, возникшим на месте геосинклинали. Он рассматривал их как систему краевых поперечных структур древних платформ, и их появление генетически связывал с крупными прогибами, в которые они переходят, т.е. авлакоген может перейти в синеклизу.

После принятия теории тектоники плит термины «авлакоген» и «палеорифт» рассматриваются как синонимы [Гарецкий, 1995; Ю.Леонов, 2001]. По определению А.М.С.Шенгёра: «авлакоген определяется как рифт, который образовался в связи с событием раскрытия океана, открывается в океан или в горный пояс (который возник в результате закрытия прежнего океана) и протягивается вглубь платформы. Авлакогены существовали во все эпохи истории Земли...» [Структурная геология..., 1990, т. 1, с. 9].

Особый интерес вызывает толкование термина «тафроген» [Шенгёр, Натальин, 2009]. По мнению этих авторов, для лучшего понимания тектонических режимов, вызывающих рифтообразование, было бы полезно рассматривать рифты в рамках тафрогенов – областей интенсивного растяжения, где многие рифты и грабены выступают как результат генерального утонения литосферы. «Тафрогены – это структуры литосферного масштаба, сформированные обычно из связанной системы рифтов и грабенов, которые растягивают литосферу. Развивающаяся тафрогения в конечном счете ведет к образованию океана и может называться талассогенией (таласса по гречески означает море). Если процесс тафрогении останавливается до образования океана (т.е. до перехода в талассогению), происходит погружение суши, и образуются большие бассейны, перекрывающие тафрогены» [Шенгёр, Натальин, 2009, с. 11]. К типичным тафрогенам относятся рифтовая система Провинции бассейнов и хребтов, Восточно-Африканская рифтовая система и, как будет показано ниже, к древнему аналогу этого типа структур земной коры можно отнести палеорифтовую систему Белого моря, представляющую собой систему субпараллельных рифтогенных желобов в кристаллическом фундаменте платформы, вытянутых вдоль ее северо-восточного края и погружающихся к юго-востоку от Балтийского щита под чехол Мезенской синеклизы.

Разделение и классификация рифтогенных структур всегда являлись предметом дискуссий, а их общепринятой единой классификации до сих пор не выработано. Проблемой рифтов (современных и древних) много и успешно занимались отечественные геологи, в частности Н.С.Шатский, А.А.Богданов, Р.Н.Валеев, Е.Е.Милановский, Р.Г.Гарецкий, Л.Ф.Грачев, Л.П.Зоненшайн, В.Г.Казьмин, Н.А.Логачев, Ю.А.Зорин, В.Д.Мац, К.Г.Леви, С.И.Шерман, В.А.Саньков, С.Л.Костюченко, Ю.Г.Леонов, В.Г.Николаев, Т.Н.Хераскова, Н.П.Чамов и др., и многие из них рассматривали условия формирования рифтов с позиций теории тектоники плит. Одна из последних классификаций рифтогенных структур с позиций тектоники плит, с нашей точки зрения наиболее универсальная, приводится в работе [Шенгёр, Натальин, 2009].

Нужно отметить, что служивший когда-то предметом дискуссии вопрос об идентичности современных и древних рифтов давно решен положительно, при этом термины «авлакоген» и «палеорифт» рассматриваются как синонимы [Гарецкий, 1995; Леонов Ю., 2001]. На сегодняшний день существует достаточно большое количество работ, посвященных сравнению морфологических, структурных, формационных и других особенностей рифтов разного возраста, включая современные, доказывающих их формирование в сходных геодинамических условиях и с близкой последовательностью этапов развития [Гарецкий и др., 1988; Леонов Ю., 2001; Осадочные бассейны..., 2004 и др.]. Автор данной работы придерживается точки зрения, что авлакогены Восточно-Европейской платформы имеют рифтогенную природу, хотя причина их зарождения могла быть разной. Таким образом, термины «авлакоген» и «палеорифт» рассматриваются в работе как *синонимы*. В отношении термина «*рифт*» для данной работы принято следующее определение: «Рифты представляют линейно вытянутые структуры и системы структур (продолжающих или кулисообразно подставляющих друг друга, ветвящихся и т.д.), представленные грабенами (разной морфологии и кинематики) и сдвиговыми структурами типа пул-апарт, образовавшимися в обстановке растяжения (грабены) либо трансенсии и транспрессии (структуры пул-апарт). ... Главным диагностическим признаком рифта является тектоническая структура и геодинамический режим, в котором она сформировалась» [Осадочные бассейны..., 2004, с. 45].

2. Особенности проявления континентального рифтинга на Восточно-Европейской платформе и основные проблемы его изучения

На ВЕП неопротерозойское время отмечено масштабным развитием процессов континентального рифтогенеза и связанными с ним проявлениями внутриплитного магматизма. В рифейскую эпоху здесь можно выделить, по крайней мере, четыре самостоятельных периода рифтогенеза: в раннем рифее (Абдулинский, Оренбургский, Пачелмский, Пашско-Ладожский и Овручский палеорифты), в среднем рифее (палеорифтовая система Белого моря и ряд более мелких грабенных к западу от нее, а также, вероятно, Балтийско-Ботническая палеорифтовая система), в позднем рифее (Среднерусская система палеорифтов, Московский палеорифт) и в раннем венде (структуры Волюно-Подоллии с проявлениями траппового магматизма – «рассеянный рифтинг») [Балуев, Моралев, 2001]. Эти проявления континентального рифтинга, вероятно, отражают моменты перестроек плитной кинематики во время различных эпизодов тектонической истории – взаимодействие континентальных плит при распаде и сборе суперконтинентов, изменение направления дрейфа плиты ВЕП и ее вращение, плюм-литосферное взаимодействие, а также нельзя исключать и влияния космических факторов, таких как изменения скорости вращения Земли, наклона оси ее вращения и т.п.

Одной из важных проблем континентального рифтогенеза на ВЕП является определение длительности рифтогенеза в рифее. Как отмечено в работах [Ю.Леонов, 2001; Никишин и др., 1997], вряд ли в то время процессы рифтогенеза кардинально отличались по длительности и скорости от современных рифтов, длительность формирования которых определяется в типичных случаях в 20-35 до 50 млн. лет. В то же время определения возрастов синрифтовых образований РСБМ укладываются в интервал средний рифей – вэнд, который охватывает примерно 700 млн. лет. Очевидно, что погружение рифтовых грабенов происходило в виде импульсов в несколько миллионов или десятки миллионов лет, которые соответствовали импульсам растяжения земной коры краевой части Восточно-Европейского кратона в ходе его геодинамической истории. Как отмечается в работе [Осадочные бассейны..., 2004], формирование рифта длится ровно столько, сколько действуют вызывающие его условия, а именно обстановка растяжения в сочетании, очевидно, с определенными свойствами литосферы. При крупных – глобального масштаба процессах необходимые условия могут существовать или возобновляться в одной и той же области на протяжении значительного интервала времени, и в этом случае рифтообразование складывается из двух или более отдельных фаз. Этой особенностью, в частности обладают рифты начальных стадий развития пассивных окраин континентов атлантического типа, формирование которых связано с грандиозным процессом распада континентов. Установлено, что рифтогенез пассивных окраин отличается большей длительностью и более сложной историей по сравнению с «обычными» континентальными рифтами [Осадочные бассейны..., 2004].

Другая проблема, которая существует в изучении палеорифтовых структур на ВЕП – это проблема времени заложения некоторых из них. В частности, неоднозначное определение разными исследователями времени заложения палеорифтов (авлакогенов) касается палеорифтовой системы Белого моря, Днепровско-Донецкого палеорифта, Балтийско-Ботнической системы палеорифтов.

В рифее в каждом из периодов рифтогенез возникал на разных участках платформы, а не охватывал всю ее территорию одновременно. Очевидно, что и причины, его вызывающие, были в каждом случае различны, но при этом, в конечном счете, все сводилось к возникновению на отдельных участках континентальной плиты геодинамических режимов трансенсии и/или транспрессии. Приводятся несколько точек зрения (моделей) на причины, приводящие к смене геодинамических режимов и внутриплитному тектогенезу на ВЕП в позднем докембрии.

Нами изучалось строение палеорифтовой системы Белого моря на основе данных геолого-геофизических исследований последних лет территории северо-восточного сегмента ВЕП, включая область ее сочленения с Западно-Арктической платформой. Исследования этой палеорифтовой системы позволили выявить особенности строения погребенных

рифтовых структур и их эволюции в пространстве и во времени вплоть до современного этапа развития, и на этой основе предложить новую геодинамическую модель тектонической эволюции северо-восточной окраины Восточно-Европейского кратона.

Глава I. Геологическое строение севера Восточно-Европейской платформы

В настоящей главе дается монографическое описание геологического строения северной части ВЕП с учетом данных, полученных в результате геолого-геофизических исследований последних лет в пределах акватории Белого моря и прилегающих территорий. В строении Восточно-Европейской платформы выделяется раннедокембрийский кристаллический фундамент, обнажающийся на дневной поверхности в виде Балтийского щита, рифейский доплитный комплекс осадочного чехла, выполняющий грабеновые структуры, и верхневендский-фанерозойский плитный комплекс осадочного чехла, выполняющий Мезенскую синеклизу.

Идея о существовании в пределах юго-восточного обрамления Балтийского щита прогибов фундамента была впервые выдвинута в 1955 г. Л.Я.Харитоновым. Опираясь на интерпретацию материалов аэромагнитной съемки, Р.А.Гафаров (1963) охарактеризовал прогиб как Онего-Кандалакшскую синклинали. В работах В.Н.Зандера [Зандер, 1972; Зандер и др., 1967] эта структура представлялась в несколько иных очертаниях и, на этот раз, как Кандалакшский грабен (авлакоген). А.А.Константиновским (1977) в результате анализа данных бурения, аэромагнитной и гравиметрической съемок были уточнены параметры структуры, подчеркнута сегментированное строение Онежско-Кандалакшского грабена и выделены три впадины: Онежская, Центральная и Кандалакшская. Он впервые сделал вывод о рифтовой природе грабена и о возможности сопоставления глубинного магматизма палеорифта с таковым современных рифтовых зон, хотя при этом отмечалась оторванность времени внедрения магм от эпохи формирования грабена. Р.Н.Валеев (1978) рассматривал эту структуру как Кандалакшско-Двинский авлакоген, расчлененный на ряд сегментов (Северо-Кандалакшский, Кандалакшский, Яренгский, Северо-Двинский и Нижнетойменский) системой поперечных сдвигов. Наряду с Кандалакшско-Двинским Р.Н.Валеев описывал и Керецко-Лешуконский авлакоген, отделенный от первого Архангельским горстом. В его пределах выделены Керецкий, Полтинский, Лешуконский и Усть-Вачергинский сегменты. Такое понятие как система Беломорского рифта, или Беломорская рифтовая система (наряду с Баренцевоморской) было введено в 1992 г. М.И.Добрыниной, куда она включила Кандалакшский грабен в акватории Белого моря, Онего-Двинский и Керецко-Лешуконский авлакогены на Русской плите.

В последние два десятилетия интерес к Северу ВЕП 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 [Казанин и др., 2006; Журавлев, 2007], а также результаты наземных исследований территории Беломорья последних лет [Аплонов и др., 2006] значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры этого региона. Полученные в последние годы результаты исследований по глубинному строению земной коры и магматизму севера ВЕП, палеогеодинамические реконструкции, а также материалы наших исследований структурных особенностей и магматизма северной части ВЕП позволили дополнить существующие представления о строении и тектонической эволюции палеорифтовой системы Белого моря и связанного с ней магматизма, что и является предметом обсуждения в данной работе.

I.1. Фундамент Восточно-Европейской платформы. Балтийский щит.

Палеорифтовая система Белого моря заложилась на раннедокембрийском консолидированном основании Восточно-Европейского кратона, которое в настоящее время

обнажается на дневной поверхности в виде Балтийского щита и погружается от него к востоку и юго-востоку под платформенный чехол в Мезенскую синеклизу. Своим северо-западным концом Онежско-Кандалакшский палеорифт раскалывает восточную часть Балтийского щита, а Баренцевоморский (Мезенский) обрамляет последний с севера и северо-востока. Обе палеорифтовые зоны заложены вдоль дорифейских разломов северо-западного простирания, ограничивающих Кольский полуостров с юга и севера (рис. 1).

Онежско-Кандалакшский палеорифт, являясь краевой и в то же время одной из основных структур РСБМ, заложился 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. Возможно, что этот пояс являлся ослабленной зоной древней литосферы, по которой происходили ее рифтогенные разрывы в обстановке регионального растяжения земной коры [Балуев, Терехов, 2007]. Очевидно, что существует определенная связь структур раннедокембрийского кристаллического фундамента с последующими процессами континентального рифтогенеза. В связи с этим ниже приводится описание основных структур восточной части Балтийского щита, представленных комплексами Карело-Кольской провинции. В пределах этой провинции выделяется две субпровинции или массива – Карельский и Кольский – и расположенный между ними Лапландско-Беломорский гранулитогнейсовый подвижный пояс (ЛБПП) (см. 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, одновозрастные 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 Центральнокольский 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 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.

1.2. Русская плита Восточно-Европейской платформы

Плитная часть северо-восточного сегмента ВЕП (Русская плита) представляет собой область 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-верхнего 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 (рис.2.6). В эту систему рифтовых зон входят Онежско-Кандалакшский (Кандалакшско-Двинский по [Валеев, 1978]), Керещко-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.

1.2.1. Палеорифтовая система 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. В пределах Мезенской синеклизы рифтогенные грабены фактически представляют собой единую систему субпараллельных зон, несколько расходящихся веером к северо-западу. 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 байкалитид. 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.

2.1.1. Строение рифтовых зон палеорифтовой системы Белого моря

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 из сегментов Онежско-Кандалакшского палеорифта представляет собой полуграбен с переменной полярностью, где главный граничный сброс имеет вогнутую форму. В Кандалакшском сегменте юго-западный крутой борт рифтовой впадины является главным граничным сбросом, а северо-восточный борт – более пологий. Последним обстоятельством объясняется сохранение на Терском берегу Кольского п-ова рифейских терригенных образований (терская и турьинская свиты), выполняющих рифт. В Центральном сегменте главный граничный сброс ограничивает полуграбен с северо-востока, а в Онежском сегменте – с юго-запада. Центральную и Онежскую рифтогенные впадины

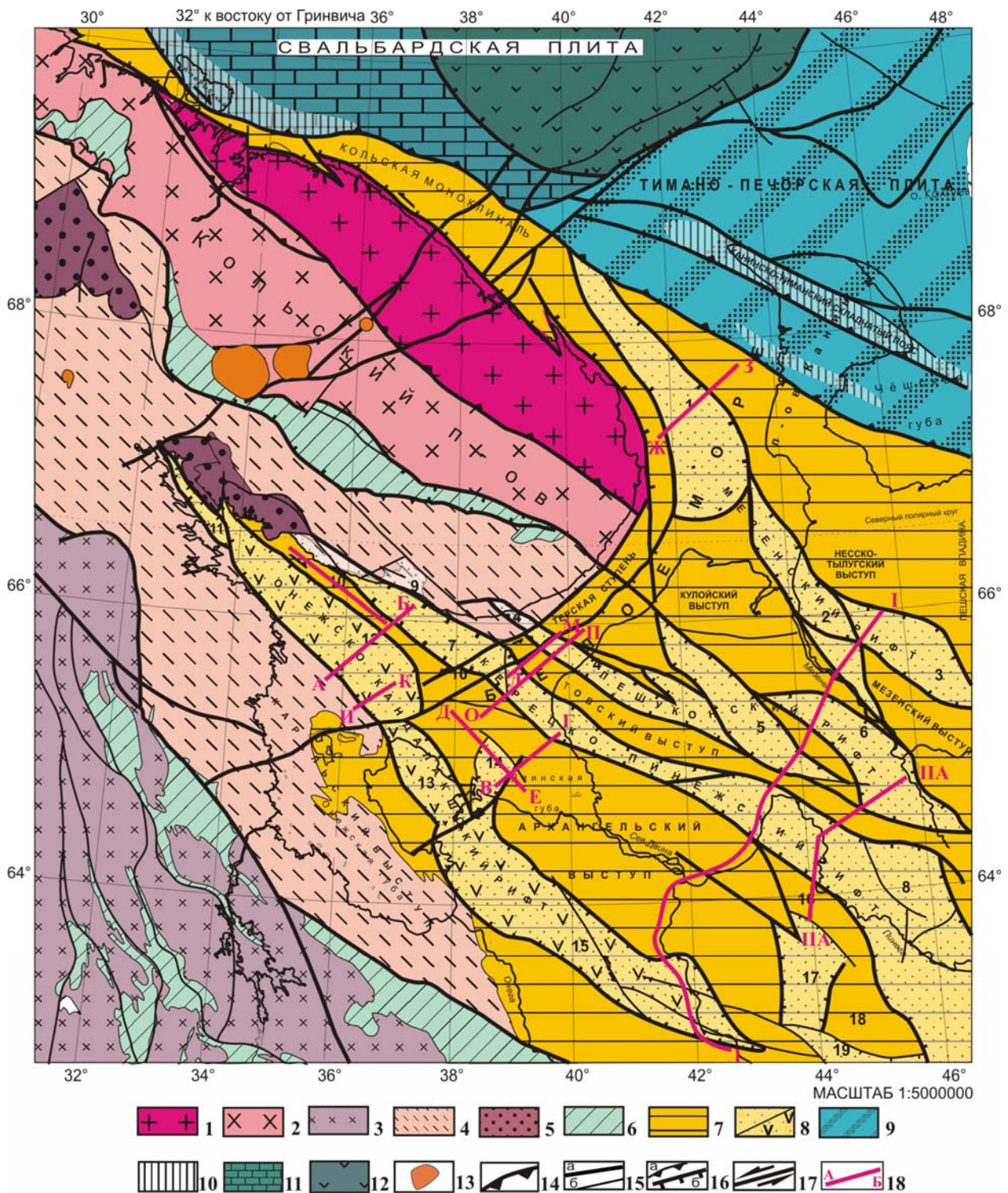


Рис. 1. Схема тектонического районирования северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. Восточно-Европейский кратон, Балтийский щит (1-6): 1-2 – Кольский массив неархейской консолидации: 1 – Мурманский блок, 2 – Центрально-Кольский блок; 3 – Карельский массив неархейской 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 гренвильской консолидации, 12 – Южная впадина Восточно-Баренцевского рифтогенного трога; 13 – проявления

разделяет перемычка в виде коленообразного уступа с признаками правостороннего сдвига [Константиновский, 1977]. Кандалакшский и Центральный грабены имеют кулисообразное сочленение по разделяющей их узкой косою перемычке субширотного простирания. Эти междувпадинные перемычки, представляющие собой выступы кристаллического фундамента, играли в свое время, видимо, роль зон аккомодации, т.е. зон приспособления и переноса растяжения с одного отрезка рифтовой зоны на другой. Таким образом, главный граничный сброс рифта в зонах аккомодации "перескакивает" с одного его борта на другой, так же, как это отмечается в рифтогенных грабенах Восточно-Африканской рифтовой системы [Дельво, 1992].

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., 2009].

Кандалакшский грабен, расположенный в бассейне Белого моря, имеет асимметричное строение (рис. 2), 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. 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 и др., 1967]. Результаты сейсморазведочных работ показали, что глубина Кандалакшского грабена – 8-9 км – в два раза превышает эти оценки. Следовательно, магнитные тела располагаются внутри рифейской осадочной толщи и могут свидетельствовать о проявлениях магматизма, скорее всего, основного состава [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, разделяющий Кандалакшский и северо-западное акваториальное продолжение Керецкого грабена. На юго-востоке Кандалакшский грабен сопрягается с *Архангельским выступом* фундамента по серии сдвиго-надвигов северо-восточного и субширотного простирания. Южнее Кандалакшский грабен граничит с *Центральной впадиной*, которая значительно уступает по своим параметрам и Кандалакшскому и Онежскому грабенам (см. выше). *Онежский грабен* вытянут от Онежского полуострова до устья р. Ваеньга. 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.

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; 18 – сейсмогеологические профили, приведенные в работе. Цифры на карте – основные структурные элементы рельефа фундамента: грабены: 1 – Понойский, 2 – Усть-Мезенский, 3 – Сафоновский, 4 – Чапомский, 5 – Лешуконский, 6 – Азопольский, 7 – Керецкий, 8 – Пинежский, 11 – Колвицкий, 12 – Кандалакшский, 13 – Центральный, 14 – Унский, 15 – Онежский, 17 – Покшеньгский, 19 – Северо-Двинский. Выступы: 9 – Варзугская моноклиналь, 10 – Оленицкий вал, 16 – Выйский выступ, 18 – Юльский выступ.

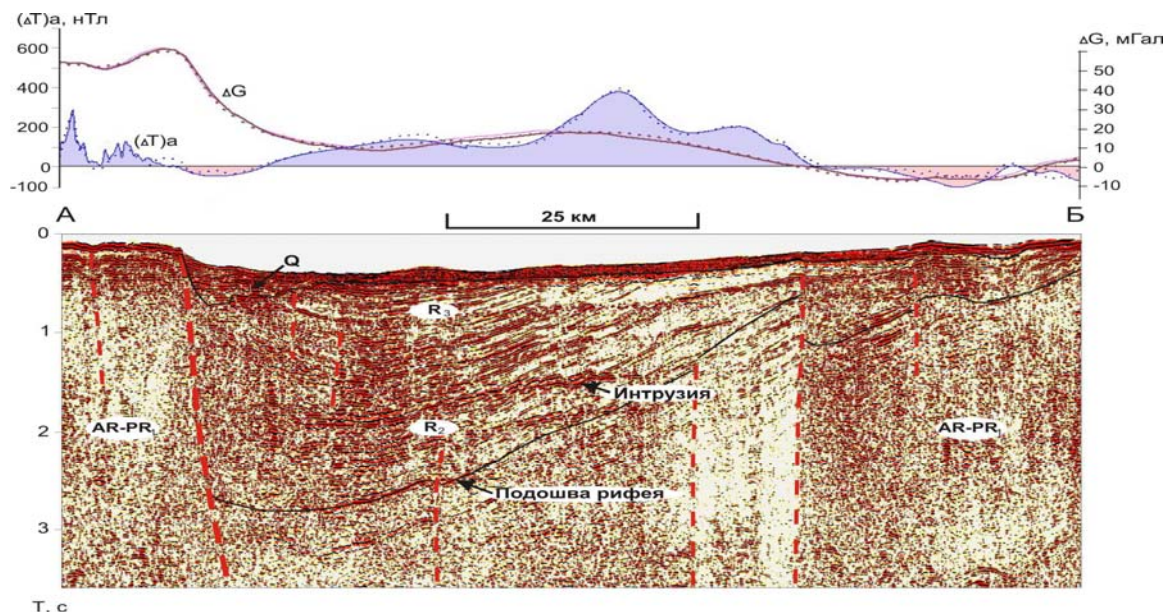


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез по профилю МОВ ОГТ 200310 через Кандалакшский грабен [Балуев и др., 2012]. Положение профиля А-В см. рис. 1.

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. Юго-западный крутой борт Керецкого грабена прижат к *Оленицкому валу*, северный – пологий, представлен *Варзугской моноклиной*, северо-восточный выражен крутым уступом *Товского выступа* кристаллического фундамента. Варзугская моноклираль 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.

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. С юго-запада он ограничен Архангельским выступом кристаллического фундамента, а с северо-востока – узкой грядой Товского выступа фундамента, отделяющего его от Чапомо-Лешуконского палеорифта. По простиранию Керецко-Пинежской рифтовой зоны грабены меняют свою полярность, следовательно можно предполагать существование между полуграбенами с разной полярностью зон аккомодации в виде межграбеновых перемычек по аналогии со строением современных рифтовых структур.

Лешуконский (Чапомо-Лешуконский) палеорифт – осевая часть РСБМ – расположен на северо-западе Мезенской синеклизы. Рифт выражен в рельефе кристаллического фундамента двумя основными впадинами, кулисообразно сочленяющимися друг с другом: собственно Лешуконской (Кепинской по [Аплонов и др., 2006]) и к юго-востоку от нее Азопольской. 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 [Аплонов и др., 2006]. 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 2 км. С юго-запада

Лешуконский палеорифт ограничен Товским выступом фундамента, а с северо-востока – Кулойским и Мезенским выступами.

Как установлено сейсмическим профилированием, в пределах акватории пролива Горло Белого моря Лешуконский палеорифт имеет продолжение на северо-запад под водами пролива и обнажается на юго-восточном побережье Кольского полуострова в виде Чапомского грабена, выполненного терригенной толщей верхнего рифея. В пределах акватории фундамент грабена погружен более чем на 3 км с крутым северо-восточным бортом и пологим юго-западным. 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. Нижний выполняет грабен и соответствует, вероятно, среднерифейским отложениям, а верхний нивелирует рельеф фундамента и соответствует верхнерифейским отложениям, которые обнажаются на юго-восточном побережье Кольского полуострова. Чтобы подчеркнуть единство этой палеорифтовой зоны, имеет смысл называть ее «*Чалома-Лешуконским палеорифтом*» в отличие от традиционного «Керецко-Лешуконского», тем более что, как оказалось, Керецкий грабен, переходящий к юго-востоку в Пинежский грабен, никак не соприкасается с Лешуконским т.к. отделен от него Товским выступом кристаллического фундамента.

Кулисообразное расположение рифтогенных впадин Чапомо-Лешуконского палеорифта, сама форма собственно Лешуконской и Азопольской впадин (пулл-апарт) предполагает их заложение и развитие в режиме транстенсии с элементами правостороннего сдвига вдоль крутых северо-восточных бортов грабенов. Такой режим лучше всего согласуется с действием внешних сил, т.е. с пассивным рифтингом, который мог возникнуть при вращении древней континентальной плиты Балтика против часовой стрелки во время распада суперконтинента Палеопангея в среднем рифее [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 байкалид 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-Тылугскому 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 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-Тылугским выступом, а к северо-восточной границе грабена примыкает *Пёшская впадина*, выделенная по материалам КМПВ на побережье Чёшской губы [Аплов и др., 2006].

Понейская впадина с глубиной погруженного фундамента более 8 км выявлена недавно сейсмическим профилированием в Воронке Белого моря на продолжении Усть-Мезенской впадины [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 простиранию 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-Тылугским (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*. 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 простирания, которая является продолжением в пределы акватории Баренцевоморского шельфа Хибино-Контозерской тектонической зоны. 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].

2.1.2. Литолого-стратиграфическая характеристика грабенового выполнения рифтовой системы Белого моря и перекрывающих их комплексов

На дорифтовом фундаменте в рифтовых впадинах 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

Онежско-Кандалакшский и Керецко-Пинежский палеорифты. Все впадины РСБМ выполнены терригенными осадками, часто красноцветными, среднего и верхнего рифея, которые развиты в акватории Белого моря, а на поверхности прослеживаются почти по всему южному и частично восточному побережью Кольского полуострова на протяжении 300 км. На ГГК-1000 (2004) выходящие на дочетвертичную поверхность рифейские образования выделены в оленицкую серию. На побережье серия образована терской, чапомской и турьинской свитами. Общая мощность рифейских толщ в акватории Белого моря оценивается в 3000-8000 м, известная мощность оленицкой серии на побережье превышает 715 м [Объяснительная записка..., 2004]. Терригенные отложения терской свиты, распространенные на южном побережье Кольского полуострова и выполняющие грабены Онежско-Кандалакшского и Керецко-Пинежского палеорифтов, представляют собой преимущественно красноцветные осадки, представленные плохо сортированными песчаниками с прослоями глинисто-алевролитовых пород. На большей части территории отложения терской свиты трансгрессивно перекрывают различные породы архея, среди которых преобладают амфиболовые и слюдяные гнейсы и мигматиты.

В разрезе терской свиты устанавливается закономерная смена пород в пачках снизу вверх от грубообломочных к тонкозернистым. Разрез свиты представляет собой два крупных трансгрессивных ритма, один из которых осложнен в основании ритмами низшего порядка. Накопление красноцветных терригенных осадков происходило в условиях медленного погружения бассейна, которое иногда прерывалось в результате неоднократного возобновления тектонических движений, что привело к образованию крупных ритмов.

Возраст терской свиты до настоящего времени остается дискуссионным. В результате палинологических и микропалеонтологических исследований терские песчаники были отнесены к позднерифейскому возрасту [Рагозина, Степкин, 1979]. Однако, возраст слюдисто-глинистого цемента алевролитов красноцветной толщи терской свиты по К-Аг-методу составляет 1263 ± 40 и 1080 ± 40 млн. лет [Коноплева, 1979]. Вероятнее всего, осадки терской свиты трансгрессивно «выплескиваются» на плечо Керецкого рифтогенного прогиба, а породы более низких уровней разреза рифея скрыты в глубокой части прогиба.

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 ± 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.

В пределах бассейна Белого моря по данным сейсмического профилирования осадочный чехол разделяется на два структурных этажа [Журавлев, 2007; Журавлев, Шипилов, 2007]. *Нижний структурный* этаж представлен синрифтовыми отложениями рифейского возраста, максимальная мощность которых в Кандалакшском грабене 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. Таким образом, в сейсмической записи рифейской толщи, выполняющей грабены в пределах акватории Белого моря, отчетливо отражается два этапа рифтогенеза при формировании РСБМ.

Характерные аномалии волнового и потенциальных полей предполагают внутри рифейской толщи Кандалакшского и Керецкого грабенов наличие магматогенных образований, аналогичных породам толеит-базальтовой формации (долериты, базальты и их туфы), вскрытых бурением в рифейской толще на Онежском полуострове. Анализ волновой картины сейсмического профиля, пересекающего Кандалакшский грабен, приводит к выводу о том, что внедрение магмы в осадочную толщу грабена и формирование межпластовых тел (или потоков?) происходили примерно в средней части разреза, т.е. значительно позже начала грабенообразования. Долериты и базальты солозерской свиты в Онежском грабене также относятся к верхней части разреза грабенового выполнения. Очевидно, что нижележащая 3-4 километровая толща имеет значительно более древний возраст, чем время проявления магматизма.

Лешуконский и Мезенский палеорифты. Эти структуры расположены преимущественно в пределах Мезенской синеклизы, за исключением Чапомского грабена, выходящего на поверхность на юго-восточном побережье Кольского полуострова. Чапомский грабен, являющийся, как было показано выше, северо-восточным замыканием Лешуконского (Чапомо-Лешуконского) палеорифта, выполнен терригенными образованиями чапомской свиты позднерифейского возраста. 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 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 и с няфтинской свитой (верхи верхнего рифея) из Средне-Няфтинской скважины № 21.

Наиболее полно осадочная толща рифея представлена в Понойской впадине. Стратификация рифейских отложений выполнена по разрезам Усть-Няфтинской и Средне-Няфтинской параметрических скважин. По аналогии можно предположить, что нижний седиментационный комплекс Понойской впадины соответствует отложениям раннего(?) - среднего рифея, а верхний – позднему рифею. В других грабенах рифтовой системы между этими комплексами отмечается перерыв в осадконакоплении продолжительностью 150-300

(?) млн. лет. В отличие от них, в Понойской впадине такого длительного перерыва не наблюдается [Журавлев, Шипилов, 2007].

В рифтовых зонах Мезенского синеклизы по данным сейсмического профилирования выделяются отложения, представленные средним и верхним рифеем. Корреляция сейсмических данных проводилась по стратифицированным разрезам глубоких скважин Усть-Няфтинской Г-1 и Средне-Няфтинской Г-21, расположенных вблизи профиля и вскрывших 2,3 км рифейских образований (рис. 2.28). В верхней части рифейских отложений выделены два крупных цикла проградационного осадконакопления. Нижний, в объеме вашкинской, пезской и, вероятно, дорогорской свит (сейсмофаций), датируется как среднерифейский. По радиометрическим определениям возраст пезской свиты не моложе 1050-1100 млн. лет. Перекрывающий его цикл, в объеме лешуконской, няфтинской и уфтыгской свит, относятся к верхней половине позднего рифея. Перерыв в осадконакоплении между верхним и нижним циклами оценивается в 150-300 млн. лет [Сапожников и др., 2003].

Согласно точке зрения авторов работ [Сапожников и др., 2003; Хераскова и др., 2006], процессы континентального рифтогенеза в северо-восточной части Восточно-Европейского кратона (Балтики) протекали с конца раннего рифея практически до позднего рифея, а в позднем рифее с интервалом в 150-300 млн. лет начал формироваться пострифтовый чехол Родинии. Учитывая то, что рифтовая система формировалась вдоль края палеоконтинента Балтика, рифтогенез в данном случае можно определить как рифтогенез пассивной окраины континента, который отличается большей длительностью и более сложной историей по сравнению с «обычными» континентальными рифтами [Осадочные бассейны..., 2004].

Тем не менее, отнесение самой нижней толщи синрифтовых образований к нижнему рифею в этом случае является чисто умозрительным без привлечения каких-либо достоверных данных. В результате следует признать, что определение возраста синрифтовых образований палеорифтовой системы Белого моря до настоящего времени остается нерешенной проблемой и, в частности, время начала развития процессов рифтогенеза. Данные датирования синрифтовых терригенных образований по валовым пробам калий-аргоновым методом 60-70 гг. в настоящее время не вызывают доверия, а полученные недавно переопределения возраста базальтов солозерской свиты из Онежского грабена Sm-Nd методом (667 ± 31 млн. лет) значительно омолодили наши былые представления о процессах, протекавших в Онежско-Кандалакшском палеорифте, тем более, что в самом Кандалакшском грабене на сейсмических профилях в волновых полях отчетливо проявляются аномалии, интерпретируемые как силлы или лавовые потоки, возраст которых, скорее всего, соответствует солозерским базальтам.

Следует отметить, что корреляция синрифтовых образований в пределах рифтовой системы Белого моря (рис. 3) позволяет наметить некоторую тенденцию к омоложению возраста формирования палеорифтовых зон от внутренних частей кратона (Онежско-Кандалакшская зона) к его окраине (Баренцевоморская зона) [Балуев, 2006; Балуев и др., 2012]. Этот вывод подтверждают сейсмические материалы, в частности, по региональному профилю МОГТ I-I. Здесь с запада на восток прослеживается омоложение верхней части рифейского разреза под четко выраженным региональным несогласием между рифеем и вендом [Балуев, 2006]. К такому же выводу пришел и С.Л.Костюченко с соавторами [Костюченко и др., 2006], которые предложили схему эволюции РСБМ, демонстрирующую поступательное образование грабенов со смещением с юго-запада на северо-восток на основании сейсмостратиграфического расчленения отложений полуграбенов, выполненного Р.Б.Сапожниковым [Сапожников и др., 2003].

2.1.3. Строение земной коры РСБМ по геофизическим данным.

В рельефе поверхности Мохо Онежско-Кандалакшский палеорифт практически не выражен: граница Мохо под ним фиксируется на глубине 40-42 км. Однако к северо-востоку она довольно резко (на расстоянии 50 км) воздымается до глубины 36-37 км [Булин и др., 1992]. Такая асимметрия мантийного выступа относительно оси рифта характерна и для кайнозойских рифтов с пологим сквозьлитосферным разломом. О существовании подобного

раздела (детачмента), падающего под блок Кольского полуострова и выполаживающегося на уровне границы между верхней и нижней корой, свидетельствуют и данные сейсмического профиля МОВ-ОГТ, проходящего меридионально через г. Кандалакшу [Андреев, Миллер, 1999; Минц и др., 2010].

Геохронологическая шкала (млн.лет)	Рифтовая система Белого моря					Варангер-Тиманский пояс байкалит
	Онежско-Кандалакшская рифтовая зона		Чапома-Лешуконская рифтовая зона	Баренцевоморская рифтовая зона		
	Кандалакшский грабен	Онежский грабен		Мезенский грабен	Баренцево-морский грабен	
570		Валдайская серия		Устьпинезская серия		
650 Венд		Ненёская свита	Чапомская свита		Волоковая серия	
Поздний рифей R ₃ (карагай)		Солозерская свита 667±31	Лешуконская свита	Сафоновская серия	Кильдинская серия	Канинская
	<i>Перерыв в осадконакоплении в 150-300(?) млн лет</i>					
1050		?		Устьяфтинская серия	+ + ?	Рыбачинская, песцовореченская, барминская серии
Средний рифей R ₂ (южный)	1080±40		?	Вашкинская свита 1190-1080	+ + +	
	1263±40				+ + +	
1350		R ₁ ?	R ₁ ?		+ + +	1126±50
	+ + AR-PR ₁	+ +	+ + + AR-PR ₁	+ + + AR-PR ₁	AR-PR ₁	

Рис. 3. Схема корреляции синрифтовых отложений в грабенах рифтовой системы Белого моря.

Под Керецким грабеном граница Мохо располагается на глубине 40 км, но к северо-востоку она воздымается: под Лешуконским грабеном мощность коры достигает 34 км, а под Мезенским в районе Мезенского гравитационного максимума – 30 км [Костюченко, Романюк, 1997]. Таким образом, под Лешуконским и Мезенским палеорифтами фиксируется мантийный выступ, который, по сути, является юго-восточным продолжением выступа мантии под Кольским геоблоком Балтийского щита.

В средней коре (12-15 км) по сейсмоплотностным характеристикам устанавливается раздел, выделяющий «аллохтонную» пластину в верхней части консолидированной коры Мезенской синеклизы. Скорее всего, этот раздел выходит на поверхность в виде листрического сброса, ограничивающего Онежско-Кандалакшский рифт с юго-запада в качестве главного магистрального разлома, фиксирующегося на профиле МОВ-ОГТ в районе г. Кандалакши. Между «аллохтоном» и нижележащей средней корой под Мезенским выступом обособляется высокоплотная (около 3,0 г/см³) и высокоскоростная (7,0 км/сек) линза протяженностью около 80 км при мощности 6-7 км, которая интерпретировалась [Костюченко, Романюк, 1997] как скопление основной магмы, т.е. как магматическая камера. Трехмерным сейсмоплотностным моделированием установлено, что вклад этого линзообразного формирования в Мезенский гравитационный максимум достигает порядка

50%. Данные глубинной сейсморазведки и две крупные положительные гравитационные аномалии в Воронке Белого моря и в устье р. Мезень – Мезенский и Конушенский гравитационные максимумы – свидетельствуют о том, что в северо-западной части Мезенской синеклизы земная кора утонена. Здесь сейсморазведкой зафиксирована наименьшая на Русской плите глубина залегания поверхности М – 27-30 км [Костюченко, 1995]. Предполагается, что утонение коры связано с внедрением мантийных диапиров [Сейсмогеологическая..., 1998]. На глубине 12-22 км выделяется зона пониженных (на 0,1-0,3 км/с) скоростей. Там, где наблюдается резкий подъем нижних границ коры появляются тела с повышенной скоростью сейсмических волн, которые также проявляются и в положительных аномалиях магнитного поля. В районе гравитационных максимумов мощность верхней коры сокращена до 8-12 км. Глубинное строение рифтовой системы Белого моря отражает блок-диаграмма земной коры РСБМ на рис. 4.

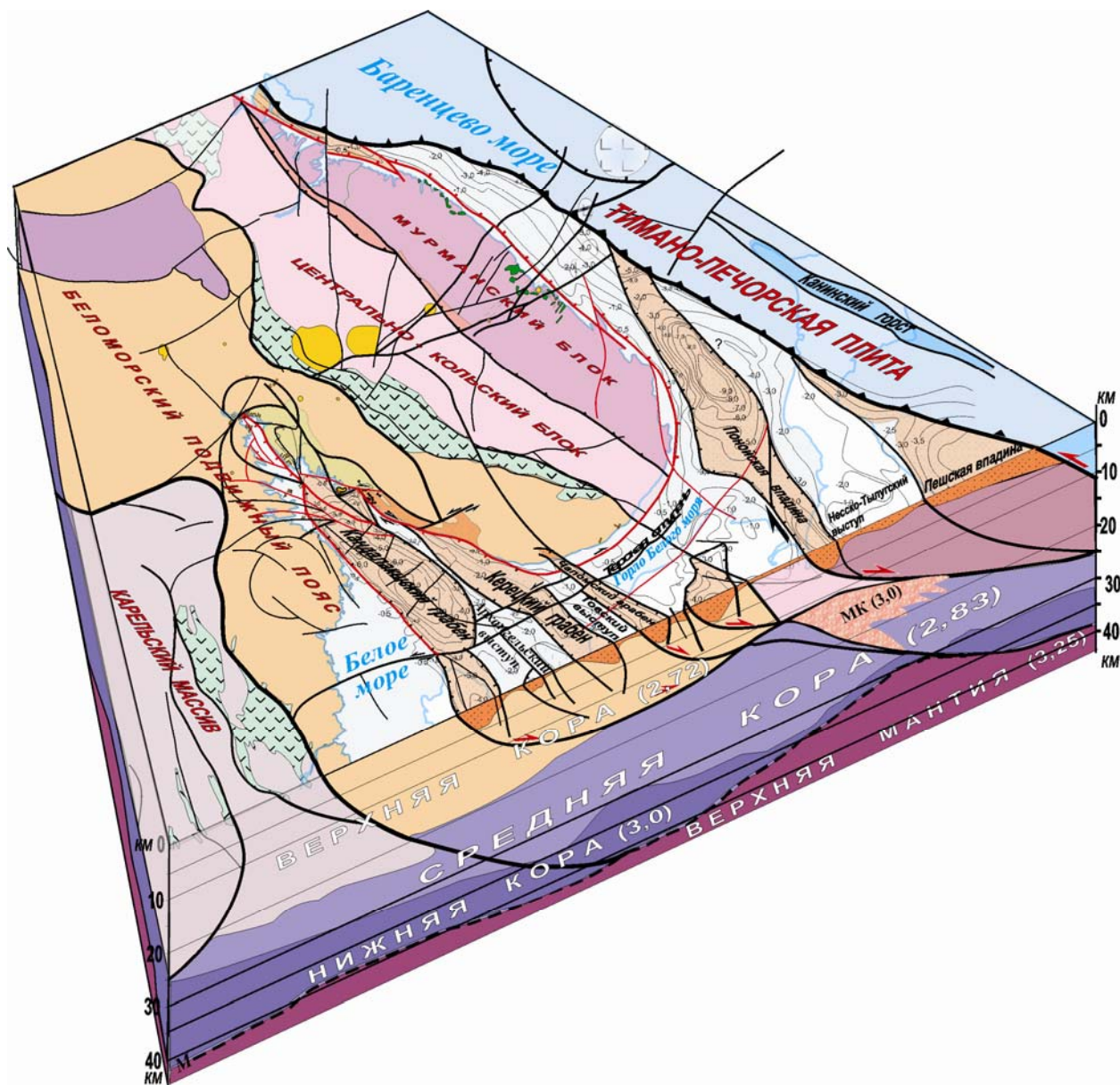


Рис. 4. Блок-диаграмма, демонстрирующая глубинное строение земной коры палеорифтовой системы Белого моря, построенная с использованием [Тектонической карты Белого моря..., 2010]. МК – магматическая камера основных пород.

Выводы к разделу I.2.1. Подводя итог описанию строения палеорифтовой системы Белого моря можно констатировать следующее:

1. В рельефе кристаллического фундамента северо-восточного сегмента ВЕП существует система линейно вытянутых рифтогенных трогов, образующих субпараллельные

палеорифтовые зоны, простирающиеся вдоль северо-восточного края платформы. В отличие от предшествующих построений в северо-восточном сегменте ВЕП по данным геолого-геофизических исследований последних лет выделяются 4 рифтовые зоны (ветви): Онежско-Кандалакшская, Керецко-Пинежская, Чапома-Лешуконская и Понойско-Мезенская (Баренцевоморская).

2. Асимметричное строение большинства рифтогенных грабенов (полуграбенов), их кулисообразное расположение и смена полярности полуграбенов по простиранию предполагает листрический характер формирующих их главных (магистральных) сбросов.

3. Все грабены выполнены преимущественно мелководно-морскими терригенными осадками (за исключением Онежского грабена, где присутствуют и вулканогенные образования) средне-верхнерифейского возраста, среди которых в западной (беломорской) части выделяются два комплекса, а в восточной (Мезенской) части выделяются также два основных комплекса, внутри которых различаются несколько седиментационных пачек. В основании каждой пачки распознаются сейсмофации прилегания, маркирующие активную стадию грабенообразования с разломной тектоникой, а в верхней части располагаются параллельные сейсмофации, свидетельствующие о площадном морском осадконакоплении. В пределах Мезенской синеклизы и восточной части акватории Белого моря размытую поверхность рифея и эродированную поверхность выступов фундамента трансгрессивно и с видимым несогласием перекрывают терригенные отложения верхнего венда и местами нижнего кембрия.

4. Корреляция синрифтовых образований в пределах РСБМ позволяет наметить тенденцию к омоложению возраста формирования палеорифтовых зон от внутренних частей кратона (Онежско-Кандалакшская зона) к его окраине (Баренцевоморская зона).

5. Фиксируемый по геофизическим данным внутрикоровый (12-15 км) раздел, выделяющий так называемую [Костюченко, Романюк, 1997] «аллохтонную» пластину в верхней части консолидированной коры Мезенской синеклизы, по всей видимости, разделяет хрупкую верхнюю кору и пластичную нижнюю. Краевой магистральный сброс Онежско-Кандалакшского палеорифта вылаживается на глубине к внутрикоровому разделу, игравшего роль детачмента, по которому мог происходить срыв и растяжение земной коры по модели «простого сдвига».

6. В подошве земной коры фиксируется асимметрично расположенный по отношению к Онежско-Кандалакшскому рифту мантийный выступ и сокращение мощности консолидированной коры северо-восточной части палеорифтовой системы Белого моря до 26-30 км.

На основании вышеприведенных данных можно сделать следующие выводы:

1. Морфологическое единство палеорифтовых зон, отчетливо выраженное в структуре рельефа поверхности кристаллического фундамента северо-восточного сегмента ВЕП, 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, образовавшийся в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты [Балуев, 2006]. Таким образом, палеорифтовая система Белого моря представляет собой типичный *тафроген* – структуру литосферного масштаба, сформированную из связанной системы рифтов и грабенов при растяжении литосферы.

2. На сейсмической записи рифейской толщи, выполняющей грабены в пределах акватории Белого моря, также как и в пределах Мезенской синеклизы, отчетливо отражаются два основных этапа рифтогенеза, разделенные значительным перерывом: среднерифейский активного грабенообразования, и позднерифейский площадного морского осадконакопления при одновременном погружении края платформы и углублении грабенов.

3. Палеорифты РСБМ формировались поступательно со смещением с юго-запада (Онежско-Кандалакшская зона) на северо-восток (Баренцевоморская зона) и связаны с растяжением края литосферной плиты Балтика – древнего остова Восточно-Европейского кратона – в северо-восточном (в современных румбах) направлении. Таким образом, рифтинг в рифейское время в северо-восточном сегменте ВЕП имел диффузный характер с

проградационным образованием зон растяжения (рифтов), в результате чего на краю палеоконтинента Балтика сформировался периконтинентальный осадочный бассейн пассивной окраины, представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон. Неоднократные этапы грабенообразования сменялись более спокойными периодами площадного седиментогенеза.

4. Учитывая то, что РСБМ формировалась вдоль края палеоконтинента Балтика, рифтогенез в данном случае можно определить как рифтогенез пассивной окраины континента, который отличается большей длительностью и более сложной историей по сравнению с «обычными» континентальными рифтами; по классификации Шенгёра палеорифты Беломорской системы можно отнести к группе рифтов консервативной границы растяжения плиты (К3.1 g4) или часть из них – к пул-апарт бассейнам, располагающимся вдоль консервативной границы плиты (К.3.2 g4).

Таким образом, на основании выше сказанного сформулированы первые два защищаемых положения:

1. Реконструировано строение палеорифтовой системы Белого моря, представляющей собой единый структурно-парагенетический ансамбль рифтовых структур в пределах Мезенской синеклизы, Балтийского щита и акватории Белого моря на основе использования комплекса современных геолого-геофизических методов.

2. Составлена модель строения палеорифтовой системы Белого моря, в основу которой положено выделение ряда крупных литрических сбросов, выполаживающихся к единому внутрикоровому разделу, идентифицируемому с детальным, присущего многим континентальным рифтам и пассивным окраинам континентов деструктивного типа.

2.2. Строение плитного комплекса Севера Восточно-Европейской платформы (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. Северо-восточная часть Мезенской синеклизы рассматривается как перикратонная часть ВЕП (Притиманский перикратон) [Егоркин, 1991; Сейсмогеологическая..., 1998]. В пределах Мезенской синеклизы платформенный чехол, который перекрывает палеорифтовую систему Белого моря, делится на два комплекса – синеклизный и плитный [Гаврилов и др., 2000].

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(?).

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 ± 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 ВЕП, вдоль зоны сочленения с Тимано-Печорской областью. Отложения вендского возраста распространены в восточной части акватории Белого моря и перекрывают рифейские образования.

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. Однако присутствие «провалившихся» ксенолитов и «плавающих рифов» кембрийских, ордовикских, силурийских и девонских осадочных пород с сохранившейся фауной и флорой в кимберлитовых трубках Архангельской алмазонасной провинции [Мальков, 2009] свидетельствуют о существовании здесь в раннем и среднем палеозое северо-восточного «залива» шельфового моря палеоокеана Япетус.

2.3. Строение северной перикратонной области ВЕП

Перикратонная область северного сегмента ВЕП 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 Тролльфьорд-Рыбачий-Канин (ТРК), продолжающейся к юго-востоку уже 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 ТРК является границей ВЕП и Западно-Арктической платформы, которая проявлена взбросом на перешейке между п-овами Средний и Рыбачий и в юго-восточной части п-ва 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 на п-ове Варангер.

На южном борту Южно-Баренцевской впадины по моноклинальному погружению фанерозойских осадков у Кольского п-ова выделяется *Кольская моноклинали*. К северу от п-ова Канин расположена *Коргинская моноклинали* (ступень). Обе они объединяются в *Кольско-Канинскую моноклинали*. По характеру сейсмической записи волновое поле основания Кольско-Канинской моноклинали разделяется на два структурных этажа – кристаллический фундамент и промежуточный комплекс [Кириллова-Покровская, Дьяченко, 2011]. Последний выполнен слабо деформированными рифейскими толщами. Рифейские комплексы выполняют грабен, в наиболее погруженной части которого их мощность достигает 11-16 км, что сопоставимо с мощностью палеозойско-мезозойского осадочного чехла в Восточно-Баренцевском рифтогенном трое. При погружении в Южнобаренцевскую впадину наблюдается плавное уменьшение мощности рифейских толщ вплоть до полного их выклинивания за счет среза его верхних отделов. 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-Тылугский выступ кристаллического основания, Понойскую и Пешскую впадины, являющиеся составной частью Предтиманского прогиба.

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].

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.

Наличие зоны гравитационных и магнитных аномалий, протягивающейся вдоль Баренцевоморского 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 Баренцевоморского 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 Баренцевоморской 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.

Глава II. Внутриплитный магматизм северной части ВЕП в неогее

Проявления внутриплитного магматизма в пределах северо-восточного сегмента ВЕП связаны в пространстве и во времени преимущественно с различными рифтогенными структурами на разных этапах эволюции РСБМ, 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. Нами изучались структурное положение проявлений магматизма в рифей-вендское и среднепалеозойское время, их пространственная и возможная генетическая связь с процессами континентального рифтогенеза, происходившими в северо-восточном сегменте ВЕП [Балуев, 2006; Балуев и др., 2000, 2003, 2005, 2009, 2010; Балуев, Моралев, 2001; Балуев, Терехов, 2006; Моралев и др., 1998, 2002; Пржиялговский и др., 1996, 2008; Терехов и др., 2010, 2011, 2012].

II.1. Рифейско-вендский этап магматизма

II.1.1. Проявления позднедокембрийского магматизма в зоне Онежско-Кандалакшского палеорифта

В центральной части Онежского грабена скважиной на глубине 604 м и ниже вскрыта толща вулканогенно-обломочных пород, вмещающая силлы и дайки диабазов и долеритов [Станковский и др., 1972]. являющихся типичными представителями толеитовой серии. 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 ± 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]. Характерные аномалии волнового и потенциальных полей предполагают наличие внутри рифейской толщи Кандалакшского грабена подобных вулканогенных образований. Вулканогенные породы, возможно, довольно широко распространены в северо-западной и центральной частях Кандалакшского и на юго-востоке Керецкого грабенов.

Тектонические зоны, отграничивающие Онежский и Керецкий грабены от Архангельского горста, выражены интенсивными линейными положительными магнитными аномалиями, которые отражают насыщенность разреза дайками основных пород. Характерно, что все тела ориентированы в направлении северо-запад – юго-восток. Это говорит о том, что магматизм активно развивался на этапе заложения рифтогенных прогибов, либо был многостадийным и проявлялся впоследствии только вблизи магнаподводящего центра – Беломорской зоны разломов [Балуев и др., 2012].

В юго-западной части Зимнебережного района на северо-восточном плече Керецкого грабена выявлены в терригенных отложениях верхнего венда многочисленные вулканические проявления – поздневендские лавы и туфы калиевых известково-щелочных лампрофиров, с возрастом 570 ± 8 млн. лет (U-Pb метод по цирконам) [Щукин и др., 2002].

На Кийостровском архипелаге и юго-восточном побережье Белого моря на мысе Пильемском, т.е. на юго-западном плече Онежского грабена, были обнаружены своеобразные породы эксплозивного облика, которые ранее были описаны как полимиктовые конгломераты среднего [Смирнова, Бабошин, 1967] или верхнего [Воинов, Полеховский, 1971] протерозоя. Эти породы формируют плитные (дайкообразные) тела северо-западного простирания протяженностью в несколько десятков метров и мощностью до 0.5-0.6 м, заполняя слабонаклонные и крутопадающие трещины и зоны расщепления в кристаллических породах фундамента. Однако по результатам наших исследований, они были отнесены к образованиям типа флюидизатов, формирование которых связано структурно и генетически непосредственно с процессами континентального рифтинга [Балуев и др., 2003]. Исследование генезиса конгломератоподобных пород имело важное значение потому, что принадлежность их к типу эксплозивных брекчий, как и в северо-западной части Онежско-Кандалакшского рифта, позволяет по-иному оценивать перспективность района на алмазоносность. С этой целью нами был проведен комплекс исследований цементной части этих пород, которые дали следующие результаты.

Цемент этих пород представлен вулканическим стеклом основного-ультраосновного состава, часто карбонатизированным. Карбонатизация и образование анальцимовой

минерализации в этих породах происходили на регрессивной стадии формирования цемента в интервале температур 550-450°C при активном выделении флюидов, насыщенных H₂O и CO₂. Это означает, что температура твердо-газовых суспензионных потоков, прорывавшихся к поверхности по трещинам кристаллического фундамента, была значительно выше 550°C. Источником этих потоков могли служить магмы основного состава с высоким содержанием летучих, что обеспечивало интенсивное и достаточно продолжительное выделение газов из магм при их декомпрессии, обусловленной возникновением зон растяжения литосферы в процессе рифтогенеза. Структурное положение даек флюидизатов в зоне динамического влияния главного граничного сброса Онежского палеорифта – дополнительное тому подтверждение. Определение возраста цирконов из цемента этих же пород ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb термоэмиссионным методом (Сумин Л.В., ВИМС) дало среднерифейский возраст – 1,10-1,12 млрд. лет. Эта датировка с наибольшей вероятностью отвечает времени формирования брекчиевидных пород валунных даек (флюидизатов) в результате консолидации твердо-газовых взвесей внутри трещин при прорыве к поверхности глубинных флюидов.

II.1.2. Проявления позднедокембрийского магматизма на Мурманском блоке Балтийского щита

На баренцевоморском побережье Кольского полуострова широко распространены проявления внутриплитного магматизма основного состава. Долериты, относящиеся к нормальному толеит-базальтовому типу и связанные со зрелой стадией рифтогенеза, сосредоточены вдоль осевой зоны Баренцевоморского рифта, вытянутого вдоль Кольского п-ова в пределах акватории Баренцева моря. 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.

Возраст долеритов в районе Ивановской Губы, где они занимают межпластовое положение в породах рифейского терригенного комплекса, был определен K-Ar методом еще в 60-е годы прошлого столетия в интервале 975-1000 млн. лет [Геологическая карта..., 1966]. Геологические взаимоотношения с терригенным рифеем однозначно указывают на наличие рифейского или более позднего основного магматизма в этом районе.

Предполагается [Пржиялговский и др., 2008; Балуев и др., 2010], что проявление 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.

II.2. Среднепалеозойский этап магматизма

II.2.1. Структурная позиция проявлений внутриплитного магматизма в девоне

Среднепалеозойская активизация палеорифтовых структур северного сегмента ВЕП проявилась преимущественно 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. Большинство щелочных пород Кольского полуострова образовалась в течение узкого временного интервала (380-360 млн. лет) [Крамм и др., 1993]. Примечательно, что и для долеритовых даек, развитых вдоль северо-восточного края Кольского п-ова, получены данные об их позднедевонском возрасте [Арзамасцев и др., 2010]. Таким образом, на севере Балтийского щита установлено наличие различных по составу магматических пород, образовавшихся в одно и то же или близкое время. Геодинамические причины подобного разнообразия остаются не вполне ясными. Значительная часть позднедевонских магматических проявлений представлена дайками.

Известно, что дайки являются чуткими индикаторами структурно-кинематических условий, изучая которые, можно установить с определенной долей вероятности геодинамическую обстановку проявления позднедевонского магматизма этого региона.

Щелочно-ультраосновной магматизм Онежско-Кандалакшского палеорифта.

Большинство щелочных интрузий и трубок взрыва среднепалеозойского возраста пространственно приурочено к системе дугообразных и кольцевых разломов на северо-западном окончании Онежско-Кандалакшского палеорифта [Балуев и др., 1997; 2000; Моралев и др., 1998]. По простиранию Кандалакшского залива расположены две такие системы. По аналогии со структурами на концах растущей трещины [Косыгин, Маслов, 1989], эти структуры образовались в два этапа, каждый раз на конце главного разлома, по мере пропагации разломов на северо-запад от трога, выполненного рифейскими осадками. 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 массивы ультращелочного комплекса (УЩК) 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. 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., 1998]. Массивы Африканда, Озерная Варака, Лесная Варака и Салмагора 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.

Беломорский дайковый пояс. Помимо массивов щелочно-ультраосновных пород Кольской провинции к проявлениям среднепалеозойского магматизма на севере ВЕП принадлежит и Беломорский дайковый пояс, протягивающийся вдоль берегов Белого моря от Кандалакшской губы до Онежского полуострова. 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. К дайковому поясу приурочены и многочисленные трубки взрыва, в том числе и кимберлитового состава. 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 [Балуев и др., 2000]. Последние, по всей видимости, маркируют этапы прерывистого продвижения (пропагации) палеорифта, совпадавшие с локальными участками растяжения в рифтообразующих разломах со значительной сдвиговой компонентой (участками трансенсии), в региональной обстановке сжатия [Моралев и др., 2002].

Как показали наши исследования [Балуев и др., 2000; Моралев и др., 2002; Терехов и др., 2012], большинство дайковых узлов приурочено к системам кольцевых и дуговых разрывных структур, развитым вблизи зон аккомодации. На основании результатов структурного анализа предложена модель пространственной и временной связи очагового щелочного магматизма с участками трансенсии и развития кольцевых структур [Моралев и др., 2002]. Установлено, что эволюция дайкового щелочного магматизма начинается от центральной части южной кольцевой структуры к её периферии и далее к северо-западу по простиранию главного разлома.

Магматизм Хибино-Контозерской тектонической зоны. 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-плутонический комплекс и массив губы Ивановской на баренцевоморском побережье, которые связаны с крупной Хибино-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 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 комплекса. Дайки в составе роев имеют в основном северо-восточное простирание. Осадочное выполнение Ивановского грабена также прорывается серией крупных и мелких даек долеритового состава северо-восточного простирания. 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. 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. 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.

По данным определения изотопного возраста одной из долеритовых даек баренцевоморского роя (389 ± 4 млн. лет по $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}39$) предполагается среднепалеозойское время внедрения серии долеритовых даек, прорывающих рифей-вендские отложения Ивановского грабена [Арзамасцев и др., 2010]. В пределах акватории Баренцевоморского шельфа на продолжении Хибино-Контозерской зоны севернее Ивановской губы по геофизическим данным выделяется ряд крупных гравимагнитных аномалий, интерпретируемых как интрузии основного и, возможно, щелочного состава, время внедрения которых относится, вероятно, также к среднему палеозою.

II.2.2. Зональность проявлений среднепалеозойского щелочного магматизма РСБМ.

Ареал проявлений внутриплитного щелочно-ультраосновного магматизма в среднем палеозое пространственно связан с областью динамического влияния структур палеорифтовой системы Белого моря и представляет собой некий овал, вытянутый вдоль простирания рифтовых структур, в пределах которого по составу и характеру проявления магматизма намечается концентрическая зональность (см. рис. 5). *Внутренняя, или центральная зона слюдяных кимберлитов* охватывает поля продуктивных слюдяных кимберлитовых трубок (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 северо-западный и юго-восточный фланги «мелилититовой» зоны различаются по характеру и форме проявления магматизма. Если на северо-западном фланге в пределах щита на плечах Кандалакшского и Колвицкого грабенов 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.

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

базальтов, прорывающих осадочный чехол платформы. Есть данные [Саблуков и др., 2000], что глубинность образования магматических очагов увеличивается от внешней зоны к центральной, а основность самих пород уменьшается наоборот – от центра к периферии. Такая зональность среднепалеозойского магматического ареала в северной части ВЕП, скорее всего, отражает плюм-литосферное взаимодействие в области развития континентального рифтинга и может объясняться неравномерным воздействием термофлюидного потока плюма на верхние слои литосферы. С другой стороны локальные проявления внутриплитного магматизма зависели от конкретной тектонической обстановки и приурочены в данном случае к таким тектоническим элементам земной коры как системы рифтогенных разрывов, зоны аккомодации, плечи рифтогенных грабенов и т.п. 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.

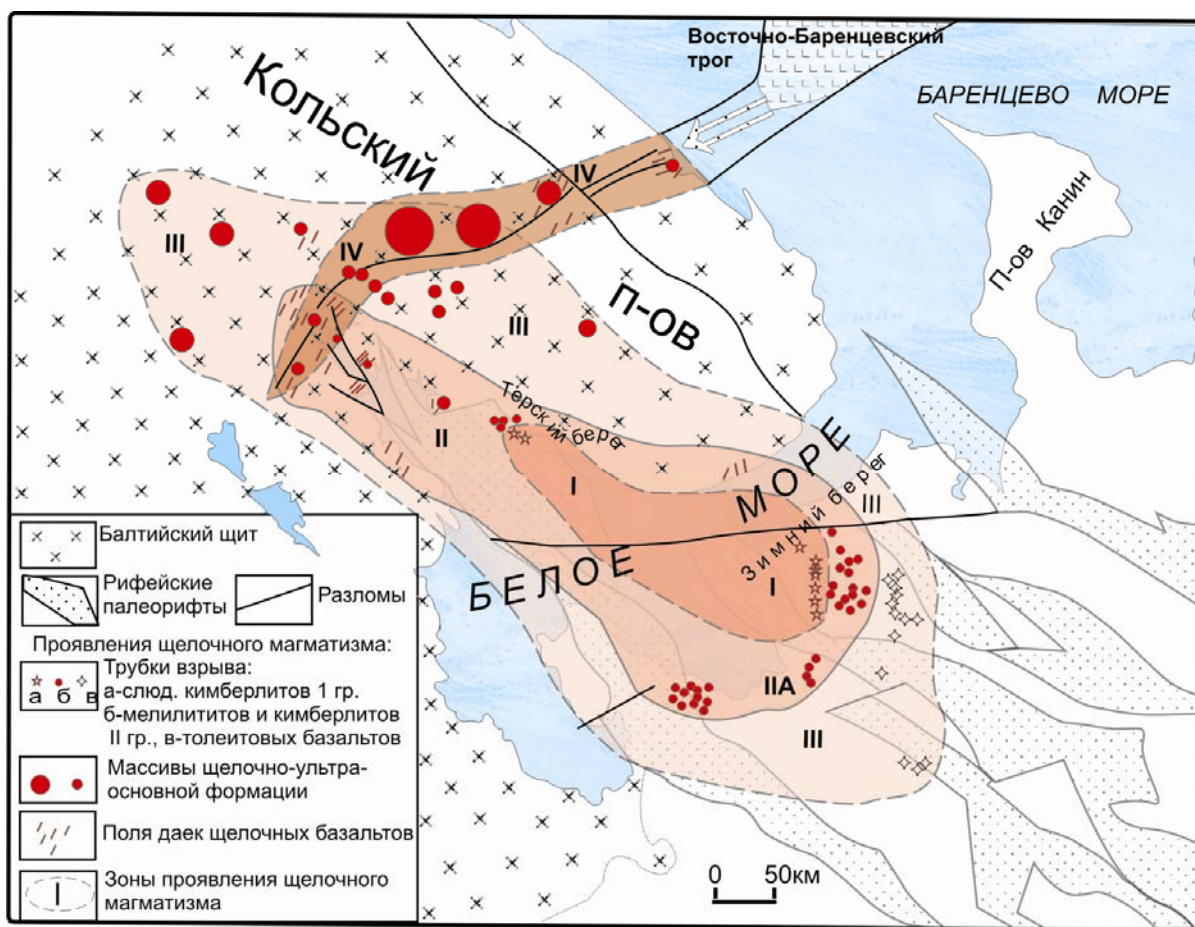


Рис. 5. Схема зональности проявлений внутриплитного щелочного магматизма в среднем палеозое в пределах зоны динамического влияния рифтовой системы Белого моря: зоны: I – слюдяных кимберлитов, II – мелилититовая (А – диатремового, В – дайкового), III – периферийная, IV – Хибино-Контозерская тектоническая зона.

Кроме ареального распространения проявлений девонского щелочного магматизма в северной части ВЕП существует также и линейная зона, с которой связаны проявления и щелочного, и базитового магматизма в среднем палеозое. Это выше описанная Хибино-Контозерская тектоническая зона на Кольском п-ове, 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. Сочетание различных магматических серий определяется приуроченностью этих смешанных магматических ассоциаций к Хибино-Контозерской зоне.

Глава III. Структуры земной коры северного обрамления Восточно-Европейской платформы (Западно-Арктическая платформа)

Западно-Арктическая платформа 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 раннедокембрийскому 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 автор.

Как уже отмечалось, с ВЕП Западно-Арктическая платформа граничит по трансрегиональной границе, представляющей собой конвергентный шов, который выражен взбросо-сдвиговой зоной Тролльфьорд-Рыбачий-Канин (ТРК), продолжающейся к юго-востоку в виде Западно-Тиманского разлома. Не исключена вероятность того, что взбросо-надвиговые структуры использовали более древние плоскости сбросов рифтогенных грабенов при тиманском орогенезе.

В работе рассматривается юго-западная часть Западно-Арктической платформы, представленной двумя плитами – Свальбардской и Тимано-Печорской.

III.1. Свальбардская (баренцевская) плита

Свальбардская (Баренцевская) плита сформировалась на гетерогенном основании, в состав которого входят как блоки гренвильского, так и, не исключено, байкальского (тиманского) фундамента. На юге Баренцевской плиты (в пределах Канино-Варангерского складчатого пояса тиманид) предполагается полоса байкальского (тиманского) фундамента – Кольско-Финмаркенский мегаблок. На северо-восток от него располагается массив гренвильского фундамента – Центрально-Баренцевский мегаблок, включающий блоки дорифейской консолидации.

Позднепротерозойские складчатые структуры выходят на поверхность на полуострове Рыбачий, сложенного, так же как и п-ов Средний, осадочными породами. Контакт между толщами полуостровов Рыбачьего и Среднего тектонический, представляющей собой конвергентный шов, который выражен взбросо-сдвиговой зоной ТРК. Сама шовная зона ТРК захватывает весь перешеек между полуостровами и характеризуется многочисленными разрывами и сопряженными с ними пликативными дислокациями, зонами брекчирования и интенсивного кливажа горных пород. Недавно бурением в пределах этой зоны были получены доказательства шарьирования рифейского комплекса п-ова Рыбачий с севера на юг в сторону архейского блока [Медведев и др., 2009].

Картирование и структурный анализ рифейского комплекса п-ова Рыбачий [Зайцев и др., 2001; Морозов, 2004] показал, что наиболее выразительной чертой структуры рифейских толщ является дивергентно-веерный характер системы разрывных нарушений, связанных с эволюцией опережающих шовную зону, которая разделяет два формационно различающихся комплекса этих полуостровов. Поверхности надвигов, формирующих «структуру цветка», при этом выполаживаются по мере удаления от шовной зоны, а кинематика движений по ним имеет комбинированный характер за счет сдвиговой компоненты, т.е. несет явные черты транспрессивных условий деформаций.

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 рыбачинской (эйновская+баргоутная) серии п-ова Рыбачьего формировались в конце среднего (1126±50 млн. лет) - начале позднего рифея.

Баренцевоморскую (Свальбардскую) плиту рассекает в субмеридиональном направлении от континентального склона на севере практически до зоны сочленения шельфовой плиты с ВЕП *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 депоцентрах накопилось 10-11 км терригенных 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 рассматриваемую территорию попадает лишь южное замыкание Южно-Баренцевской впадины, которое представляет собой ступени флексурно-сбросовых поясов [Шкарубо, Шипилов, 2007].

Примечательно, что к юго-западу от южного 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 [Балуев, Терехов, 2010]. 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 продолжение тектонической зоны выделяется в потенциальных полях, а в ее пределах фиксируется 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-ультрасосновного магматизма. В пределах шельфа эта зона разграничивает Свальбардскую и Тимано-Печорскую плиты, переходя в Мурманско-Куренцовскую (Печоро-Баренцевскую) флексурно-сбросовую зону, формирующую 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 (кадомской) 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 обстановкам пассивной и активной окраины (островных дуг) [Шкарубо, Шипилов, 2007].

В пределах описываемой территории (см. рис. 1) фундамент ТПП обнажается на п-ове Канин в виде позднепротерозойских осадочно-метаморфизованных пород, слагающих Канинскую гряду и гряду мысов Лудоватых, здесь же обнажаются фрагменты палеозой-мезозойского вулканогенно-осадочного платформенного чехла.

Контур ТПП с юго-запада ограничен взбросо-сдвиговой зоной, 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 мегаблока сложен осадочно-метаморфическими рифейскими породами, метаморфизованными в фации зеленых сланцев, частично эпидот-амфиболитовой.

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 Полюдова кряжа на Урале, захватывая краевую приграничную область Западно-Арктической платформы, включая Свальбардскую (Баренцевоморскую) и ТПП. Н.С.Шатский в ряде работ [Шатский, 1946 и др.] последовательно проводил идею о принадлежности этого горного пояса к позднедокембрийским байкальским складчатым сооружениям и предложил дать ему название «*тиманиды*». Впоследствии Н.И.Шатский отказался от представления о тиманидах как о складчатом поясе в пользу авлакогена [Шатский, 1964], однако В.Н.Пучков [Puchkov, 1997] вернул в обиход забытый термин как альтернативу термину байкалиды, малопригодному для точных корреляций, сопоставив их с поздневендскими структурами кадомид Северо-Западной Гондваны [Пучков, 2003]. В современном понимании [Пучков, 2008], тиманиды представляют собой складчатое сооружение, возникшее на месте позднерифейской океанической впадины, ограниченной с одной стороны пассивной окраиной континента Балтика.

На полуостровах Варангер, Рыбачий, Канин и на Тиманском кряже обнажаются вышеописанные осадочно-метаморфизованные складчатые образования, отождествляемые с тиманидами. Здесь выделено две тектонически-отделенные друг от друга зоны, характеризующиеся определенной спецификой состава тиманид.

1. **Внешняя (Кильдинская)** структурно-формационная зона – это зона развития континентальных и предельно мелководных морских отложений (кильдинская и волоковая серии), в некоторых случаях стратиграфически налегающих на раннедокембрийские 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). На п-ове Варангер эта зона называется зоной Баренцшавс (или Баренц-си). На юго-восток она продолжается на п-ов Рыбачий как Рыбачинская зона. Структуры и комплексы этой зоны надвинуты в юго-западном направлении на структуры и комплексы Кильдинской зоны. Этот структурный парагенез сформировался в результате направленного на юго-запад тектонического смещения масс, произошедшего на рубеже венда и кембрия [Кузнецов, 2008].

Выводы. Подводя итог описанию геологического строения структур северного обрамления ВЕП и области их сочленения, следует отметить следующее:

1. По сейсмическим данным в зоне сочленения тиманид с кратоном фиксируется двоякий фундамент: нижний – раннедокембрийский кристаллический и верхний, налегающий на нижний, более молодой (байкальско-гренвильский) складчатый, но слабее метаморфизованный, а по данным бурения в южной части п-ова Рыбачий фиксируется надвинутая с северо-востока шарьяжная складка, скорее всего, со стороны осевой части коллизионного сооружения, возникшего в конце венда - начале кембрия при коллизии Арктиды с древним остовом ВЕП – Балтикой.

2. 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 тиманид с образованием покровов, шарьированных глубоко в пределы окраин обоих сталкивавшихся континентов. Юго-западное крыло орогена было сложено рифейскими комплексами Тиманской пассивной окраины Балтики, а его складчато-надвиговые дислокации характеризуются ЮЗ вергентностью [Кузнецов, 2009].

3. В результате этого события складчато-надвиговые дислокации тиманид перекрыли краевую Баренцевоморскую рифтовую зону, прослеживающуюся по сейсмическим данным вдоль древней пассивной континентальной окраины. При интенсивном растяжении литосферы и последующем ее разрывом в среднем рифее формировался континентальный склон с «висячим» над ним рифтом, который затем был перекрыт осадочным клином. Геофизические данные свидетельствуют о существовании здесь аномальной зоны, интерпретируемой как «рефлектор, падающий в сторону океана» (SDR) и, возможно, представляющий собой «линзу начальной океанической коры».

4. На продолжении Хибино-Контозерской тектонической зоны, которая является структурой вероятной пропагации Восточно-Баренцевского рифтогенного трога в пределы Балтийского щита и с которой пространственно и генетически связаны проявления щелочного магматизма и ряд дайковых полей на Кольском п-ове, в пределах акватории Баренцева моря в потенциальных полях выделяется ряд аномалий, интерпретируемых как интрузии разного состава, маркирующих зону проницаемости земной коры, соединяющую ХКТЗ с южным замыканием Восточно-Баренцевского трога. В то же время эта зона разграничивает Свальбардскую и Тимано-Печорскую плиты, формируя юго-восточный борт Южно-Баренцевской впадины, что свидетельствует о значительно более древнем заложении (в догренильское время?) этой структуры в период аккреции Западно-Арктической платформы.

Глава IV. Современная тектоника палеорифтовой системы Белого моря

Постдевонская история северной части ВЕП характеризуется достаточно спокойным плитным режимом без каких-либо проявлений деструкционных тектонических событий и внутриплитного магматизма. Однако, несмотря на кажущуюся в настоящее время стабильность территории северо-восточного сегмента ВЕП, здесь наблюдаются неотектонические и современные процессы, сформировавшие ныне существующий морфоструктурный облик ландшафта. В первую очередь это касается конфигурации бассейна Белого моря и северной границы Балтийского щита с акваторией Баренцева моря.

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 в Онежско-Кандалакшском палеорифте в новейшее время, сопровождаемые возрождением большинства разломов и проявлением вдоль них многочисленных очагов землетрясений. Два молодых (современных) грабена: Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий разделены островной грядой архипелага Средние Луды, являющейся межвпадинной перемышкой, которая представляет собой зону аккомодации современных тектонических напряжений. Значительную роль в современном структурообразовании играют здесь и сдвиговые деформации, проявляясь вдоль рифтогенных структур, что характерно практически для всех рифтовых зон. Однако, в данном случае процессы формирования современных грабенов в Белом море не стоит относить к зрелому континентальному рифтингу, т.к. они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры.

В формировании бассейна Белого моря также значительную роль играли поперечные структуры северо-восточного направления, которые, в частности, сформировали морфоструктуру пролива Горло Белого моря. Помимо того, что позднекайнозойские 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.

Выход на поверхность наиболее древних (архейских) пород Мурманского блока объясняется высокими скоростями и большой вертикальной амплитудой разнонаправленного современного движения блоков по разлому Карпинского, что и отражается в довольно интенсивной сейсмической активности вдоль баренцевоморского побережья.

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 северо-восточного сегмента ВЕП 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, достигают юго-восточного побережья Белого моря. Анализ распределения очагов землетрясений в северной части ВЕП показывает, что их распространение происходит вдоль активизированных крупных разломных зон палеорифтовых систем северо-западного простирания, достигая плитной части платформы. При этом разрядка тектонических напряжений происходит часто на поперечно-секущих (северо-восточных) зонах – Хибино-Контозерской и Онежско-Чёшской.

Глава V. Основные этапы тектонической эволюции Севера Восточно-Европейской платформы в неогее

В настоящее время общепринятым считается выделение в пределах раннедокембрийского остова Восточно-Европейского кратона трех крупных разнородных и разновозрастных древних сегментов – Сарматии, Волго-Уралии и Фенноскандии [Богданова, 1986]. Пространственное сочленение этих сегментов происходило в интервале времени 2,0–1,7 млрд. лет и сопровождалось коллизионными процессами – орогенезами [Bogdanova et al., 2008 и др.]. Собираение раннедокембрийского остова ВЕП началось на рубеже ~2,0 млрд лет, когда столкнулись Сарматия и Волго-Уралия, при этом образовался Волго-Сарматский протократон. На рубеже 1,8–1,7 млрд лет с этим протократоном столкнулась Фенноскандия [Bogdanova, 2005]. В результате сформировался агломерат древних блоков – Протобалтика. На западе (в современных координатах) Протобалтики протекали аккреционные и коллизионные процессы (Готская фаза –1.73-1.55 млрд лет, Телемаркская фаза – 1.52-1.48 млрд лет, Данополонская фаза –1.50-1.40 млрд лет), в результате которых Протобалтика оказалась в составе суперконтинента Палеопангеи (Колумбии). В это же время в центральных и восточных частях Протобалтики размывались орогены, возникшие при столкновении (в конце раннего докембрия) Сарматии, Волго-Уралии и Фенноскандии. Продукты их разрушения заполняли окраинные (типа пассивных континентальных окраин) и внутрикратонные осадочные бассейны, некоторые из которых на ранних этапах своего развития являлись рифтогенными бассейнами, пространственно наследовавшими положение коллизионных поясов конца раннего докембрия [Bogdanova et al., 2008].

После консолидации земной коры и образования раннедокембрийского остова Восточно-Европейского кратона (Балтики) в истории тектонической эволюции северо-восточного сегмента (в современных румбах) ВЕП в неогее достаточно уверенно выделяются как минимум четыре самостоятельных и длительных этапа: 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.

Анализ и корреляция основных датированных тектонических событий показал, что основные этапы геодинамической эволюции РСБМ хорошо увязываются с современными палинспастическими реконструкциями, отображающими по палеомагнитным данным, перемещение плиты ВЕП и ее взаимодействие с другими плитами в периоды возникновения и активизации континентального рифтогенеза. Раннедокембрийский остов Восточно-Европейского кратона – Балтика – в раннем мезопротерозое находился в составе суперконтинента Палеопангеи (Колумбии), причлененный к нему со стороны Тиманской окраины. По всей видимости, поверхность Балтики в то время представляла собой пенеплен, лишь на восточной (уральской) пассивной окраине происходили процессы рифтогенеза и деструкции, а во внутренних частях кратона заполнялись отдельные рифтогенные грабены (Пачелмский, Пашско-Ладожский, Овручский и др.). Формирование грабенов связывается с коллизионными процессами, происходившими в это время вдоль северо-западной окраины континента [Хераскова и др., 2007]. Однако в среднерифейское время с проявлений процессов континентального рифтинга начинается тектоническая эволюция северо-восточного (в современных румбах) сегмента ВЕП. Ниже приводится модель эволюции этого сегмента ВЕП на схематическом разрезе земной коры (рис. 5), секущего вкрест простирания с ЮЗ на СВ РСБМ и причлененный к ней фрагмент Западно-Арктической платформы (Тимано-Печорскую плиту).

Средний рифей – это время мощного проявления континентального рифтогенеза, связанного с распадом суперконтинента Палеопангеи и формированием тиманской пассивной окраины Балтики; заложение РСБМ в режиме трансенсии с формированием периконтинентального осадочного бассейна пассивной окраины палеоконтинента Балтика. Согласно палеогеодинамическим реконструкциям [Piper, 2000; Sawood et al., 2010], континентальная плита Балтика, начала откалываться от Палеопангеи примерно 1240-1265 млн. лет назад (рис. 6.1). Раскрытие 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. В результате на краю Балтики в условиях горизонтального растяжения коры начал формироваться периконтинентальный осадочный бассейн пассивной окраины, представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон, вытянутых вдоль края плиты и слегка раскрывавшихся веером в сторону расхождения плит (рис. 6.2). Согласно палеомагнитным реконструкциям [Piper, 2000; Sawood et al., 2010], в период с 1240 по 1000 млн. лет назад 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 Скандинавской окраины.

В позднерифейское время (рис. 6.3) – после гренвильской орогении и вхождения Балтики в состав суперконтинента Родинии (1.0 млрд. лет) со стороны скандинавской окраины, в связи с высоким стоянием поверхности континентальной плиты перерыв в осадконакоплении в рифтовом бассейне на 150-300 (?) млн. лет; заложение и развитие Среднерусской рифтовой системы в режиме трансенсии, вызванной, возможно, растяжением северо-восточного сегмента плиты Балтика.

Конец позднего рифея (рис. 6.4) – Тиманская пассивная окраина и вместе с ней рифтовая система Белого моря испытывает растяжение и морскую трансгрессию, связанные, вероятно с распадом Родинии. Формируется палеоплатформенный чехол (сафоновская и усть-пинежская серии) северо-восточного сегмента континента Балтика, перекрывающий рифтовую систему Белого моря. 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 верхнего рифея, которые

местами «выплескивались» на борта рифтов. На рубеже рифея и венда в Онежско-Кандалакшском рифте проявляется основной (толеитовый) магматизм. В это же время происходит сближение новоземельской активной окраины палеоконтинента Арктиды с тиманской пассивной окраиной Балтики (рис. 6.5).

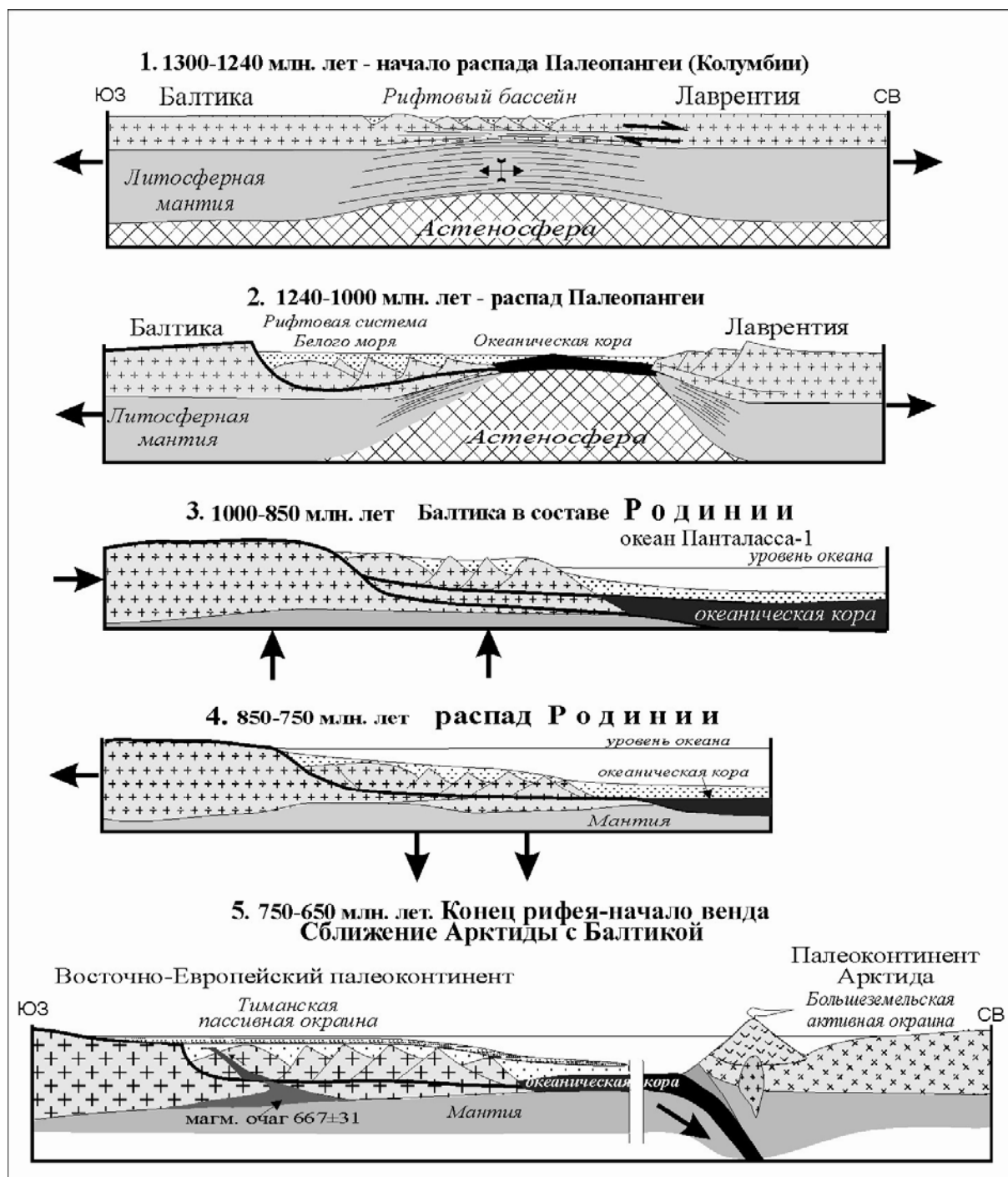


Рис. 6. Модель тектонической эволюции Тиманской пассивной окраины ВЕП и палеорифтовой системы Белого моря (пояснения в тексте). В рисунке использованы фрагменты моделей из работ [Lister et al., 1991; Кузнецов и др., 2005]. Горизонтальные и вертикальные масштабы условные. Продолжение рис. и условные обозначения на сл. странице.

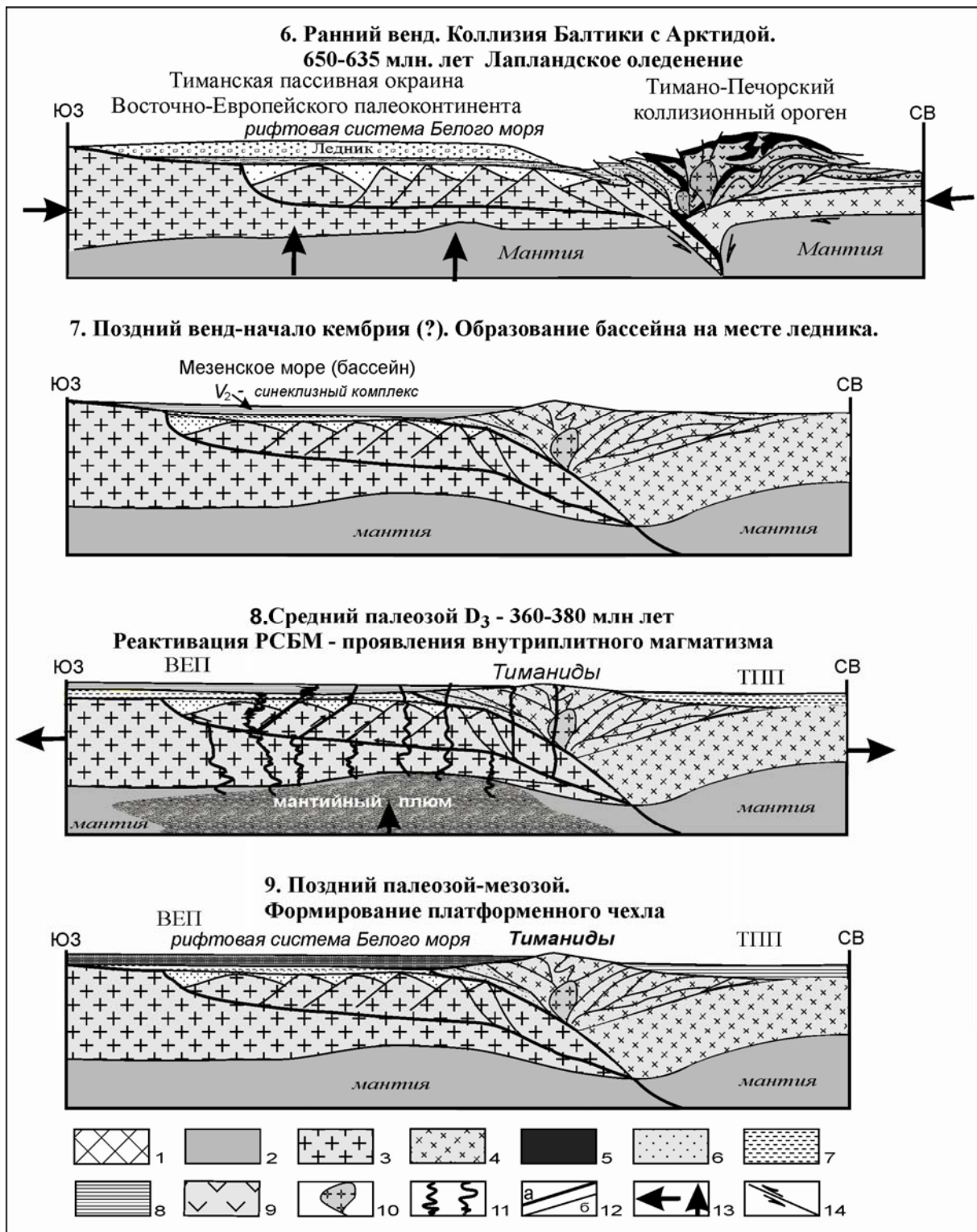


Рис. 6 (продолжение). Модель тектонической эволюции Тиманской пассивной окраины ВЕП и палеорифтовой системы Белого моря (пояснения в тексте). 1 – астеносфера; 2 – литосферная мантия; 3 – континентальная кора ВЕП; 4 – континентальная кора Тимано-Печорской плиты; 5 – океаническая кора (офиолиты); 6 – синрифтовый вулканогенно-осадочный комплекс R_{2,3}; 7 – синеклизный осадочный комплекс V₂; 8 – комплекс платформенного чехла D_{2,3}-К; 9 – вулканогенно-осадочный комплекс активной континентальной окраины Арктиды; 10 – коллизионные гранитоиды; 11 – каналы продвижения мантийных расплавов и флюидов в верхние слои континентальной коры; 12 – разломы: а – основные, б – второстепенные; 13 – векторы тектонических напряжений: горизонтального растяжения или сжатия, вертикального воздымания или погружения поверхности коры относительно уровня океана; 14 – направление движения блоков по разломам.

Ранний венд, век Варангер-Айс (650-635 млн. лет) (рис. 6.6) характеризуется коллизией Балтики с палеоконтинентом Арктидой и последующим орогенезом с надвиганием тиманид на северо-восточную пассивную окраину Балтики, за которым последовало воздымание прилегающей территории, сопровождаемое размывом рифейских отложений и грандиозным лапландским покровно-континентальным оледенением в течение 10 млн. лет, объясняемое высоким стоянием материка в южных полярных широтах [Hoffman, Schrag, 1999]. В конце раннего венда – сход ледяного покрова.

Поздний венд (рис. 6.7) – на площади ледяного покрова возникает эпиконтинентальный морской бассейн, в пределах которого в течение позднего венда и, возможно, начала кембрия формируется синеклизный осадочный комплекс, плащеобразно перекрывающий синрифтовые рифейские образования РСБМ и фундамент платформы в пределах зарождающейся Мезенской синеклизы.

В течение периода с 625 до 580 млн. лет Балтика с Арктидой (Аркт-Европа, по Н.Б.Кузнецову) 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].

Кембрий-среднедевонский этап – в течение последующих 150-160 млн. лет территория северо-восточного сегмента Восточно-Европейской кратона являлась областью денудации вплоть до среднего девона, когда вследствие изменения эвстатического уровня мирового океана во внутренние части платформы начали проникать мелководные шельфовые моря и начал накапливаться плитный чехол.

Среднепалеозойский (рис. 6.8) – реактивация палеорифтовой системы Белого моря, когда широкое развитие получил щелочной магматизм как постумная реакция на формирование норвежских каледонид при закрытии палеоокеана Япетус. Активизация процессов рифтогенеза на северной окраине ВЕП выразилась в обновлении разрывных 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. В это же время закладывается Восточно-Баренцевский рифтогенный трог вдоль границы Свальбардской и Тимано-Печорской плит с пропагацией с севера на юг в пределы Балтийского щита в виде Хибино-Контозерской тектонической зоны.

Среднепалеозойский-мезозойский этап (рис. 6.9) в северо-восточном сегменте ВЕП характеризуется преобладанием плитного режима с формированием континентально-морских комплексов пород платформенного чехла среднедевонского-мелового возраста.

Позднекайнозойский, когда образовался современный бассейн Белого моря и проявляется современная тектоническая активность рифтогенных структур с заложением современных грабенов, сопровождаемая сейсмичностью, по периферии Балтийского щита на фоне его общего воздымания. Современный этап структурной эволюции северного сегмента ВЕП 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.

Таким образом, на основании материала, приведенного в главе VI, сформулировано **третье защищаемое положение:**

Составлена модель тектонической эволюции РСБМ, в которой выделены 4 основных этапа рифтогенеза:

1) 1,3-1,2 млрд. лет обусловлен формированием рифейской континентальной окраины Балтики в связи с распадом суперконтинента Палеопангеи и новообразованием океанской коры рифейского палеоокеана;

2) в конце позднего рифея импульс растяжения тиманской окраины Балтики связан с распадом Родинии и раскрытием палеоокеана Япетус;

3) *девонская реактивация палеорифтовой системы связана с закрытием палеоокеана Япетус и одновременным заложением Восточно-Баренцевского рифтогенного трога. На этом этапе возросло плюм-литосферное взаимодействие, выразившееся в проявлении своеобразного внутриплитного магматизма в пределах области динамического влияния рифтогенных структур;*

4) *современный – образование современных тектонических впадин Белого моря, наследующих рифейские рифты, связывается с раскрытием Северной Атлантики и Арктического океана.*

Глава VI. Континентальный рифтогенез на Восточно-Европейской платформе и место палеорифтовой системы Белого моря в авлакогенной сети платформы

Палеорифтовая система Белого моря, строение и эволюцию которой были рассмотрены в предыдущих разделах, является, с одной стороны, основной и доминирующей на протяжении почти всего неогена тектонической структурой северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы, а с другой – она является составной и неотъемлемой частью всей авлакогенной сети платформы. В позднепротерозойское время можно выделить, по крайней мере, четыре самостоятельных периода рифтогенеза: в раннем рифее, в среднем рифее, в позднем рифее и в раннем венде

Ранний рифей (1,6-1,35 млрд. лет). В середине раннего рифея на уже консолидированной коре Восточно-Европейского кратона (Балтики) отмечается импульс сосредоточенного рифтинга, когда горизонтальное растяжение и формирование палеорифтовых бассейнов и областей перикратонных прогибов происходили в восточных и юго-восточных частях кратона. Это Уральский перикратонный прогиб, представлявший в то время рифтогенную окраину атлантического типа [Никишин и др., 1997], и серия палеорифтов, входящих в тело платформы с юго-востока и востока: Абдулинский и Пачелмский. Во всех палеорифтах накапливались терригенные отложения, в области континентальной окраины – терригенно-карбонатные и карбонатные, сопровождаемые интрузиями базитов.

В двух отдельно стоящих грабенах, расположенных на краях щитов: Украинского – Овручском грабене, и Балтийского – Пашско-Ладожском грабене проявлен интенсивный вулканизм. В Овручском грабене его производные представлены эффузивами трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой формации (збраньковская свита с возрастом 1480 ± 20 и 1385 ± 35 млн. лет). Пашско-Ладожский грабен выполнен терригенной толщей салминской свиты с вулканитами основного состава (салминская трахибазальтовая формация) в верхней ее части. Возраст базальтов из этой толщи по Sm-Nd изохроне 1499 ± 68 млн. лет [Хераскова и др., 2007], а осадочной толщи 1460 млн. лет [Купцова, 2012].

Средний рифей (1,35-1,05 млрд. лет). В этот период начинается распад суперконтинента Палеопангеи, на поверхности которой развиваются процессы континентального рифтинга и, в частности, закладывается рифтовая система Белого моря, развитие которой в конечном счете приводит к отколу плиты Балтика от суперконтинента. В результате формируется тиманская пассивная окраина, вдоль которой продолжают развиваться рифтовые зоны. Вероятно в то же время в апикальной части воздымающегося свода Балтийского щита закладывалась и Балтийско-Ботническая палеорифтовая система, выполненная преимущественно терригенными и терригенно-вулканогенными отложениями.

В конце среднего рифея континентальная плита Балтика, согласно палеомагнитным реконструкциям [Pesonen et al., 1989], смещается в южные палеошироты. Предполагается, что в это время началась аккреция нового суперконтинента Родиния [Богданова и др., 2009] и Балтика начала "спаиваться" с Лаврентией-Гренландией и, возможно, с Амазонией вдоль Гренвильско-Дальсландской сутуры. В связи с гренвильской коллизией и орогенией кратон испытывал сжатие, воздымание поверхности и, как следствие, во внутриконтинентальных рифтах наступает перерыв в седиментации [Никишин и др., 1997].

Поздний рифей (1050-650 млн. лет). В это время начали формироваться рифтовые структуры Среднерусского авлакогена, развитие которых связано с эволюцией крупной сдвиговой системы северо-восточного простирания, возникшей в позднем рифее на территории Русской плиты [Чамов и др., 2003, 2010]. Кулисообразно сопряженные сдвиговые бассейны, глубина погружения фундамента в которых достигает 4,5 км, выполнены преимущественно терригенными отложениями, местами содержащими туффзиты и редкие прослои пепловых туфов, в Волыно-Оршанском авлакогене и Волинской впадине известны локальные ареалы базальтовых лав и туфов этого возраста. Вероятной причиной заложения Среднерусской системы палеорифтов может являться возникновение в позднем рифее режима трансенсии вдоль подвижной зоны древнего фундамента в результате горизонтального растяжения, 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 [Балуев, 2006]. Таким образом осуществлялись причинно-следственные связи между разными по времени заложения и субперпендикулярным положением по отношению друг к другу системами палеорифтов на Восточно-Европейской платформе.

В это же время рифтовые впадины палеорифтовой системы Белого моря продолжали углубляться, формируя периконтинентальный осадочный бассейн. В них откладывались терригенные отложения верхнего рифея, которые местами «выплескивались» на борта рифтов.

Таким образом, практически к началу венда была сформирована рифейская авлакогенная сеть ВЕП, так как верхневендские отложения плащеобразно перекрывают комплексы прогибов и кристаллические породы фундамента, маркируя конец авлакогенной и начало плитной стадии развития кратона.

Венд (650-560 млн. лет). С начала венда в юго-западном сегменте Восточно-Европейского кратона в результате медленного растяжения этой части литосферной плиты начал проявляться так называемый «рассеянный рифтинг», который явился причиной траппового магматизма в этой области. Ранневендский вулканизм проявился в довольно узкой полосе вдоль юго-западной окраины ВЕП, которая протягивается на 770 км параллельно линии Тейссера-Торнквиста. Установлено [Гарецкий, Зиновенко, 1994], что вулканическая деятельность началась на территории Северо-Молдавского выступа (крайний юго-западный участок траппового плато), и постепенно центры вулканизма мигрировали к северу.

Палеозой (542-245 млн. лет). В результате каледонского орогенеза в позднем девоне происходит реактивация РСБМ, выразившаяся в проявлении внутриплитного щелочного магматизма в пределах области динамического влияния рифтовой системы. В то же время в пределах Свальбардской плиты закладывается Восточно-Баренцевский рифтогенный трог, след пропагации которого наблюдается на Кольском п-ове в виде Хибино-Контозерской тектонической зоны.

Особенно активно процессы континентального рифтогенеза в позднем девоне на ВЕП проявились на южной ее окраине, где произошло заложение рифтовой системы Припятско-Днепровско-Донецкой впадины. Считается [Чекунов, 1994], что эволюция рифта происходила в направлении от Прикаспийской впадины. Эта протяженная рифтовая структура заложилась в своде древнего Сарматского щита, расколов его на две части – Украинский щит и Воронежский массив. В живете в Припятско-Днепровско-Донецком палеорифте отлагались преимущественно терригенные осадки и лишь на границе среднего и позднего девона вдоль краевых разломов внедрились наиболее глубинные щелочные магмы собственно рифтогенного этапа.

И последняя вспышка континентального рифтогенеза в пределах ВЕП произошла на юго-западной окраине Балтийского щита, где в ранней перми грабен Осло расколол эту часть щита с активным проявлением раннепермского базальтового и щелочного магматизма (290-260 млн. лет). По всей видимости, эта вспышка континентального рифтинга предшествовала процессам мощного рифтогенеза, с которого начался раскол суперконтинента Пангеи и заложение Атлантического океана.

Для северо-восточного сегмента ВЕП процессы континентального рифтогенеза связываются автором с распадом древнего суперконтинента Палеопангеи (Колумбии) и в данном случае РСБМ представляется как рифтовая система пассивной окраины континента, которая в процессе своего развития превращается в рифтогенный периконтинентальный осадочный бассейн. Наиболее масштабный континентальный рифтогенез обычно связан с расколом континента при растяжении континентальной литосферы, причиной которого могут служить конвективные течения в мантии. В одних случаях это приводит к полному разрыву континентальной коры, переходу континентального рифта в океанический и к возможному возникновению спрединга. В другом случае процесс формирования рифта может остановиться на стадии континентального рифта. По всей видимости, в этом и заключается основное отличие РСБМ от всех остальных систем и отдельных структур континентального рифтинга на Восточно-Европейской платформе – в ее значительно большей энергетике, выразившейся в огромном площадном охвате, значительно большей глубиной проникновения деструктивных процессов (до 8-10 км глубины раскола фундамента), приведшей в конечном счете к расколу континента Палеопангеи, длительным развитием и неоднократной активизацией тектоно-магматических процессов в пределах области динамического влияния рифтовой системы в течении практически всего Неогена вплоть до настоящего времени. Возможным объяснением этого феномена может быть краевое положение палеорифтовой системы Белого моря на ВЕП.

В то же время, структура, особенности осадконакопления и проявлений внутриплитного магматизма как частных элементов палеорифтовой системы Белого моря, так и системы в целом, позволяет рассматривать РСБМ как один из компонентов авлакогенной сети Восточно-Европейской платформы, отражающую тектоническую эволюцию северной пассивной окраины платформы.

Таким образом, на основании сравнительного анализа тектонической эволюции палеорифтовой системы Белого моря и эпох континентального рифтогенеза на Восточно-Европейской платформе сформулировано **четвертое защищаемое положение:**

Несмотря на сходство основных элементов строения, главная отличительная особенность РСБМ от других авлакогенов Восточно-Европейской платформы, заключается в несравнимо большем масштабе проявления процессов рифтогенеза, длительном и многоэтапном развитии рифтовой системы на протяжении 1,3 млрд. лет, что обусловлено ее постоянным окраинно-континентальным положением.

Глава VII. Геологическое строение и геодинамика современных континентальных рифтовых систем

Континентальный рифтогенез является одной из важнейших форм раздробления, деструкции и горизонтального растяжения земной коры не только в настоящее время, но и в прошлые геологические эпохи. Генетически и структурно с ним тесно связаны проявления внутриплитного магматизма, в том числе и кимберлитового. Знания о строении и механизмах формирования ныне активных континентальных рифтовых зон позволяют реконструировать структуры погребенных палеорифтовых систем (авлакогенов) и их палеогеодинамику. Эта глава в диссертационной работе посвящена краткому обзору строения Байкальской рифтовой зоны и Восточно-Африканских рифтовых систем – современной и системе Карру. Здесь же приводятся самые общие сведения об этих рифтовых системах.

VII.1. Байкальская рифтовая зона

Саяно-Байкало-Становой горный пояс, в котором мел-палеогеновая поверхность выравнивания поднята на абсолютные отметки 2,5-3 км, в поперечном сечении образует своеобразную структуру, расчлененную горными поднятиями и узкими протяженными впадинами или грабенами. Район развития позднекайнозойских грабенов, часто обозначаемых в качестве впадин байкальского типа, образует Байкальскую рифтовую зону (БРЗ). Крупнейшей и наиболее глубокой впадиной является озеро Байкал. Молодые грабены продолжают впадину Байкала к западу до районов Сев. Монголии и к востоку до

центральной части Станового хребта. Впадины байкальского типа занимают апикальную часть Байкальского свода; они располагаются не на одной линии, а кулисообразно или субпараллельно, занимая только половину или немного больше половины ширины свода. В пределах рифтовой зоны широко проявлены неотектонические движения, молодой базальтовый вулканизм, синрифтовое осадконакопление и высокий тепловой поток. Геометрически довольно сложная система разломов и впадин, образующих БРЗ, протягивается на 1800 км от Сев.Монголии до долины р.Олекмы и включает 13 крупных рифтовых депрессий.

Происхождение БРЗ большинством исследователей связывается со столкновением Индии с Евразией, в результате чего произошел раскол Азиатского материка. Однако пассивный рифтогенез начальных стадий эволюции БРЗ дополняется активным воздействием астеносферного выступа, по крайней мере, на современном этапе, или же, другими словами, в настоящий момент действует смешанный тип механизма рифтогенеза.

VII.2. Восточно-Африканская рифтовая система

В восточной части Африканского континента существуют две разновозрастные системы континентальных рифтов: позднепалеозойская рифтовая система Центральной Гондваны (система Карру) и кайнозойская рифтовая система. Эволюция первой из них привела к расколу суперконтинента Гондваны в конце триаса-начале юры (210 – 180 млн. лет назад) и формированию Индийского океана. Кайнозойская Африкано-Аравийская рифтовая система состоит из рифтов, находящихся на разных уровнях эволюции – от элементарных грабенов до структур, в которых началось образование новой океанской коры. Через Красное море и Аденский залив континентальные рифты Восточной Африки связаны с мировой системой океанских рифтов, т.е. фактически здесь продолжается раскол континента и зарождение океана [Казьмин, 1987]. В этом заключается коренное отличие Восточно-Африканской рифтовой системы от других современных континентальных рифтовых систем таких как, например, Рейнская или Байкальская. Поэтому представляется целесообразным сопоставление тектонического положения палеорифтовой системы Белого моря, эволюция которой, как мы предполагаем, привела к расколу древнего суперконтинента Палеопангеи, с кайнозойской, ныне развивающейся континентальной рифтовой системой Восточной Африки, или с рифтовой системой Карру, эволюция которой привела к расколу суперконтинента Гондваны. Описание Восточно-Африканских рифтовых систем приводится в основном по работам [Казьмин, 1987; Дельво, 1992; Логачев и др., 1983 и др.].

Глава VIII. Сравнительная тектоника РСБМ и других систем континентального рифтинга

Ключом к реконструкции структур погребенных палеорифтовых систем (авлакогенов) и их палеогеодинамику могут являться структурные парагенезы, которые формируются в процессе рифтообразования и легко распознаются в современных рифтовых системах, а в палеорифтах нередко закрыты платформенным чехлом или завалуированы вследствие эрозионно-денудационных процессов. Сравнительный анализ строения наиболее изученных и ныне активных Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых систем с РСБМ на ВЕП, большая часть которой перекрыта платформенным чехлом и водами Белого моря, позволил реконструировать в пределах последней некоторые особенности ее строения и установить структурные парагенезы, контролирующие проявления среднепалеозойского магматизма в этом регионе и определившие характер ее тектонической эволюции.. Здесь можно выделить несколько типов структурных парагенезов.

1. Генетическая связь (унаследованность?) рифтогенных структур с более древними структурами основания. Вопрос об унаследованности внутриконтинентальными рифтами более древних структур фундамента, в частности, приуроченности к гранулитовым или подвижным поясам, обсуждается в последнее время достаточно часто [Bogdanova et al., 1996; Леонов Ю., 2001; Николаев, 2004; Божко, 2006; Балувев, Терехов, 2007 и др.], однако причины этого явления во многом остаются не вполне ясными. В данном случае элементы

такой приуроченности наблюдаются и в древнем Онежско-Кандалакшском палеорифте, и в современном Байкальском рифте, и в Восточно-Африканской рифтовой системе.

Сопоставительный анализ древней РСБМ с современными Байкальской и Восточно-Африканской рифтовыми системами свидетельствует о том, что РСБМ имеет такую же тенденцию следовать вдоль подвижного пояса земной коры, как и современные (кайнозойские) рифты, которые хоть и пересекают местами различные структурные элементы, но в целом не выходят за пределы поясов деформаций, которые, в общем плане, маркируют древние зоны сближения или столкновения литосферных плит. То есть, **рифтовые системы используют зоны слабости, в пределах которых сплошность литосферы уже была нарушена в прошлом.** Поэтому говорить об унаследованности в развитии рифтов можно лишь постольку, поскольку каждое последующее раскалывание литосферы в какой-то степени связано с зонами ее разрушения в прошлом. Конфигурация рифтовых зон (систем) и их морфология, независимо от времени их формирования, подчиняются в большой степени реологическим особенностям фундамента, на котором закладывались рифты, т.е. раскол земной коры при растяжении литосферы происходил, огибая жесткие глыбы консолидированного фундамента с мощной, слабонарушенной в прошлом корой.

2. Структурные особенности рифтовых парагенезов БРЗ и РСБМ. Как показывает сравнительный анализ, геологическое строение РСБМ характеризуется особенностями, которые типичны для БРЗ и для других континентальных рифтовых систем Земли: наличие протяженных глубоких трогов, асимметрия рифтовых впадин, смещение относительно мантийного выступа, ассоциация разломов со сдвиговой компонентой с нормальными сбросами, существование полого падающего сброса (детачмента), сегментация грабенов и полуграбенов, разделенных перемычками, являвшихся в свое время зонами аккомодации со сменой полярности по простиранию рифтовой зоны и др.,

Однако, при сопоставлении рифейских рифтовых зон с современными отмечается отсутствие под первыми выступа аномальной мантии («рифтовой подушки»), выраженного обычно на глубинных сейсмических разрезах и в физических полях современных рифтов. Возможно, это объясняется сглаживанием мантийных неоднородностей с течением времени.

3. Структурные парагенезы концентрических комплексов. Несмотря на различные причины образования БРЗ и РСБМ, обе структуры формировались в условиях растяжения литосферы как крупнейшие сдвиго-раздвиги, что привело к созданию аналогичных структурных парагенезов. Последние формируются как зоны динамического влияния при развитии разрывных структур и включают в себя линейные деструктивные поля на крыльях разрыва, образованные уже на начальной стадии его роста. Вокруг же вершин линейных разрывов возникают области концентрации напряжений и деформаций, имеющие форму, близкую к кольцевой. При возрастании длины разрыва области концентрации напряжений смещаются вместе с его вершиной, увеличиваясь при этом в диаметре. Рифтовые системы или зоны, образованные под воздействием сдвиго-раздвиговых деформаций в литосфере, независимо от причин их возникновения, характеризуются сходными структурными парагенезами, выраженными сочетаниями линейных и кольцевых форм и близким по составу магматизмом. Такие структурные парагенезы описаны в северо-западной части Онежско-Кандалакшского палеорифта [Балуев и др., 2000] и в краевых частях впадин БРЗ [Косыгин, Маслов, 1989].

4. Сопоставление области горизонтального растяжения литосферы РСБМ с зонами растяжения современных континентальных рифтов. Область горизонтального растяжения литосферы северо-восточного сегмента (в современных румбах) Восточно-Европейского кратона в среднем рифее по своим масштабам (1000км×300-500 км) вполне сопоставима с зонами растяжения литосферы крупнейших современных континентальных рифтовых систем – Восточно-Африканской и Провинции бассейнов и хребтов. В последнем случае РСБМ по своему строению, размерам и по положению в пределах кратона очень напоминает рифтовую систему Провинции бассейнов и хребтов, хотя причины континентального рифтинга, сформировавшие эти системы, разные. Поэтому РСБМ может быть отнесена к тафрогенам так же, как рифтовая система Провинции бассейнов и хребтов.

Как установлено [Казьмин, 1987], начальное растяжение в условиях континентальной литосферы проявляется зачастую в широкой полосе, а уже потом обособляются главные рифтовые зоны.

5. Рифтовый магматизм. В отличие от грабенов Западной ветви Восточно-Африканской системы, большинства грабенов БРЗ и РСБМ вулканические комплексы накапливались непосредственно в грабенах восточной ветви Восточно-Африканской системы. Таким образом, рассматривая РСБМ как рифтовую систему пассивной окраины древнего континента Балтика с крайне незначительным проявлением синрифтового магматизма, можно отнести ее к амагматичным рифтам. В условиях отсутствия или малого количества магматического материала пассивная окраина формируется только за счет растяжения континентальной литосферы и ее утонения в несколько раз.

6. Сравнительный анализ с рифтовой системой Карру. Однако, наиболее близкой по строению и своему тектоническому положению к РСБМ представляется восточноафриканская рифтовая система Карру позднепалеозойского заложения, образование которой отражает начало фрагментации Гондванского суперконтинента. И в том, и в другом случае развитие крайних ветвей рифтовых систем отражают раскол суперконтинентов: Мезенская (Баренцевоморская) рифтовая зона – распад Палеопангеи в конце рифея, а рифтовая зона Карру прибрежной Кении – распад Гондваны в поздней юре. Внутрикратонная обстановка преобразовалась в перикратонную для РСБМ в позднем рифее, а для рифтовой системы Карру – в ранней юре.

Подводя итог сопоставлению погребенной палеорифтовой системы Белого моря с современными (кайнозойскими) и позднепалеозойскими рифтовыми системами, можно констатировать, что авлакогены северо-восточного сегмента ВЕП несут в себе все признаки рифтогенных структур, сформировавшихся в условиях трансензионного режима, который возник при расколе суперконтинента Палеопангеи и господствовал во второй половине рифея на протяжении длительного периода на пассивной континентальной окраине палеоконтинента Балтика. Несмотря на то, что процессы континентального рифтогенеза протекали в разное время и в разных геодинамических обстановках, в конечном счете, все сводилось к возникновению на различных участках континентальных плит геодинамических режимов трансенсии и/или транспрессии, которые формировали сходные структурные парагенезы континентального рифтинга.

Таким образом, на основании сравнительного анализа строения и тектонических режимов формирования РСБМ и современных (кайнозойских) континентальных рифтовых систем Земли сформулировано **пятое защищаемое положение:**

Сравнительный анализ тектоники палеорифтовой системы Белого моря с современными континентальными рифтовыми системами показал принципиальное сходство их строения: наличие протяженных глубоких трогов, сегментация грабенов и полуграбенов, разделенных перемычками, являвшихся зонами аккомодации со сменой полярности по простиранию рифтовой зоны, смещение рифта относительно мантийного выступа, существование полого падающего сброса (детачмента) и др., что подтверждает рифтогенную природу авлакогенов северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы.

Заключение

Проведенные исследования позволили обобщить имеющиеся к настоящему времени данные по геологическому строению северо-восточного сегмента ВЕП. На основе синтеза данных по геологическому строению и тектонике северной части ВЕП, включая данные комплексных геолого-геофизических исследований в акватории Белого моря, полученные в последние годы, данные наземных исследований этой территории, было проведено изучение строения рифейских рифтогенных структур, погребенных под осадочным чехлом платформы или скрытых водами Белого и Баренцева морей. Традиционно эта территория рассматривалась как площадь развития континентального рифтогенеза в рифее, который предшествовал началу общего прогибания и формирования осадочного чехла Мезенской

синеклизы. Новые данные значительно меняют сложившиеся представления о строении земной коры этого региона, заставили пересмотреть структуру рифейских авлакогенов северной части ВЕП.

Основные научные результаты исследований, выполненных автором, сводятся к следующим:

1. Значительно уточнено и детализировано строение северо-восточного сегмента ВЕП, основным структурным элементом которого является РСБМ рифейского заложения. РСБМ рассматривается автором как единый структурно-парагенетический ансамбль рифтовых структур, образовавшийся при формировании пассивной континентальной окраины в результате распада мезопротерозойского суперконтинента Палеопангеи.
2. Определена структурная приуроченность проявлений внутриплитного рифей-вендского и среднепалеозойского щелочного магматизма северо-восточного сегмента ВЕП к зонам динамического влияния палеорифтовой системы Белого моря.
3. Составлена модель строения РСБМ, в основу которой положено выделение ряда крупных литрических сбросов, выполаживающихся к единому внутрикоровому разделу, идентифицируемому с детайчментом, присущего многим континентальным рифтам и пассивным окраинам континентов деструктивного типа.
4. Составлена модель тектонической эволюции РСБМ с момента ее формирования до современной эпохи, в которой выделены 4 основных этапа рифтогенеза и несколько промежуточных этапов, связанных с другими тектоническими событиями.
5. Проведен анализ развития континентального рифтогенеза на ВЕП с целью определения места РСБМ в авлакогенной сети платформы, сходства и отличия ее от других рифтогенных структур.
6. Проведен сравнительный анализ РСБМ со строением наиболее изученных и тектонически ныне активных Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых систем, что позволило расшифровать некоторые элементы строения палеорифтовой системы, установить в ее пределах структурные парагенезы, контролирующие проявления рифейско-вендского и среднепалеозойского магматизма в этом регионе и определившие характер ее тектонической эволюции.

Основные публикации автора по теме диссертации

Карты, монографии:

Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий м-ба 1:1500000. Гл. редакторы Леонов М.Г., Казанин Г.С. Отв. редактор **Балуев А.С.** / авторы: **Балуев А.С.**, Журавлев В.А., Колодяжный С.Ю., Пржиялговский Е.С., Слабунов А.И., Терехов Е.Н., Шаров Н.В., Шкарубо С.И. М.: ИПП «Куна», 2010.

Балуев А.С., Журавлев В.А., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С. Тектоника Белого моря и прилегающих территорий (Объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий» м-ба 1:1 500 000). Отв. ред. М.Г.Леонов (Труды ГИНа, вып. 597). М.: ГЕОС. 2012. 104 с.

Статьи в журналах перечня ВАК:

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.

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. вузов. Геология и разведка. 1998, №2, с. 16-27.

Моралев В.М., Аракелянц М.М., **Балуев А.С.**, Глуховский М.З., Ларин Н.В., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Новые данные о среднепалеозойском магматизме севера Восточно-Европейской платформы // Доклады АН, 1998, т.361, № 4, с.514-517.

Балуев А.С., Малкин Б.В. Поля тектонических напряжений северо-западной части Байкальской рифтовой зоны по данным компьютерного анализа космических снимков // Исследование Земли из космоса, 1999, № 2, с. 71-78.

Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника, 2000, № 5, с.30-43.

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.

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 пропации Кандалакшского палеорифта // Геохимия, 2002, № 5, с. 499-512.

Балуев А.С., Асташенков О.Г., Чернов А.А. Тектоническая модель Байкальского рифта по данным гравитационной съемки акватории оз. Байкал. // Известия вузов. Геология и разведка. 2002, № 4. С. 95-105.

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., Терехов Е.Н. Разноглубинные ксенолиты из девонских интрузий Кольского полуострова – ключ к расшифровке палеодинамических условий проявления щелочного магматизма // Доклады АН, 2006, том 406, № 5, с. 651-655.

Балуев А.С. Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника, 2006, № 3, с. 23-38.

Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., **Балуев А.С.** Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отд. геология. 2008. Т. 83, вып. 2. С. 15-25.

Зыков Д.С., **Балуев А.С.** Характер и причины проявления неотектонических деформаций в северо-западной части Баренцевоморской плиты (Свальбардский архипелаг) // Бюллетень МОИП. Отд геологии. 2008. Т. 83, вып. 6, с. 20-26.

Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Новые данные по тектонике Онежско-Кандалакшского палеорифта (Белое море) // Доклады АН, 2009, т. 425, № 2, с. 199-203.

Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С. Новые данные о строении центральной части палеорифтовой системы Белого моря // Доклады АН, 2009, т. 427, № 3, с. 348-353.

Зыков Д.С., Балуев А.С. Особенности новейшего развития структуры Баренцево-Карского шельфа // Бюлл. Моск. Об-ва испытателей природы. Отд. Геол. 2010. Т. 85, вып. 6. С.3-13.

Терехов Е.Н., Балуев А.С. Посткладчатый магматизм (1.85-1.7 млрд. лет) восточной части Балтийского щита: корреляция структурного положения его проявлений с эволюцией вмещающих комплексов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 6. С. 26-43.

Терехов Е.Н., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С. Структурное положение и геохимические особенности девонского дайкового магматизма Кольского полуострова // Геотектоника. 2012. № 1. С. 77-94.

Терехов Е.Н., Балуев А.С., Щербакова Т.Ф., Ипатьева И.С. Возрастные парадоксы девонского магматизма северо-восточной части Кольского полуострова // Доклады АН, 2012. Т. 442. № 6. С. 795-804.

Статьи в сборниках:

Леонов М.Г., Балуев А.С., Кузмичев А.Б., Леонов Ю.Г., Мазарович А.О., Полякова И.Д., Соколов С.Д., Соколов С.Ю., Хаин В.Е., Хуторской М.Д. Тектоника арктического шельфа России в исследованиях Геологического института РАН // Нефть, газ Арктики. М.: Интерконтакт Наука, 2007, с. 12-34.

Балуев А.С., Кузнецов Н.Б., Зыков Д.С. Новые данные по строению литосферы и истории формирования Западно-Арктического шельфа (моря Белое и Баренцево) // Строение и история развития литосферы (серия «Вклад России в Международный полярный год»). – М.: Paulsen, 2010. С. 252-292.

Балуев А.С., Казанин Г.С., Журавлев В.А., Леонов М.Г., Терехов Е.Н., Пржиялговский Е.С., Шкарубо С.И. Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий // Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 3. Москва: ГЕОС, 2011. С. 169-180.

Материалы конференций и совещаний:

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. сов. М., ГЕОС. 1997, с.13-15.

Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н., Минеев Д.Н. Структурная эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: новые результаты и новые перспективы. Мат-лы Х111 Геолог. съезда Р.Коми. Т.2. Сыктывкар, 1999, с. 5-8.

Пржиялговский Е.С., Балуев А.С., Терехов Е.Н., Ларин Н.В., Минеев Д.Н. Динамика развития и дайковый магматизм Кандалакшского рифта // Рифтогенез, магматизм, металлогения докембрия. Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Мат-лы междунар. конференции. Петрозаводск, 1999, с. 114-115.

Балуев А.С., Минеева Д.Н., Фомин В.И. Тектонические движения в Байкальской рифтовой зоне и вызывающие их причины // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизм. Мат-лы ХХХ11 Тектон. сов. Т.1. М., ГЕОС, 1999, с.63-67.

Tchernov A.A. and Baluev A.S. Baikal rift zone investigations by gravity data // Proceedings of the 8th International Meeting on Alpine Gravimetry. Leoben 2000, edited by Bruno Meurers. Vienna 2001. p. 205-208.

Baluev A.S., Moralev V.M. White Sea Rift System: tectonic evolution and magmatic activity // From Continental Breakup to Collision. The First Stephan Mueller Conference of the European Geophysical Society (EGS), Israel, June 11-16, 2000. Program and abstracts. Tel Aviv University, 2000, p. 92.

Балуев А.С., Моралев В.М., Терехов Е.Н. Геодинамика развития литосферы и структурный контроль сейсмичности Беломорского региона // Экология северных регионов

России. Проблемы, прогноз ситуации, пути развития, решения. Мат-лы междунар. конференции. Т. 2. Архангельск, Институт эколог. проблем Севера УрО РАН, 2002, с. 8-13.

Baluev A.S., Moralev V.M., Prhijalgovsky E.S., Terekhov E.N., Sukach V.S. New data on the petrogenesis of the potentially diamond-bearing fluidizates from the Baltic Shield southeast margin // Metallogeny of Precambrian Shields. International Symposium. The Abstracts. Kyiv, Ukraine, September 13-26, 2002. P. 29.

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. Всерос. науч. конф. М. ООО “Связь-принт”, 2002. С. 23-25.

Балуев А.С., Моралев В.М., Терехов Е.Н. Современная геодинамика палеорифтовых систем Белого и Баренцева морей // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Труды Всерос. совещ., г. Иркутск, 26-29 авг. 2003 г. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2003. – с. 250-253.

Балуев А.С. Северная пассивная окраина Восточно-Европейского кратона в рифее и проблема ее нефтегазоносности // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Мат-лы XXXVIII Тектон. совещ. Том 1. – М.: ГЕОС, 2005, с. 26-29.

Балуев А.С. Геодинамика формирования северо-восточной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона в рифее // Строение, геодинамика и минерагенические 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. 22-24.

Балуев А.С. Основные этапы тектонической эволюции палеорифтовой системы Белого моря // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Мат-лы международной научной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 20-23.

Балуев А.С., Терехов Е.Н. К вопросу о причинах приуроченности (унаследованности) авлакогенов к палеопротерозойским подвижным поясам // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Мат-лы международной научной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2007. С. 23-27.

Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С. Чапомский грабен Кольского полуострова как реликт северо-западного окончания Керецко-Лешуконского палеорифта // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Мат-лы XLI Тектонического совещания. Т. 1. – М.: ГЕОС, 2008. С. 47-50.

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. НЦ. РАН. Ч. 1. 2008. Ч. 2. С. 124-127.

Балуев А.С., Журавлев В.А., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н., Шаров Н.В. Тектоника и глубинное строение земной коры Белого моря и прилегающих территорий // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 37-41.

Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Тектоника палеорифтовой системы Белого моря // Геология морей и океанов: Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. – М.: ГЕОС. 2009. с. 148-152.

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.

Балуев А.С. Тектоническая эволюция палеорифтовой системы Белого моря и ее кайнозойская активизация // Кайнозойский континентальный рифтогенез. Мат-лы Всерос. симпозиума с международным участием, посвященного памяти Н.А.Логачева в связи с 80-

летию со дня рождения / Под редакцией Е.В.Склярова, С.В.Рассказова. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2010. Т. 1, с. 64-67.

Терехов Е.Н., Балуев А.С. Зональность проявления палеозойского магматизма в Баренц-регионе как отражение глубинного строения погребенных структур // Геология морей и океанов. Материалы XIX Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. I. – М.: ГЕОС, 2011. С. 270-274.

Терехов Е.Н., Балуев А.С., Пржиялговский Е.С., Щербакова Т.Ф. Строение, состав и геодинамическое положение баренцевоморского комплекса долеритов и причины формирования субгоризонтальных интрузивных тел // Проблемы плейт- и плюм-тектоники в докембрии. Материалы III Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Санкт-Петербург. 2011. ИГГД РАН. с. 175-177.

Терехов Е.Н., Баянова Т.Б., Пржиялговский Е.С., Балуев А.С., Щербакова Т.Ф. Базитовые дайковые комплексы северо-восточной части Кольского полуострова: геохимия и геодинамическое значение // Современные проблемы магматизма и метаморфизма. Мат-лы Всерос. конференции. Т. 2. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2012. С. 272-275.

Терехов Е.Н., Журавлев В.А., Балуев А.С., Тюпанов С.Н. К вопросу о корреляции данных сейсморазведки с геологическим строением земной коры (на примере рифейского обрамления северо-восточной части Балтийского щита) // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле: тезисы докладов Всерос. конференции – в 2-х томах. Т. 2. М.: ИФЗ РАН. 2012. С. 406-410.

Терехов Е.Н., Балуев А.С., Журавлев В.А. К вопросу о происхождении Восточно-Баренцевского мегапрогиба // Геологическая история, возможные механизмы и проблемы формирования впадин с субокеанической и аномально-тонкой корой в провинциях с континентальной литосферой. Мат-лы XLV Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2013. С. 231-236.