

TRANSACTIONS
OF THE GEOLOGICAL
INSTITUTE



ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА



Чамов Николай Петрович, выпускник кафедры геологии, поисков и разведки месторождений руд редких и радиоактивных элементов Московского Ордена Трудового Красного Знамени Геологоразведочного института, доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией сравнительного анализа осадочных бассейнов Геологического института РАН в Москве. Научные интересы связаны с междисциплинарным изучением механизмов и условий формирования тектоно-седиментационных систем на разных этапах геологической истории Земли.

Чамов Н.П. СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ
СРЕДНЕРУССКО-БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ

Н.П. Чамов

**СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ
СРЕДНЕРУССКО-БЕЛОМОРСКОЙ
ПРОВИНЦИИ
В НЕОПРОТЕРОЗОЕ**



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
Geological Institute RAS, Research Organization
of the Russian Academy of Sciences



Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932

Vol. 609

N.P. Chamov

**The Structure and Development
of the Mid-Russian – White Sea Province
in the Neoproterozoic**

Moscow
GEOS
2016

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году

Вып. 609

Н.П. Чамов

**СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ
СРЕДНЕРУССКО-БЕЛОМОРСКОЙ
ПРОВИНЦИИ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ**

Москва
ГЕОС
2016

УДК 551.
ББК 26.323
Ч 58

Ответственный редактор: *Ю.Г. Леонов*

Редакционная коллегия:

М.А. Федонкин (главный редактор), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*, *К.Е. Дегтярев*, *В.А. Захаров*,
Ю.В. Карякин, *В.Б. Курносков*, *Ю.Г. Леонов*, *М.А. Семихатов*, *С.Д. Соколов*, *М.Д. Хуторской*,
Н.П. Чамо́в

Рецензенты: чл.-корр. *А.В. Маслов*, проф. *В.И. Троицкий*

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

Вып. 609: Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое / Чамо́в Н.П. Отв. ред. Ю.Г. Леонов. – М.: ГЕОС, 2016. – 233 с.

ISBN 978-5-89118-701-6

В книге рассмотрено развитие крупнейших доплитных структур Среднерусско-Беломорской провинции – Оршанской впадины, Среднерусских и Беломорско-Пинежских грабенов.

На основе анализа геологических, геофизических, структурных, литологических и изотопно-геохимических данных установлены три этапа доплитной (допоздневендской) истории развития провинции. Рифтогенные структуры Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов развивались в течение первых двух этапов под влиянием крупномасштабных сдвиговых процессов. Заложение Оршанской впадины, наложенной на структуры Среднерусского региона, произошло на третьем этапе при переходе к плитному режиму развития платформы.

Фотография на обложке Н.П. Чамо́ва

Издание осуществлено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 15-05-07032.



Contributing Editor: *Yu. G. Leonov*

Editorial Board:

M.A. Fedonkin (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*, *N.P. Chamov*, *Yu.O. Gavrilov*, *K.E. Degtyarev*,
Yu.V. Karyakin (Executive Secretary), *M.D. Khutorskoi*, *V.B. Kurnosov*, *Yu.G. Leonov*, *M.A. Semikhatov*,
S.D. Sokolov, *V.A. Zakharov*

Reviewers: *A.V. Maslov*, *V.I. Troitsky*

Transactions of the Geological Institute / Geological Inst. – Moscow: Publishers of the USSR Academy of Sciences, 1932–1964. Moscow: Nauka, 1964. – ISSN 0002-3272

Vol. 609: The Structure and Development of the Mid-Russian – White Sea Province in the Neoproterozoic / Chamov N.P. Edited by Yu.G. Leonov – Moscow: GEOS, 2016. – 233 p.

The book examines geological evolution of largest Neoproterozoic structures of the Mid-Russian – White Sea Province, namely Mid-Russian aulacogen, White Sea – Pinega grabens, and Orsha Depression.

Based on the analysis of geological, geophysical, structural, lithological, geochemical, and isotopic data three stages are recognized in the geological evolution of the Province. These are: 1) the main phase of shearing and rifting, 2) the final stage of rifting – the initial stage of post-rift subsidence, and 3) the “protosyncline” event. Riftogenic structures of both the Mid-Russian aulacogen and White Sea – Pinega grabens evolved during the first two stages under the influence of large-scale shear tectonics. The Orsha Depression superpose on sedimentary complexes of the Mid-Russian aulacogen at the latest stage due to structural reorganization that preceded the syncline tectonics in the history of the East European platform.

Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research, grant № 15-05-07032.

Издание РФФИ не подлежит продаже.

© Н.П. Чамо́в, 2016
© ГИН РАН, 2016
© ГЕОС, 2016

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	7
ГЛАВА 1. СРЕДНЕРУССКО-БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ	10
1.1. Геологическое положение и основные этапы развития	10
1.2. Обзор состояния региональных исследований	12
1.3. Существующие проблемы в изучении Провинции	21
1.4. Структура фундамента и положение доплитных тектоно-седиментационных систем	24
ГЛАВА 2. ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ (МЕТОДИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ИССЛЕДОВАНИЮ)	28
2.1. Связь тектоники и седиментации	28
2.2. Тектоно-седиментационные системы	29
ГЛАВА 3. СРЕДНЕРУССКИЙ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ) РЕГИОН	33
3.1. Структура фундамента и положение доплитных тектоно-седиментационных систем	33
3.2. Строение консолидированной коры	36
3.3. Структура Среднерусского авлакогена по данным сейсморазведки и бурения	38
3.4. Количественные оценки параметров растяжения	52
3.5. Строение верхней части фундамента по данным сейсморазведки	55
3.6. Состав пород фундамента	57
3.7. Стратиграфия и состав катаплатформенного осадочного чехла	67
3.8. Тектонозависимая седиментация в грабенах Среднерусского авлакогена	80
3.9. Общие черты строения и развития Среднерусского авлакогена	92
ГЛАВА 4. ОРШАНСКИЙ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ) РЕГИОН	94
4.1. Структура фундамента и положение доплитных тектоно-седиментационных систем.	94
4.2. Бельская триада структур	98
4.3. Оршанская впадина	105
4.4. Соотношение Оршанской впадины и Среднерусского авлакогена по данным сейсморазведки МОГТ	110
ГЛАВА 5. БЕЛОМОРСКО-ПИНЕЖСКИЙ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ) РЕГИОН	114
5.1. Структура фундамента и положение доплитных тектоно-седиментационных систем.	114
5.2. Строение разреза консолидированной коры	116
5.3. Структура Беломорско-Пинежского региона по данным сейсморазведки и бурения ...	120
5.4. Количественные оценки параметров растяжения	130
5.5. Строение и состав катаплатформенного чехла	131
5.6. Сейсмокомплексы в составе осадочного чехла и верхней части фундамента	139
5.7. Сопоставление образа волнового поля с результатами бурения	140
5.8. Соотношение Беломорско-Пинежского региона со Среднерусским авлакогеном и Вычегодским прогибом	142

ГЛАВА 6. ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ РАЗВИТИЯ СРЕДНЕ-РУССКО-БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ	146
6.1. Корреляция сейсмокомплексов	146
6.2. Тектоническая природа Среднерусского авлакогена	148
6.3. Тектоническая природа Беломорско-Пинежской системы растяжения	150
6.4. Сравнительный анализ Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов	152
6.5. Модель надрегиональной геодинамической системы	153
6.6. Тектоническая природа и современные аналоги Оршанской впадины.....	159
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	162
ЛИТЕРАТУРА	166
ПРИЛОЖЕНИЯ	179

ПРЕДИСЛОВИЕ

В книге приведены результаты изучения неопротерозойского этапа развития Среднерусско-Беломорской провинции (далее СБП или провинция), которая расположена в пределах древней Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и охватывает территорию от Кандалакшского залива Белого моря до верховьев рек Волги, Днепра и Западной Двины.

Интерес к неопротерозойскому этапу связан с грандиозной тектонической реорганизацией на рубеже раннего и позднего венда – переходом от рифтогенной деструкции древнего кратона к его стабилизации и формированию плитного чехла в областях обширного погружения. Эта смена определила как характер дальнейшего структурного и геоморфологического развития континентального массива, так и закономерности размещения в его пределах месторождений полезных ископаемых.

Историю развития провинции отражают слагающие ее два структурных комплекса разных по тектонической природе, площадям распространения и объемам отложений.

Нижний структурный комплекс формировался в допозднелвенское время на фоне крупных сдвиговых смещений в теле кратона, приведших к формированию характерных рифтогенных структур – авлакогенов.

Верхний структурный комплекс связан с тектонически более спокойными собственно платформенными этапами погружения подвергшихся рифтогенезу территорий с образованием в итоге обширной Московско-Мезенской депрессии.

Наличие мощного катаплатформенного чехла ставит СБП в ряд потенциально нефтегазоносных объектов. В то же время, несмотря на проводимые там с начала 40-х годов XX-го столетия работы, реальный промышленный потенциал провинции до сих пор объективно не оценен. Состояние геолого-геофизической изученности территории находится на начальных (региональных) этапах поисково-оценочной стадии геологоразведочных работ. Связано это в первую очередь с низкой плотностью покры-

тия территории сейсмическими профилями и глубокими буровыми выработками. Опорные и параметрические скважины вскрыли неполный рифейско-вендский разрез и поэтому поставленные геологические задачи решены не были. Во многом такая ситуация была предопределена заложением большинства скважин на антиклинальных структурах. По количеству поднятого керна и объёму проведённых мероприятий по изучению околоскважинного пространства к действительно параметрическим можно отнести только две скважины: Северо-Молоковскую в Среднерусском и Средне-Няфтинскую в Беломорско-Пинежском регионах.

Вопросы и противоречия накопились и в областях теоретических исследований.

В области геокартирования и тектоники спорными остаются пространственные границы, внутренняя организация и возраст доплитных структур и осадочных бассейнов. По-прежнему не решены многие вопросы тектонической природы главных неопротерозойских структур провинции – Среднерусского авлакогена, Беломорско-Пинежских прогибов и Оршанской впадины, в частности, ждут решения такие вопросы как:

– являлась ли субмеридиональная Беломорско-Пинежская система растяжения главным источником напряжений, компенсация которых привела к образованию субширотного Среднерусского авлакогена;

– является ли Оршанская впадина составной частью Среднерусского авлакогена или это самостоятельная по механизму и времени образования структура.

В области литологии важнейшими остаются проблемы строения, условий формирования и промышленного потенциала катаплатформенного чехла. Поиски нефти на территории провинции не дали положительного результата, однако с ними опосредовано связан ряд представлений о характере и условиях седиментации, часто входящих в противоречия с наблюдаемыми литолого-фациальными чертами осадочных комплексов.

В области стратиграфии главными остаются вопросы датирования и корреляции элементов разреза катаплатформенного чехла. С одной стороны, это связано с объективными трудностями изучения закрытых территорий: неравномерной изученностью доплитных отложений с помощью бурения, малым количеством глубоких скважин с хорошим отбором керна, устаревшей информацией по изотопному возрасту пород, отсутствием методов датирования красноцветных отложений и т.д. С другой стороны, многие проблемы предопределены методическим подходом к корреляции разрезов катаплатформенного чехла без учета результатов сейсмостратиграфического исследования.

Из сказанного следует, что доплитные тектоно-седиментационные системы Среднерусско-Беломорской провинции изучены недостаточно. Существующее разнообразие мнений отражает неослабевающий интерес исследователей к тектонике провинции, однако количество гипотез прямо пропорционально пробелам в геологических данных. Общая непротиворечивая модель развития провинции до настоящего времени не разработана. Соответственно, отсутствует основа для разработки обоснованного научного прогноза перспективных объектов и постановки геолого-поисковых и разведочных работ.

Книга посвящена поиску ответов на нерешенные вопросы. Работа построена на анализе современной структуры и обобщении данных, полученных методами разных геологических дисциплин. При изучении регионов провинции последовательно рассматривались: положение доплитных тектоно-седиментационных систем относительно границ структурно-вещественных комплексов фундамента и характерных областей магнитного и гравитационного полей; строение консолидированной коры; структура региона; строение и состав фундамента и катаплатформенного чехла по данным сейсморазведки и бурения; сейсмокомплексы и их соотношение в строении катаплатформенного чехла. Специальные исследования были проведены для оценки параметров растяжения и выявления седиментологических маркеров тектонических событий.

В книге приведены результаты междисциплинарных исследований и выполнено монографическое описание СБП. По каждому региону обобщены оригинальные и литературные данные о строении осадочного чехла и фун-

дамента. Проведено тектоническое районирование и установлено положение доплитных осадочных бассейнов относительно главных структурно-вещественных комплексов фундамента и характерных геофизических полей. Составлены структурно-тектонические схемы по каждому из регионов СБП. Установлена сложная сдвиговая природа и структурная индивидуальность доплитных осадочных бассейнов, исключаяющие возможность корреляции элементов катаплатформенного чехла без применения методов сейсмостратиграфии. В результате комплексных сейсмостратиграфических, микрофитологических, литолого-фациальных, изотопных и минералого-петрографических исследований впервые для территории провинции разработана принципиально новая схема расчленения катаплатформенного чехла и верхней части фундамента.

Получены новые принципиально важные для понимания строения и развития СБП результаты: установлено, что в составе катаплатформенного чехла отсутствуют отложения древнее неопротерозойских (верхнерифейских), а тектонизированный фундамент имеет палеопротерозойский возраст. Тем самым показано, что между формированием серии тектонического меланжа и началом накопления катаплатформенного чехла в неопротерозойских осадочных бассейнах существовал разрыв во времени в объеме мезопротерозоя. Для литостратиграфических элементов и верхней части фундамента опорного разреза по образам волнового поля установлены характерные сейсмокомплексы, которые прослежены на сейсмических профилях МОГТ в смежных регионах провинции. Установлены главные этапы геологической истории СБП. Проведён сравнительный анализ строения регионов и разработаны тектоно-седиментационные модели их развития. Предложена оригинальная рабочая гипотеза о возможном строении и области распространения в неопротерозойское время крупной (надрегиональной) геодинамической системы в составе ВЕП, частью которой являлась СБП.

Изложенные в книге результаты междисциплинарного исследования могут служить основой для составления детальных тектонических и палеогеографических карт ВЕП. Результаты микрофитологических и сейсмостратиграфических исследований должны быть учтены при пересмотре существующих и разработке уточненных корреляционных стратиграфических схем. Предложенные тектоно-

седиментационные модели развития регионов СБП отражают новое понимание неопротерозойской тектоники и очерчивают направления дальнейших исследований в области региональной геологии ВЕП. Результаты работы в целом могут быть использованы при разработке стратегии поисково-разведочных работ на разные виды полезных ископаемых.

Значительное внимание уделено методическим аспектам исследования. Монография представляет интерес не только в плане тектонического развития изучаемого региона, но может служить и методическим руководством при изучении осадочных чехлов древних платформ.

Материалы сейсморазведки методом общей глубинной точки (МОГТ), магнитной и гравитационной разведки, результаты бурения глубоких скважин изучены автором в ходе выполнения междисциплинарных исследований по объектам:

«Московская синеклиза» (1999–2003 г.) – по заданию МПР РФ и группы «Рифей» в сотрудничестве с ФГУП НПЦ «Недра» (Ярославль), Экспедицией № 2 «Спецгеофизика» (Эммаус), ГЕОН (Москва), ФГУП ИГиРГИ (Москва);

«Мезенская синеклиза» (2004–2006 г.) – по заданию Альянса компаний недропользователей (ОАО «Газпром», ОАО «Лукойл», ОАО «Татнефть», ОАО «Сургутнефтегаз, ОАО «Роснефть»), МПР РФ и МПР Республики Коми в сотрудничестве с ЗАО «Валдайгеология» (Москва), ФГУП «Спецгеофизика» (Поваровка);

«Трансграничные структуры Российской Федерации и Республики Беларусь» (2007–2009 гг.) – в рамках решения IX–XI сессий Межправсовета СНГ в сотрудничестве с ФГУП «ВНИИГеофизика» (Москва), Департаментом геологии министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь (Минск) и ИГИГ НАН РБ (Минск).

Результаты микрофитологических исследований рифейских отложений приведены по оригинальным материалам А.Ф. Вейса (ГИН РАН), полученным в ходе совместного изучения керн параметрических скважин. Химические анализы выполнены в аналитическом центре ГИН РАН под руководством С.М. Ляпунова. U-Pb изотопные исследования циркона и сфена проведены в лабораториях геохронологии докембрия ГЕОХИ им. В.И. Вернадского (Москва) и Кольского НЦ (Апатиты) под руководством Е.В. Бибиковой и Т.Б. Баяновой. К-Ар

исследования выполнены в Кольском НЦ (Апатиты) и в лаборатории изотопных исследований ГИН РАН под руководством Д.И. Головина.

Увязка и анализ картографических материалов проводились в системе ArcGis. Компильция карты полного вектора АМП на территорию ВЕП и прилегающих акваторий Атлантического и Ледовитого океанов выполнена ведущим научным сотрудником ГИН РАН С.Ю. Соколовым.

Благодарности. В организации исследований и обсуждении рабочих гипотез принимали участие М.П. Антипов, А.С. Балуев, В.А. Быкадоров, А.Ф. Вейс, Ю.А. Волож, Ю.О. Гаврилов, К.Е. Дегтярёв, В.В. Костылева, Е.Е. Курина, С.Ю. Колодяжный, М.Л. Копп, В.Б. Курносов, М.Г. Леонов, Ю.Г. Леонов, А.О. Мазарович, М.В. Минц, О.М. Розен, С.Д. Соколов, С.Ю. Соколов, В.С. Федоровский, Т.Н. Хераскова, А.Е. Шлезингер (ГИН РАН); В.И. Горбачёв, И.С. Грибова, Л.Д. Цветков (ФГУП НПЦ «Недра»); Д.Л. Фёдоров, Т.И. Владимирова, И.Н. Капустин (ЗАО «Валдайгеология»); С.И. Филин, Ю.Б. Коновальцев и др. (ОП «Спецгеофизика», Экспедиция № 2); С.Л. Костюченко, А.Г. Ведринцев, А.Ф. Алешина (ФГУП «ВНИИГеофизика»); Р.Г. Гарецкий, Р.Е. Айзберг, М.А. Нагорный (ИГИГ НАН Беларуси); Я.Г. Грибик, А.М. Ковхуто и др. (Департамент министерства природных ресурсов и охраны недр Республики Беларусь).

В ходе сбора материалов автор пользовался помощью сотрудников кернохранилищ ФГУП «Недра» (пос. Кузнечиха, Ярославская область), ФГУП ВНИГНИ (пос. Апрелька, Московская область); ИГИГ НАН Беларуси (Минская область). Автору были предоставлены для изучения образцы и шлифы пород из коллекций В.И. Горбачёва (ФГУП «Недра», г. Ярославль), Н.В. Веретенникова и М.А. Нагорного и (ИГИГ НАН Беларуси, г. Минск). Всем названным лицам автор выражает свою благодарность.

Исследования проведены в рамках тематических исследований лаборатории сравнительного анализа осадочных бассейнов ГИН РАН (государственные регистрации тем №№ 01.20.0212644, 01.20.0511556 и 01.20.0903158) при финансовой поддержке РФФИ (гранты 02-05-64710, 02-05-64182 и 03-05-64292) и научной школы академика РАН Ю.Г. Леонова.

ГЛАВА 1

СРЕДНЕРУССКО-БЕЛОМОРСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

1.1. Геологическое положение и основные этапы развития

Среднерусско-Беломорская провинция (далее СБП или провинция) охватывает огромную территорию в пределах древней Восточно-Европейской платформы (ВЕП). В виде полуокружности она протягивается от Кандалакшского залива Белого моря сначала на юго-восток к истокам рек Северной Двины и Пинеги, затем плавно изгибается на юго-запад и прослеживается до верховьев рек Волги, Днепра и Западной Двины (рис. 1.1). В административном отношении основная часть провинции расположена на территории Российской Федерации и лишь её самая юго-западная часть вдоль меридиана 30° в.д. на территории Республики Беларусь.

Однозначные геологические границы провинции провести невозможно, поскольку её площадь существенно менялась на разных этапах развития ВЕП. В данной работе к ней отнесены все байкальские, каледонские и герцинские тектоно-седиментационные системы в пределах обширной Московско-Мезенской области погружения. Контур проведён по верхнебайкальскому структурно-вещественному комплексу, в составе которого выделяют четыре вертикально замещающих друг друга элемента: лапландский, редкинский, котлинский и балтийский [Гарецкий, Нагорный, 2006].

Северным и западным обрамлением провинции служат части Балтийского щита (в т.ч. Ладожская моноклиналь), Латвийская седловина и Белорусская антеклиза. С юга и юго-востока она граничит с Воронежской и Волго-Уральской антеклизмами, а на северо-востоке с Предтимианским поясом окраинно-платформенных впадин и прогибов (см. рис. 1.1).

Заложение структур провинции началось в неопротерозойскую эру, с которой связана смена принципиально различных тектонических режимов на территории платформы. В начале эры (рифейско-ранневендское время, позднебайкальская складчатость) полигенный фундамент кратона испытывал деформации растяжения и сдвига, что и дало название первому геохронологическому периоду неопротерозоя – тонию¹. Эти напряжения привели к широкому развитию в теле кратона линейных подвижных зон, получивших название *авлакогены* [Шатский, 1964б–д; Богданов, 1964; Милановский и др., 1994]. Осадочное выполнение авлакогенов рассматривают в составе *катаплатформенного осадочного чехла* ВЕП [Гарецкий, Нагорный, 2011].

Начиная с позневендского времени, погружение огромных территорий, подвергшихся раскалыванию при позднебайкальском тектогенезе, привело к накоплению пологозалегающих отложений на территории, названной А. Зюссом Русской плитой (*die Russische Tafel*). Соответственно, данный этап развития ВЕП принято называть *плитным* в отличие от предшествующих *доплитных*, в частности, авлакогенового этапа [Гарецкий, 1999]. Иногда этап определяют как *синеклизный* по названию тектонических структур, осадочное выполнение которых слагает основной объём *платформенного осадочного чехла* ВЕП [Гарецкий, Нагорный, 2011].

Современная структура провинции, сложившаяся в результате длительного полигенного развития, представлена двумя комплексами (этажами).

¹ (др.-греч. τόνοϛ — «напряжение, натяжение»)

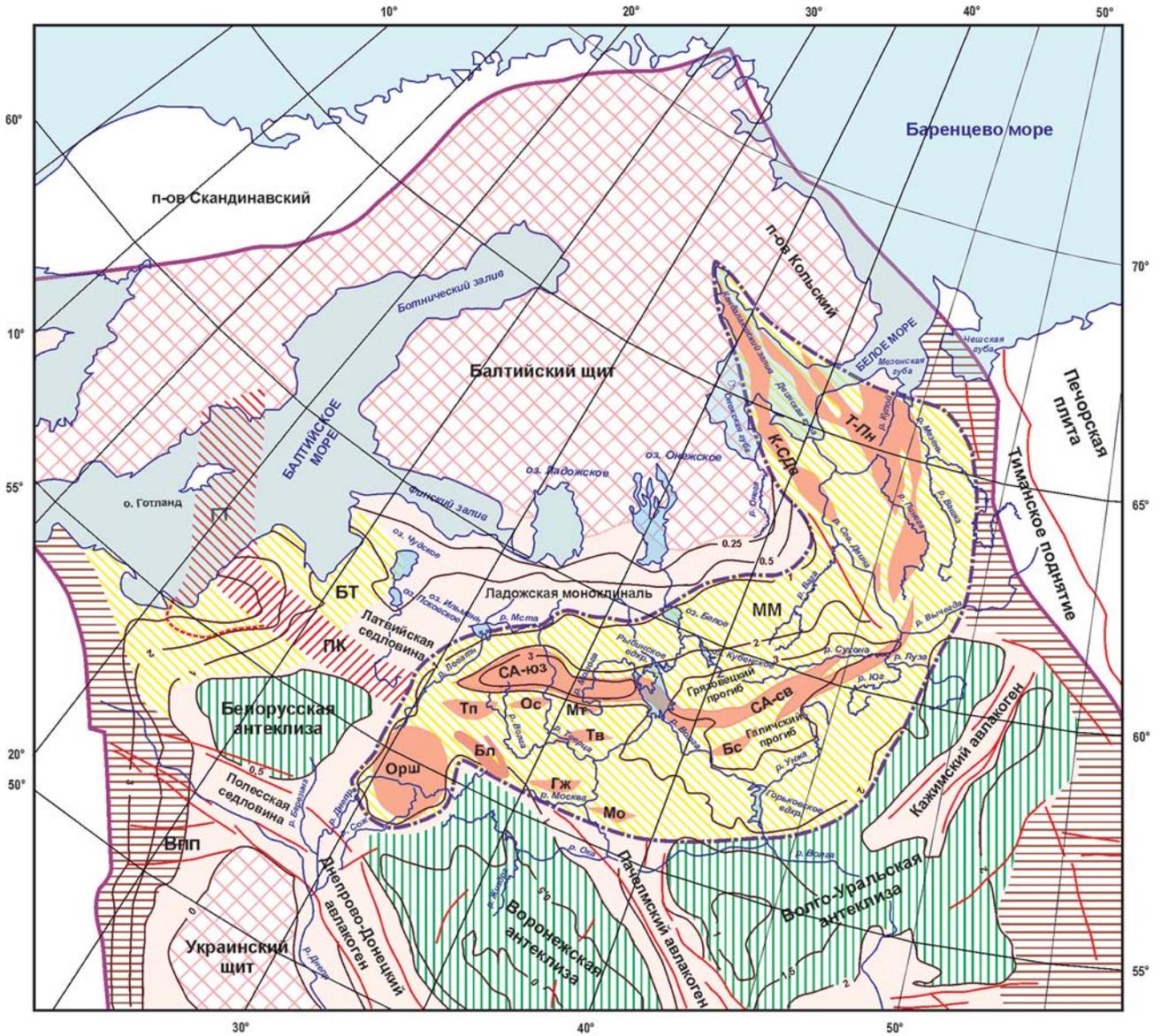


Рис. 1.1. Среднерусско-Беломорская провинция в структуре Восточно-Европейской платформы.

1 – контур платформы; 2 – контур провинции; 3 – синеклизы: БТ – Балтийская, ММ – Московско-Мезенская; 4 – доплитные тектоно-седиментационные системы – установленные и предполагаемые* (по [Гипсометрическая..., 2001; Аглонов и др..., 2006] с изменениями): Впп – Вольнский палеопргиб, Орш – Оршанская впадина, СА – Среднерусский авлакоген (юго-западный и северо-восточный фланги); грабены: Бл – Бельские, Гж – Гжатский*, Мо – Московский (Подмосковный), Тп – Торопецкий, Ос – Осташковский, Мт – Максатихинский*, Тв – Тверской*, Бс – Большесольский*, К-Сдв – Кандалякско-Северодвинские, Т-Пн – Терско-Пинежские; 5, 6 – тектонические пояса (по [Гарецкий, Каратаев, 2009]): 5 – ПК – Полоцко-Курземский, 6 – ГТ – Готландский и южная граница Клайпедской сигмоиды (пунктир); 7 – окраинно-платформенные впадины и прогибы; 8 – разломы (а) и изогипсы кровли фундамента, км (б) (по [Геология и полезные..., 2006])

Нижний (доплитный) структурный комплекс объединяет тектоно-седиментационные

системы, заключённые между протерозойскими метаморфическими породами цоколя плат-

формы и верхневендскими осадочными отложениями плитного чехла. Как правило, они представлены приразломными грабенами, на фоне которых резко обособляется Оршанская впадина, не имеющая отчетливых тектонических ограничений. Грабены часто образуют протяжённые цепочки, тяготеющие к осевым частям провинции, но присутствуют и отдельные структуры (Московский, Бельский и др.), расположенные вдоль ее периферии (см. рис. 1.1).

Следствием резкой асимметричности в строении большинства грабенов является значительная изменчивость мощностей отложенный доплитного комплекса. Так, вблизи крутых бортов полуграбенов (близ поверхностей сместителей сбросов) отложения могут достигать мощности в 5–7 км, но полностью выклиниваются вкрест простирания структуры на расстоянии 10–15 км.

Наиболее поздние и структурно верхние образования комплекса «выплескиваются» на плечи грабенов, увеличивая тем самым площадь распространения доплитных отложений, однако их мощность не превышает, как правило, 1 км.

Верхний (плитный) структурный комплекс плащеобразно налегает на нижний и значительно превосходит его по площади распространения (см. рис. 1.1). Подошвой плитного комплекса в пределах провинции служат преимущественно глинистые отложения редкинской свиты, накопившиеся в позднем венде в ходе позднебайкальского тектонического этапа. Благодаря петрофизическим свойствам этих отложений нижняя граница комплекса легко устанавливается по каротажу как «высокоомный горизонт». Мощность комплекса меняется от 3–3,5 км в наиболее погруженных Галичском и Грязовецком прогибах до полного выклинивания на периферии провинции (см. рис. 1.1). Исключение составляют отложения северо-восточного фланга, имеющие преимущественно тектонические ограничения.

По характеру строения консолидированной коры, ориентировке структур фундамента и пространственному положению основных неопротерозойских тектоно-седиментационных систем в составе провинции различаются три региона – юго-западный (Оршанский), центральный (Среднерусский) и северо-восточный (Беломорско-Пинежский) (рис. 1.2). Деление это достаточно условно, поскольку регионы не

имеют чётких геологических границ и рассматриваемые в последующих главах планшеты частично перекрывают друг друга.

1.2. Обзор региональных исследований

1.2.1. Среднерусский (центральный) регион

Изученность

Магнитометрические исследования на Восточно-Европейской платформе проводятся с 1930 г. Основные работы выполнены Западным геофизическим трестом в 1957–1964 гг. Аэромагнитная съемка осуществлялась в основном на высоте 100–250 м с обтеканием рельефа, а на юго-западе провинции – от 80 до 200 м. К настоящему времени вся исследуемая территория покрыта региональной аэромагнитной съемкой масштаба 1:200000.

Изучение Центрального региона методами гравиразведки началось в 1940-х годах. С 1948 г. трестом «Геофизнефтеуглеразведка», ПГО «СевЗапГеология», трестом «Спецгеофизика», Западным и Центральным геологическими трестами проводилась гравиметрическая съемка с целью общегосударственного картирования территории СССР. К настоящему времени территория Центрального региона покрыта государственной гравиметрической съемкой масштаба 1:200 000. Отдельные съемки масштаба 1:100000 и 1:50000, выполненные в довоенные и первые послевоенные годы, частично перекрыты последующими планомерными кондиционными съемками масштаба 1:200000 и учтены при составлении обобщающей сводной карты масштаба 1:500 000 [Петров и др., 2004б].

В области сейсморазведки до 80-х годов XX века практически все региональные структурные построения основывались на данных преломленно-рефрагированных волн (методы КМПВ и ТЗ МПВ). Начиная с 80-х годов (преимущественно в период с 1992 по 1999 гг.) сейсморазведка методом общей глубинной точки (МОГТ) позволила уточнить и/или пересмотреть представления о строении региона. Исследования МОГТ выполнялись в комплексе с электроразведкой МТЗ-ГМТЗ и высокоточной гравиразведкой. Глубокие горизонты коры изучались с помощью многоволнового глубинного сейсмического зондирования (МГСЗ) вдоль опорных региональных профилей ГСЗ и МОВЗ (методы глубинного сейсмического зондирова-

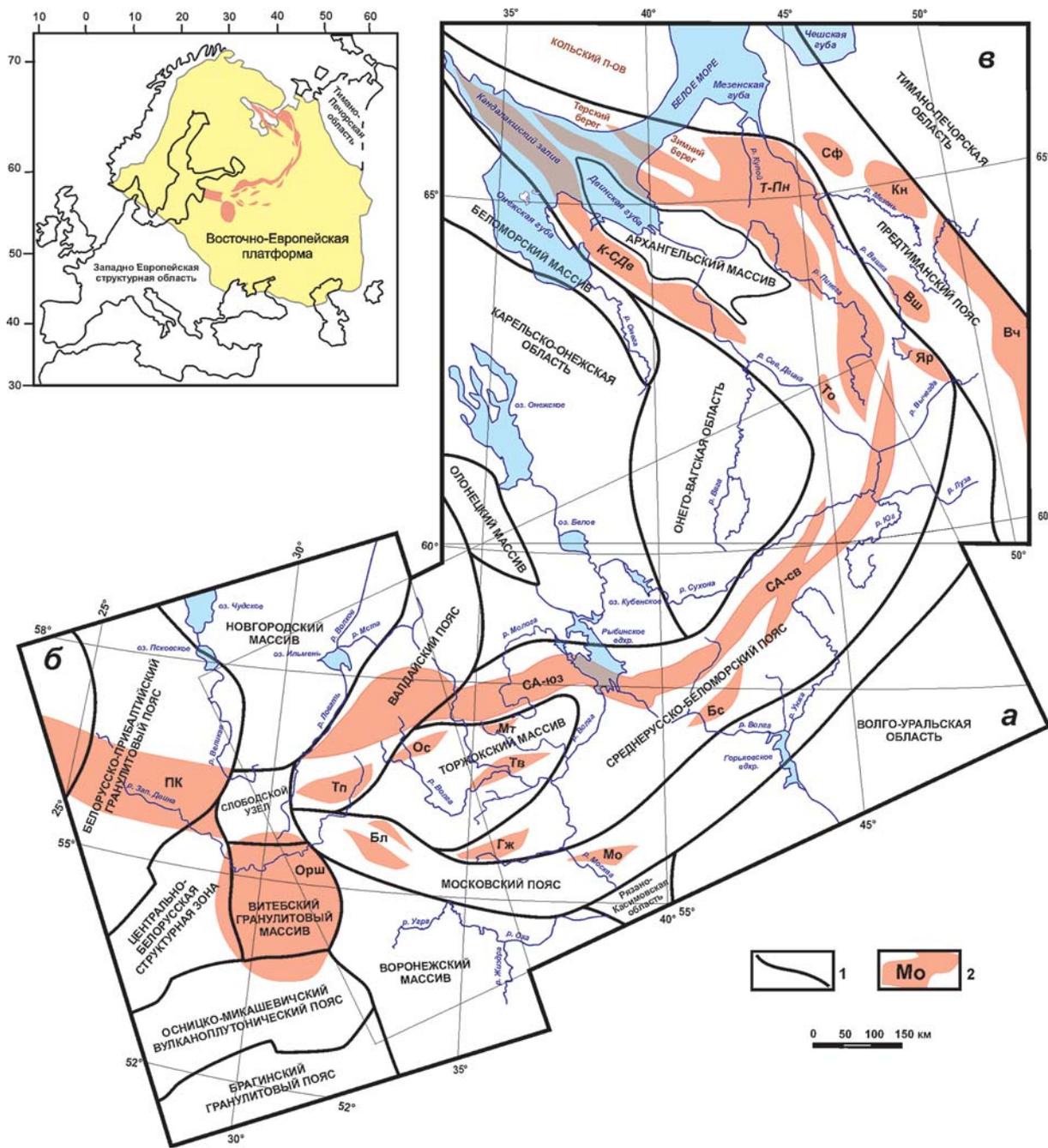


Рис. 1.2. Среднерусско-Беломорская: районирование по фундаменту и положение неопротерозойских осадочных бассейнов и структур.

Регионы: а – Среднерусский (центральный), б – Оршанский (юго-западный), в – Беломорско-Пинежский (северо-восточный).

1 – границы структурно-вещественных комплексов фундамента и/или характерных областей аномального магнитного поля (АМП); 2 – доплитные тектоно-седиментационные системы – установленные и предполагаемые* (по [Гипсометрическая..., 2001; Аглонов и др..., 2006; Разломы..., 2007] с изменениями автора): ПК – Полоцко-Курземский пояс разломов и прогибов*, СА – Среднерусский авлакоген (юго-западный и северо-восточный фланги); грабены: Бл – Бельские, Гж – Гжатский*, Мс – Московский (Подмосковный), Тп – Торопецкий, Ос – Осташковский, Мт – Максатихинский*, Тв – Тверской*, Бс – Большесольский*, К-Сдв – Кандалакшско-Северодвинские, Т-Пн – Терско-Пинежские, Яр – Яренский; впадины: Орш – Оршанская, То – Верхне-Томская, Сф – Сафоновская, Кн – Койнасская, Вш – Вашинская; Вч – Вычегодский прогиб. На врезке – положение доплитных тектоно-седиментационных систем провинции в структуре Восточно-Европейской платформы

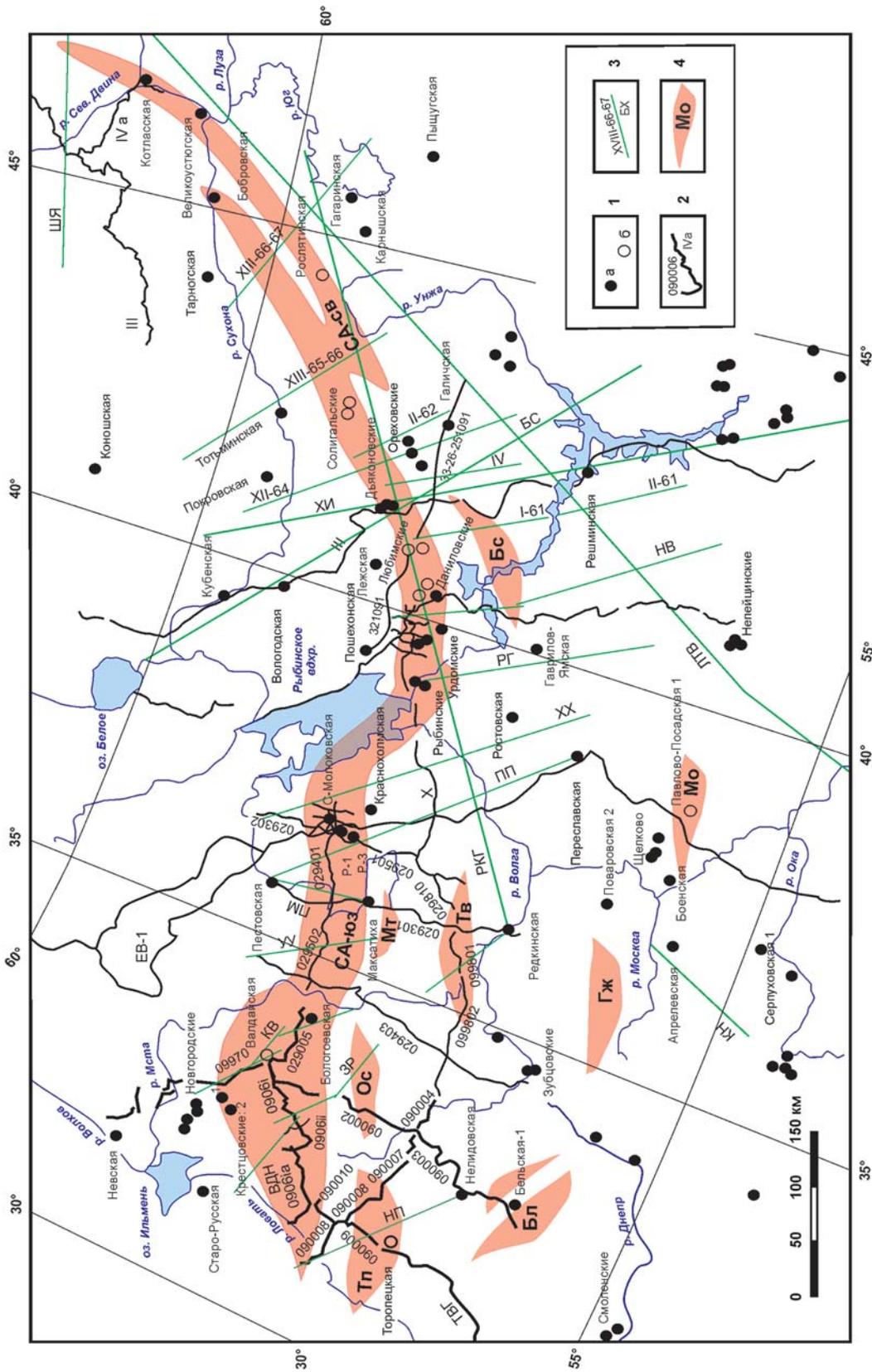


Рис. 1.3. Схема геолого-геофизической изученности центрального региона Среднерусско-Беломорской провинции.

1 – буровые скважины; а – достигшие фундамента, б – остановленные в осадочном чехле; 2, 3 – сейсмические профили; 2 – МОВ ОГТ; ТВГ – Торопец-Велиж-госграница, ВДН (0906i, 0906ia) – Валдай-Демянск-Наход, ЕВ-1 – п-ов Рыбачий-Прикаспий; Ш – «Рифей»; Ш – КМПВ и ГСЗ: КВ – Крестцы-Вышний Волочок, ЗР – Залучье-Редкино, ПМ – Пестово-Максатиха, ПП – Пестово-Переяславль БС – Белозёрск-Семенов, РКГ – Редкино-Кичменгский городок, КН – Кауга-Нарофоминск, ЛТВ – Липецк-Тумы-Воркута, ХИ – Харовск-Инсар, НП – Нелидово-Порхов, РГ – Рыбинск-Гаврилов Ям, НВ – Нерехта-Вязники, ШЯ – Шеркунск-Яренск; 4 – доплитные тектоно-седиментационные системы – установленные и предполагаемые*: СА – Среднерусский авлагоден (юго-западный и северо-восточный фланги); грабены: Бл – Бельские, Гж – Гжатский*, Мо – Московский (Подмосковный), Тп – Торопецкий, Ос – Осташковский, Мт – Максатихинский*, Тв – Тверской*, Бс – Большесольский*

ния и обменных волн от землетрясений). Положение профилей показано на рис. 1.3.

В 2007–2009 гг. в рамках Российско-Белорусской программы по изучению трансграничных территорий ФГУП «ВНИИГеофизика» были отработаны два протяжённых сейсмопрофиля МОГТ по линиям Валдай-Демянск-Наход и Торопец-Велиж-госграница. Полученные данные были скоррелированы с материалами сейсморазведки по региональному профилю Чериков-Орша-Усвяты на территории Беларуси, что позволило существенно уточнить строение юго-западного региона Среднерусско-Беломорской провинции. Кроме того, ОП «Спецгеофизика» был отработан профиль ЕВ-1, пересекающий Среднерусский авлакоген и Подмосковские бассейны.

На территории Московской синеклизы опорное и параметрическое бурение интенсивно проводилось в 40–70-х годах прошлого века, но степень её изученности крайне низка. В среднем одна скважина приходится примерно на 3640 км² [Владиминова и др., 2001]. Кроме того, скважины расположены неравномерно, часто сосредоточены кустами и не формируют опорную региональную сеть (см. рис. 1.3).

В начале XXI века ФГУП «Недра» (Ярославль) пройдены параметрическая Северо-Молоковская и разведочная Бельская скважины, бурение которых сопровождалось представительным отбором керна и комплексом геофизических методов изучения околоскважинного пространства. Первая из них пробурена в осевой части Среднерусского авлакогена и является в настоящее время единственной скважиной, соответствующей требованиям параметрического бурения.

История картирования

Существование среднерусского авлакогена было предсказано Н.С. Шатским, который в конце 1940-х годов высказал предположение о наличии грабенообразного прогиба в осевой зоне Московской синеклизы [Богданов, 1961]. Догадка подтвердилась в конце 1950-х годов. Тогда же на основании интерпретации данных гравиметрических съёмок и редких скважин Э.Э. Фотиади предположил, что фланговыми элементами авлакогена являются Валдайско-Крестецкий и Котлас-Яренский прогибы.

Работы П.С. Хохлова в 1961 г. по интерпретации ТЗ КМПВ положили начало пред-

ставлению о том, что в основании Московской синеклизы находится не одиночный прогиб, а более сложная тектоническая структура, представленная системами прогибов и разделяющих выступов фундамента. По геофизическим данным М.И. Островский (1968)² установил, что грабенообразные прогибы в основании Московской синеклизы образуют две субпараллельные цепочки, разделённые валообразными поднятиями – Нелидовским, Калининским, Любимско-Чухломским, Рослятинским. Центральная система горстов между двумя субпараллельными грабен-прогибами была выделена в ряде геофизических отчетов конца 60-х годов (Акопов, Григорьянц, 1965; Розенберг и др., 1968), на схематической карте рельефа фундамента, составленной по результатам работ Центрального геофизического треста и треста «Спецгеофизика» с использованием данных глубокого бурения ГУЦР и СВГУ (под ред. Касаткина Д.Л.) и карте, составленной М.И. Островским.

Представления о количестве и соотношениях прогибов и выступов неоднократно менялись. Цепочки прогибов определяли как прогибы т.н. «северной ветви» – Крестецкий (Валдайский), Бологоевский (Молоковский), Кесьминский и др. и «южной», к которой относили Оршанскую впадину, Гжатский, Московский, Кимрский, Угличский, Ярославский и Кологривский прогибы [Островский, 1974; Островский и др., 1975; Валеев и др., 1969; Валеев, 1978; Нагорный, 1990 и др.].

В 90-х годах XX-го века были получены новые доказательства существования в основании центральной части Московской синеклизы двух субпараллельных авлакогенов, разделённых линейным горстом фундамента северовосточного простирания протяженностью в сотни километров и амплитудой поднятия от сотен метров до 1,2–1,5 км. В частности, после переинтерпретации старых данных ТЗ КМПВ подтвердились представления о том, что самые глубокие и представительные для разреза рифея скважины – Солигаличская-2 и Рослятинская пробурены не в одном, а в двух разных параллельных прогибах [Фёдоров и др., 1996].

В 1993 г. Ю.Б. Коновальцев (Коновальцев, 1994, 1997, 2001) по результатам сейсмических

² В круглых скобках приводятся ссылки на геологические отчёты, хранящиеся в Российском Федеральном геологическом фонде «РосГеолФонд» при Федеральном агентстве по недропользованию «РОСНЕДРА».

исследований предположил существование крупной отрицательной структуры – Тверского прогиба, расположенного между прогибами северной и южной ветвей (см. рис. 1.3). Существование этого прогиба до сих пор не доказано, хотя его предполагаемое положение отражено на гипсометрической карте поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы масштаба 1:2500000 [Гипсометрическая..., 2001].

Сама карта стала крупным обобщением данных о положении и размерах структур провинции. Согласно этой карте, Среднерусский авлакоген представляет собой «двузубую вилку», образованную сходящимися в сторону Яренской впадины прогибами. Тверской прогиб рассматривается как крайняя южная ветвь авлакогена, а грабены Подмосковной системы прогибов (изначально «южная ветвь») структурно обособлены от Среднерусского авлакогена (см. рис. 1.3).

Поиски углеводородного сырья

В Среднерусском авлакогене зону возможного нефтегазоаккумуляции связывали с Рыбинско-Сухонским мегавалом (от г. Рыбинска на западе до городов Великий Устюг и Котлас на северо-востоке) [Нефтегазоносность..., 1993; Владимирова и др., 1997; Астафьев и др., 2000 и др.]. В пользу этого свидетельствовали следующие факты: 1) на Воронской структуре поднят керн, пропитанный нефтью (скв. 2,3, глубина 973–1176 м); 2) в скважине 1-Д Даниловской площади в интервале глубин 3125–3180 м на поверхности глинистого раствора обнаружены пленки нефти; 3) на Любимском структурном поднятии в скв. 3 на глубине 3102–3118 м в песчаниках обнаружен приток воды с растворенным газом – содержание метана и тяжелых углеводородов составило 16,5% [Ермолкин и др., 1993]. Уникальные для провинции в целом, но не промышленные (до 50 л/сут) притоки нефти были получены в начале 1970-х гг. на Даниловской площади (скв. 1, 4, 9, 11) при бурении базальных песчаников нелидовских слоев редкинской свиты валдайской серии венда (т.н. «высокоомного горизонта»). Промышленная нефть в рифейских отложениях авлакогена не обнаружена до настоящего времени.

Литостратиграфические исследования

Представления о стратиграфии рифейских отложений в пределах прогибов Среднерусского авлакогена неоднократно менялись и уточнялись по мере поступления новых данных. Большой вклад в изучение строения докембрийского чехла внесли Е.М. Аксенов [1998], А.Н. Гейслер [1966], Б.М. Келлер [1968], В.В. Кирсанов [1968, 1970], А.А. Клевцова [1976, 2000, 2003], Ю.Т. Кузьменко [1994], Ю.Т. Кузьменко и С.М. Шик [2006] И.Е. Постникова [1953, 1972] и др. При этом было проведено сопоставление рифейских отложений прогибов авлакогена с отложениями Оршанской впадины.

Хотя первые стратиграфические схемы рифейских и нижневендских отложений были созданы еще в 60-е годы XX века, вопросы корреляции докембрийских осадочных комплексов далеки от решения. С одной стороны, это связано с объективными трудностями изучения закрытых территорий: неравномерной изученностью доплитных отложений бурением, малым количеством глубоких скважин с хорошим отбором керна, устаревшей информацией по изотопному возрасту пород, отсутствием методов датирования красноцветных отложений и т.д. С другой стороны, многие проблемы существующих стратиграфических схем предопределены методическим подходом к корреляции разрезов катаплатформенного чехла. Сказанное в полной мере относится к состоянию стратиграфических исследований в Оршанском и Беломорско-Пинежском регионах (см. раздел 1.3).

Теоретические разработки

Представления о развитии системы прогибов в осевой части Московской синеклизы, строения и составе отдельных её частей разрабатывались многими исследователями [Аксенов, 1998; Анатольева, 1972, 1978; Богданов, 1967; Валеев и др., 1969; Владимирова и др., 2001; Гордасников, Троицкий, 1966; Клевцова, 1971, 1976, 2000а, 2000б, 2003; Костюченко, Солодилов, 1997; Кропоткин и др., 1971; Милановский, 1983; Нагорный, 1990; Гарецкий, Нагорный, 1995; Николаев, 1999; Петров, 1972; Постников и др., 1990; Костылева и др., 2001; Симанович, 2000; Хераскова и др., 2002; Шатский, 1940, 1964а–д; Шахновский, 1988 и многие другие]. Сама Московская синеклиза в

региональном плане рассматривается как над-рифтовая депрессия [Шахновский, 1988; Соколов и др., 1977 и др.].

Тем не менее, хотя ведущая роль Среднерусского авлакогена как «стержневой структуры Московской синеклизы» признана геологами давно [Гордасников, Троицкий, 1966], непротиворечивого мнения о механизмах рифтогенеза (авлакогенеза) на байкальском тектоническом этапе до сих пор нет. Предполагается, что до растяжения связанная с авлакогеном область земной коры испытала влияние коллизионных [Костюченко, Солодилов, 1997; Аксёнов, 1998; Минц и др., 2001, 2007] или аккреционных [Владимирова и др., 2001] процессов.

В конце 1990-х гг. было высказано предположение, что Среднерусский авлакоген играл роль сдвиговой зоны (трансфера), по которой происходила компенсация в широтном направлении напряжений от Мезенской системы растяжения [Костюченко и др., 1995; Фёдоров и др., 1996]. Кулисообразный характер расположения локальных грабенов, имеющих близкую к 45° ориентировку по отношению к оси Среднерусского авлакогена, по мнению ряда авторов, свидетельствует о влиянии простого сдвига на стадии формирования трещин отрыва, согласно модели [Гзовский, 1965]. Саму Мезенскую систему растяжения рассматривали как главный источник напряжений. Очень важным положением этих разработок, полностью согласующимся с приводимыми в данной монографии данными, является вывод о наличии генетической связи Мезенского и Московского осадочных бассейнов на рифтовом этапе развития [Фёдоров и др., 1996].

Ряд геологов полагают, что Среднерусский авлакоген продолжает систему грабенов юго-западной части провинции, образуя единую Вольно-Среднерусскую систему прогибов [Нагорный, 1990, 2008; Гарецкий, 1995, 1999]. Это предположение развивает представление о принадлежности Оршанской впадины к «южной» цепочке прогибов. Однако следует подчеркнуть, что по пространственному положению, а также форме и размерам в плане Оршанская впадина заметно отличается от составляющих южную ветвь Бельского, Гжатского и Московского полуграбенов (см. рис. 1.1).

Существуют точки зрения, согласно которым авлакоген представляет собой сдвиговую зону между Фенноскандинавией и Сарматией [Bogdanova, 1993], несостоявшийся рифт

[Nikishin et al., 1996], тектонический трансфер в системе Прикаспийской и Баренцевоморской нефтегазоносных впадин [Федоров и др., 1996], реликт квазиплатформенного чехла [Хераскова и др., 2002], осложнённый грабенами сдвиг, по которому разошлись некогда единые Кандалакшско-Двинский и Пачелмский авлакогены [Хераскова и др., 2007]. Разнообразие мнений отражает неослабевающий интерес исследователей к тектонике региона, хотя количество гипотез прямо пропорционально проблемам в геологических данных.

1.2.2. Оршанский регион

Изученность

Территория Оршанской впадины покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1:200000, аэромагнитной – масштаба 1:50000, электро-разведочными исследованиями масштаба 1:500000 и 1:200000. С 1961 по 1973 г. проводились сейсмические работы корреляционным методом преломленных волн (КМПВ), методами отраженных волн (МОВ) и общей глубинной точки (МОГТ). Последний был применён при поисках ловушек для подземных газохранилищ и позволил проследить в платформенном чехле несколько отражающих границ и получить отражения от поверхности фундамента [Кудрявец и др., 2003].

Степень изученности платформенного чехла Оршанской впадины бурением крайне низкая. Поверхность фундамента вскрыта 10 скважинами, рифейского комплекса – 25, вендского – примерно 50 скважинами [Айзберг и др., 2003].

В 2001–2002 гг. региональные геофизические исследования в Оршанской впадине были возобновлены. РУП «Белгеология» был изучен региональный сейсмический профиль по методу ОГТ в направлении Чериков-Орша-Усвяты (рис. 4.3). В 2008 г. на российской территории ФГУП «ВНИИГеофизика» был изучен сейсмический профиль МОГТ по линии Торопец-Велиж-госграница РФ и Республики Беларусь, что позволило проследить ансамбли трансграничных структур от Среднерусского авлакогена до Оршанской впадины. К 2011 г. исследовано несколько региональных сейсмопрофилей в направлении с востока (от границы с Российской Федерацией) на запад протяженностью 50–70 км. Проведены гравимагнитные исследования на Суражском участке (Витебская область).

В северной части Оршанской впадины пробурена параметрическая скважина Суражская-1, которая вскрыла осадочный разрез рифея и была остановлена в гранитоидах фундамента (см. рис. 4.3).

История изучения

Впервые Оршанская впадина была выделена в рельефе фундамента Э.Э. Фотиади в конце 1950-х годов на основании интерпретации данных гравиметрических съемок и редких скважин. С этого времени и до сих пор во многом дискуссионным является вопрос о тектонической природе Оршанской впадины – является ли она самостоятельной структурой или образовалась в составе какой-либо палеогеодинамической системы. Широко распространено представление о том, что Оршанская впадина относится к Вольно-Оршанскому палеопргибу (авлакогену), который является юго-западным продолжением Среднерусского авлакогена и образует с ним единый Вольно-Среднерусский линеймент рифейского заложения [Айзберг и др., 1985; Нагорный, 1990; Гарецкий, 1995, 1999; Разломы..., 2007].

Следует подчеркнуть, что большинство геологов признают условность выделения Вольно-Среднерусской системы прогибов, поскольку в украинской части она является палеоструктурой, а соотношение Оршанской впадины со Среднерусским авлакогенем не ясно [Нагорный, 1990]. Действительно, отчетливых линейментов, уверенно свидетельствующих о единстве рассматриваемых структур не установлено. Напротив, очевидна резкая дискордантность простираения Среднерусского авлакогена длинной оси Оршанской впадины и Вольно-Оршанскому палеопргибу (см. рис. 1.1). Общность Оршанской впадины и Среднерусского авлакогена не просматривается ни в структурном отношении, ни в материалах магнито- и гравиразведки. Не намечено каких-то общих связей и в распределении глубинного теплового потока. Тем не менее, строгих доказательств независимости геологической истории этих структур до настоящего времени не было. Кроме того, не проводились сейсмостратиграфическая корреляция и литолого-фациальное сопоставление элементов осадочных разрезов, привязанных к материалам сейсморазведки.

В связи с изложенным главной задачей автора являлось выяснение тектонической природы Оршанской впадины и уточнение её структур-

ного взаимоотношения со Среднерусским авлакогенем.

1.2.3. Беломорско-Пинежский регион

Изученность

К концу 1939 г. территория региона была практически полностью покрыта мелкомасштабной геологической съемкой. В издании листов Государственной геологической карты с объяснительными записками к ним масштабов 1:1000000 и 1:200000 принимали участие Лихарев Б.К., Башилов В.И., Лавров А.С., Мешалкин К.А., Костюнин Э.Г. и др.

В 1960 г. по результатам аэромагнитной съемки масштаба 1:200000 (Гафаров, 1957) В.А. Зандер и В.А. Дедеев составили первую для территории Мезенского бассейна карту рельефа поверхности фундамента. Эти материалы были использованы при составлении тектонической карты докембрийского фундамента Русской плиты [Дедеев, 1972]. Детализация проводилась в масштабе 1:50000 (Кузьмин и др., 1971; Цыганов и др., 2002).

В 1961–1967 гг. вся территория Мезенского бассейна была покрыта наземной гравиметрической съемкой масштаба 1:200000 (Васильев и др., 1964), на основании которой были построены карты поверхностей фундамента и рифейских отложений.

Был выполнен большой комплекс электро-разведочных работ. Последовательно проводились сначала электрическое профилирование и профильное вертикальное электротеллурическое профилирование (Довгялло, 1961), далее – магнитотеллурическое профилирование (Русин и др., 1963; Кедрова и др., 1964), и затем – профильно-точечное магнитотеллурическое зондирование (Болдосов и др., 1968), в том числе для изучения глубинного строения земной коры (Кивелюк и др., 1992). Работы были ориентированы на прослеживание разрывных нарушений, а также на построение карт кровли дочетвертичных отложений и других, разных по глубинности геоэлектрических горизонтов (Лазаревич и др., 1976).

В области сейсморазведки с начала 1960-х годов методом отражённых волн (МОВ) был прослежен ряд сейсмических горизонтов и намечено около 80 антиклинальных структур. В 1966–1977 гг. были отработаны восемь региональных профилей КМПВ (рис. 1.4). В 1970-е годы было проведено глубинное сейсмическое

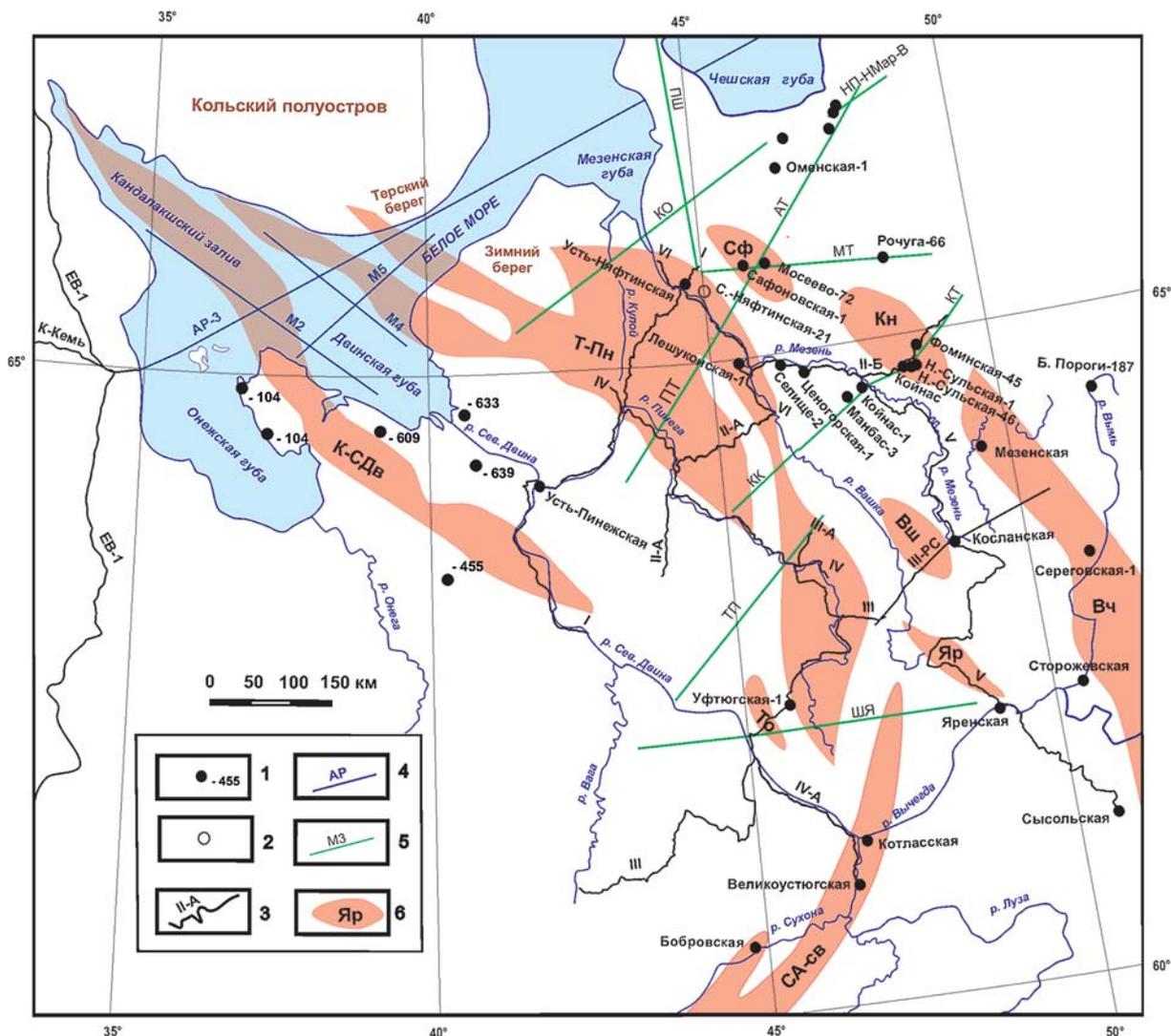


Рис. 1.4. Схема геолого-геофизической изученности северо-восточного региона Среднерусско-Беломорской провинции.

1, 2 – буровые скважины: 1 – достигшие фундамента, 2 – остановленные в осадочном чехле; 3–5 – сейсмические профили: 3, 4 – МОВ ОГТ: 3 – сухопутные, 4 – морские; 5 – КМПВ: ПТ – Пинега–Тиман, АТ – Азаполье–Тиман, МТ – г. Мезень–Тиман, НП-НМ-В – р. Нижняя Пеша–Нарьян-Мар–Воркута, ПШ – рр. Пеза–Шойны, КО – Кепино–Ома, КК – Карпогоры–Койнас, КТ – Койнас–Тиман, ТП – Троица–р. Пучкома, ШЯ – Шеркунск–Яренск; 6 – доплитные тектоно-седиментационные системы – установленные и предполагаемые*: СА-св – северо-восточный фланг Среднерусского авлакогена; грабены (по [Аплонов и др., 2006] с изменениями): К-Сдв – Кандалакшко-Северодвинские, Т-Пн – Терско-Пинежские, Яр – Яренский; впадины и прогибы: То – Верхне-Тоемская, Sf – Сафоновская, Kn – Койнасская, Vш – Вашкинская; Vч – Вычегодский прогиб

зондирование (ГСЗ) по трансрегиональным профилям. С 1972 по 1975 гг. методом общей глубинной точки (МОГТ) были отработаны около 530 пог. км, причем наблюдения сопровождалась характеристикой геологического разреза в скважинах с помощью ВСП и СК. В 90-х годах XX века комбинированное многоволновое глубинное сейсмическое зондирование земной коры (Центр ГЕОН) позволило

проследить отражения на разных ее уровнях и уточнить глубины поверхности фундамента. К 2005 г. была создана региональная сеть из восьми профилей, а к концу 2008 г. силами ФГУП «ВНИИГеофизика» и ОП «Спецгеофизика» был отработан сейсмический профиль V.

Глубокое бурение на территории синеклизы было начато в 1952 г. Были пробурены три опорные скважины: Котласская-1 (2569 м, ри-

фей), Яренская-1 (2060 м, рифей), Койнасская-1 (2973 м, венд), а также 7 параметрических и 5 поисковых скважин. Две из них – Ценогорская-1 (2727 м) и Уфтыогская-1 (2656 м), расположенные на склонах одноименных выступов фундамента, достигли кристаллических пород, вскрыв разрез верхнего рифея. До пород верхнего рифея дошли еще четыре скважины – Лешуконская-1 (2352 м), Сафоновская-1 (2893 м), Оменская-1 (3618 м). Наиболее глубокая в то время Усть-Няфтинская-1 скважина (3803 м) вскрыла отложения верхнего и, предположительно, среднего рифея. Остальные скважины остановлены в отложениях венда. На рубеже столетий были пройдены и остановлены в отложениях рифея четыре новые скважины – Средне-Няфтинская (4230 м), Кельтменская-1 (4902 м), Сереговская-1 (3943 м) и Сторожевская-1 (3742 м).

В период 1999–2004 гг. был выполнен широкий комплекс региональных геолого-геофизических исследований, организация и финансирование которых проводились альянсом компаний-недропользователей (ОАО «Газпром», ОАО «Лукойл», ОАО «Татнефть», ОАО «Сургутнефтегаз», ОАО «Роснефть») совместно с МПР РФ и МПР Республики Коми [Аплонов и др., 2006]. Эти работы внесли неоценимый вклад в развитие представлений о геологии региона, однако его изученность осталась лишь на региональной, а далеко не на поисковой стадии. Связано это в первую очередь с низкой плотностью покрытия территории сейсмическими профилями (около 0,01 пог. км на 1 км²) и глубокими буровыми скважинами. Тактика расположения скважин на антиклинальных структурах привела к неполному вскрытию рифейско-вендского комплекса отложений. Единственной скважиной, которую на сегодняшний день можно рассматривать в качестве параметрической, является Средне-Няфтинская-21 [Аплонов и др., 2006].

История картирования

Планомерное изучение глубинного геологического строения рассматриваемой территории началось с реализации программы опорного бурения в малоизученных районах СССР и было ориентировано на оценку ее нефтегазового потенциала. В 1992 г. по инициативе В.П. Орлова и Д.Л. Федорова была разработана программа «Нефтегазоносность древних толщ Русской платформы» [Нефтегазоносность..., 1993]. В ходе выполнения этой программы

силами ФГУ ГНПП «Спецгеофизика», ЗАО «Архангельскгеолразведка», ОАО «Севергеофизика», ОАО «Костромагеофизика» и Центра ГЕОН в рельефе фундамента были прослежены протяженные блоки разной ширины, которые образуют клавишную систему сопряженных горстов и глубоких (8–10 км) грабенов. Пространственное положение и количество этих структурных элементов неоднократно менялись. Это отражено в рекордном количестве названий, которые часто переносятся с одной структуры на другую, что весьма осложняет взаимопонимание между геологами. В целом выделяется несколько палеорифтовых структур как на суше, так и в акватории Белого моря [Федоров и др., 1998; Орлов и др., 1998; Гипсометрическая..., 2001; Казанин и др., 2006; Журавлев, 2007; Аплонов и др., 2006; Балуев и др., 2010, 2012 и др.].

Согласно новым данным А.С. Балуева с коллегами, палеорифтовая система Белого моря состоит из четырех субпараллельных рифтовых зон (ветвей): Онежско-Кандалакшской (Кандалакшско-Двинской), Керецко-Пинежской, Чапомо-Лешуконской и Понойско-Мезенской (Баренцевоморской), разделенных соответственно Архангельским, Товским и Кулойско-Мезенским выступами кристаллического фундамента. К новейшим образованиям относятся два современных грабена: Кандалакшский, наследующий древнюю рифейскую впадину, и Колвицкий, приуроченный к зоне аккомодации тектонических напряжений [Балуев и др., 2010; 2012]. Авторы делают вывод о том, что процессы формирования современных грабенов в Белом море нельзя относить к зрелому континентальному рифтингу, т.к. они образуются в верхних горизонтах фундамента, не нарушая всю толщу земной коры.

Стратиграфические исследования

Современная стратиграфия региона опирается, главным образом, на материалы, полученные при бурении Средне-Няфтинской скважины, достигшей отложений катаплатформенного чехла. Присутствие в осадочном разрезе верхнерифейских отложений не вызывает сомнений, однако оставшиеся не вскрытыми бурением толщи оставляют повод для многолетней дискуссии о возможном существовании более древних толщ рифея.

«Хотя ни у одного из геологов нет сомнения в том, что нижняя часть разреза, вскрытая

Средне-Няфтинской скважиной (вашкинская толща и, возможно, нижняя часть пезской свиты) относится к среднему рифею, прямых доказательств этого факта нет: средний рифей выделяется по положению в разрезе» [Аплонов и др., 2006, с. 151–152].

Приведённая цитата достаточно полно характеризует состояние стратиграфических исследований отложений континентальной части Беломорско-Пинежского региона. Она же отражает исторически сложившееся у исследователей данной территории стремление к выявлению всех или хотя бы нескольких уровней рифей в осадочных комплексах. Ставший традиционным поиск средне- и даже нижерифейских отложений обусловлен изначальной ориентировкой всех проводимых работ на поиски углеводородов. Это обусловлено тем, что для формирования нефтяных месторождений требуются значительные интервалы времени, большие мощности и морской генезис осадков. Все эти условия широко прогнозировались в ходе изучения территории, что, к сожалению, не всегда соответствовало ее реальной истории.

Теоретические разработки

По результатам многоволнового глубинного зондирования (МГЗ) разработаны комплексные модели литосферы, согласно которым тектоническое растяжение выражается в грабенообразных погружениях фундамента, во встречном подъеме поверхности Мохоровичича и, как следствие, в локальном утонении консолидированной коры, наличии зон базификации ее нижних горизонтов и проникновения в кору магматических масс мантийного происхождения [Костюченко, Егоркин, 1994]. Предложена тектоническая модель докембрийского развития территории, которая рассматривается как рифтовая провинция [Костюченко, 1995]. Предполагается, что пострифтовому погружению территории способствовало накопление в средней части коры значительных объемов магматических образований, нарушивших изостатическое равновесие в литосфере [Федоров и др., 1998, Федоров, 2000].

Результаты исследований в рамках задания альянса компаний и МПР РФ обобщены в коллективной монографии, посвященной вопросам развития и возможной нефтегазоносности Мезенской синеклизы [Аплонов и др., 2006].

На материалах регионального сейсмического профилирования основаны представле-

ния об условиях и механизмах формирования Мезенской синеклизы [Петров, Костюченко, 2002; Хераскова и др., 2006; Сапожников, Костюченко, 2008; Тектоническая..., 2010 и др.]. Предложена модель, согласно которой структуры региона относятся к единой палеорифтовой системе Белого моря, возникшей 1300–1240 млн лет назад при распаде гипотетического суперконтинента Палеопангея [Балуев, 2006; Балуев и др., 2010; 2012].

1.3. Существующие проблемы в изучении провинции

Приведённые в предыдущих разделах данные свидетельствуют о том, что Среднерусско-Беломорская провинция является крупной композитной структурой со сложной многоэтапной историей геологического развития. Положение провинции на территориях промышленно развитых районов Российской Федерации и Республики Беларусь выдвигает на первый план задачу оценки ее промышленного потенциала.

Наличие мощного осадочного чехла ставит провинцию в ряд потенциально нефтегазоносных объектов. Особый интерес представляют катаплатформенные (доплитные) осадочные толщи, поскольку в геологически сходных рифейских отложениях Сибирской платформы открыты крупные залежи углеводородов.

В то же время, несмотря на вероятные перспективы провинции и геологические работы, проводимые начиная с 40-х годов XX-го столетия, её реальный потенциал до сих пор не ясен. Состояние изученности территории находится на начальных (региональных) этапах поисково-оценочной стадии геолого-разведочных работ. По количеству поднятого керна и объёму проведённых мероприятий по изучению околоскважинного пространства к действительно параметрическим можно отнести только Северо-Молоковскую и Средне-Няфтинскую скважины, пройденные в рамках программы «Рифей».

В части поисков углеводородного сырья положительные результаты ограничились выявлением притоков лёгкой нефти вблизи г. Данилова на севере Ярославской области. В вышележащих палеозойских отложениях углеводородные залежи также не выявлены. По-прежнему не ясно, связано ли это с отсутствием притока углеводородов с нижних горизонтов потенциально нефтеносных докембрийских толщ или

с их нисходящей миграцией в разуплотнённые зоны фундамента.

Не лучшее положение сложилось и в области теоретических исследований, где существуют противоречия во всех областях геологии.

В области геокартирования и тектоники спорными остаются пространственные границы, внутренняя организация и возраст доплитных структур и осадочных бассейнов.

Появляется все больше данных о том, что структуры катаплатформенного этапа развития ВЕП часто развиваются независимо от внутреннего строения кристаллического фундамента [Валеев, 1978; Гарецкий, 1995; Владимирова и др., 1997; Аксаментова, 2002; Аксаментова, Найдёнков, 2004 и др.]. Тем важнее становится оценка масштабов и выявление локальных закономерностей наследования авлакогенами «древних межей», которые, в свою очередь, рассматриваются как границы раздела крупных коровых сегментов [Зандер и др., 1967; Bogdanova, 1993; Богданова и др., 2004].

Основой для составления тектонических карт фундамента служат, прежде всего, материалы региональных и геофизических исследований, поскольку данных бурения и сейсморазведки недостаточно. Принципы картирования основаны на изучении эталонных областей в районах, доступных прямому картированию, и перенесении установленных закономерностей на закрытые территории [Зандер и др., 1967; Дедеев, 1972 и др.]. Разделение структурно-вещественных комплексов проводится по ориентировке и морфологии аномальных областей, прежде всего, аномального магнитного поля. Области с мозаичным строением рассматриваются как древние массивы докарельской консолидации, тогда как обтекающие их системы полосовых аномалий считаются отражением более поздних (карельских, сфекофенских) структурно-вещественных комплексов [Дедеев, 1972; Гафаров, 1976 а, б]. Очевидно, что эти вполне логичные допущения далеко не всегда соответствуют реальной геологической ситуации.

Как следствие, несмотря на усилия многих исследователей [Фотиади, 1958; Гафаров, 1976 а, б; Борисов, 1967; Зандер и др., 1967; Новикова, 1971; Дедеев, 1972; Веселовская 1974, 1976, 1977; Аксаментова, 2002; Геология и полезные..., 2006; Аплонев и др., 2006; Глубинное..., 2010; Тектоническая..., 2010 и др.], для закрытой части Русской плиты не создана непротиворечивая для прогнозных целей

карта фундамента. Более того, не существует даже общепринятой схемы тектонического районирования цоколя платформы. Оценивая состояние изученности кристаллического цоколя платформы, Р.Г. Гарецкий справедливо отметил, что «единой точки зрения о строении и геодинамических условиях становления фундамента ВЕП до сих пор не существует» [Разломы..., 2007. С. 55].

По-прежнему актуальны вопросы тектонической природы главных неопротерозойских структур провинции – Среднерусского авлакогена, Беломорско-Пинежских прогибов и Оршанской впадины. Как было показано выше, количество существующих гипотез отражает неослабевающий интерес геологов к этим объектам. В последние годы выполнен ряд крупных теоретических обобщений [Аплонев и др., 2006; Геология и полезные..., 2006; Глубинное..., 2010; Балуев, 2006; Балуев и др., 2000, 2010; 2012]. Тем не менее, общая непротиворечивая модель развития Среднерусско-Беломорской тектоно-седиментационной провинции до настоящего времени не разработана.

В области литологии важнейшими остаются вопросы о строении, условиях формирования и промышленном потенциале катаплатформенного чехла.

Изучению возраста, нефтегазоносности, вещественного и фациального состава катаплатформенного чехла ВЕП посвящены работы А.А. Клевцовой, Ю.Т. Кузьменко, Е.М. Аксенова, А.А. Бакирова, И.О. Брода, Н.Б. Вассоевича, В. А. Дедеева, А.Н. Золотова, С.П. Максимова, М.И. Островского, Б.А. Соколова, Д.Л. Фёдорова, К.Ф. Родионовой, С.П. Максимова, Г.Д. Кошаровской, С.И. Головановой, В.В. Кирсанова, И.Ф. Ивашковского, Е.С. Ларской, О.П. Загуловой, А.Я. Чагаева, Т.В. Владимировой, О.В. Япаскурта, И.М. Симановича и многих других. В результате проведённых исследований были решены многие принципиальные вопросы его геологического строения. В то же время, в силу недоступности объекта прямому наблюдению, многие вопросы по-прежнему остаются дискуссионными.

Главным из вопросов ожидаемо является вопрос о наличии нефти в катаплатформенном чехле. В Среднерусском авлакогене зону возможного нефтегазонакопления связывали с Рыбинско-Сухонским мегавалом, где был установлен ряд нефтегазопроявлений, однако

промышленная нефть в рифейских отложениях авлакогена так и не была обнаружена. Не было выявлено скоплений углеводородов и при проходке Северо-Молоковской скважины, заложенной, в отличие от большинства «классических» нефтяных выработок, не над антиклинальным поднятием, а в осевой части Молоковского прогиба.

Рифейскую нефть искали и под гипотетическими надвигами кристаллического фундамента, которые теоретически могли законсервировать богатый углеводородами осадочный резервуар [Соколов и др., 1977]. Показательными в этом отношении являются результаты бурения Бельской скважины, заложенной для бурения «под надвиг» (см. раздел 4.2). К сожалению, эта интереснейшая рабочая гипотеза не подтвердилась бурением [Чамов, Горбачев, 2004].

Особые надежды возлагались на Беломорско-Пинежский регион. Считалось, что широкое распространение мощных осадочных толщ и перикратонное положение дают региону определенное преимущество с позиций нефтегазонасности по сравнению с внутриплатформенными Среднерусским и Оршанским регионами. Несмотря на полное отсутствие не только промышленных притоков, но и нефтегазопоявлений, перспективы связывались с сероцветными комплексами и мощными толщами карбонатных пород со строматолитовыми и другими органогенными постройками рифейского возраста, способными вмещать промышленные залежи нефти и газа [Аплонов и др., 2006]. Эти ожидания не оправдались, как не подтвердились и представления о существовании мощных и выдержанных по площади сероцветных и карбонатных толщ (см. главу 5).

С поисками нефти опосредовано связан и ряд теоретических построений, часто входящих в противоречия с наблюдаемыми литолого-фациальными особенностями осадочных комплексов. Так, поскольку для вызревания нефти (в рамках теории органического происхождения) требуются миллионы лет, долгое время считалось, что прогибы авлакогена содержат полный разрез рифея. Хотя это представление и зародилось во время отсутствия каких-либо буровых данных, оно отражено во многих публикациях [Гордасников, Троицкий, 1966; Николаев, 1999; Клевцова, 2000; Хераскова и др., 2001, 2002].

Поскольку нефть всегда обнаруживается в осадочных породах морского происхождения

или рядом с ними [Brownlow, 1979], морскими же считались и доплитные отложения провинции, хотя характер строения разрезов и фациальные признаки осадков свидетельствуют об их аллювиально-озёрном генезисе. Окраинное положение Беломорско-Пинежского региона в современной структуре ВЕП до сих пор является основанием интерпретировать неопротерозойские осадочные комплексы как морские отложения пассивной окраины [Клевцова, 1997; Аплонов и др., 2006; Хераскова и др., 2008 и др.]. Для объяснения ограниченности площадей распространения доплитных осадочных комплексов в пределах Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов допускали, что в их прогибах сохранились только реликты уничтоженного эрозией обширного осадочного чехла морского генезиса [Хераскова и др., 2001].

Для обоснования возможной нефтегазонасности катаплатформенного чехла предполагалось, что важную роль при его формировании играли вулканогенный материал и высокий тепловой поток как неперенные атрибуты рифтогенеза [Гордасников, Троицкий, 1966; Николаев, 1999; Хераскова и др., 2001, 2002]. Эти гипотезы не подтвердились, и вопросы состава и генезиса осадочных комплексов позднекатаплатформенного чехла на сегодняшний день во многом остаются дискуссионными, чему способствует крайняя бедность каменного материала. Помимо редкой сети глубоких скважин с неполным отбором керна, колоссальный вред нанесли кампании по сокращению каменного материала. В этой связи представляются неопределимыми усилия сотрудников ФГУП «Недра» (Ярославль) Л.Е. Дмитриевской и Л.А. Певзнера, сохранивших в 1990-х годах от уничтожения представительную коллекцию керна из глубоких скважин.

В области стратиграфии главными остаются вопросы датирования и корреляции осадочных комплексов. Из-за труднодоступности объекта исследования стратотипами серий, свит и подсвит являются интервалы разрезов отдельных скважин. В существующих стратиграфических схемах увязка осадочных разрезов выполнена методами, корректными для отложений плитной стадии развития платформ, то есть на основе представлений о существовании обширных областей прогибания (синеклиз) на фоне спокойного (платформенного)

тектонического режима. Как следствие, усилия геологов направлены на прослеживание свит через всю или большую часть платформ. При этом ведущими методами сопоставления интервалов, находящихся на разных гипсометрических уровнях и не привязанных к сейсмическим разрезам, являются т.н. литофациальный и ритмостратиграфический анализ, которые в силу неполного отбора керн часто сводятся к сопоставлению каротажных диаграмм.

Точку зрения об отсутствии единой троговой области осадконакопления при наличии отдельных разобщенных грабенов развивали многие геологи [Федоров и др., 1996; Владимирова и др., 2001]. Существующие материалы сейсмо-разведки полностью подтверждают это представление. «Плитный» или «платформенный» подход к корреляции, допустимый для осадочных комплексов синеклиз, неприемлем для доплитных структур, поскольку не учитывает их сложную тектоническую организацию.

Сдвиговая природа большинства композитных неопротерозойских структур (авлакогенов) определяет изменение их геометрии в процессе роста, седиментологическую замкнутость и резкую фациальную изменчивость в пределах их составных частей (структурных бассейнов), днища которых, как правило, расположены на разных гипсометрических уровнях. Как следствие, при общем сходстве осадочных процессов, каждый из бассейнов являлся самостоятельной тектоно-седиментационной системой с индивидуальными фациальными особенностями выполняющих его осадочных комплексов [Чамов, 2013а].

Из сказанного следует, что прямое сопоставление отложений даже смежных сдвиговых бассейнов на уровне ритмостратиграфии некорректно. При «платформенном» подходе к корреляции рифтогенных комплексов по каждой скважине, пробуренной по простиранию сдвиговой системы, создаются новые местные стратоны, которые часто не увязываются даже между соседними скважинами, а тем более не прослеживаются по простиранию структуры в целом. Именно такую ситуацию отражают существующие корреляционные схемы [Веретенников и др., 2005; Кузьменко, Шик, 2006].

Выводы

Обобщая сказанное, можно констатировать, что доплитные тектоно-седиментационные си-

стемы Среднерусско-Беломорской провинции изучены недостаточно. Соответственно, отсутствует основа для разработки обоснованного научного прогноза перспективных объектов и постановки геолого-поисковых и разведочных работ. Немаловажной причиной этому является и сложившаяся практика узкоспециальных исследований, когда интерпретация материалов ведётся с позиций какой-либо одной из геологических дисциплин.

Выходом из сложившейся ситуации представляется междисциплинарное обобщение имеющихся материалов. В части увязки коррелятивных элементов разреза ведущая роль предоставляется сейсмостратиграфическому анализу. Такой подход нацелен на картирование реальных геологических тел и предусматривает выявление и прослеживание в волновой картине разрезов МОГТ сейсмических комплексов, которым соответствуют уверенно распознаваемые по фациальным признакам, минеральному и петрографическому составу литологические разновидности пород (пачки или толщи), детально изученные по данным бурения.

Главные региональные геологические вопросы, относящиеся к характеру взаимоотношений структурных элементов трёх регионов провинции, следующие:

1. Являлась ли субмеридиональная Беломорско-Пинежская система растяжения главным источником напряжений, компенсация которых привела к образованию субширотного Среднерусского авлакогена?

Если это действительно так, то осадочное выполнение Беломорско-Пинежских грабенов должно быть древнее Среднерусских, а величина поперечного растяжения Беломорско-Пинежской системы должна быть достаточна для развития ортогонального ей сдвига и, во всяком случае, обязана превышать величину растяжения в Среднерусской системе.

2. Является ли Оршанская впадина составной частью Среднерусского авлакогена или это самостоятельная по механизму и времени образования структура?

Основной задачей данной работы является проведение междисциплинарного анализа существующих данных для выяснения тектонической природы, времени формирования и реконструкции геологической истории составных элементов провинции.

1.4. Структура фундамента и положение доплитных тектоно-седиментационных систем

Существование зависимости (структурной унаследованности) доплитных тектоно-седиментационных систем от строения кристаллического фундамента рассматривали многие исследователи Восточно-Европейской платформы [Аксёнов, 1998; Богданов, 1967; Валеев и др., 1969; Владимирова и др., 2001; Гафаров, 1976а, б; Гордасников, Троицкий, 1966; Дедеев, 1972; Зандер и др., 1967; Костюченко, Солодилов, 1997; Кратц и др., 1979; Кропоткин и др., 1971; Милановский и др., 1994; Минц и др., 2001, 2007; Нагорный, 1990; Гарецкий, Нагорный, 1995; Петров, 1972; Постников и др., 1990; Фёдоров и др., 1996, 1997; Шатский, 1955, 1964б–д; Шахновский, 1988; Garetsky et al., 1999; и многие другие].

Диапазон мнений оказался достаточно широк – от представлений о точном совпадении структурных планов до полной независимости структур катаплатформенного чехла. Мнение широкого круга исследователей отражает представление П.Н. Кропоткина с коллегами о том, что «особенностью рифейской стадии формирования платформенного чехла Русской плиты является своеобразная унаследованность, которая заключается не в совпадении грабенообразных прогибов с синклиориями предшествующего геосинклинального этапа развития, а в их приуроченности к участкам наиболее молодой карельской стабилизации фундамента и в унаследовании ими основных простираний карельской складчатости» [Кропоткин и др., 1971, с. 196]. Полученные к настоящему времени новые геолого-геофизические материалы позволяют проверить это представление.

Главным вопросом данного раздела (и сходных разделов в главах, посвящённых районированию структур фундамента и чехла) является вопрос о существовании зависимости (унаследованности) структуры катаплатформенного этапа развития ВЕП от строения кристаллического фундамента. Задачей является анализ расположения доплитных тектоно-седиментационных систем относительно главных структурно-вещественных комплексов фундамента.

Поскольку картирование на закрытых территориях проводится, главным образом, по материалам региональных геофизических ис-

следований, положение доплитных тектоно-седиментационных систем было сопоставлено с контурами характерных областей аномальных магнитного и гравитационного полей. В результате была составлена схема тектонического районирования провинции (см. рис. 1.2).

Описание аномальных областей и, предположительно, соответствующих им структурно-вещественных комплексов фундамента приводится в главах 3–5 для каждого региона Провинции в рамках соответствующих планшетов. В данном разделе охарактеризованы некоторые общие подходы к районированию фундамента и рассмотрена пространственная приуроченность доплитных тектоно-седиментационных систем Среднерусско-Беломорской провинции.

Фактографическая основа для выявления и интерпретации геофизических данных

Магнитные и гравитационные поля Восточно-Европейской платформы в основном характеризуются обширными областями с мозаичным строением, разделенными, а частью опоясанными зонами линейных аномалий. При этом на основании совместного анализа физических полей и геологического строения обнаженных районов Балтийского щита было установлено соответствие областей с мозаичным строением магнитного и гравитационного полей древним массивам более ранней консолидации (докарельские ядра), а окаймляющих их систем полосовых аномалий – областям проявления более молодой карельской складчатости [Геология СССР, 1971].

При картировании кристаллического фундамента закрытых территорий наибольшую информативность имеют результаты магниторазведки. По сравнению с гравитационным аномальное магнитное поле (АМП) более точно отражает внутреннюю структуру фундамента, чему способствуют непрерывность измерений при аэромагнитной съёмке, пренебрежимо малое влияние осадочного чехла, связь с глубинными структурами коры и практическая неизменность относительного положения структурно-вещественных комплексов фундамента на плитной стадии развития платформы [Дедеев, 1972].

Основные черты строения провинции и её обрамления в пределах Российской Федерации достаточно полно иллюстрирует карта аномального магнитного поля масштаба 1:5000000 [Петров и др., 2004а]. Кроме того, была состав-

лена оригинальная карта модуля полного вектора АМП (Mag2500m) на сетке 2,5 км в проекции Ламберта, по данным [Maus et al., 2009; Magnetic..., 1974; Магнитные..., 1995; Olesen, 1997; Российская..., 2002; National..., 2004]. На этой же основе была построена карта вертикального градиента АМП путём предварительного расчёта продолжения поля dT вверх (+5 узлов по X и Y (размах 25000 м), вверх +5 узлов – 12500 м) по формуле Гаусса и последующего определения как разности между верхней и нулевой плоскостью³.

Существует множество классификаций магнитных аномалий, составленных по разным принципам. В данной работе для характеристики региональных особенностей магнитного поля используется описательная классификация, сходная с предложенной в 1958 г. Э.Э. Фогиади для Восточно-Европейской платформы [Гафаров, 1976]. Она учитывает форму аномальных областей АМП (линейные, изометричные, клиновидные и т.д.), морфологические особенности аномалий (мозаичные, симметричные, полосовые, прерывистые и т.д.) и их интенсивность (положительные, отрицательные, слабоинтенсивные).

Использование в работе первичных геофизических данных, привязанных к реальным пространственным координатам, позволило составить авторское представление о строении изучаемой территории и обеспечило корректное сопоставление образов потенциальных полей с существующими схемами тектонического районирования платформы [Архангельский, 1947; Геологическое..., 1967; Гафаров, 1966, 1976а, б; Дедеев, 1972; Структура..., 1974; Основные..., 1979; Богданова, Гафаров и др., 1984; Богданова, 1984; Минц и др., 2007; Глубинное..., 2010; Тектоническая..., 2010; Bogdanova, 1993; Bogdanova et al., 1996 и др.].

Пространственное положение доплитных тектоно-седиментационных систем Среднерусско-Беломорской провинции

За исключением Оршанской впадины, характерной чертой рассматриваемой системы, является ее дугообразное положение в плане: Беломорско-Пинежские грабены изначально практически ортогональны простиранию гра-

³ Все расчеты выполнены ведущим научным сотрудником ГИН РАН к.ф.-м.н. С.Ю. Соколовым по гридам в формате Surfer с последующим переводом результатов в формат ArcGIS.

бенов Среднерусской части провинции, которые, в свою очередь, плавно изгибаясь, приспособляются к субширотной ориентировке Полоцко-Курземских структур. Наиболее резкая (около 90°) смена простираний наблюдается к югу от Онежского выступа Балтийского щита (см. рис. 1.2).

Сходный характерный изгиб отчетливо выражен и в простирании аномалий магнитного и в, меньшей степени, гравитационного полей. Особенно характерным и отраженным на картах разных авторов является изгиб аномалий магнитного поля (структурно-вещественных комплексов фундамента) у Онежского выступа Балтийского щита (см. рис. 1.2). Эта закономерность отмечена многими исследователями [Гафаров, 1972, 1976; Дедеев, 1976; Зандер, 1969; Глубинное..., 2010; Bogdanova et al., 1984 и др.].

Изогнутую в плане область мозаичного магнитного поля со слабыми аномалиями неправильной формы Р.А. Гафаров рассматривал как Северо-Двинский архейский массив, который, испытывая разворот у Онежского выступа Балтийского щита, протягивается до верхнего течения Волги, в район городов Кострома и Иваново [Гафаров, 1976а, б]. В.А. Дедеев [1972] картировал эту область в качестве позднеархейской Вычегодской складчатой системы.

В то же время нельзя говорить о том, что доплитным тектоно-седиментационным системам соответствует набор характерных отчетливо выраженных аномалий магнитного или гравитационного полей. Как в Среднерусском, так и в Беломорско-Пинежском регионах, доплитные структуры в плане тяготеют к областям распространения слабых мозаичных аномалий. Среднерусско-Беломорский пояс выражен наименее отчетливо по сравнению с обрамляющими его структурно-вещественными комплексами фундамента, которые и позволяют наметить его контуры.

Эту закономерность можно объяснить, если обратиться к тектонической предистории Среднерусского авлакогена. По мнению ряда исследователей, связанная с авлакогеном область земной коры до растяжения испытала влияние коллизионных процессов [Костюченко, Солодилов, 1997; Аксёнов, 1998; Минц и др., 2001, 2007; Bogdanova, 2005; Bogdanova et al., 2008].

Автор разделяет это представление и в ряде работ рассматривает возможность суще-

ствования палеопротерозойского коллизионного сооружения (корового крыжа) на месте заложения в неопротерозое Среднерусского авлакогена [Чамов и др. 2001; 2003; 2010; Чамов, Горбачёв, 2004; Чамов, 2005, 2013а]. Эти работы положены в основу следующих допущений.

Если Среднерусско-Беломорский пояс сформировался в результате распада коллизионного орогена, то в плане должна соответствовать территория с пониженными значениями магнитной восприимчивости. Действительно, внутрикоровое плавление, возникающее после коллизии в утолщенной коре (орогенном сооружении, коровом крыже), приводит к мигматизации, т.е. в общем смысле к гранитизации тектонически совмещенных разнородных образований. При распаде корового крыжа происходит формирование гранитоидных масс – т.н. декомпрессионное плавление. Образовавшиеся на гипабиссальных глубинах граниты/гранодиориты с плотностью около 2.9 г/см^3 , оказавшись в среде коровых рестигов с более высокой плотностью, будут стремиться к верхним горизонтам коры в соответствии с законами изостазии. Этому процессу способствуют внутрикоровые сдвиги, которые всегда сопутствуют, если не инициируют, распад орогенов. В ходе всплытия-выдавливания гранитизированных масс формируются пласты динамометаморфизованных пород – бластомилонитов по сдвиговым зонам (детачменам). Все перечисленные процессы приводят к прогрессивному снижению магнитной восприимчивости пород. Следы их реализации широко проявлены в центральном регионе (например, в Бельском комплексе метаморфического ядра, см. главу 4). Наблюдаемые свойства Среднерусско-Беломорского пояса не противоречат представлениям о его формировании на месте некогда существовавшего коллизионного орогена.

К настоящему времени получены данные, согласно которым Среднерусско-Беломорский пояс является лишь частью более протяженной системы структурно-вещественных комплексов палеопротерозойской консолидированной коры. Отмечу две наиболее современные карты, имеющие принципиальное значение для понимания взаимоотношений комплексов фундамента и доплитных тектоно-седиментационных систем.

Проецирование Беломорско-Пинежской части системы доплитных тектоно-седиментационных систем на тектоническую карту Белого моря [Тектоническая..., 2010] показывает ее совпадение с границами Лапландско-Беломорского подвижного пояса палеопротерозойской консолидации. Авторы карты подразделяют его на Беломорский и Лапландско-Колвинский гранулитовый пояса.

В глубь платформы Лапландско-Беломорский пояс прослежен коллективом авторов из РОСНЕДР, РАН и ГЕОКАРТ как единая дугообразная структура, названная ими Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский ороген [Глубинное..., 2010]. Название точно отражает его предполагаемое положение в плане. При этом собственно Среднерусская часть этого орогена прослеживается до района г. Торопца. Действительно, здесь на сочленении интенсивных полосовых магнитных аномалий Валдайского и Московского поясов заканчивается область слабых аномалий Среднерусско-Беломорского пояса.

В итоге, можно отметить следующее:

1. Доплитным тектоно-седиментационным системам в плане соответствует область распространения слабых мозаичных аномалий, которая рассматривается здесь как Среднерусско-Беломорский пояс.

2. Вероятно, пояс является частью более протяженной – Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийский системы структурно-вещественных комплексов палеопротерозойской консолидированной коры.

3. В пределах Восточно-Европейской платформы резкий изгиб Среднерусско-Беломорского пояса в районе Онежского выступа отражает общую закономерность расположения серии дугообразно выгнутых в юго-восточном направлении от Балтийского геоблока структурных зон (Мезенско-Вычегодско-Московской, Камско-Вятской, Рязано-Саратовско-Токаревско-Уфимско-Осинской [Гафаров, 1972, 1976]. Можно предположить, что эти разновеликие асимметричные цепочки структур словно годовые кольца отражают историю роста (этапы воздымания) Беломорского геоблока и/или последовательного проседания его юго-восточного обрамления.

Проверке и развитию намеченных представлений посвящены следующие главы монографии.

ГЛАВА 2. ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ (МЕТОДИЧЕСКИЙ ПОДХОД К ИССЛЕДОВАНИЮ)

2.1. Связь тектоники и седиментации

На теснейшую связь тектоники и седиментации одним из первых еще в XIX веке обратил внимание Н.А. Головкинский, который объяснил формирование слоистой структуры осадочных толщ колебательными движениями. Такой подход к пониманию процессов формирования осадочного разреза позволил ему на четверть века раньше немецкого геолога К. Вальтера установить, что вертикальная последовательность фаций повторяет их распределение в плане.

Соотношение между колебательными движениями и их геоморфологическим выражением было подробно рассмотрено В.В. Белоусовым [1962] в монографии «Основные вопросы геотектоники». Значительное внимание в этой работе было уделено формированию фаций и мощностей отложений в зависимости от колебательных движений земной коры, а также тектонической интерпретации разрезов осадочных толщ. В монографии «Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования» Н.М. Страхов [1947] показал четкую связь формирования бокситов, железных и марганцевых руд с тектоническими и климатическими факторами.

Разрабатывая учение о геологических формациях как естественных ассоциациях горных пород Н.С. Шатский доказывал, что формационный анализ может быть использован для решения вопросов как в области седиментологии, так и общей и региональной тектоники, стратиграфии, поисков и картирования месторождений полезных ископаемых [Шатский, 1955, 1960].

Необходимость литолого-тектонических исследований обосновали А.Д. Архангельский, В.В. Белоусов, И.М. Губкин, А.П. Карпинский, А.Н. Мазарович, В.Е. Хаин, Ю.Г. Леонов и др. Огромный вклад в развитие фациально-циклического, фациально-парагенетического, фациально-геотектонического анализа внесли Д.В. Наливкин, Л.Б. Рухин, Н.Б. Вассоевич, Г.А. Иванов, Ю.А. Жемчужников, В.И. Попов, И.В. Хворова, В.Т. Фролов, П.П. Тимофеев и др.

Большое внимание реконструкции тектонических обстановок по фациальным признакам осадочных пород уделяют и зарубежные учёные. Крупные обобщения и методические разработки выполнили В.С. Крамбейн, Л.Л. Слосс, А.Х.Г. Митчелл, Д.Е. Кариг, А.Д. Майэлл, Г.Д. Мур, А. Аллен, Ф. Аллен, Г.Э. Рейнек, И.Б. Сингх, Ф.Дж. Петтиджон, У.Р. Дикинсон, Р.В. Ингерсолл, К.Дж. Басби и др. Особенно велика роль Х.Г. Рединга в формировании мировоззрения литологов и тектонистов [Обстановки ..., 1990 и др.].

Неослабевающий интерес к литолого-тектоническим исследованиям отражают многочисленные публикации в таких журналах, как «Sedimentology» и «Sedimentary Geology». На всех годичных собраниях Международной ассоциации седиментологов (IAS) традиционно организуется секция «Tectonics and sedimentation».

Наибольшее развитие комплексные литолого-тектонические исследования получили в рамках изучения осадочных бассейнов – сложных природных объектов разной генетической природы [Allen, Allen, 1990]. В России это направление отражено в ряде крупных монографий, касающихся общих вопросов геологии *осадочных бассейнов*: «Геоисторический

и геодинамический анализ осадочных бассейнов» [1999], «Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов» [1998], «Минерагения осадочных бассейнов континентов и периконтинентальных областей» [1998], «Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция» [2004].

В последней из них Ю.Г. Леонов, определяя главные особенности стратегии изучения осадочных бассейнов на современном этапе, приводит ряд положений, смысл которых сводится к следующему.

Объектом изучения является не только осадочное выполнение бассейна, но и весь объем горных пород, вовлеченных в его формирование. Они представляют собой единую систему, в которой осадочный чехол и земная кора находятся во взаимодействии и между ними происходит обмен энергией и флюидами. В результате этих сложных процессов происходит перераспределение и преобразование вещества, формирование разных видов полезных ископаемых, в том числе залежей углеводородов, которые сосредоточены не только в осадочном чехле, но и в породах фундамента.

Осадочные бассейны не являются статическими образованиями. Они представляют собой динамические постоянно меняющиеся объекты, структура которых формируется в результате длительного и часто многоэтапного развития. В частности, взаимовлияние тектонических и осадочных процессов не прекращается на стадии седиментогенеза. Существует чрезвычайно тесное и многоплановое взаимодействие тектонического режима и процессов преобразования уже накопившихся осадочных толщ в породу. Взаимодействие это взаимное: тектонический режим способен увеличить скорость и интенсивность литогенеза, а образование структур и форм рельефа может инициироваться не тектоническими, а осадочными процессами. В этом отношении показательным является появление термина «тектоническая литология» [Соколов, Конюхов, 1995]. Действительно, структурообразование при галокинезе по степени влияния на осадочный чехол вполне сопоставимо с тектоническими процессами, инициированными эндогенными факторами. Сходные процессы имеют место и в областях развития вечной мерзлоты, где криогенный литогенез приводит к сложным деформациям и переработке осадочного чехла [Чамов, 1990].

Каждый из процессов, протекающих в осадочном бассейне, является составной частью некоторой системы, развивающейся под влиянием множества разномасштабных факторов. Точно также и сам осадочный бассейн, как бы четко он не был ограничен в пространстве, является элементом более сложной «надбассейновой» системы структур и в целом подчиняется закономерностям её развития.

2.2. Тектоно-седиментационные системы

Взаимосвязь тектонических и осадочных процессов реализуется на разных иерархических уровнях – от общей геодинамической позиции области седиментации до локальных структур, а также на разных этапах существования обломочного материала – от мобилизации и переноса к фиксации и превращению в породу. Все эти разноплановые, длительные или катастрофические («лавиновые») события, реализуются в рамках столь же разномасштабных *тектоно-седиментационных систем*. Термин этот в явном виде не используется, хотя именно он характеризует пространственные размеры и энергетику взаимодействия тектонических и осадочных процессов.

Тектоно-седиментационная система понимается как совокупность процессов и явлений, которые происходят при обязательном участии структурообразования и осадконакопления. Причинно-следственная неразделимость последних может быть определена как тектоно-секвентная седиментация или выраженная в осадочных образованиях тектоника.

Определение положения объекта исследования в ряду сопряжённых, надстраивающих друг друга и взаимозависимых тектоно-седиментационных систем является одним из главных условий адекватной интерпретации геологических данных. В частности, переоценка масштаба и роли осадочных бассейнов в строении тектоносферы породила тенденцию рассматривать их как некий универсальный определитель геодинамических режимов. При этом исследователи, как правило, понимают, что площадь и объем земной коры, вовлечённые в реализацию крупных геодинамических процессов, намного превосходят таковые, участвующие в строении отдельного бассейна. Более того, крупномасштабные геодинамические процессы приводят к появлению рядов осадоч-

ных бассейнов и связанных с ними структур и/или вулканических сооружений (например, зоны перехода от континента к океану, коллизионные пояса, рифтогенные провинции). В строении рядов сопряжённых структур отражены основные геодинамические механизмы.

Изучение геологических объектов с позиций тектоно-седиментационных систем позволяет корректно сопоставлять разномасштабные современные и древние тектонические и осадочные процессы в разных геодинамических областях коры континентального, океанического или переходного между ними типа. Такой подход необходим для прослеживания существовавших в истории Земли тектоно-седиментационных обстановок с целью решения ряда фундаментальных проблем: цикличность или эволюция, глобальность или региональное проявление геодинамических процессов, их направленность и будущее тектоносферы Земли.

Разнопорядковость структурообразующих процессов определяет иерархическую организацию (соподчинённость) тектоно-седиментационных систем (ТСС), которые характеризуют разные по объёму структурно-морфологические области (табл. 1). Наиболее крупной тектоно-седиментационной системой планетарного уровня является седиментосфера или совокупность осадочных чехлов континентальных и океанических областей. Однако для решения фундаментальных и практических задач региональной геологии требуются более мелкие картируемые тектоно-седиментационные единицы, позволяющие идентифицировать основные механизмы, определяющие тектонику конкретных структурно-морфологических областей.

Так, крупной и практически значимой картируемой единицей, отражающей влияние доминирующих геодинамических обстановок в консолидированной коре и верхней мантии, является *тектоно-седиментационная провинция* – обширная композитная структурно-морфологическая область на коре любого типа, все части которой имеют сходную геологическую историю (общий геодинамический механизм), а осадочный чехол объединяет все литологические комплексы, накопившиеся в региональных и локальных формах рельефа на разных этапах развития данной области.

Длительно развивающиеся тектоно-седиментационные провинции, в которых гео-

динамические обстановки меняются по мере их развития, но ранее сформированные структурные этажи сохраняются (например, авлаогены и наследующие их синеклизы), могут рассматриваться как полигенные мегабассейны.

Указанным условиям полностью соответствует континентальная Среднерусско-Беломорская провинция, площадь которой с учётом Московской и Мезенской синеклиз, а также бассейнов в акватории Белого моря составляет не менее 1,5 млн км²; время ее формирования от неопротерозоя до позднего фанерозоя, структурная эволюция от рифтогенеза до плитного развития.

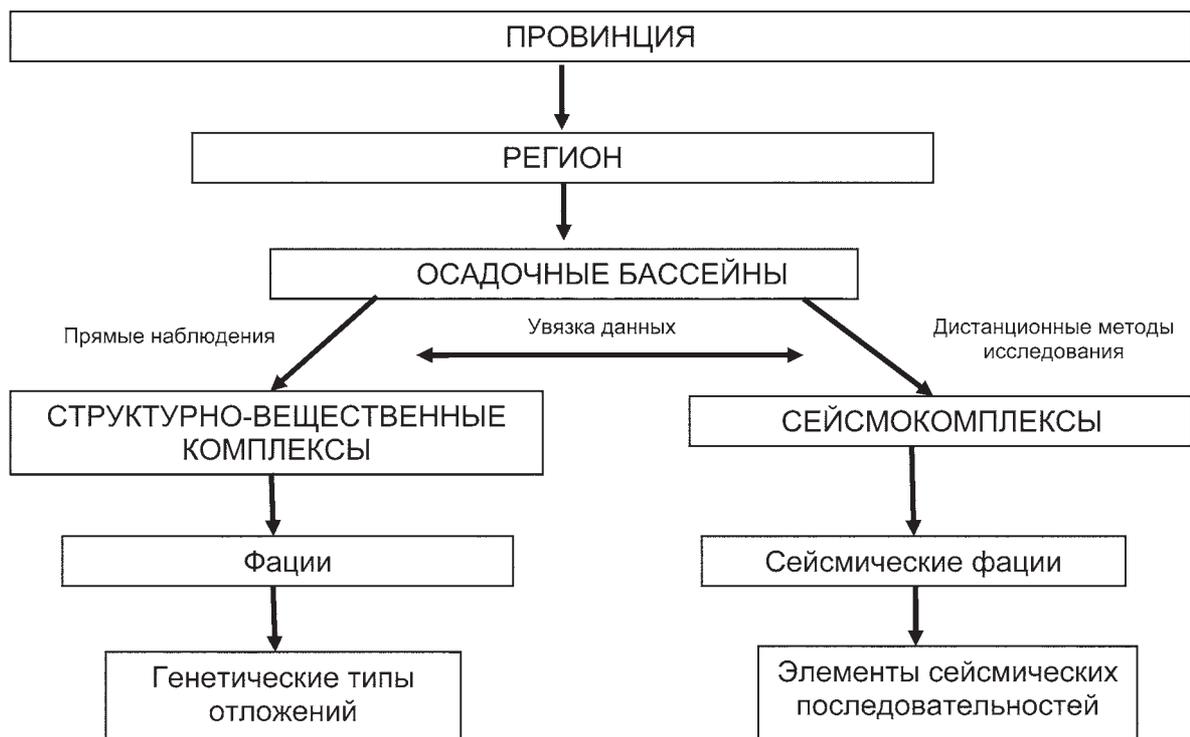
Вертикальный масштаб проявления тектоно-седиментационных процессов в провинции варьирует от вершин тектонических структур на земной поверхности до их корней на глубине заложения, которая может достигать средней и нижней коры, что составляет десятки километров. Поскольку в геологических системах термо- и барометрические градиенты наиболее велики именно по вертикали, полученные значения представляются весьма внушительными.

Провинции объединяют более мелкие, связанные единым геодинамическим режимом тектоно-седиментационные системы, где происходят накопление и преобразование осадочных толщ. Крупной составной частью тектоно-седиментационной провинции является *регион*, определяемый по пространственному распространению и положению стратиграфических комплексов, тектонических структур и форм поверхности [Толковый..., 2002].

Важнейшим элементом тектоно-седиментационных систем являются *осадочные бассейны* – очень разнообразные структурно-вещественные образования, закономерности строения и развития которых зависят от комбинации глобальных, региональных и локальных (внутренних) факторов. В широком смысле осадочные бассейны и их ряды можно рассматривать как отражение крупномасштабных («надбассейновых») геологических процессов на уровне верхней коры и/или осадочного чехла.

Опираясь на понятийную базу современного уровня исследований и вводя некоторые искусственные ограничения, необходимые для практического оконтуривания бассейнов в реальной геологической среде, Ю.Г. Леонов даёт следующее определение: «...под термином “осадочный бассейн”... понимается вы-

Таблица 1. Схема соподчинения тектоно-седиментационных систем



раженная в современной структуре впадина (“бассейн породообразования”) на коре любого типа, заполненная недеформированным или умеренно деформированным осадочным чехлом мощностью в депозентре не менее 0,5 км и теоретически характеризующаяся (объединенная) единой системой флюидогидродинамики» [Осадочные..., 2004, с. 17].

В пределах осадочных бассейнов устанавливаются более мелкие ТСС, что связано с локальными закономерностями морфологии и/или положения дренажных систем. Например, следствием локальных тектонических процессов является упруго-изостатическое воздымание плеча лежащего блока вдоль пограничного сброса полуграбена. Это явление определяет ориентировку дренажных систем и характер размещения осадков внутри континентальных бассейнов. Так, в геодинамически и географически едином рифтовом поясе Рио Гранде выделяются три принципиально различных типа локализации пролювиальных, аллювиальных, пойменных и озёрных осадков в зависимости от направления поступления осадочного материала в бассейн [Mask et al., 1997]. Отражением таких вариаций являются специфические

структурно-вещественные комплексы.

Вслед за Ч.Б. Борукаевым под *структурно-вещественным комплексом* понимается крупное геологическое тело, отличающееся от смежных тел значениями структурных и вещественных характеристик. Специфика такого (структурно-вещественного) определения заключается том, что картируемое тело должно быть частично или полностью доступно прямому наблюдению и/или опробованию, что позволяет по облику и составу фаций и генетических типов отложений/пород судить об их происхождении.

В случае невозможности прямого наблюдения предметом исследования становятся характерные элементы образов физических полей. Так, сейсмокомплекс это дистанционно картируемый сейсмический элемент, представленный группой отражений, параметры которых (конфигурация, непрерывность, амплитуда, частота или интервальная скорость) отличаются от соседних элементов волнового поля. Сейсмокомплекс может быть продолжением установленного бурением или прямыми наблюдениями реального геологического тела, но, как правило, является предполагаемым

по характеру конфигурации отражений комплексом минеральных масс. Составляющими элементами сейсмокомплекса являются сейсмофации и элементы сейсмических последовательностей (sequences).

Универсальность тектоно-седиментационного подхода к изучению сложных полигенных объектов, его значение для выбора методов исследования и корректной интерпретации геологических данных можно показать на примере контрастных областей – северного региона Норвежско-Гренландской рифтогенной провинции и аккреционной призмы Каскадия на континентальной окраине Северной Америки [Чамов, 2013б].

Принципиальные различия геодинамических режимов этих областей привели к тому, что в первом случае осадочные комплексы формируются в результате деструкции и погружения участков земной коры, во втором – в области её наращивания (аккреции) и образования положительных форм рельефа. Если деструктивные рифтогенные системы можно рассматривать с позиций развития бассейнов седиментации и породообразования, то аккреционные не укладываются ни в какие классификации, использующие понятие «бассейны», оставаясь при этом промышленно значимыми, картируемыми тектоно-седиментационными системами с ярко выраженными индивидуальными закономерностями развития.

Независимо от геодинамической природы, тектоно-седиментационные системы различного масштаба, многокомпонентны и чрезвычайно изменчивы, что предопределяет необходимость их междисциплинарного изучения.

В частности, при изучении закрытой территории Среднерусско-Беломорской провинции основу региональных тектонических построений составили материалы сейсморазведки МОГТ, согласованные с результатами бурения, магнитной и гравитационной разведки. Взаимосвязанными этапами междисциплинарного исследования стали: определение границ и структуры ТСС; выявление связи с глубокими (до поверхности Мохо) уровнями земной коры; изучение возраста, фациального и вещественного состава пород по керну глубоких скважин; сеймостратиграфическое расчленение и корреляция осадочных комплексов [Костылева и др., 2001; Чамов, Горбачёв, 2004; Чамов, 2005; Аплонов и др., 2006; Чамов и др., 2002, 2003, 2010].

Итогом комплексных исследований является разработка непротиворечивой тектоно-седиментационной модели объекта исследования, которая учитывает существующую геологическую информацию и обладает прогнозными возможностями. Эти принципы положены в основу методического подхода к изучению строения и развития полигенной Среднерусско-Беломорской провинции.

ГЛАВА 3. СРЕДНЕРУССКИЙ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ) РЕГИОН¹

3.1. Структура фундамента и положение доплитных тектоно-седиментационных систем

В пределах Среднерусского региона наиболее отчётливо наблюдаются несколько характерных областей аномального магнитного поля (рис. 3.1а). Они имеют разную форму, размеры и интенсивность, однако узнаваемы на материалах региональных геофизических исследований, отражены на большинстве существующих карт и позволяют с разной степенью достоверности проследить структурно-вещественные комплексы фундамента региона.

Среднерусско-Беломорский пояс имеет достаточно однородное строение мозаичного АМП, которое характеризуется пониженными значениями и не обнаруживает преимущественной директивной организации. Характерной особенностью пояса является отчётливо выраженная «прозрачность» магнитного поля на карте вертикального градиента полного вектора АМП (см. рис. 3.1в).

Этот протяжённый дугообразный пояс в основном совпадает с выделяемым М.В. Минцем с коллегами Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийским поясом [Глубинное..., 2010].

Московская область АМП – один из наиболее ярко выраженных элементов в структуре регионального магнитного поля. Эта линейная (отношение протяженности к ширине много выше 3:1) область образована серией интенсивных положительных аномалий, значения которых (до -420 – -470 нТл) максимальны не

только для региона. Она прослеживается в субширотном направлении от района городов Полоцка и Великих Лук через Вязьму к Москве и Коломне. К востоку от Горьковского водохранилища интенсивность АМП снижается, пояс изгибается в северо-восточном направлении и достаточно условно может быть прослежен до Вычегодского прогиба Предтимианского пояса (см. рис. 3.1б).

Большая часть доплитных ТСС провинции расположены севернее Московской области АМП, к территории которой тяготеют только Подмосковные грабены – Бельские, Гжатский и Московский. В то же время обращает внимание сходство простираний Среднерусского авлакогена и Московской области АМП: интенсивные положительные аномалии последней дугообразно повторяют контур распространения доплитных ТСС. Контрастность северной границы дугообразной Московской области АМП усиливается за счёт примыкания к ней широкой отрицательной аномалии (см. рис. 3.1б). Наличие высокоградиентных крупных аномалий свидетельствует о соседстве контрастных типов пород и/или наличии крупных тектонических нарушений. По данным сейсморазведки, вдоль северной границы Московского пояса через города Гагарин и Москва прослеживается крупный разлом, резко выраженный в районе Москвы уступом. К нему же приурочен глубокий (не менее 5 км) Подмосковский грабен, расположенный в зоне сдвигового сочленения крупных сегментов ВЕП в пределах «коридора» мощной (до 46 км) коры, отделенного от трансплатформенной зоны глубинным разломом [Костюченко, Солодилов, 1997]. Предполагается, что увеличение мощности коры здесь связано с разворотом консолидированной ее части и возникновением при-

¹ Положение региона в составе Среднерусско-Беломорской провинции см. рис. 1.2.

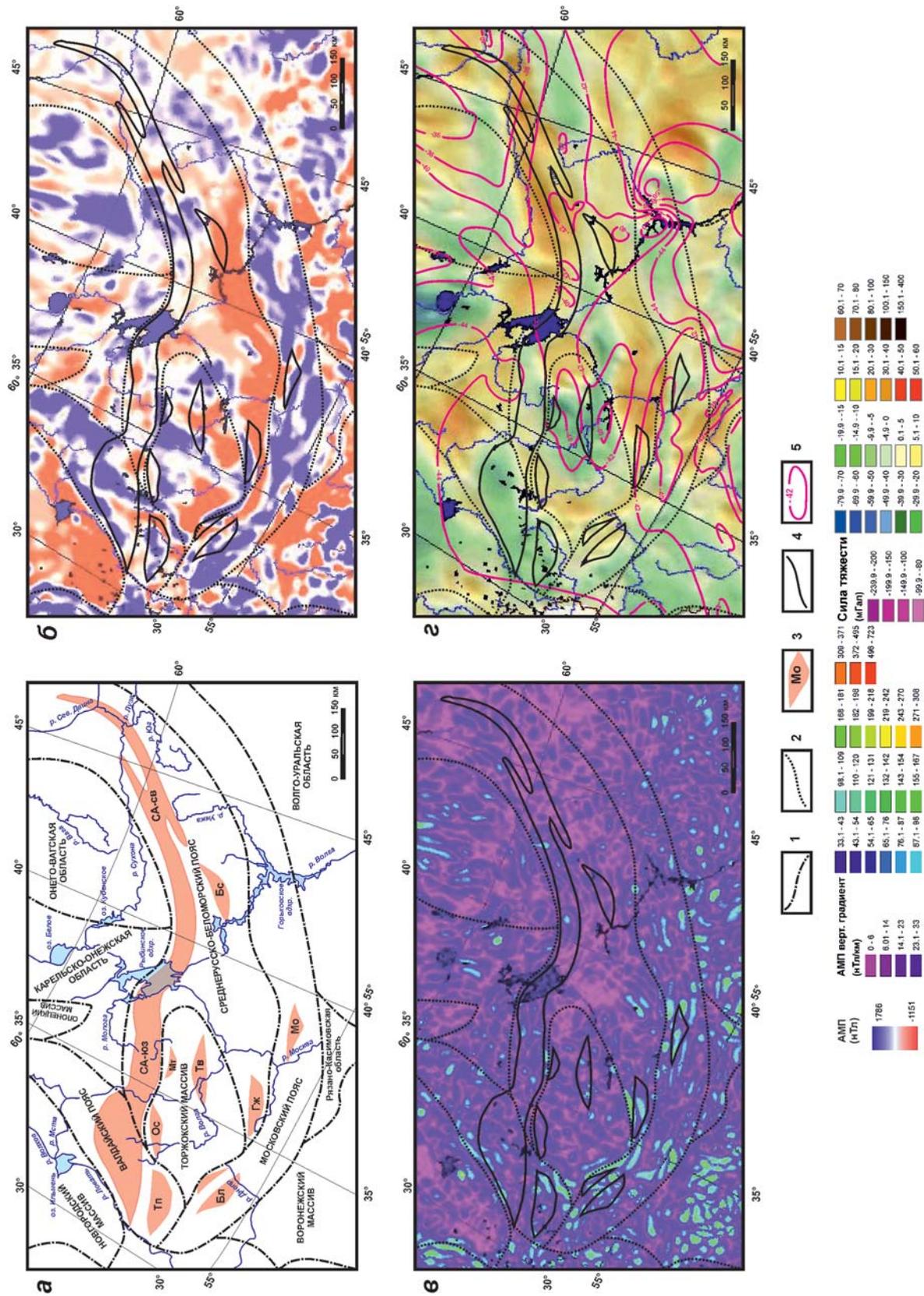


Рис. 3.1. Положение доплитных тектоно-седиментационных систем относительно границ структурно-вещественных комплексов фундамента и характерных областей магнитного и гравитационного полей.

а – районирование Среднерусского региона; б-г – фрагменты карт геофизических полей (составитель карт – С.Ю. Соколов, ГИН РАН): б – полного вектора аномального магнитного поля (АМП); в – вертикального градиента АМП; г – гравитационного поля в редукции Буге.

1, 2 – границы структурно-вещественных комплексов фундамента и/или характерных областей АМП; 3, 4 – доплитные тектоно-седиментационные системы – установленные и предполагаемые*: СА – Среднерусский авлакоген (юго-западный и северо-восточный фланги); грабены: Бл – Бельские, Гж – Гжатский*, Мс – Московский (Подмосковный), Тп – Торопецкий, Ос – Осташковский, Мт – Максатихинский*, Тв – Тверской*, Бс – Большесольский*; 5 – изогипсы глубин залегания поверхности Мохоровичича, км (по [Костюченко, Солодилов, 1997; Буш и др., 2002])

разломного локального заглупления на поверхности Мохо. На простирании этого разлома к западу расположены и другие структуры Подмосковного авлакогена: Гжатский полуграбен и компенсационные прогибы в обрамлении Бельского выступа фундамента. Они обрамляют Торжокский массив с юга.

Породы фундамента вскрыты рядом скважин и представлены гранат-силлиманит-биотитовыми гнейсами (в Москве), габбро-норитами (в Щелково), микроклиновыми гранитами (в Калуге и Серпухове) и розовыми гранитами нижнего протерозоя (в Рязске) [Богданова и др., 2004]. В районе г. Белый вскрыт разрез консолидированной коры, представленный двумя тектоническими пластинами, в которых интенсивно мигматизированные амфиболиты надвинуты на практически неизменённые разности [Чамов, Горбачёв, 2004]. При этом мигматиты Бельского выступа относятся к плагиогранитному ряду, более характерному для периферических зон мигматизации, в отличие от эндербитов цоколя Среднерусского авлакогена. Сходные данные получены при бурении скважины в Поварове, где вскрыты амфиболиты, амфиболовые плагиогнейсы и биотитовые гнейсы [Веселовская, 1974].

Возраст наиболее молодых пород фундамента Московского пояса составляет 1,8–1,9 млрд л, что превышает время тектонической активизации в расположенном севернее Среднерусско-Беломорском поясе. Так, U-Pb возраст по сфену из бластомилонитов серии тектонического меланжа составляет 1,75 млрд л в Среднерусском авлакогене [Чамов и др., 2001; Чамов, 2005] и Кандалакшско-Северодвинском прогибе [Бибикова и др., 1999]. Наиболее молодой (1,6 млрд л) возраст активизации установлен нами по циркону в гранодиоритах Невского массива (см. раздел «Изотопные исследования»). Таким образом, намечается омоложение времени активизации пород фундамента от Московского пояса в сторону Балтийского щита.

Карельско-Онежская область АМП примыкает к Среднерусско-Беломорскому поясу с севера и запада (см. рис. 3.1). В суммарном АПМ прослеживаются разнообразные по строению и интенсивности поля системы региональных магнитных аномалий преимущественно субмеридионального простирания, которые, веерообразно расширяясь, протягиваются от Карельского борта Беломорского массива к левобережью реки Сухоны и Валдайской возвышенности. Р.А. Гафаров рассматривал эту область как зону погребенных карелид [Гафаров, 1976 а, б]. К этой же зоне он относил Онего-Вагскую область и Валдайский пояс.

Обширная система аномалий *Онего-Вагской области* очень специфична. На карте вертикального градиента АМП хорошо выражены многочисленные непротяжённые аномалии, которые образуют штриховой узор и имеют устойчивое субмеридиональное простирание, дискордантное к Среднерусскому авлакогену. Сходный узор намечается и на юге Среднерусско-Беломорского пояса в районе г. Москвы, где ряд узких аномалий словно отщепляются от Московского пояса, разворачиваясь по простиранию длинной оси Онего-Вагской области (см. рис. 3.1в).

К западу от г. Вельска отчётливо выражена система парных зональных магнитных аномалий, размещённых симметрично относительно общей оси протяжённостью около 200 км. Подобные симметричные («ответные») структуры характерны для областей растяжения континентальной и океанической земной коры. Крупные мозаичные аномалии, разделённые полосовыми максимумами, в бассейнах рек Ваги и Устья могут быть связаны с переработкой древнего (архейского?) Онего-Двинского массива Балтийского щита – его растяжением, растрескиванием и внедрением магнитоактивных тел [Зандер и др., 1967; Дедеев, 1972; Гафаров, 1976 а].

Для *Валдайского пояса АМП* характерна насыщенность выдержанными по простира-

нию линейными магнитными телами большой намагниченности [Гафаров, 1976 б; Дедеев, 1972]. Аномалии постепенно сходятся в узкую полосу, обрамляющую с востока погребённый Новгородский массив. В пределах этой насыщенной магнитными телами полосы в селе Крестцы вскрыты диабазы и диабазовые порфириды, приуроченные к разломам северо-восточного простирания на границе Валдайской зоны с Новгородским массивом [Гейслер, 1956].

Магнитные аномалии Валдайского пояса по знаку, интенсивности и морфологии схожи с таковыми в Московском поясе. Совместно они занимают около 50% площади центрального региона и распределены при этом достаточно равномерно (см. рис. 3.1б). Остальные положительные по знаку или специфичные по узору аномалии (Онего-Вагская область) распределены незакономерно, локализованы в пределах отдельных массивов (Новгородская область) или тяготеют к границам поясов (отрицательная аномалия на северной границе Московского пояса). Создаётся впечатление, что интенсивные положительные аномалии маркируют останцы некогда единой территории (со временем активизации фундамента 1,8–2 млрд л.н.), тогда как нейтральные или отрицательные аномалии связаны с более поздними (1,6–1,75 млрд л.н.) процессами, приведшими к нарушению изначально «однородной» структуры кратона. К числу наиболее вероятных процессов можно отнести мигматизацию и внутрикоровое течение масс во время формирования бластомилонитового Среднерусско-Беломорского пояса.

3.1.3. Выводы

Доплитные тектоно-седиментационные системы региона пространственно приурочены к разным элементам фундамента, выделяемым по характеру АМП. При этом структуры Подмосковского авлакогена тяготеют к границе Московского и Среднерусско-Беломорского пояса. Можно говорить о частичном соответствии Среднерусского авлакогена Среднерусско-Беломорскому поясу, однако на западном фланге он выходит за его пределы и продолжается на территории Валдайского пояса.

В целом полученные данные свидетельствуют о независимости структуры катаплатформенного этапа ВЕП от строения кристаллического фундамента. Несовпадение площа-

дей развития Среднерусского авлакогена со структурно-вещественными комплексами фундамента (областями АМП) свидетельствует о более позднем (наложенном) развитии авлакогена. Создаётся впечатление, что расположение в плане осадочных бассейнов центрального региона определялось наиболее благоприятными энергетическими условиями для перераспределения неопротерозойских тектонических напряжений.

При этом, не видя прямого наследования доплитными системами определённого типа структур/пород, однако учитывая совпадение их контуров с ориентировкой магнитных аномалий наиболее позднего этапа становления коры кратона, можно рассматривать Лапландско-Беломорско-Среднерусско-Южноприбалтийский пояс как область (тектонический корридор) распространения и реализации напряжений при распаде коллизионного орогена 1750±10 млн лет назад.

3.2. Строение консолидированной коры

Гравитационное поле и мощность земной коры

Анализ материалов гравиразведки [Петров и др., 2004 б] не позволяет говорить о существовании прямой связи между положением гравитационных и магнитных аномалий. По периферии Среднерусско-Беломорского пояса обнаружены положительные аномалии, вдоль оси пояса намечается отрицательная аномалия, напоминающая долину в окружении холмов (см. рис. 3.1г). Бассейны Среднерусского авлакогена не приурочены к определённым аномалиям и располагаются как в областях повышенного (преимущественно на северо-восточном фланге), так и пониженного гравитационного поля.

В юго-западной части Среднерусско-Беломорского пояса фиксируются Сухонский (Сухонско-Костромской блок по Р.Г. Гафарову) региональный максимум силы тяжести и дугообразные аномалии. Часть последних распространяется в его пределы со стороны смежной Онего-Вагской области, что, видимо, свидетельствует об её сложных тектонических соотношениях со Среднерусско-Беломорским поясом.

Д.Л. Фёдоров с коллегами отмечает приуроченность рифейских грабеновых прогибов (Любимского, Стекляно-Озерского, Солига-

лического, Рослятинского и Зеленцовского) к области распространения высокоскоростных (6,4 км/с и более) комплексов в кровле фундамента [Федоров и др., 1996]. Развиты они в виде полосы северо-восточного простирания от Рыбинского водохранилища до района г. Великий Устюг. Концентрация здесь коровых магнитоактивных масс и положительное гравитационное поле позволяют идентифицировать скоростные неоднородности с комплексами вулканогенных пород основного состава и гранулитовой фации метаморфизма, характерных для чарнокит-гранулитовых поясов [Милановский, 1985, 1987]. На восточном участке от г. Любим до г. Великий Устюг наличие пояса ранее прогнозировалось по гравимагнитным данным К.О. Кратцем с коллегами [Кратц, Берковский, 1979].

Участки относительно утонённой (40–42 км) коры расположены дискордантно по отношению к Среднерусско-Беломорскому поясу и прогибам Среднерусского авлакогена (см. рис. 3.1г). В целом вырисовывается система участков с утонённой корой, которая, постепенно, меняя простирание с СЗ на ЮЗ, протягивается от Зимнего берега Белого моря через Беломорско-Пинежские бассейны, захватывает примыкающую к авлакогену часть Онего-Вагской зоны АМП и, резко сокращаясь по площади распространения, локально прослеживается в пределах Торжокского массива, Московского пояса и Воронежского массива. Другая более мелкая ветвь протягивается по азимуту около 45° от Ладожского и Онежского межозёрья ортогонально Среднерусскому авлакогену к Токмовскому своду. На территории авлакогена утонённые участки коры отмечены в районе Любимского грабена и под Торжокским блоком [Костюченко, Солодилов, 1997].

Строение разреза консолидированной коры

Новейшие данные о строении консолидированной коры в основании Среднерусского авлакогена получены ФГУП «ВНИИГеофизика» (Ведренцев и др., 2007) при обработке профиля МОГТ-Валдай-Демянск-Наход (ВДН) в рамках проекта «Изучение строения и минералогического потенциала трансграничных структур осадочного чехла консолидированной коры Российской Федерации и Республики Беларусь» (2006–2008 гг.). Профиль проходит

вдоль простирания Среднерусского авлакогена и характеризует породы фундамента в пределах Валдайского пояса АМП (см. рис. 1.3).

Анализ материалов сейсморазведки МОГТ по профилю ВДН свидетельствует о том, что под доплитными бассейнами Среднерусского авлакогена консолидированная кора сейсмически практически изотропна, региональные отражающие горизонты в ней не обнаружены (Ведренцев и др., 2007). По глубинным сейсмическим данным МОГТ достаточно уверенно выделяются осадочный комплекс чехла и кровля кристаллического фундамента на глубинах 3–3,5 км (рис. 3.2а). Внутренняя структура коры в поле отраженных сейсмических волн проявляется слабо, за исключением участков и столбообразной зоны повышенной отражаемости в районе пикета 50 км. Эта часть профиля наиболее близко примыкает к западному борту Валдайского прогиба, где проходит граница Валдайского пояса и Новгородского массива, занимающего весь северо-западный сектор провинции. В этой части профиля наблюдаются непротяжённые субгоризонтальные пакеты отражающих границ в нижней и средней коре. Кроме того, здесь отчётливо выражен уступ в строении фундамента прогиба.

Граница Конрада проводится условно между нижней и средней корой на глубине 30–33 км. Граница Мохоровичича также условно намечается по последним интенсивным пакетам отражений в пределах столбообразных зон повышенной отражаемости и составляет около 41–42 км (Ведренцев и др., 2007).

Сходная картина наблюдается и на ортогональном простиранию Среднерусского авлакогена опорном профиле I-ЕВ [Глубинное..., 2010]. На фрагменте временного разреза по профилю I-ЕВ на участке Пестово-Красный Холм, как и в случае с профилем ВДН, отмечено слабо дифференцированное по времени поле отражающих элементов, и лишь верхняя часть консолидированной коры до времен 5 с охарактеризована слабонаклонными зонами сгущения отражающих площадок (см. рис. 3.2б). Как и на продольном профиле ВДН, нет четко выраженной границы Конрада и Мохоровичича.

При этом на профилях, ориентированных вкрест простирания Среднерусского авлакогена, намечаются наклонные отражающие поверхности, падающие от Балтийского щита. Так, на профиле III, отработанном ГПП «Спец-

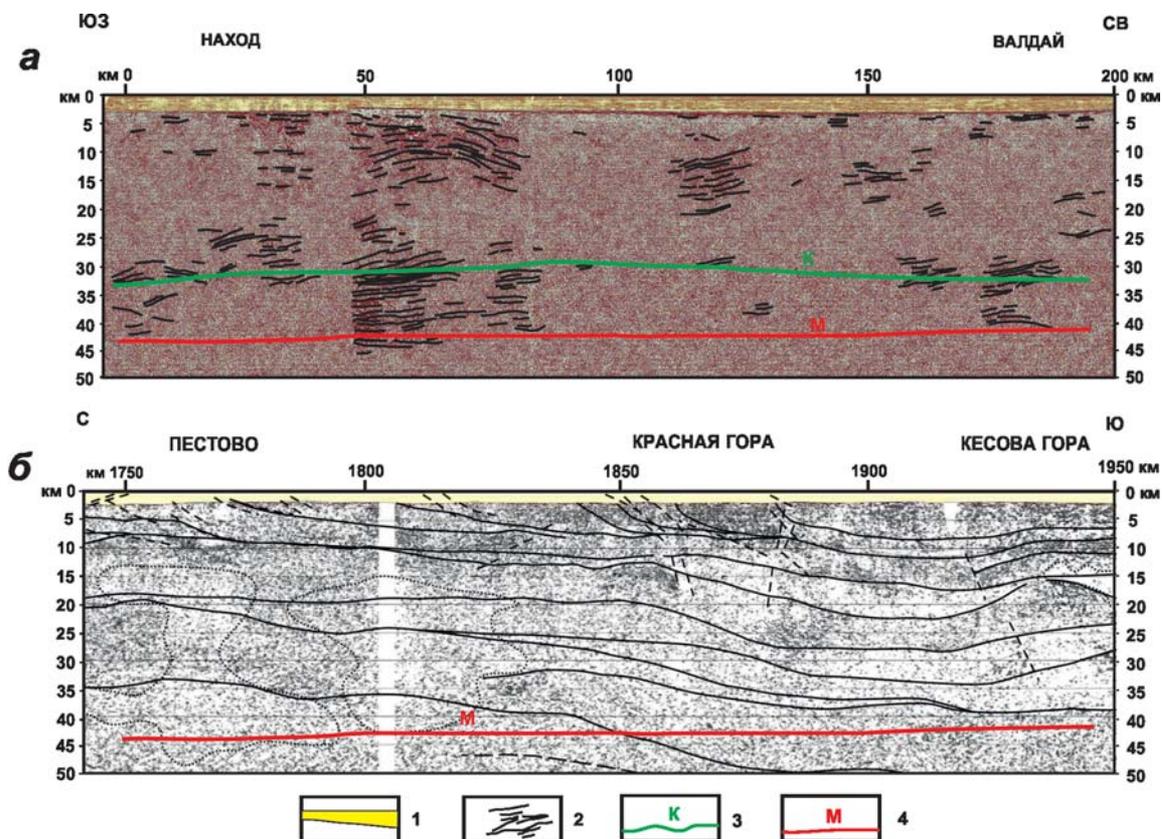


Рис. 3.2. Фрагменты глубинных сейсмогеологических разрезов по линиям профилей: а – Валдай-Демянск-Наход (по (Ведренцев и др., 2007)), б – ЕВ-1: Пестово-Кесова гора (по [Глубинное..., 2010]). Положение профилей см. рис. 1.3.

1 – осадочный чехол; 2 – отражающие площадки в коре; 3, 4 – сейсмические границы: 3 – Конрада, 4 – Мохоровичича

геофизика» по программе «Рифей», в однородном волновом поле прослеживаются серии пологих осей синфазности с видимым наклоном в южных и юго-восточных румбах. По данным ГСЗ, предполагается существование пологой (около 15°) зоны сквозькорового срыва юго-восточного падения под Торжокским массивом [Костюченко, Солодилов, 1997].

3.3. Структура Среднерусского авлакогена по данным сейсморазведки и бурения

Структуру авлакогена определяют крупная северная и прерывистая южная ветви дугообразных композитных прогибов, состоящих из протяжённых (до 100 км и более) приразломных грабенов (осадочных бассейнов) глубиной 3–5 км. По простиранию авлакогена грабены прослеживаются с разной степенью точности и

отделяются друг от друга поперечными трансферными разломами и продольными блоками фундамента (рис. 3.3).

3.3.1. Грабены северной ветви

Валдайский грабен является крайним юго-западным и уникальным по форме и размерам (см. рис. 3.3). Общими характерными чертами грабена являются его переменная ширина в плане (от первых десятков до 100 км), ромбовидная форма, встречно падающие разломные ограничения бортов и постепенная смена простирания продольной оси от субширотного к юго-юго-западному.

В структуре фундамента грабенов расположен в пределах Валдайского пояса АМП, обволакивающего Новгородский массив² и дискордант-

² Характер взаимоотношения Валдайского пояса с Новгородским массивом подробно рассмотрен в разделе 3.1.

ного к простиранию Среднерусско-Беломорского пояса. Это определяет специфику строения грабена, который был вынужден приспособиться к разноориентированным структурно-вещественным комплексам фундамента. Как следствие, границы грабена контролируются сложной системой сбросов и сдвига-сбросов амплитудой от нескольких сотен метров до 1,5 км и более. Так, с северо-запада грабен граничит с Новгородским массивом по крупному Ловатскому разлому, nasledующему северо-восточную до меридиональной ориентировки Валдайского пояса (Ладожско-Невельской зоны карелид). С севера и юга грабен ограничивают встречно падающие ступенчатые Холмско-Боровичский и Бологоевский сдвига-сбросы. К югу от последнего расположены Торопецкий и Осташковский блоки фундамента. На северо-востоке, примерно на меридиане 35° в.д., он граничит с Молоковским грабеном, где в рельефе фундамента намечается т.н. Бологоевская ступень. Пространственно она совпадает с границей Валдайского и Среднерусско-Беломорского поясов.

В осевой части грабен разбурен скважинами Валдайская и Бологоевская, вблизи северо-западного борта пройдены Крестецкие скважины. Несмотря на то, что две последние скважины пробурены практически рядом друг с другом, они вскрыли кристаллический фундамент на разных глубинах, причём гипсометрически меньшая отметка его кровли установлена на большем удалении от борта бассейна (рис. 3.4). Эти данные свидетельствуют, во-первых, о сложном мелкоблоковом строении системы прибортовых ступеней и, во-вторых, о практической невозможности корреляции результатов бурения, если скважины не увязаны сейсморазведкой. К этой проблеме мы вернёмся в разделе «Сейсмостратиграфия и корреляция».

Северный и западный борта бассейна пересечены профилями КМПВ Крестцы-В. Волочек (Трест «Спецгеофизика», 1969–70 гг.) и МОГТ 09970 (см. рис. 1.3). Бассейн ограничен здесь Холмско-Боровичским и Ловатским разломами [Тектоника..., 1991]. Борта представлены рядом ступеней, по которым происходит погружение поверхности фундамента от -1000 м до -3000 м. Эта средняя глубина выдерживается вдоль оси бассейна и соответствует глубинам залегания подошвы осадочного чехла в смежном Молоковском бассейне, где Северо-

Молоковская скважина вскрыла фундамент на глубине -3020 м (см. рис. 3.4).

Новая информация была получена при интерпретации сейсмических материалов МОГТ по линии Валдай-Демянск-Наход (Ведренцев и др., 2007). Тогда силами ОП «Спецгеофизика», ФГУП «ВНИИГеофизика» и ГИН РАН были отработаны и проинтерпретированы профили 0906i, 0906ii и 0906ia (см. рис. 1.3). Рассечка 0906ii профиля МОГТ Валдай-Демянск-Наход почти совпадает с близширотным профилем КМПВ Редкино-Залучье и на пикетах 54–64 подтверждает предполагавшийся при его отработке порядок глубин: понижение днища у западного борта грабена от -2900 м до -3200 м в центре и далее к востоку до -3700 м.

Согласно данным по профилю КМПВ Нелидово-Порхов (Трест «Спецгеофизика», 1969 г.) на юго-западе Валдайского грабена, наиболее погруженная часть фундамента имеет отметку -3000 м. По расположенным поблизости профилям МОГТ 09008, 09010, 09009 (см. рис. 1.3) глубины сопоставимы.

Южный борт Валдайского грабена ограничен крупными планарными сбросами с амплитудами 1250–1500 м (рис. 3.6), которые отделяют его от расположенного южнее Торопецкого блока фундамента. Профили МОГТ 09008 и 09010 четко фиксируют юго-западный (Торопецкий) борт Валдайского грабена (рис. 3.6).

Вдоль оси грабена по разрезу сейсмического профиля Валдай-Демянск-Наход (0906i) глубина погружения поверхности кристаллического фундамента возрастает с юго-запада на северо-восток от -2700 до -3500 м (см. рис. 3.6). Наблюдаемая на сейсмическом профиле МОГТ 0906ia локальная зона погружения в крайней западной части Валдайского грабена, вероятно, связана с пересечением прибортового уступа, поскольку профиль здесь близко подходит к борту и ориентирован субпараллельно ему. На сейсмическом разрезе установлена столбообразная зона отражающих площадок (см. рис. 3.2а).

Молоковский грабен протяжённостью около 200 км представляет собой сбросовую структуру северо-восточного простирания, ограниченную на северо-западе Ладожской моноклиной, на юго-востоке – Торжокским массивом. В юго-западном направлении Молоковский грабен сменяется Валдайским, с северо-востока ограничен Рыбинским разломом (см. рис. 3.3).

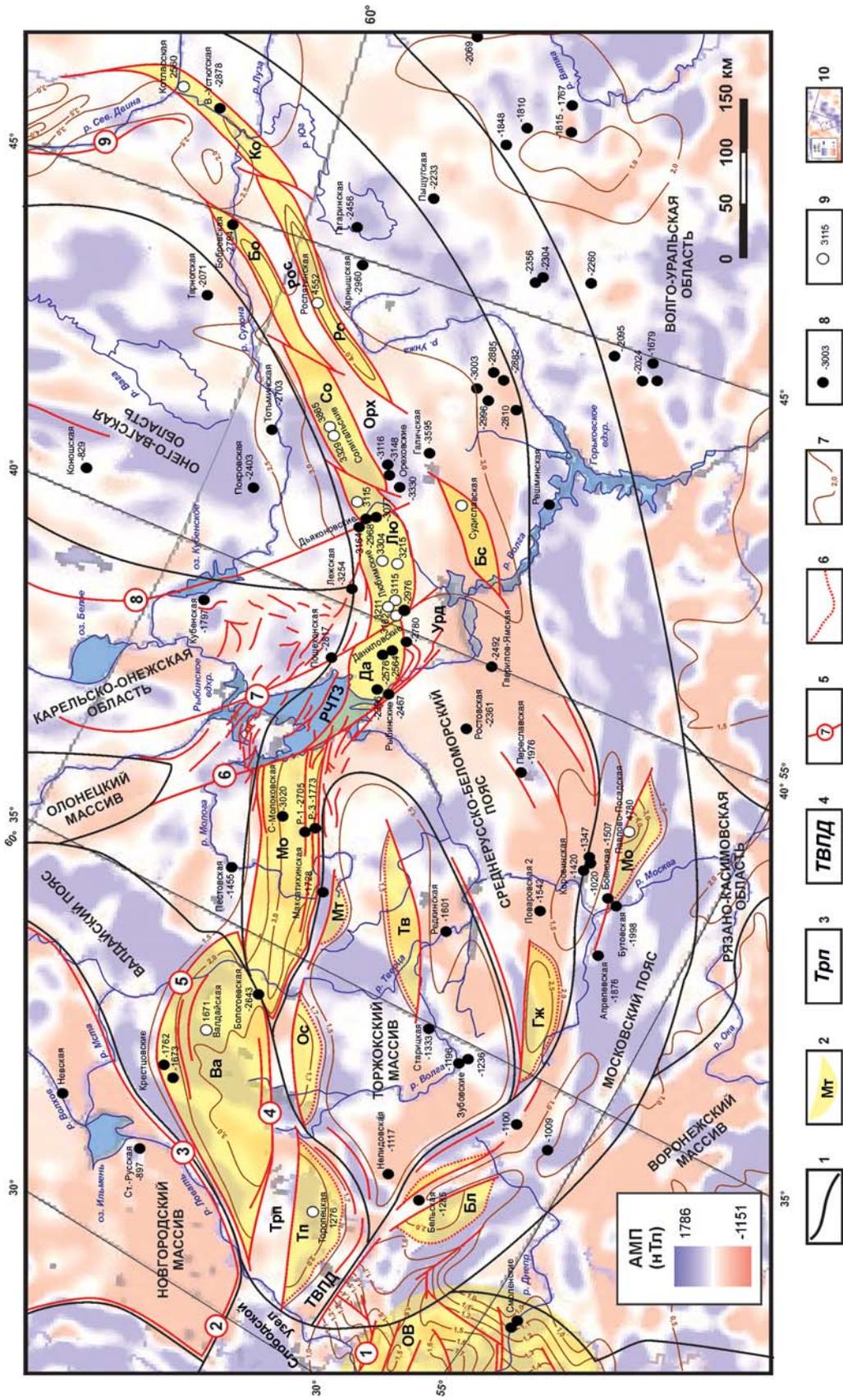


Рис. 3.3. Структурно-тектоническая схема строения Среднерусского региона провинции. 1 – границы структурно-вещественных комплексов фундамента и/или характерных областей магнитного поля (АМП); 2 – дополнительные тектоно-седиментационные системы – установленные и предполагаемые*: ОВ – Оршанская впадина, грабены Ва – Валдайский, Мо – Молоковский, Тп – Торопецкий, Ос – Осташковский, Мт – Максатихинский*, Тв – Тверской*, Да – Даниловский, Лю – Любимский, Бс – Большесельский*, Со – Солигаличский, Бо – Бобровский, Ко – Котласский, Ро – Рослятинский, Бл – Бельские, Гж – Гжатский*, Мс – Московский (Подмосковный); 3 – блоки фундамента: Трп – Торопецкий, Урд – Урдомский, Люб – Любимский, Орх – Ореховский, Рос – Рослятинский; 4 – полосы разрывных нарушений: ТВПД – Торопецко-Велижская полоса деформаций, РЧТЗ –

Рыбинско-Череповецкая трансферная зона; 5 – разломы главные, второстепенные и предполагаемые, в том числе: 1 – Полоцкий, 2 – Локновский, 3 – Ловатский, 4 – Бологоевский, 5 – Холмско-Боровичский, 6 – Рыбинский, 7 – Череповецкий, 8 – Вологодский, 9 – Северодвинский; 6 – линии выклинивания осадочного выполнения полуграбен; 7 – изогипсы кровли фундамента, км (по [Разломы, 2007; Гипсометрическая..., 2001], [Ведренцев и др., 2007] с изменениями); 8, 9 – скважины (по [Гипсометрическая..., 2001]): 8 – достигшие кристаллического фундамента и абсолютная отметка кровли фундамента, м; 9 – остановленные в осадочных породах рифея и глубина скважины до забоя, м; 10 – фрагмент карты полного вектора АМП, цветовая легенда и диапазон значений, нТл (составитель карты – С.Ю. Соколов, ГИН РАН)

На сегодняшний день Молоковский грабен является одним из наиболее изученных объектов Среднерусского авлакогена. Он пересечён профилями КМПВ Пестово-Переславль (ГУЦР, 1963–64 гг.) и Молоковский (Трест «Спецгеофизика», 1971 г.), профилем МГЗ Пестово-Редкино (Центр ГЕОН, 1994), а также серий продольных и поперечных профилей МОГТ разных лет. Кроме того, в его осевой части пробурена в 1999–2001 гг. параметрическая Северо-Молоковская скважина. Борты бассейна вскрыты скважинами Пестовская, Максатихинская, Р-1 и Р-3 (см. рис. 1.3).

Северный борт грабена фиксируется сбросом амплитудой около 500 м на пикетах (ПК) 44–46 профиля КМПВ Удомля-Устрега и ступенчатым сбросом суммарной амплитудой порядка 900 м на ПК 37 и ПК 55 профиля КМПВ Максатиха-Пестово (Трест «Спецгеофизика», 1971 г.). Суммарная амплитуда сбросов южного борта достигают 2 км. Поверхность сброшенного блока наклонена внутрь грабена.

Как следствие, грабен асимметричен: поверхность его днища погружается от северного борта в южном направлении с амплитудой около 1,5 км (рис. 3.7). Анализ геометрии Молоковского бассейна в сечении профиля 029302 показал, что углы падения ограничивающих его планарных сбросов варьируют от 10 до 16° на северном и до 20° на южном бортах [Чамов и др., 2001]. Это не характерно для нормальных сбросов. Полевые наблюдения и результаты экспериментальных аналоговых исследований показывают, что средний угол нормального сброса составляет 62°, обратного – 25° [Hubbert, 1951].

К северо-востоку от Молоковского грабена форма Среднерусского авлакогена в плане рез-

ко меняется – образующие его тектоно-седиментационные системы смещены и изогнуты по Рыбинско-Череповецкой трансферной зоне (сигмоиде). Эта зона, строение которой и роль в тектоно-седиментационной истории авлакогена будут рассмотрены ниже, делит его на два фланга – юго-западный и северо-восточный.

На северо-восточном фланге структуру авлакогена образуют кулисообразно расположенные узкие (10–20, реже до 40 км) протяжённые (40–60 до 160 км) и глубокие (4–4,5 км) локальные грабены-прогибы северо-северо-восточной ориентировки [Федоров, 2000; Владимирова и др., 2001 и др.]. Бортовые участки многих из них, по сейсморазведочным данным, представлены сбросовыми нарушениями амплитудой 0,5–1 км. Часть структур северо-восточного фланга авлакогена испытала влияние более поздних наложенных деформаций (инверсии авлакогена) и в современной структуре входит в состав т.н. Рыбинско-Сухонского мегавала, обрамлённого Грязовецким и Галичским прогибами (см. рис. 1.1). Это обстоятельство, во-первых, крайне затрудняет определение первичной структуры авлакогена, а, во-вторых, отражает принципиальные различия в тектонической истории развития его юго-западного и северо-восточного флангов.

Даниловский и Любимский грабены при ширине 30–40 км протягиваются субшироко, с некоторым смещением друг относительно друга на 40 и 60 км, соответственно.

Грабены расположены в пределах Рыбинско-Череповецкой трансферной зоны, что отражено, прежде всего, в сложном мелкоблоковом строении фундамента.

В предволынское время отложения рифея на Даниловской площади подвергались размыву (Усанов, 1979). Наиболее глубоко они размывы в районе скв. № 4, где сохранилось 108 м пестроцветной части рифея. Менее глубокий размыв установлен на участке скважин 6, 8 и 10, где остаточная мощность рифея составила 295 м.

В скважине Букаловская-1 мощность верхнерифейских отложений составляет всего 58 м. В скважине Рыбинская-2 вскрыты терригенно-карбонатные породы, не характерные для осадочных комплексов Среднерусского авлакогена и относимые к кристаллическому фундаменту (табл. 1 приложения).

Весьма показательны результаты бурения куста скважин в Любимском грабене (Кагра-

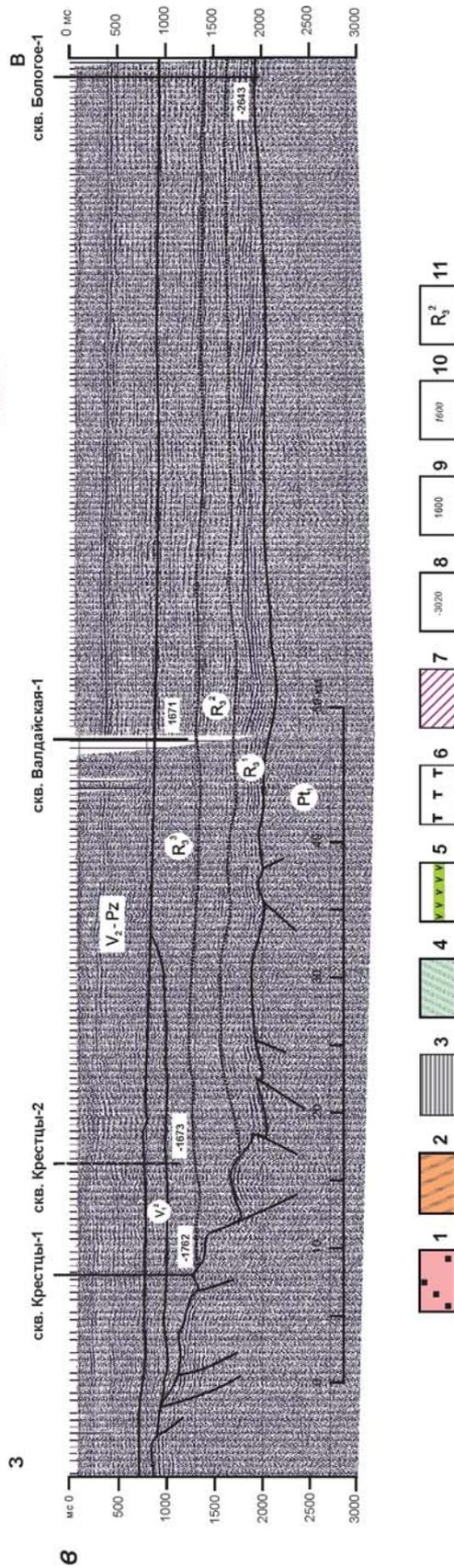
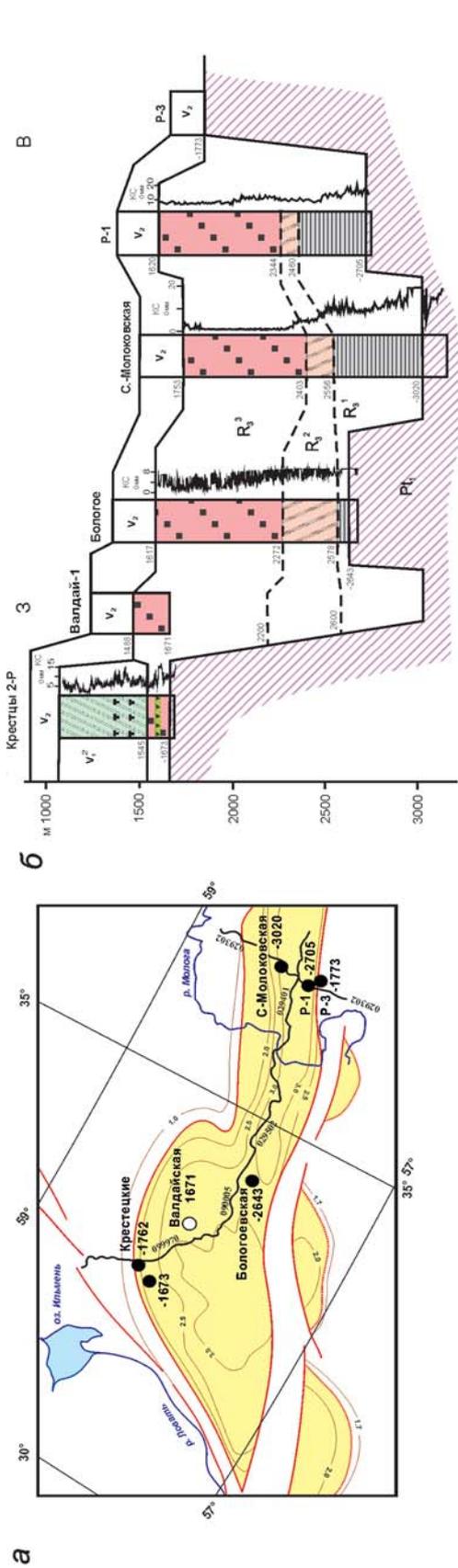


Рис. 3.4. Строение Валдайского и Молоковского грабенов.

а – геологический разрез, б – фрагменты временных профилей МОГТ 09970 и 090005. Положение линии разреза и скважин показано на врезке. 1–4 – фа – положение сейсмических профилей МОГТ и буровых скважин, б – корреляционный разрез осадочного чехла, в – сейсмогеологический разрез северо-западного борта и осевой части Валдайского грабена.

1–4 – отложения: 1 – красноцветные песчаны, 2 – песчано-алеврито-глинистые, 3 – сероцветные алеврито-глинистые, 4 – вулканогенно-терригенные; 5 – диабазы; 6 – туфы; 7 – мигматиты, blastomилониты, амфиболиты; 8–10 – отметки кровли фундамента, 9 – по бурению, 10 – по сейсмическим данным; 11 – сейсмокомплекс. Pt₁ – нижнепротерозойский фундамента, R₃ – верхнерифейские доплитные; R₃¹ – сероцветный, R₃² – пестроцветный, R₃³ – красноцветный; V₁ – нижневендский доплитный, V₂ – верхневендский плитный

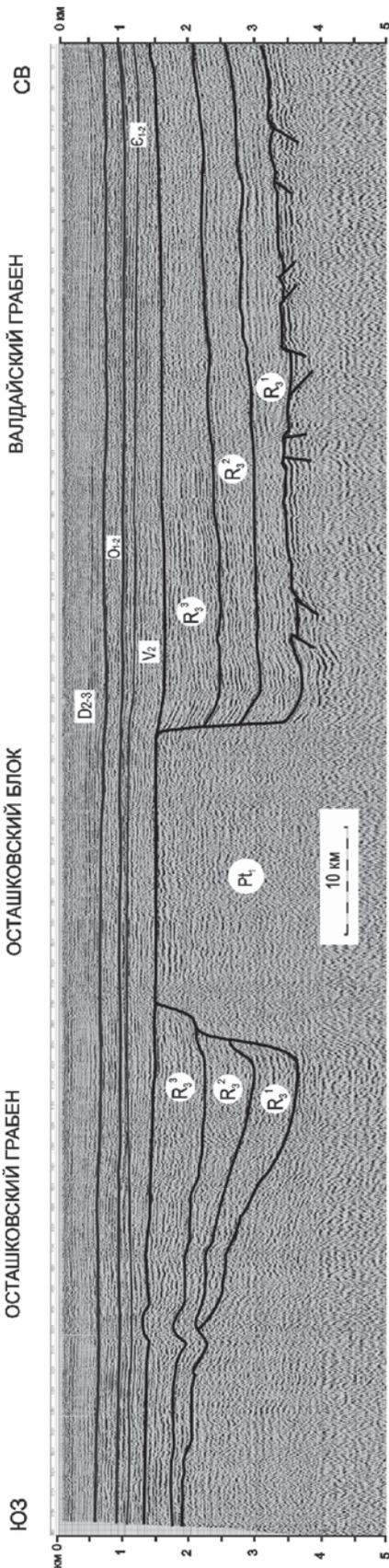


Рис. 3.5. Сейсмогеологический разрез Валдайского и Осташковского грабенов. Фрагмент глубинного сейсмического профиля по линии 0900002. Положение профиля см. рис. 1.3

маян, 1975), где мощности рифея составляют 350 м (скв. 3), 277 м (скв. 4), 177 м (скв. 5), 159 м (скв. 6). При этом фундамент вскрыт скважиной Любимская-5 на глубине 3153 м, а забои скважин № 3 и 4, не вышедшие из осадочного чехла, остановлены на глубинах 3304 и 3205, соответственно.

По геофизическим данным реальную мощность осадочного выполаживания Даниловского и Любимского бассейнов определить не представляется возможным.

Солигальский и Бобровский грабены продолжают северную ветвь и ориентированы в северо-восточных румбах. В их пределах пробурены скважины Солигальские и Бобровская (см. рис. 3.3).

Солигальские скважины фундамента не достигли и остановлены в рифейских отложениях. Вскрытый этими скважинами осадочный разрез весьма специфичен, что не позволяет провести прямую корреляцию ни с отложениями Бобровского грабена, ни с толщами относительно недалеко расположенного Рослятинского грабена южной ветви авлакогена [Островский, 1973].

В Бобровской скважине мощность рифейских отложений достигает 528 м, а фундамент вскрыт на абсолютной отметке –2794 м. Вскрытые бурением осадочные комплексы очень схожи с таковыми в Рослятинском и Котласском грабенах. Однако во время их накопления все грабены были структурно и седиментационно автономны, о чем свидетельствует разная история поставки кластики, установленная по составу тяжелой фракции и распределению в разрезе аномальных «эпидотовых интервалов» (см. раздел 3.8).

3.3.2. Центральная гряда

В структуре авлакогена намечается узкая перемычка (гряда), сложенная метаморфическими породами кристаллического фундамента, вытянутая согласно простиранию авлакогена и отделяющая северную и южную ветви грабенов (см. рис. 3.3). Гряды образуют отдельные блоки, варьирующие по размерам, глубинам залегания и наклонам поверхностей.

Плоские эрозионные поверхности (рельеф «столовых гор») характерны для всех блоков гряды. В большинстве случаев эрозионные поверхности перекрыты характерной и легко выделяемой в разрезе «высокоомной» редкин-

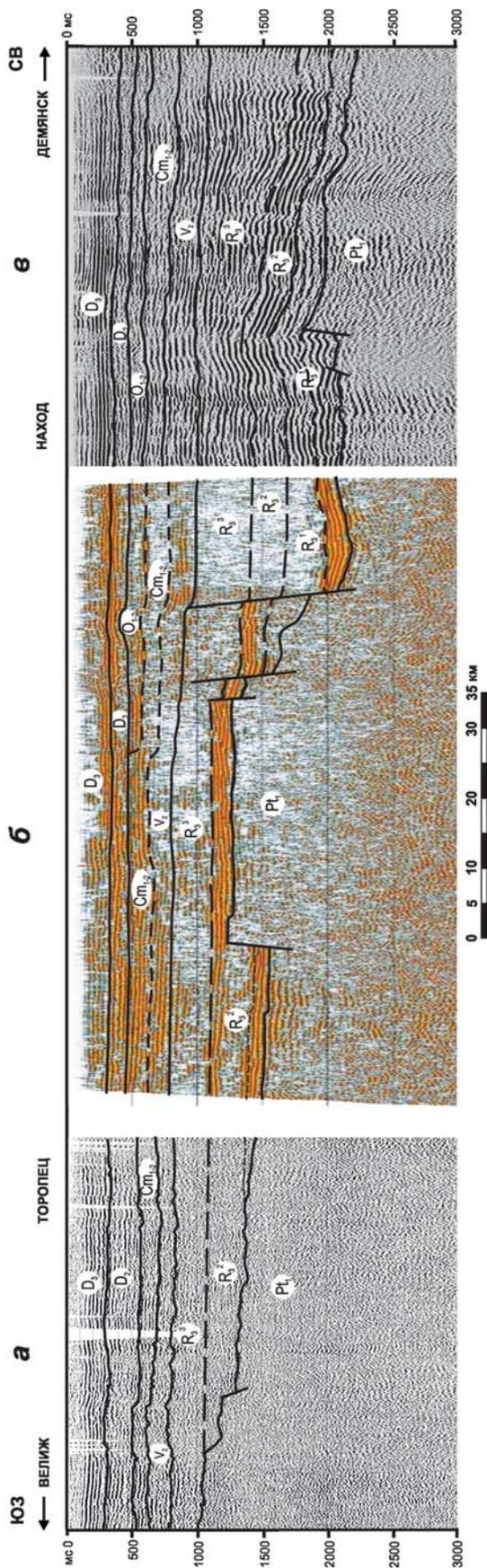


Рис. 3.6. Сейсмогеологический разрез Валдайского и Торопецкого грабенов

а-в – фрагменты временных профилей МОГТ: а – 09061 Валдай-Демьянск-Наход, б – 09-08-10, в – Торопец-Велиж-госграница (Ведренцев и др., 2007; Алешина и др., 2008). Положение профилей см. рис. 1.3

ской свитой верхнего венда. Общая закономерность строения осадочного разреза над системой центральных блоков подтверждена и в скважине Максатихинской (см. рис. 3.3). Здесь отложения верхнего венда налегают на амфиболиты и мигматиты на глубине 1728 м.

Торопечский блок фундамента выделяется на профиле КМПВ Нелидово-Порхов и на профилях МОГТ 090007-08, 090009-08-10 (см. рис. 1.3, 3.3, 3.6б). Как и Валдайский грабен, Торопечский блок относится к Валдайскому поясу. Со стороны главной ветви прогибов блок ограничен падающими на северо-восток ступенчатыми планарными сбросами, которые образуют южный борт Валдайского грабена. Кровля блока находится на глубине около 1800 м.

С юго-запада Торопечский выступ ограничен единичным планарным сбросом, который контролирует примыкающий к нему одноименный полуграбен, относящийся, очевидно, к бассейнам южной ветви.

В отличие от большинства блоков центральной гряды, на которых залегают непосредственно плитные отложения, поверхность Торопецкого горста перекрыта осадочной толщей допоздневендского возраста.

Далее к востоку обрамлением северной ветви прогибов служат отторженцы важного элемента Среднерусско-Беломорского пояса – Торжокского массива. Последний занимает обширное пространство в верхних течениях рек Волги и Тверцы и является крупным структурным разделом между грабенами Среднерусского и Подмосквовного авлакогенов. В главе 6 будет рассмотрена его возможная роль в становлении структурного плана доплитных тектоно-седиментационных систем провинции.

Поверхность фундамента Торжокского массива воздымается в южном направлении от отметок $-1700 \div -1800$ м в районе Вышнего Волочка до $-1100 \div -1200$ м в районе Зубцова-Нелидово. В его пределах установлено и предполагается присутствие отдельных грабенов, однако к востоку от 35° в.д. южная ветвь авлакогена уверенно не прослеживается.

Осташковский блок отделяет Валдайский и, частично, Молоковский грабены от Осташковского полуграбена и выражен на

сейсмическом профиле 090002 (см. рис. 3.5). Судя по материалам сейсморазведки, здесь фиксируется отчётливое налегание верхневендских (редкинских) осадочных комплексов на плоскую поверхность выступа, ширина которого достигает 20 км. Судя по изгибу доплитных стратифицированных пакетов отражений, примыкающих к Осташковскому блоку, последний испытал воздымание в конце авлакогенового этапа развития провинции.

На северном склоне Молоковского блока, условно выделяемого в составе северного фланга Торжокского массива, разведочная скважина Р-1 на глубине 2855 м вошла в породы кристаллического фундамента, вскрыв около 100 м вендских и около 1360 м рифейских пород. Скважина Р-3 на северной кромке Молоковского блока вскрыла кристаллический фундамент на глубине 1773 м. Отложения рифея здесь не установлены, и породы венда залегают непосредственно на породах фундамента. Тем самым бурением подтверждено существование сбросовой ступени в южном борту Молоковского грабена, которая намечается по материалам сейсморазведки МОГТ (см. рис. 3.76).

Кроме того, результаты бурения свидетельствуют о тектонической активности этой ступени на рубеже авлакогенового и синеклизного этапов развития провинции. Это подтверждается уменьшением мощности отложений верхнего венда в скважине Р-1, которая вскрыла только осадочные породы второй половины поваровского времени (см. рис. 3.76). Непосредственно над Молоковским грабеном и одноименным блоком его южного обрамления верхний венд представлен редкинской (базальной) и поваровской свитами. Из этого следует, что сбросовая ступень на южном борту Молоковского грабена испытывала воздымание и являлась эрозионным выступом по крайней мере до второй половины поваровского времени позднего венда.

Ширина ступени невелика и составляет первые километры. Это вызвало среди ряда геологов дискуссию о положении скважины Р-1 относительно поверхности сброса, ограничивающей ступень от Молоковского бассейна. Полученные данные однозначно доказывают более северное положение сброса относительно скважины Р-1: если бы скважина прошла через сброс, то она должна была вскрыть полный разрез верхнего венда, а не только его верхнюю часть.

Урдомский блок расположен к югу от Даниловского бассейна (см. рис. 3.3). По имеющим-

ся материалам можно достаточно уверенно говорить об амплитуде поднятия Урдомского блока над смежными Даниловским и Большесольским грабенами порядка 1–1,5 км. Он пересечен профилями КМПВ: Данилов-Рыбинск, Коза-Нерехта, Гаврилов Посад-Рыбинск, а кристаллические породы фундамента (гнейсы, амфиболиты, гранулиты) вскрыты на глубинах от 1,6 до 3,3 км скважинами: Рыбинской-1 (–2530 м), Урдомской-2 (–2935 м), Толбухинской (–3143 м), Букаловской-2 (–2712 м), Даниловской-7 (–3176 м), Марьинской (–3214 м) (см. табл. 1).

Ореховский блок прослеживается на расстоянии около 120 км (см. рис. 3.3). Обнаружен он был ещё в конце 1960-х годов до бурения и вскрытия фундамента скважинами Галичской и Ореховскими. Западнее озер Галичского и Чухломского и юго-восточнее Солигаличской площади на структурных картах в производственных отчетах (Акопов, Григорьянц, 1965; Розенберг и др., 1968) изображался тектонический горст северо-восточного простирания шириной от 8 до 30 км и амплитудой поднятия от 0,5–0,6 км (относительно Галичского прогиба к юго-востоку) до 1,4 км (относительно Солигаличского бассейна к северо-западу). Последующее бурение Ореховских скважин подтвердило существование блока, а фактическая глубина фундамента оказалась той же (с учетом точности измерения), что и предполагалась по данным КМПВ.

Скважина Галичская, пробуренная восточнее, вскрыла фундамент на глубине 3595 м. Ореховские скважины вскрыли кровлю выступа на глубинах 3330, 3148 и 3116 м. Соответственно, превышение блока относительно района Галичской скважины варьирует от 479 м до 265 м.

Рослятинский блок продолжает далее к северо-востоку центральную гряду в осевой части Среднерусского авлакогена. Сечение выступа и примыкающих к нему бассейнов характеризует изолированный сейсмический профиль КМПВ XVIII–66–67 и параметрическая скважина Рослятинская глубиной 4552 м (см. рис. 1.3, 3.3). С северо-востока этот фрагмент гряды ограничен разрывом северо-западного простирания, проходящим через районы населенных пунктов Нюксеница и Никольск. По данным переинтерпретации данных КМПВ по профилю XVIII–66–67 [Васина, 1997], Рослятинский блок представляет собой узкий линейный горст северо-восточного простирания, в

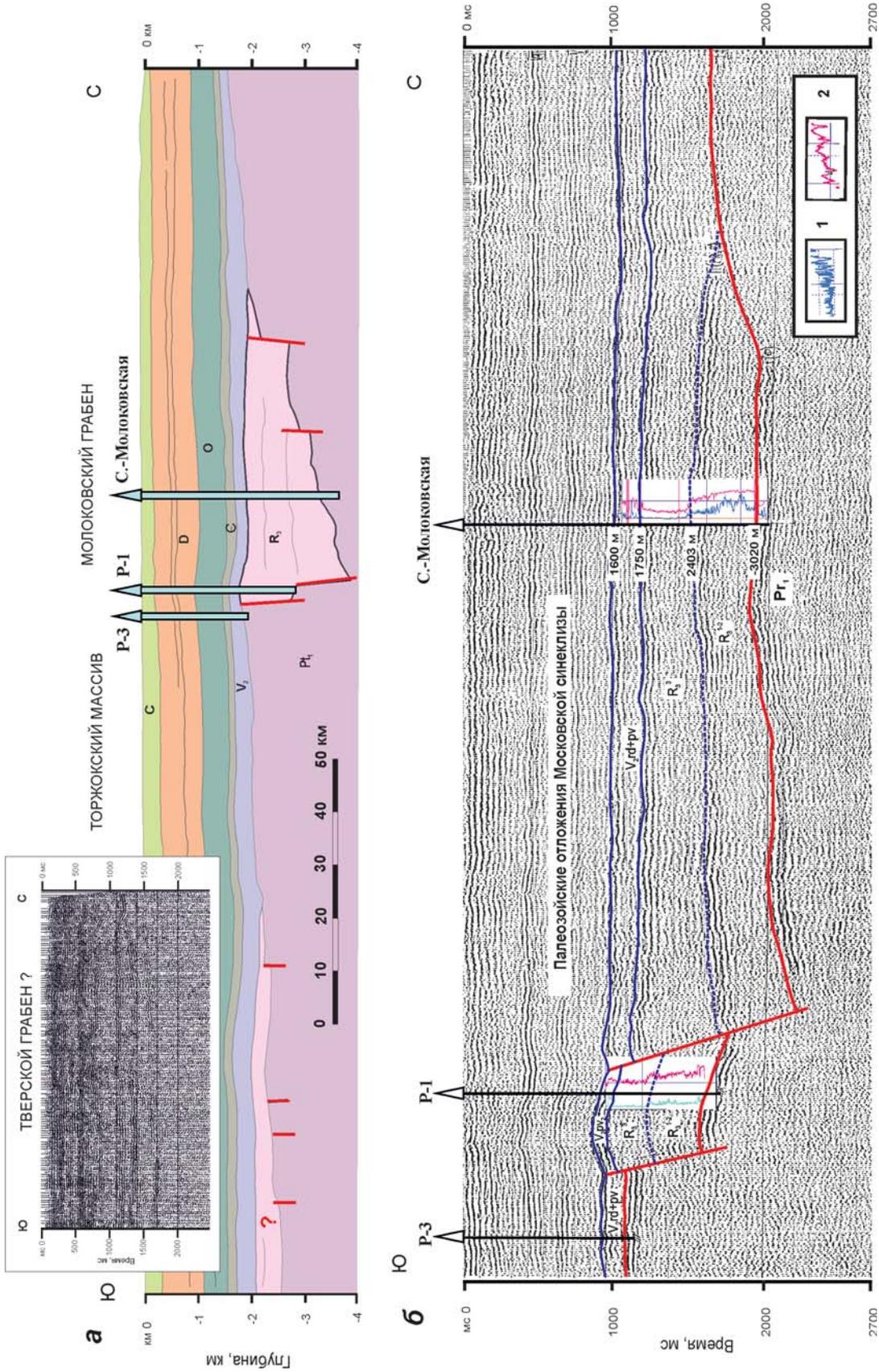


Рис. 3.7. Строение Молоковского грабена.

а – сейсмогеологический разрез по профилям МОГТ 029302 и 029501 (на врезке – фрагмент временного разреза МОГТ по профилю 029301);
б – фрагмент временного разреза по профилю МОГТ 029302 (на врезках – каротажные кривые; диапазон значений: 1 – ДС (0,18 – 0,5 мм), 2 – ПС (-50 – + 50 мВ)). Положение профилей см. рис. 1.3

пределах которого породы кристаллического фундамента залегают на глубине всего 0,5–1,5 км. Превышение кровли выступа над дном Рослятинского грабена глубиной свыше 4552 м (отметка на забое не достигшей фундамента Рослятинской скважины) превышает 3–4 км. Это абсолютный максимум амплитуд, установленный в пределах Среднерусского авлакогена. При этом ширина обрамляющих блок бассейнов составляет всего 20–30 км.

3.3.3. Южные грабены

Тверской грабен был впервые выделен в результате сейсморазведки МОГТ под руководством Ю.Б. Коновальцева («Спецгеофизика», Экспедиции №2) (Коновальцев, 1994). Буровых работ в этом районе не проводилось, и существование бассейна не доказано до сих пор, хотя он показан на ряде карт, в частности на [Гипсометрическая..., 2001].

Предположение о существовании Тверского бассейна основано на ряде наблюдений. Так, к югу от Молоковского грабена по данным МОГТ (пр. 029501) и редким данным КМПВ глубины фундамента до пересечения с профилем МОГТ 029810 находятся на уровне –2000 м (см. рис. 1.3). Вдоль профиля поверхность фундамента погружается в южном направлении, что заставляет предполагать увеличение мощности отложений венда на склоне Торжокского выступа либо выделять «довендский» бассейн, что позволяет избежать «катастрофизма» в картировании в целом выдержанных по мощности вендских отложений. Логичность последнего соображения, возможно, и предопределила «выделение» Тверского бассейна.

В то же время, проведённый совместно со специалистами ФГУП «ВНИИГеофизика» анализ отработанных ранее сейсмических профилей показал, что интерпретация материалов сейсморазведки, согласно которой в южной части профиля выделяется Тверской грабен с глубинами фундамента до 2900 м, неоднозначна. Также неоднозначной представляется волновая картина по профилю 029301 МОГТ на участке от скв. Максатиха на севере до скв. Редкино на юге (см. рис. 3.7а). Погружения (полуграбена) на пикетах 900–1200, которое имеет место на сейсмологическом разрезе ОП «Центргеофизика», на временном и глубинном сейсмических разрезах выделить не удалось, точно так же, как и под-

нятого блока на пикетах 700–900. И хотя погружение на –2000 м на пикетах 200–700 до уровня –2000 м допустить можно, достичь здесь глубин 2500–3000 м не представляется возможным.

Следует заметить, что в этом районе (пикеты 400–1100 профиля 029301) было отработано большое количество ТЗ КМПВ, и ни на одном из них глубины фундамента не превышают отметки –1600 м. Трудно предположить, что при всех зондированиях прослеживалась какая-то другая граница, поскольку волновая картина по преломленным волнам здесь достаточно простая, рассчитанные на ТЗ значения V_r составляют 6000–6200 м/с и считать, что это не кровля фундамента, а какая-то вышележащая граница невозможно. Вдоль этого же профиля МОГТ был отработан ранее уже упоминавшийся профиль МГЗ Пестово-Редкино (ГЕОН, 1994), и в его южной части глубина фундамента не превышала отметки –1700 м. Можно было бы предположить, что при принятой для ГСЗ схеме отстрела (пункты взрыва через 50 км и пункты приема через 2–4 км) не удалось подсечь сравнительно небольшой Тверской грабен, но имеющий в поперечнике 65 км Молоковский грабен выделен однозначно. Здесь же на юге проходит профиль Торжок-Редкино (Спецгеофизика, 1968), пересекающий предполагаемый Тверской грабен. Разрез фундамента по этому профилю (пункты взрыва через 3–4 км, одновременно профиль отработывался МОВ) почти горизонтален (колебания глубин в пределах 1400–1600 м).

Таким образом, учитывая достоинства и недостатки разных методов дистанционного изучения недр, следует признать, что выделение Тверского бассейна как самостоятельной структуры, например, на картах А.К. Дертева и Д.Л. Федорова, требует серьезной проверки.

Торопецкий грабен расположен в пределах Валдайского (Ладожско-Невельского пояса) земной коры. Он находится к югу от одноименного блока центральной гряды и граничит с ним по крупному планарному сбросу амплитудой около 1000 м (см. рис. 3.6). Ширина полуграбена составляет около 50 км при глубине около 2 км. Днище полуграбена постепенно воздымается в южном направлении, где его ограничивают блоковые структуры Торопецко-Велижского пояса².

Осташковский грабен в сечении профиля 090002 выражен как асимметричная отрица-

² Строение грабена и сопредельных структур подробно рассмотрены в главе 4.

тельная структура шириной около 30 км и глубиной погружения до $-2000 \div -2200$ м, ограниченная крутыми ступенчатыми планарными сбросами с северного борта. Южный борт образован пологим погружением фундамента в северном направлении (см. рис. 3.5).

Сходство Торопецкого и Осташковского грабенов выражается в близких размерах, глубинах залегания наиболее погруженных частей с соответствующим увеличением мощности осадочного чехла до формирования полного разреза молоховской серии верхнего рифея, а также в одинаковой вергентности структур, ограниченных планарными сбросами с севера.

Не исключено, что в настоящее время Осташковский и Торопецкий полуграбены структурно изолированы друг от друга. Можно допустить, что они являются элементами сопряжённого ансамбля структур – южными компенсационными прогибами в обрамлении Торопецкого и Осташковского блоков центральной гряды. В северо-восточном направлении структурой подобного типа может являться Максатихинский полуграбен, предполагаемый рядом исследователей (Ю.Б. Коновальцев и др.) на профиле МОГТ 029301 в интервале пикетов ПК-ПК 900-1200.

Большесольский грабен с глубиной погружения днища до 4,0–5,0 км располагается вдоль долины и правого берега р. Волги между городами Ярославлем и Костромой. Он показан на ряде современных структурно-тектонических карт [Гипсометрическая..., 2001 и др.]. В его пределах пробурена всего одна глубокая скважина – Судиславская, призабойный интервал которой 2520–2798 м представлен вендскими отложениями. По данным сейсмических профилей КМПВ Загорск-Малые Соли и X-64, выделение Большесольского грабена без переинтерпретации первичных данных проблематично. Северо-восточный фланг предполагаемого грабена пересечён профилем МОГТ III (ГПП «Спецгеофизика», 1970), отработанным по программе «Рифей». Хотя профиль образует здесь петлю со сменой направлений от юго-западного к юго-восточному, полученная волновая картина не исключает существование стратифицированной и смятой в пологие складки толщи в интервале времён 2–3,5 с.

Рослятинский грабен является протяженным (вероятно, около 200 км) и самым глубоким (около 5 км) среди бассейнов Среднерусского авлакогена. При этом ширина грабена не

превышает 25–30 км (см. рис. 3.3). Уникальным является и осадочный разрез рифея, мощность которого в Рослятинской скважине составляет 2705 м, а основание рифейского комплекса бурением не вскрыто.

При анализе граничных скоростей поверхности раздела фундамент-осадочный чехол на юго-восточном борту Рослятинского бассейна обнаружена зона повышенных скоростей (до 7200–7400 м/с), которые характерны для мантийных магматических пород или протрузий ультраосновного состава. Ширина зоны распространения таких пород по профилю XVIII–66-67 составляет около 25 км [Васина, 1997].

Котласский грабен представляет исключительный интерес как переходная тектоно-седиментационная система от Среднерусского авлакогена к Беломорско-Пинежским грабенам.

Относить Котласский грабен исключительно к южной ветви авлакогена, вероятно, неправильно. Этот бассейн вернее рассматривать как структуру центриклинального замыкания (или выклинивания) Среднерусского авлакогена, поскольку в ней, вероятно, сходятся и северная и южная его ветви. Однако характер этого сочленения в современной структуре маскирует крупная антиформа – Лузская седловина.

Строение Котласского грабена характеризует сейсмический профиль IV-а в интервале 120–160 км (рис. 3.8). Северный борт Котласского грабена образован рядом сбросовых ступеней с антитетически запрокинутыми по ним блоками. Плогие наклоны и изогнутая поверхность сбросовых сместителей позволяют предположить их листрическое происхождение. Кровля фундамента залегает на глубине около 3 км. В волновом поле отчётливо выражена система интенсивных отражений в прикровельной части фундамента, как на его горизонтальных, так и на сброшенных прибортовых блоках.

В Котласской скважине на северо-западном борту грабена изучены лишь 186 м верхней части рифейского разреза. С этой же стороны бассейна пройдена Красавинская скважина, вскрывшая толщу рифейских отложений мощностью 642 м. Близ юго-восточного борта грабена пройдена Великоустюгская скважина, в которой мощность рифея составляет 661 м, а породы фундамента встречены на глубине с абсолютной отметкой -2878 м (глубина 3001 м по стволу скважины).

Установленные мощности осадочных комплексов, глубины и характер залегания фунда-

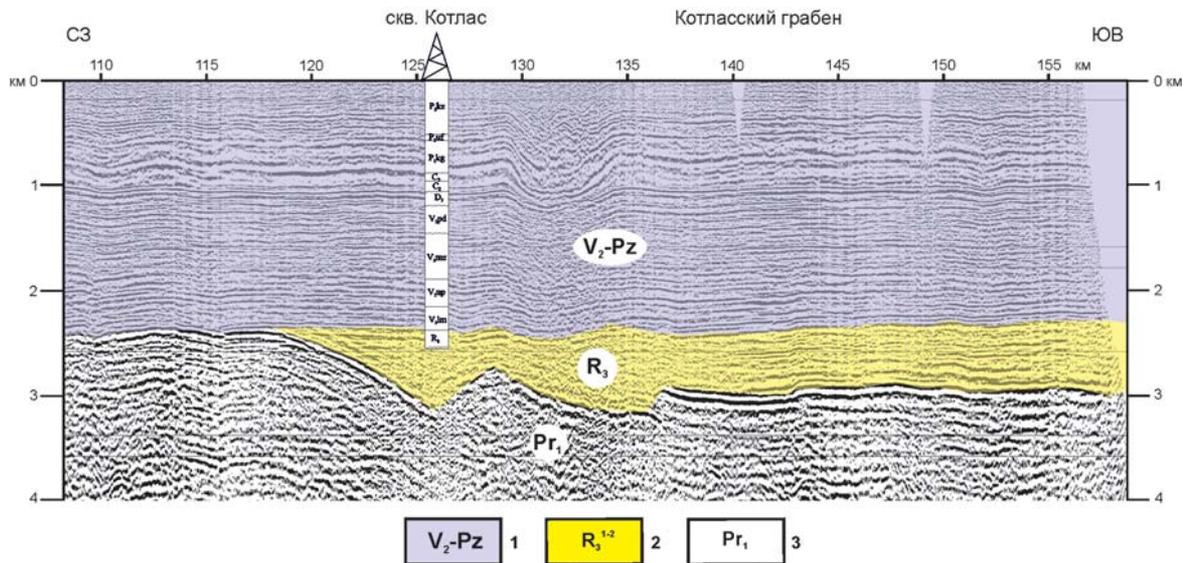


Рис. 3.8. Сейсмогеологический разрез Котласского грабена. Фрагмент глубинного сейсмического разреза МОГТ по профилю IV-а. Положение профиля см. рис. 1.3, 1.4.
1–3 – сейсмокомплексы: а – плитный верхневендско-палеозойский, б – доплитный верхнерифейский, в – фундамента палеопротерозойский

мента по данным сейсморазведки свидетельствуют о сходстве Котласского грабена с рассмотренными выше Молоковским и Валдайским. По всем перечисленным параметрам (вплоть до азимутов падения сместителей) структура Котласского бассейна полностью соответствует таковой на западном борту Валдайского бассейна в районе Крестецких скважин (см. рис. 3.4б). Это позволяет сделать вывод о сходстве механизмов формирования грабенов, удалённых друг от друга на расстояние около 1000 км.

3.3.4. Рыбинско-Череповецкая трансферная зона

В центре Среднерусского авлакогена, в узкой трансферной зоне, ограниченной Рыбинским и Череповецким разломами северо-западного простирания, происходит правостороннее смещение его бассейнов с амплитудой около 150 км (см. рис. 3.3).

Разломы хорошо читаются на фотоснимках со спутника Landsat и отчётливо выражены в современном рельефе. В частности, Рыбинский разлом определяет линейное строение современной речной сети и побережья от г. Весьегонска до г. Ярославля. В направлении Балтийского щита разломы плавно разворачиваются к северу, однако Рыбинский разлом довольно быстро теряется на стыке с Олонецким масси-

вом фундамента. Череповецкий разлом огибает оз. Белое с запада и, сливаясь с Белозерским разломом, прослеживается через пос. Вытегра к пос. Пудож вдоль восточного берега Онежского озера. На карте аномального магнитного поля этот разлом совпадает с западной границей Онего-Вагской аномальной области (см. рис. 1.2).

Вероятно, к этой системе дугообразных нарушений относится и расположенный северо-восточнее Вологодский разлом, который полностью повторяет ориентировку Череповецкого нарушения. Разворачиваясь в северных румбах от г. Вологды, он тянется в сторону Каргополя через систему озёр Кубенское, Воже и Лача и постепенно меняет простирание на северо-восточное, совпадающее с ориентировкой аномалий Онего-Вагской области АМП.

В целом разломы образуют широкую полосу деформаций, в пределах которой отмечаются: сигмоидальное смещение структуры авлакогена, глыбово-блоковые движения фундамента, приведшие к сокращению (или полному уничтожению) элементов доплитного осадочного разреза и утонение мощности земной коры, что проявлено на отдельных участках, оси которых ориентированы вкрест простирания авлакогена и протягиваются с северо-запада на юго-восток от Белозерска и Харовска между Череповцом и Вологодой по направлению к Костроме (см. рис. 3.1г).

Главной причиной возникновения Рыбинско-Череповецкой трансферной зоны представляется наличие границы сред с разными физическими свойствами на линии реализации магистрального сдвига, ответственного за формирование всего Среднерусского авлакогена. Действительно, скоростные свойства консолидированной коры по разные стороны трансферной зоны различны. Так, к западу от трансферной зоны скорость граничных волн (V_2) по поверхности фундамента на 0,2–0,5 км/с ниже, чем к востоку [Владимирова и др., 2001]. Кроме того, в этой полосе бурением вскрыты экзотические для фундамента авлакогена карбонатно-терригенные породы (см. табл. 1 приложения).

Извилистые в плане структуры (сигмоиды) являются характерными элементами протяжённых сдвиговых систем и связаны с изгибом поверхности сдвигового сместителя [Strike-slip deformation., 1985] и/или наложенных движений по зонам, косым к направлению генерального сдвига [Тевелев, 2005]. Развитие сигмоид, образованных за счёт трансферных сдвиговых зон, характерно для Северо-Американского хинтерленда, который можно считать тектонотипическим регионом проявления простого сдвига [Sonder et al., 1987; Coney, Harms, 1984], а также для Прибайкалья [Скляров и др., 1997], Тянь-Шаня [Буртман, 2006] и других областей.

Принимая во внимание отчётливо выраженный правосторонний характер смещения блоков земной коры вдоль Рыбинско-Череповецкой трансферной зоны, можно определить направление генерального сдвига вдоль простирания Среднерусского авлакогена. Если на участке правостороннего трансферного смещения имеет место растяжение, то генеральное смещение должно быть правосторонним (рис. 3.9а), если сжатие – сдвиг по системе эшелонированных разломов (т.е. по простиранию Среднерусского авлакогена) должен быть левым (рис. 3.9б).

Рыбинско-Череповецкая трансферная зона (вплоть до Вологодского сдвига) пересечена многочисленными сейсмическими профилями КМПВ и МОГТ, а также вскрыта значительным количеством скважин. Это позволяет достаточно уверенно утверждать, что крупных депрессий, образованных за счёт присдвигового растяжения (транстенсии), в пределах трансферной зоны в неопротерозое не существовало. Напротив, в пределах этой зоны отмечена очень напряжённая глыбово-блоковая

тектоника. Деформации пород фундамента отчётливо проявлены в материалах сейсморазведки. Так, на сейсмическом разрезе МОГТ по профилю III «Рифей» наблюдаются пакеты отражений, которые можно интерпретировать как сладчато-глыбовые деформации. Сопоставляя простирание разломов трансферной зоны с положением линии профиля в плане, можно наметить связь деформаций пород фундамента с влиянием определённого тектонического нарушения. Так, деформированные породы фундамента, вскрытые Судиславской и Решминской скважинами, находятся на простирании Рыбинского разлома, разбуренные Лежской скважиной – на простирании Череповецкого сдвига, а Кубенской и Дьяконовскими – Вологодского нарушения.

С этими наблюдениями согласуется строение осадочного разреза, который либо отсутствует (например, скважина Лежская), либо резко сокращён по мощности за счёт верхних частей: скважины Дьяконовская-1 – 22 м, Любимская-5 – 176 м, Даниловская-4 – 105 м, Букаловская-2 – 58 м. Кроме того, вдоль трансферной зоны отмечены динамометаморфические изменения пород осадочного чехла (например, Кубенская скважина).

Приведённые данные позволяют сделать вывод о том, что Рыбинско-Череповецкая трансферная зона развивалась в обстановке транспрессии, которая привела к блоковым поднятиям (выжиманию) участков фундамента с последующим размывом перекрывавших осадочных толщ. В свою очередь, установление режима транспрессии в полосе правостороннего поперечного смещения эшелонированных структур свидетельствует о левостороннем характере магистрального сдвига, ответственного за формирование общей структуры Среднерусского авлакогена. Такой вывод согласуется с общими закономерностями строения структурных ансамблей при простом сдвиге (см. рис. 3.9 в) и полученными ранее по другим признакам представлениями о направлении региональных сдвиговых движений [Костюченко, Егоркин, 1995; Чамов и др., 2001; Чамов, 2005; Балуев и др., 2010].

Развитие сдвиговых зон и крупных присдвиговых структур происходит, как правило, в несколько этапов. Например, модель полиэтапного развития хорошо объясняет позднепермские деформации Восточной Ферганы, где предполагается формирование горизонталь-

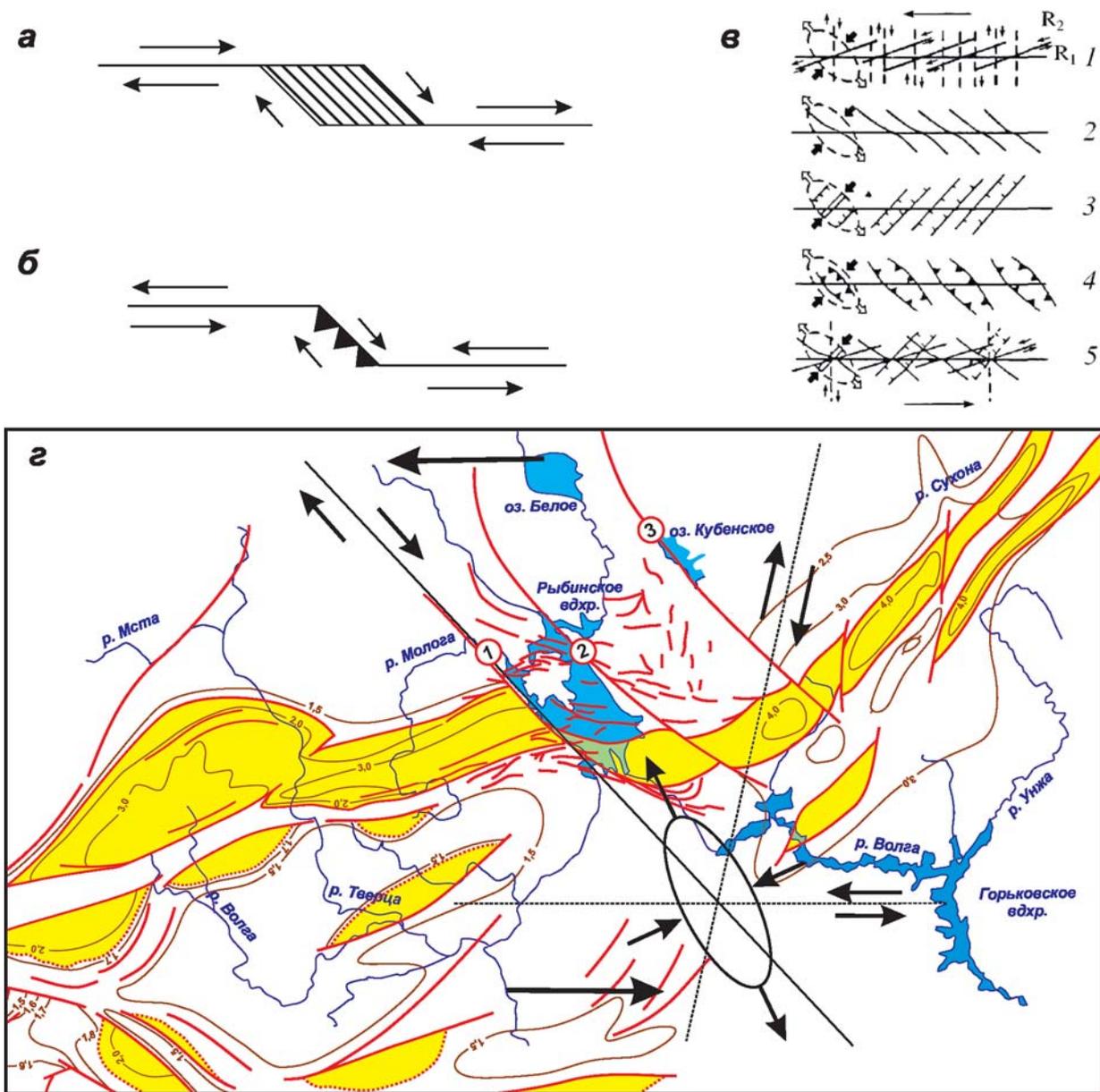


Рис. 3.9. Структурные парагенезы при простом сдвиге.

а, б – режим на участке трансферного смещения сдвиговой зоны: а – трансенсии, б – транспрессии (по [Strike-slip..., 1985]); в – соотношение магистральной сдвиговой зоны [Sylvester, 1988]: 1 – с оперяющими синтетическими (R_1) и антитетическими (R_2) сколами Риделя, 2 – с осями складок, 3 – со структурами растяжения (трещины отрыва, грабены, впадины), 4 – с надвигами и покровами, 5 – комбинированное сочетание всех элементов разрывно-складчатого парагенеза; г – кинематика сдвигов в Рыбинско-Череповецкой трансферной зоне (цифры в кружках – разломы: 1 – Рыбинский, 2 – Череповецкий, 3 – Вологодский)

ной Ферганской флексуры («сигмоиды» Д.И. Мушкетова) до сдвига по Таласо-Ферганскому разлому [Бискэ и др., 1982; Поршняков, 1983; Буртман, 1976, 2006; Ломизе, 1996].

Есть основания предполагать, что, как и большинство континентальных трансферных зон, Рыбинско-Череповецкая сигмоида форми-

ровалась в несколько этапов. Опираясь на данные, подробно рассмотренные в разделе «Каплатформенный чехол», можно предложить следующий сценарий развития трансферной зоны. На начальном этапе образования флексуры (без разрыва сплошности ветвей бассейнов) обстановки седиментации на разных флангах

авлакогена оставались сходными. По простиранию Среднерусского авлакогена доминировали глубокие озёра, где в условиях некомпенсированной седиментации происходило формирование сероцветной толщи молоковской серии. Дальнейшее смещение и основная деформация в пределах трансферной зоны произошли на втором этапе растяжения авлакогена и привели к разделению стилей седиментации. На северо-восточном фланге обстановка осталась по существу прежней, тогда как на юго-западе в результате изменения геометрии бассейнов (увеличение ширины при одновременном уменьшении глубин) началось накопление красноцветной молассоидной толщи.

Непрерывность седиментации на разных флангах авлакогена свидетельствует о том, что образование сигмоиды произошло за счёт растяжения в латерально смещённых рифтовых сегментах, а не в результате наложенного пострифтового сдвига.

Близким аналогом рассматриваемой структуры представляется Бургундская сдвиговая [Illies, 1972; Тевелев, 2005] или трансферная Рейн-Сона [Lacombe et al., 1993] зона в области сочленения грабенов Рейнского и Сона (Бресс) в Западно-Европейской рифтовой системе. Подобно Среднерусскому авлакогену (см. рис. 3.9 г), ось Бургундской сдвиговой зоны не ортогональна простиранию смещённых грабенов, т.е. чисто сдвиговое трансформное движение в этой структуре достигнуто не было [Дубинин, 1987]. Преобладающая часть линейных структур образована за счёт растяжения в латерально смещённых рифтовых сегментах, а не в результате наложенного пострифтового сдвига [Illies, 1972; Тевелев, 2005]. Сопоставимы и амплитуды правостороннего в обоих случаях смещения по сдвиговой зоне – около 150 км. Следует подчеркнуть факт установления в истории Бургундской сдвиговой зоны двух этапов деформаций, различных по распределению траекторий горизонтальных напряжений [Lacombe et al., 1993]. Первый, эоценовый этап контролировался сжатием, тогда как поздний, олигоценый был связан с главной фазой растяжения (Западно-Европейский рифтинг).

В отношении Бургундской сдвиговой зоны примечательно заключение исследователей о том, что «важнейшую роль в тектонической эволюции континентальных рифт-трансформных систем играют унаследованная коровая анизотропия, крупномасштабные из-

менения траекторий напряжений растяжения и развитие распределённой хрупкой деформации в осадочном чехле» [Тевелев, 2005, с. 64]. Приведённые данные хорошо согласуются с предположением о влиянии границы сред (коровой анизотропии) при возможном влиянии наложенных поперечных движений во время формирования Рыбинско-Череповецкой трансферной зоны.

3.4. Количественные оценки параметров растяжения

Важными для понимания тектонических механизмов, определявших процессы формирования тектоно-седиментационных систем, являются количественные оценки величин растяжения. Несмотря на ряд условностей и упрощений, такие оценки, выполненные по единой методике для всех сопоставляемых объектов, могут характеризовать энергетику тектонического процесса в разных частях тектоно-седиментационной провинции.

Главным объектом для получения количественных оценок растяжения являются материалы сейсморазведки МОГТ. Для уменьшения погрешностей при анализе подбираются профили, близкие к сечениям вкрест простирания структур, либо выполняются дополнительные преобразования изображений, позволяющие максимально приблизить их к нормальным проекциям.

В Среднерусском авлакогене наиболее изученным и представительным в плане полноты осадочного разреза является на сегодняшний день Молоковский грабен северной ветви бассейнов. Строение грабена свидетельствует о двух этапах растяжения в его истории (рис. 3.10). На раннем этапе А накапливались сероцветные отложения, отнесённые к сейсмокомплексу R_3^1 . Пестроцветные и красноцветные отложения сейсмокомплекса R_3^{2-3} связаны с поздним этапом растяжения Б, занимают более высокое структурное положение и распространяются на большую площадь, чем нижележащие.

Очевидная смена характера и пространства седиментации требует объяснения причины такой перемены: что изменилось – движущий механизм растяжения или локальные условия среды? К решению этого вопроса можно подойти путем оценки величины растяжения на каждом из этапов, исходя из современной геометрии бассейна в сечении сейсмического профиля (табл. 2).

Таблица 2. Размеры Молоковского грабена и расчетные оценки растяжения на этапах А и Б (по сероцветным и красноцветным отложениям)

Величины проекций, км	
Вертикальных	Горизонтальных
$h_1 = 0,6$	$L_1 = 19,6$
$h_2 = 0,1$	$L_2 = 38$
$h_3 = 0,3$	$L_3 = 3,2$
$h_4 = 0,6$	$l_1 = 2$
$h_5 = 0,9$	$l_2 = 1,6$
$h_6 = 0,3$	$l_3 = 2,4$
$h_7 = 0,8$	$l_4 = 2$
Красноцветная толща (этап растяжения Б)	
$L^B = l_4 + L_3 + l_3 + L_2 + l_2 + L_1 + l_1$ (современная ширина бассейна), км	68,8
$L_0^B = L_3 + L_2 + L_1$ (начальная ширина бассейна), км	60,8
$h^B = h_5 + h_6$ (максимальная глубина бассейна), км	1,2
$L^B - L_0^B$ (абсолютное растяжение)	8
L^B / L_0^B (интенсивность растяжения)	1,13
Сероцветная толща (этап растяжения А)	
$L^A = l_4 * 0,5 + L_3 + l_3 + L_2 + l_2$ (ширина бассейна к концу этапа А), км	46,2
$L_0^A = L_3 + L_2$ (начальная ширина бассейна), км	41,2
$h^A = h_7$ (максимальная глубина бассейна), км	0,8
$L^A - L_0^A$ (абсолютное растяжение)	5
L^A / L_0^A (интенсивность растяжения)	1,12

Примечание. Стрoение разреза см. рис. 3.10.

Главным параметром, характеризующим величину растяжения структуры, является интенсивность растяжения или относительное растяжение ϵ , определяемое как отношение приращения ширины (абсолютное растяжение) бассейна к его начальной ширине ($\Delta L / L_0$). Как видно из таблицы 2, величины этого параметра на разных этапах эволюции Молоковского бассейна сопоставимы, что свидетельствует о неизменности энергетика общего процесса растяжения. В то же время, абсолютное растяжение на этапе Б возросло, что привело к смене тектоно-седиментационного режима.

Эта закономерность справедлива для всех грабенов юго-западного фланга авлакогена и связана с местными реологическими или структурными особенностями (принадлежностью

грабена специфическому типу коры, характером залегания пород фундамента, появлением дополнительного пространства аккомодации и др.). Другими словами, можно предположить, что механизм и энергетика общего сдвигового процесса в пределах авлакогена оставались неизменными для всего Среднерусского авлакогена, но интенсивность растяжения на этапе Б не изменилась на северо-востоке и возросла в его юго-западной части.

При этом оценки параметров растяжения не соответствуют условиям, характерным для осадочных бассейнов симметричного растяжения (рис. 3.10). По падению поверхностей сбросовых уступов Молоковский бассейн относится к синтетическим структурам, для которых существует условие, что относительное

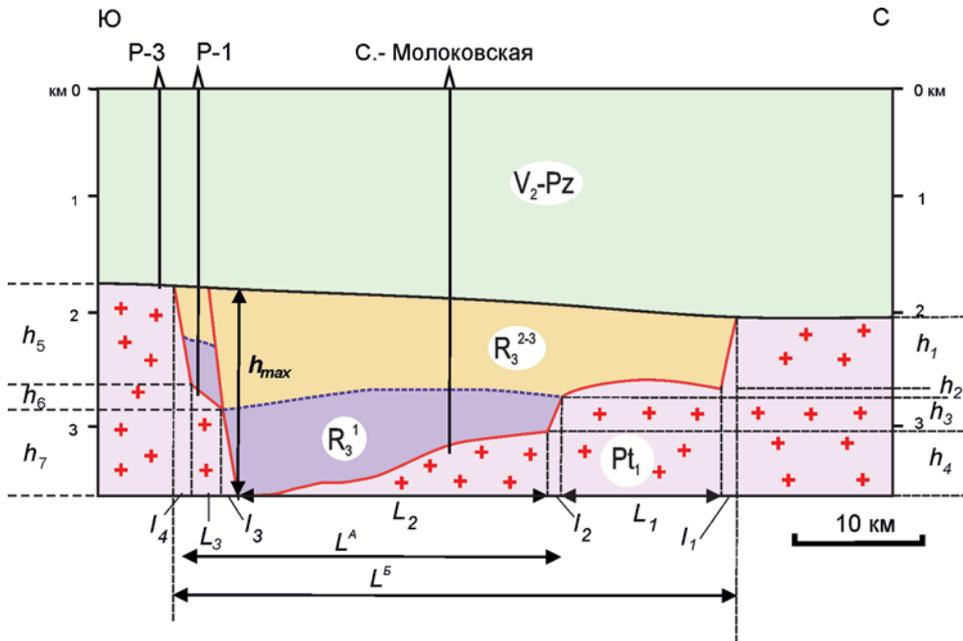


Рис. 3.10. Строение Молоковского грабена по профилю 029302. Положение профиля см. рис. 1.3. V_2 -Pz – платформенный чехол, верхний венд – палеозой; R – катаплатформенный чехол, верхний рифей, молоковская серия, толщи: R_3^1 – сероцветная, R_3^{2-3} – пестроцветная и красноцветная; Pt_1 – фундамент, нижний протерозой, серия тектонического меланжа.

Обозначения и значения расчётных величин см. в табл. 2

растяжение e не должно превышать удвоенную максимальную глубину авлакогена $2h_{max}$, отнесённую к его начальной ширине L_0 , т.е. $e \leq 2h_{max}/L_0$ [Артюшков, 1993]. В сечении, проходящем через Северо-Молоковскую скважину, $2h_{max}$ не превышает 4 км. Следовательно, предельное расчётное относительное растяжение e_p , которое должно было бы иметь место в случае образования Молоковского бассейна только за счёт симметричного растяжения литосферы, составляет (4 км/61 км) 0,06. Наблюдаемое же относительное растяжение ε составляет (8 км/61 км) 0,13. Кроме того, абсолютное растяжение при симметричном расхождении бортов бассейна для этого типа структур не должно превышать его удвоенную глубину [Артюшков, 1993]. Это условие также не соблюдается, поскольку ΔL составляет 8 км, что вдвое превышает $2h$, равное 4 км.

Таким образом, полученные для Молоковского бассейна количественные оценки расчётного и существующего относительного растяжения показывают, что в случае реализации чистого сдвига (*pure shear*³) ширина Молоковского бассейна не превышала бы половины (~ 35 км) наблюдаемой.

Рассмотренные противоречия привели к необходимости искать альтернативный симметричному механизму образования Молоковского и других бассейнов Среднерусского авлакогена. В данной работе развивается представление о том, что система бассейнов авлакогена формировалась в процессе асимметричного растяжения, или простого сдвига (*simple shear*)⁴ [Чамов и др., 2001, 2010; Чамов, 2005]. Этот механизм наиболее вероятно инициируется кинематическими внутрикоровыми процессами и часто определяется как «пассивный рифтогенез» [Леонов, 2001; Allen, Allen, 1990 и др.]. Расхождение блоков коры по механизму простого сдвига может привести к образова-

³ Чистый сдвиг (*pure shear*) – частный пример невращательной деформации, при котором данное тело вытягивается в одном направлении и укорачивается в перпендикулярных к нему направлениях [Толковый..., 2002].

⁴ Простой сдвиг (*simple shear*) – частный тип деформации при постоянном объеме вдоль плоскости максимального касательного напряжения и при фиксированной ориентировке одной из плоскостей круговых сечений эллипсоида деформации. Простой сдвиг легко моделировать простым сдвижением колоды карт в одном направлении [Толковый..., 2002].

нию широких осадочных бассейнов без утонения коры под ними.

3.5. Стрoение верхней части фундамента по данным сейсморазведки

3.5.1. Низкоскоростные пласты в составе фундамента по данным КМПВ

При анализе сейсмических материалов КМПВ по профилю Пестово-Максатиха-Редкино Ю.Б. Коновальцев (ГНПП «Спецгеофизика», экспедиция № 2) установил, что на отдельных участках фундамента регистрируются две преломленные волны: одна на кровле фундамента и другая на глубине около 350 м ниже его поверхности. Скорость прохождения волн в породах, ограниченных этими волнами, составляет всего 5–5,7 км/с, тогда как характерные скорости достигают 6–6,2 км/с (Самбуков, Ворчихин, 1968; Коновальцев, 1997). Сходные данные получены при обработке сейсмических разрезов по линиям Букалов-Данилов и Кубенское-Кузнецово, где скорости на отдельных участках коры составляют 5–5,6 км/с [Piip et al., 2000].

Один из таких аномальных по скоростным свойствам пластов был установлен в основании Молоковского грабена. Изучение керна Северо-Молоковской скважины, вскрывшей аномальный пласт на глубину около 300 м, показало, что ему соответствует толща бластомилонитов с включениями мигматитовых блоков [Чамов и др., 2001, 2010]. Были установлены значительные вариации плотностей пород из этого пласта – от 2,5 до 3,15 г/см³ при среднем значении 2,77 г/см³. При этом расчётная пластовая скорость в этой части коры составила 5,4 км/с [Чамов и др., 2001].

В дальнейшем Ю.Б. Коновальцев попытался проследить распространение аномальных пластов на территории Московской синеклизы. Для этого были проанализированы сейсмические разрезы профилей КМПВ прошлых лет (1960е–1970е годы).

Он рассматривал аномальные пласты коры как тектонический меланж и полагал, что они тяготеют к основанию грабенов. Отсутствие аномального пласта на морфологических выступах фундамента он связывал с резким сокращением его мощности вплоть до полного размыва за счет эрозионных процессов. Как следствие, метод КМПВ не обнаруживает низкоскоростной преломленной волны. Однако

явную закономерность распределения аномальных пластов установить не удалось.

Дальнейшие исследования показали, что пласты бластомилонитов образовались на постколлизонной стадии распада Среднерусско-Беломорского орогена в палеопротерозое [Чамов, 2005, Чамов и др., 2010]. Реликты этих пластов являются вещественным выражением зон срывов (детачментов) в обрамлении комплексов метаморфических ядер. Их расположение и характер залегания среди пород Среднерусско-Беломорского пояса определены как характером вывода самих ядер, так и тектоническими перестройками коры в интервале времени от палео- до неопротерозоя.

В разделе 3.8 рассматривается роль аномальных бластомилонитовых пластов в организации тектоно-седиментационных систем Среднерусского авлакогена.

3.5.2. Проведение границы фундамент-чехол на профилях МОГТ

Сейсморазведка МОГТ позволяет получать информативные отражения при наклоне поверхностей изучаемых объектов до 15° относительно горизонтали. Наблюдения в кернах показывают, что полосчатость и трещиноватость пород фундамента ориентирована под очень крутыми углами к горизонту, то есть даже при хорошем уровне разрешения порядка 10 м на глубинах около 3 км внутренняя структура деформированных пород тектонического меланжа оказывается недоступной изучению МОГТ.

В то же время на материалах сейсморазведки МОГТ на многих участках Среднерусского авлакогена от Валдайского до Котласского грабенов в основании доплитного осадочного чехла наблюдаются пакеты высококонтрастных стратифицированных отражений, конформных поверхности фундамента. Мощность стратифицированных пакетов отражений достигает 300 и более метров, то есть сопоставима с мощностью рассмотренных в предыдущем разделе аномальных по скоростям преломленных волн пластов.

В Валдайском грабене стратифицированные отражения отчетливо проявлены на профиле 099970 в прикровельных частях сбросовых ступеней, которые образуют его северо-западный борт (см. рис. 3.4). Сходство характера отражений и мощностей слоистых пакетов свидетельствует об их принадлежности некогда единому

пласту, а положение в современной структуре на разных гипсометрических уровнях о том, что сейсмически стратифицированный пласт был образован до заложения сбросов.

Породы фундамента в этом районе вскрыты опорной скважиной Крестцы-1, в керне которой установлены розовато- и буровато-серые гранито-гнейсы с падением полосчатости под углом 60-65° (см. табл. 1). К сожалению, скважина удалена от линии профиля 099970 на 1200 м к юго-западу, а это, учитывая сложную морфологию ступенчатого борта грабена, не позволяет однозначно утверждать, что скважина вскрыла именно сейсмически стратифицированные породы.

Стратифицированные пакеты отчетливо проявлены в центральной части Валдайского грабена (профиль ВДН) и у его южного борта близ границ с Осташковским (см. рис. 3.5) и Торопецким (см. рис. 3.6) блоками фундамента.

В основании Молоковского грабена пакеты стратифицированных отражений прослеживаются на границе фундамента и чехла на всем протяжении структуры. Они полностью конформны наклону поверхности фундамента и ориентированы согласно залеганию его блоков (см. рис. 3.7). Так, видимое падение стратифицированных пакетов под самим грабеном происходит в южных румбах, тогда как в синтетически подвернутой блоке на южном борту их падение имеет северное направление, внутрь грабена.

Волновая картина на профиле ЕВ-1, проходящем диагонально с северо-запада на юго-восток, демонстрирует в целом сходную ситуацию, но углы наклона отражений слоистого характера субгоризонтальные в ступени и крутые на днище грабена (рис. 3.11). Примечательно, что рассматриваемые слоистые пакеты распространены до глубин много ниже рассчитанной по КМПВ границы Ф, а также забоев скважин С.-Молоковская и Р-1, вскрывших кристаллический фундамент.

На северо-восточном фланге авлакогена пакеты стратифицированных отражений установлены в Котласском грабене, где они тяготеют к основанию сбросовых ступеней (см. рис. 3.8).

Таким образом, граница раздела осадочных и кристаллических пород фундамента, которая обычно регистрируется высокоамплитудным единичным отражением, в ряде случаев маскируется появлением пакетов сейсмически стратифицированных отражений. При отсутствии

результатов бурения интерпретация таких отражений не однозначна. По интенсивности отражений и характеру стратификации такие толщи принято связывать с осадочными или вулканогенно осадочными комплексами и проводить днище бассейна по границе хаотической записи. В частности, в Молоковском грабене сейсмически стратифицированная часть разреза фундамента относилась некоторыми исследователями к вулканогенно-осадочным образованиям, а глубина структуры оценивалась в 4 км и более [Николаев, 1999; Хераскова и др., 2002].

Точность проведения нижней границы осадочного чехла, очевидно, влияет на определение его объема, что, в свою очередь, важно для оценки его промышленного потенциала. В декабре 2008 г. на совещании представителей Департамента по геологии Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды Республики Беларусь, РУП «Белгеология», Института природопользования НАН Беларуси, ГИН РАН, ГФУП «ВНИИГеофизика» по вопросу геологического изучения трансграничных территорий в рамках решений IX–XI сессий Межправсовета стран СНГ выяснение природы и возраста новых сейсмически стратифицированных толщ на границе фундамента и чехла было выдвинуто в качестве одной из приоритетных задач.

Логично связать слоистые пакеты с выходом на поверхность фундамента аномальных по данным КМПВ пластов. Действительно, проходка Северо-Молоковской скважины в осевой части грабена показала, что пакетам стратифицированных отражений соответствуют динамометаморфизованные породы (бластомилониты) с прекрасно оформленными директивными структурами. В то же время разрешающей способности метода сейсморазведки МОГТ недостаточно для регистрации полосчатости, как из-за ее масштаба, так и в силу очень крутой (до 20° к оси керна) ориентировки директивных структур. Что же тогда отражают слоистые пакеты отражений?

В ходе полевых наблюдений в Долине Смерти (США, Невада) – рифтовой зоне, которая является одной из тектонотипических районов реализации простого сдвига, автор изучал структурные и вещественные парагенезы комплексов метаморфических ядер (*metamorphic core complex*). В частности, характерные для региона, сформированные в условиях глубинного срыва (детachment) породы обрамления

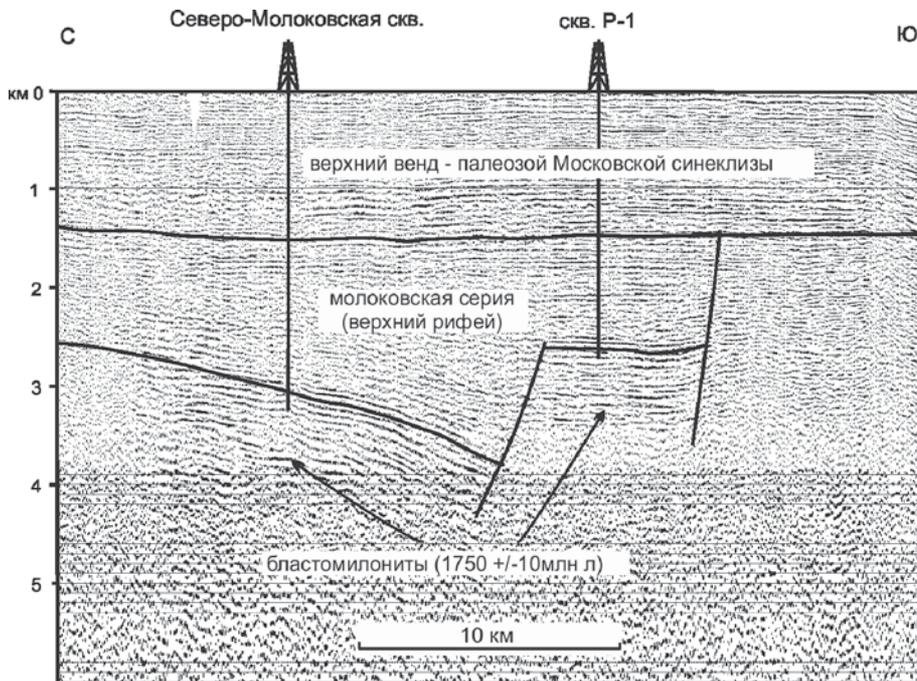


Рис. 3.11. Фрагмент глубинного сейсмического разреза Молоковского грабена по профилю ЕВ-1. Положение профиля см. рис. 1.3

метаморфического ядра в основании черных гор представляют собой типичные бластомилониты с характерными директивными текстурами и линзовидными обособлениями, которые проявлены на макро и микроуровнях (рис. 3.12). Если масштаб проявления таких макродеформаций сопоставим с разрешающими возможностями сейсморазведки МОГТ, то они могут быть отражены в волновом поле.

Характерной чертой пород detachмента является разная ориентировка их внутренней структуры в зависимости от положения плоскости наблюдения относительно направления пластического течения масс. Так, лежащие складки наблюдаются в сечениях, ортогональных параллельной полосчатости (см. рис. 3.12а).

Наблюдаемые закономерности строения пород detachмента в Долине Смерти сходны с таковыми в бластомилонитах Молоковского бассейна (рис. 1 приложения, табл. 2, приложения). Логично предположить, что и в Среднерусском авлакогене образующие стратифицированные пакеты линейные фазы отражений на профилях МОГТ связаны с крупными элементами складок и/или макрорасслоенностью внутри аномальных пластов. Если это так, то волновая картина на сейсмических разрезах

должна зависеть от ориентировки профилей относительно простирания сдвиговой зоны.

Это предположение подтверждается при сопоставлении волновой картины на сейсмических профилях, пересекающих Молоковский грабен (см. рис. 3.7 и 3.11). Различные образы волнового поля в зависимости от ориентировки профиля напоминают закономерности накопления косослоистых аллювиальных отложений, где в разных сечениях куба осадков можно наблюдать все переходы от горизонтальных напластований до классических крутопадающих косых серий.

3.6. Состав пород фундамента

3.6.1. Общая характеристика

Сведения о составе и условиях залегания вскрытых бурением пород представлены в таблице 1 приложения. Указанные скважины характеризуют как территорию распространения собственно авлакогена (грабенов и блоков центральной гряды), так и его бортов.

Анализ таблицы показывает достаточно пестрый состав пород фундамента при весьма ограниченном наборе исходных разностей.

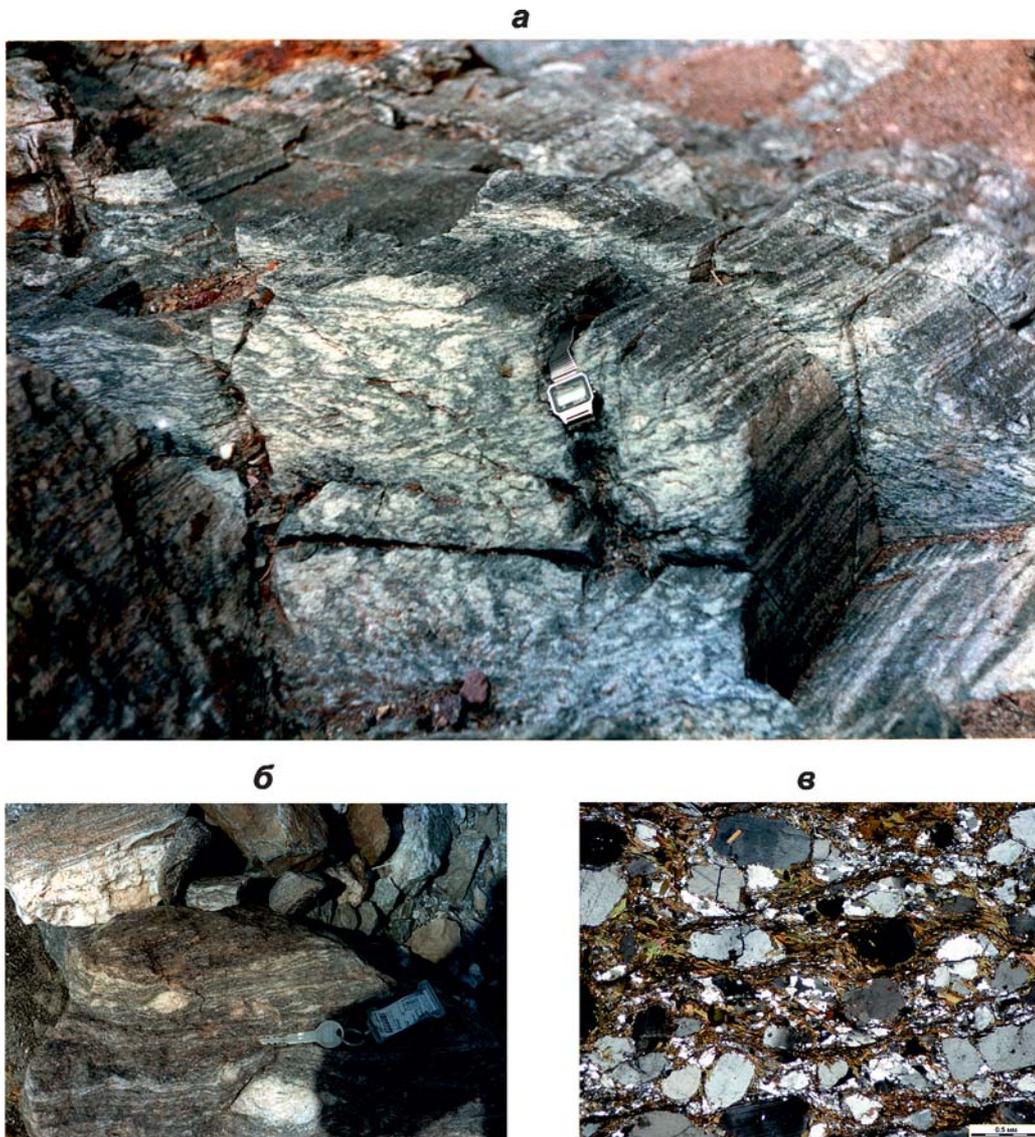


Рис. 3.12. Бластомилониты зоны detachment в обрамлении метаморфического ядра (Черные горы, Долина Смерти, США).

а – параллельная полосчатость и горизонтальные складки в ортогональных сечениях, общий вид; б, в – директивные структуры и линзовидные обособления: б – в штуфе, в – в шлифе

К ним относятся амфиболиты и разновидности габбро, в единичных случаях анортозиты. Остальные породы являются более поздними продуктами их переработки за счёт разной интенсивности процессов мигматизации и бластомилонитизации.

Исключение из общего ряда разбуренных пород составляют скважины Рыбинская-2 и Ореховская-1, которые вскрыли верхнюю часть терригенно-карбонатной толщи неопределённого возраста мощностью 224 м. К сожалению, выход керна составил по скважинам:

Ореховской-1 – 0,4 м, Рыбинской-2 – 2,6 м, а основание терригенно-карбонатной толщи ни в одной скважине не изучено. В скважине Ореховской-1 между толщами плитных (поздневендских) и терригенно-карбонатных отложений сохранился фрагмент верхнерифейских образований мощностью 36 м.

Было предположено, что породы фундамента, развитые на Рыбинской площади, могут быть сопоставлены со среднепротерозойскими (?) ятулийскими образованиями Карелии; и те, и другие не содержат следов складчатости и

гранитизации. Породы ятулийского фундамента отличаются высоким КС (около 1000 ом) и отрицательной аномалией ГК (Панченко, 1979).

Породы, вскрытые Ореховской-1 скважиной, по минеральному составу и степени метаморфизованности являются доломитовыми мраморами. Они могут сопоставляться с образованиями верхней части ятулия нижнего протерозоя Карелии, где широко развиты мраморизованные доломиты (Каграманян, Чагаев, 1985).

Примечательно, что расположенные к северо-востоку скважины Рыбинская-1, Ореховские 2 и 3 вскрыли вендские отложения, залегающие непосредственно на протерозойских породах.

Эти наблюдения позволили Л.Д. Цветкову (ФГУП «Недра», устное сообщение) предположить, что структуры, вмещающие терригенно-карбонатные образования, ориентированы не в северо-восточном направлении (как все бассейны Среднерусского авлакогена), а поперечно им в направлении на северо-запад⁵. Он же допустил, что реликты структур, вскрытых скважинами 2-Рыбинской и 1-Ореховской, могут быть сопоставлены с Онежско-Пошехонским и Воже-Лачским прогибами. Следует подчеркнуть, что такое допущение требует существенного (порядка 20–30 км) смещения этих структур в плане в допозднерифейское время.

Бесспорно, изложенные выше данные нельзя игнорировать, хотя заключения, сделанные по шламу и каротажным диаграммам, могут не совсем точно отражать реальное строение недр.

Важно отметить, что обе скважины находятся вблизи Рыбинско-Череповецкой трансферной зоны, которая заложилась на границе физических сред с разными свойствами консолидированной коры. Именно здесь можно ожидать присутствия нехарактерных для Среднерусского авлакогена осадочных и метаморфических комплексов. Вскрытые скважинами Рыбинская-2 и Ореховская-1 породы могут отражать наличие в полосе деформаций более древних осадочных бассейнов, формирование которых происходило до заложения и развития авлакогена.

К этой же зоне относится скважина Лежская, которая вскрыла сильно измененные анортозиты, пироксеновые среднекристал-

лические амфиболиты, выветрелые габбро-диабазы и неопределимые перетертые породы, состоящие из полуразложившихся полевых шпатов с включениями кристаллов кварца и темных минералов (см. табл. 1 приложения). Следует подчеркнуть, что анортозиты не характерны для пород фундамента в пределах Среднерусско-Беломорского пояса и вскрыты помимо Лежской только в скважине Гаврилов Ям 5 [Глубинное..., 2010]. Пестрый состав пород в сочетании с признаками деформаций и выветривания характерен для меланжей, образование которых сопровождаются значительными сдвиговыми смещениями.

Сумма перечисленных данных – смена скоростей на границе блоков, наличие экзотических для авлакогена комплексов пород, в том числе амфиболитов, вскрытых Лежской скважиной, установленные сейсморазведкой МОГТ складчато-блоковые деформации фундамента (см. раздел 3.3.4) – подтверждают представление о пересечении неопротерозойской сдвиговой зоной контрастной границы крупных блоков земной коры. Существование этой неоднородности, по всей видимости, стало необходимым и достаточным фактором для возникновения сигмиды Среднерусского авлакогена.

3.6.2. Состав пород фундамента в основании Молоковского грабена

Пласт тектонического меланжа вскрыт Северо-Молоковской скважиной на глубину около 300 м и охарактеризован керном по двум интервалам: 3237,3–3248,6 м и 3294–3301 м. Фотографии типовых образцов и шлифов пород серии, а также их описание, приведены на рис. 1 приложения и в табл. 2 приложения.

Бластомилониты преобладают в верхней части вскрытого бурением интервала, однако прослеживаются по всему разрезу и слагают призабойную часть скважины С.-Молоковская. Это темно- и светло-серые розоватые крупнозернистые биотит-амфиболовые гнейсовидные породы с гранобластовой и лепидогранобластовой структурой. В них отчетливо выражены директивные структуры и линзовидные скопления лейкократового материала. Плотность варьирует от 2,3 до 3,1 г/см³.

Отмечается утолщение темноцветных полос до 1 см. Полосчатость, как правило, ориентирована под углом до 45° к оси керна. Реликты первичной породы представлены порфирокла-

⁵ Также в северо-западных румбах ориентированы Рыбинско-Череповецкая трансферная зона и Вологодский разлом.

стами измененных калиевых полевых шпатов и плагиоклазов, сходных с таковыми в мигматитах. В породах наблюдаются характерные признаки механического давления и нагревания, что выражено в появлении сланцеватых и очковых текстур, разрушении крупных зерен с образованием мозаичных структур и перекристаллизации.

Бластомилониты имеют отчётливые признаки пластического течения. Главной закономерностью является обволакивание бластомилонитами массивных мигматитовых блоков, причём между этими породами наблюдаются постепенные переходы: гнейсовидные текстуры затухают (вырождаются) по мере проникновения бластомилонитов в глубь массивных пород. Так, в интервале 3300,2–3300,5 м отмечен крутопадающий до вертикального, несколько выполаживающийся к низу интервала контакт массивного пятнистого мигматита с полосчатым бластомилонитом. Вдоль контакта развиты обособления темноцветных компонентов породы, создающие непрерывный хорошо выраженный (около 1 см) граничный шов. Грубая и прерывистая полосчатость в бластомилонитах также связана с обособлением темноцветных компонентов. Она ориентирована под углом около 30° к оси зерна и 25–30° к линии контакта, вдоль которой вырождается, принимая ориентировку темноцветных обособлений граничного шва, и в мигматиты не выходит.

В составе бластомилонитов присутствуют кварц (25–35%), полевые шпаты (25–35%), роговая обманка (10–20%), биотит (20–30%), эпидот (до 10%) и сфен (до 5–10%). Из акцессорных минералов наиболее характерны апатит и циркон.

В группе полевых шпатов обычно преобладают калиевые полевые шпаты – ортоклаз и микроклин. В порфирокластах они, как правило, пелитизированы, серицитизированы и пертитизированы. Среди новообразованных минералов широко развит микроклин, который встречается как в порфирокластах (до 2 см), так и в основной массе. В микроклинизированных разностях содержание кварца повышается до 40%, появляются зерна с кристаллической огранкой. Роговая обманка присутствует в парагенезисе с биотитом и эпидотом, причем наблюдаются как свежие, так и сильно измененные кристаллы.

Мигматиты составляют основной объём вскрытых бурением пород. Массивные разно-

сти приурочены к нижнему интервалу бурения. В то же время, поскольку в разрезе постоянно присутствуют бластомилониты, в том числе в призабойной части скважины, представляется, что массивные мигматиты находятся в реликтовых блоках, погружённых в бластомилонитовый матрикс. Плотность пород варьирует от 2,6 до 3,15 г/см³.

Макроскопически мигматиты выглядят как типичные представители гранитоидного ряда: массивные крупнозернистые розовато-серые с крупными (до 2,5 см) порфиробластами полевых шпатов (микроклина и плагиоклаза) или с полосами внедрения аплитового материала (см. рис. 1 приложения).

На микроскопическом уровне породы состоят из чередующихся полос, отличающихся друг от друга структурой и минеральным составом. Граница между ними чёткая, но не резкая без следов контактового взаимодействия и закалки. Это граница двух пород, связанных метасоматическим образованием более крупнозернистой породы за счёт мелкозернистой. Светлые полосы имеют гранобластовую структуру и состоят главным образом из кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Тёмные полосы кроме перечисленных минералов содержат большое количество биотита, амфибола и развитого по ним кристаллического эпидота. Структура тёмных полос гранолепидобластовая, обусловленная преобладанием удлинённых кристаллов амфибола и пластинчатых линзовидных слюд при подчинённом количестве изометричных зёрен других минералов.

В составе пород установлены кварц (25–40%), полевые шпаты (30–40%), роговая обманка (10–15%), биотит (до 25%), сфен (5–10%), хлорит (до 10%); среди аксессуаров – апатит, циркон, сфен, анатаз и хлорит. Эпидот присутствует в подвергшихся бластезу разностях, однако его содержание значительно меньше, чем в бластомилонитах, где он устойчиво входит в состав породообразующих минералов. Встречаются единичные зерна граната и рудного минерала (ильменита?). Выделяются две генерации калиевых полевых шпатов. Первичный калиевый полевой шпат альбитизирован; вторичный – метасоматический, представлен микроклином и приурочен к порфиробластам. Плагиоклазы альбит-олигоклазового состава преобладают в основной массе. Темноцветные минералы (роговая обманка и биотит) образуют участки гнейсовидной и сланцеватой тек-

стуры. Присутствуют жилы молочно-белого кварца толщиной в несколько сантиметров с гематитом и рудным сфен-анатазовым парагенезисом на контакте. Отмечена кристаллическая огранка кварца.

Широкое развитие гранобластовых структур основной массы мигматитов свидетельствует о процессе плавления при их образовании. В то же время, существование кристаллической огранки, наличие двух генераций калиевых полевых шпатов и парагенезиса рудный минерал-сфен-анатаз отражают существенное влияние метасоматических процессов на формирование облака породы.

Присутствие темноцветных прослоев и линз внутри массивных текстур свидетельствует о пластических деформациях породы. Широко проявленный катаклиз был наложен на уже сформированные и непластичные породы.

Амфиболиты – тёмно-зелёные до чёрных средне-крупнозернистые породы представлены в реликтах. Так, в образце 31/4, 25–30 с глубины 3239,5 м окварцованный амфиболит соседствует с бластомилонитом (см. рис. 1 приложения). Порода состоит из роговой обманки (50%), биотита (10–15%), полевых шпатов (25% из которых составляют плагиоклазы – альбит и олигоклаз), а также второстепенных кварца (5–7%) и эпидота (3%). Структура гранобластовая, текстура характеризуется изометричными формами всех минералов. Из аксессуарных минералов развиты рutil, турмалин, сфен. Кварц встречается как в зёрнах, так и во вростках в темноцветных минералах, что создаёт участки с пойкилобластовой структурой.

Наблюдаемый состав породы, отсутствие в роговой обманке зональности, каемок минерализации, реликтов пироксенов (или других минералов) в ядерной части кристаллов позволяет предположить, что амфиболит образовался по габбро.

Лампрофир установлен в интервале 3239,1–3239,25 м из дайки, ориентированной под углом около 30° к оси керна. Это жильная порода черная с зеленоватым оттенком и розовыми вкраплениями (до 1–2 мм), мелко и среднезернистая, на свежем сколе сланцеватая, сложена роговой обманкой (до 50%), плагиоклазом (25%), биотитом (10–15%) и кварцем (5–7%). По преобладанию роговой обманки и плагиоклаза порода сходна со спессартитом – жильной породой нормального ряда из семейства лампрофиров.

3.6.3. Химический состав и геодинамическая принадлежность пород серии тектонического меланжа

Результаты анализа химического состава пород серии тектонического меланжа приведены в таблице 3 приложения. Проанализированы образцы, собранные автором при изучении керна С.-Молоковской скважины⁶.

Анализ данных показывает, что мигматиты и бластомилониты по химическому составу относятся к породам гранитоидного ряда, связанным с коллизионными процессами. На геодинамической диаграмме [Batchelor, Bowden, 1985] фигуративные точки составов этих пород образуют плотное непрерывное «облако», вытянутое от поля доплитной коллизии к полю постколлизионного поднятия (рис. 3.13). Поскольку внутри «облака» (на этой и других диаграммах) точки составов пород перекрываются и не образуют какого-либо тренда при переходе от мигматитов к бластомилонитам, можно предположить изохимический характер процессов динамометаморфизма, приведших к бластомилонитизации. Этот вывод согласуется с наблюдающимися в керне пространственным обволакиванием бластомилонитами блоков массивных мигматитов.

По химическому составу амфиболиты и лампрофир из дайки резко отличаются от основного ряда мигматизированных метаморфических пород серии тектонического меланжа, но сопоставимы с породами Московского и Осницко-Микашевичского поясов [Аксаментова, 2002; Разломы, 2007].

3.6.4. Изотопные исследования пород серии тектонического меланжа

Уран-свинцовый анализ

U-Pb анализ циркона и сфена из метаморфических пород тектонического меланжа выполнен уран-свинцовым методом по методике Т. Кроу [1973] для микронавесок минералов. Привязки проб и результаты определения изо-

⁶ Автор не приводит всех результатов химико-аналитического изучения составов пород фундамента, вскрытого разными скважинами в пределах авлакогена и его обрамления, поскольку их анализ не является в данной работе предметом детального рассмотрения, а данные по керну С. Молоковской скважины позволяют достаточно полно проиллюстрировать важнейшие из выявленных закономерностей.

топного возраста приведены в таблице 4 приложения.

Пробы 31/2, 18-25; 32/3 50-55 и 21/5, 50-55 изучены под руководством Т.Б. Баяновой в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии Геологического института Кольского научного центра РАН, Апатиты.

Пробы подвергались разложению в концентрированной (48%) кислоте HF при температуре 205–210°C в течение 1-10 дней. Затем добавлялась 3,1N HCl для растворения фторидов при температуре 130°C в течение 8–10 часов. Навеска разделялась на две аликвоты в 3.1N HCl для измерения изотопного состава свинца и определения концентраций свинца и урана, где использовался смешанный трассер $^{208}\text{Pb} + ^{235}\text{U}$. Выделение свинца и урана для изотопных исследований проводилось на анионите AG 1 Ч 8, 200–400 меш. на колонках из фторопласта. Холостое внутрилабораторное загрязнение полного анализа составляло менее 0,1–0,08 нг для свинца и 0,01–0,04 нг для урана.

U-Pb исследования проводились на семиканальном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262 в статическом режиме. Изотопный состав свинца был измерен с помощью умножителя в режиме счета ионов, в качестве эмиттера ионов использовался силикагель. Погрешности определений изотопного состава свинца составляли 0,025% на стандартах SRM-982. Концентрация свинца (1350–1450 °C) и урана (1450–1550 °C) измерялись в одноленточном режиме с добавлением H_3PO_4 и силикагеля по методике У. Шарера [1988, 1996]. Все изотопные отношения исправлены на масс-дискриминацию, полученную при изучении параллельных анализов стандартов SRM-981 и SRM-982 и равную $0,12 \pm 0,04\%$. Погрешность в U-Pb отношениях вычислена при статистическом обчете параллельных анализов стандартов ИГФМ-87 и составляет 0,5%, если ошибки выше, то приводятся реальные значения в таблице изотопных данных. Расчет координат точек и параметры изохроны обсчитывались по программам К. Людвига [1991, 1999]. Вычисление возрастов проведено по принятым величинам констант распада урана [Steiger, Jager, 1977], ошибки даны на уровне 2δ . По модели [Stacey, Kramers, 1975] была проведена коррекция на примесь обыкновенного свинца. Также проводилась коррекция на изотопный состав когенетических плагиоклазов в тех случаях, где примесь обыкновенного свинца была более 10% от общего

количества свинца, и изотопные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ были меньше 1000.

Пробы 31/4, 70-86; CM-3 и H-184 изучены под руководством Е.В. Бибиковой в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва.

Акцессорный циркон выделялся по стандартной методике, основанной на сочетании магнитной сепарации и разделения в бромформе, в Лаборатории минералогического анализа Института литосферы РАН. Подготовка навесок монофракций циркона для изотопного анализа осуществлялась вручную под бинокулярным микроскопом.

Концентрации урана и свинца определены методом изотопного разбавления с применением смешанного трассера $^{208}\text{Pb} + ^{235}\text{U}$.

В пробах 31/4, 70-86; CM-3 изотопный состав измерен на одноколлекторном твердофазном масс-спектрометре TSN 206A фирмы Cameca. Холостое загрязнение составило 0,2 нг свинца. Ошибки в U-Pb отношениях составили 0,5%. Поправка на примесь обыкновенного свинца введена для циркона возрастом 2450 млн лет, для сфена – 1750 млн лет в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. Изотопный возраст рассчитан по программе К. Людвига [1991].

В пробе H-184 изотопный состав измерен на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре “Triton”. Холостое загрязнение не превышало 0.3 нг свинца. Ошибки в U-Pb изотопных отношениях составили 0,3%. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT [Ludwig, 1991] и ISOPLOT [Ludwig, 1999]. Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Для повышения степени конкордантности изотопных возрастов одна из фракций циркона была подвергнута предварительному селективному кислотному растворению (CP) [Mattison, 1994]. Согласно этой методике, предварительная обработка циркона проводилась в концентрированной HF в термостате при температуре 150 °C. Образец подвергался такой обработке в течение 8 ч. После охлаждения раствор декантировался, а кристаллический остаток двукратно обрабатывали 3,1 N раствором соляной кислоты при температуре 180 и 200 °C в течение 10 ч. Раствор HCl декантировался, оста-

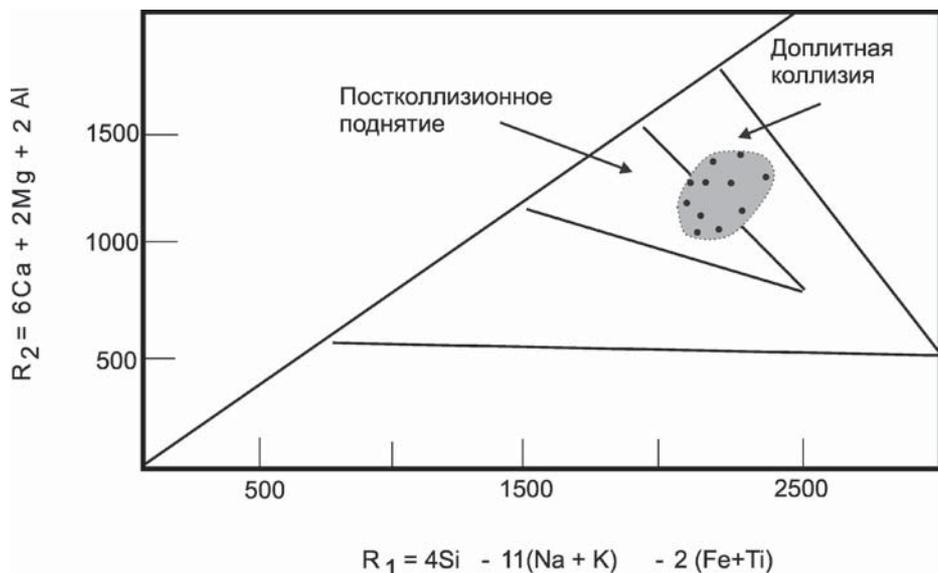


Рис. 3.13. Геодинамическая природа мигматитов и blastsмилонитов (по [Batchelor, Bowden, 1985])

ток дважды промывался концентрированной HNO_3 , после чего кристаллический остаток циркона разлагался по обычной методике.

Северо-Молоковская скважина

Образец 31/2 – blastsмилонит (интервал бурения 3237,3–3248,6 м)

Установлены 4 разновидности циркона.

1. Длиннопризматические кристаллы и их обломки цирконового типа. Зерна, в основном, окатаны, поверхность корродирована, светлые, слегка с розоватым оттенком, прозрачные, с блеском от стеклянного до алмазного, их средние размеры – $0,25 \times 0,075$ мм, $K_u \sim 3,3$. В иммерсии наблюдается не совсем четкая зональность, незначительное число трещинок, очень много включений.



2. Длиннопризматические кристаллы и их обломки. Тип цирконовый. Вершины и ребра зерен немного сглажены, поверхность слабо корродирована. Зерна светлые, слегка с розоватым оттенком, прозрачные, блеск алмазный, их средние размеры – $0,25 \times 0,075$ мм, коэффициент удлинения $K_u \sim 3,3$. В иммерсии зональность видна плохо, есть различные трещинки, включения, но их не так много.

3. Короткопризматические кристаллы гиацинтового типа, бочонковидные. Вершины и ребра зерен в большинстве своем сглажены, поверхность корродирована. Зерна свет-



лые, имеют слегка розоватый оттенок, прозрачные, с блеском, приближенным к алмазному, их средние размеры – $0,15 \times 0,1$ мм, $K_u \sim 1,5$.

В иммерсии зональность плохо видна, есть незначительное количество различных трещинок, в некоторых зернах трещины грубые, большое число включений.



4. Хорошо сохранившиеся кристаллы с алмазным блеском. В основном, это мелкие эллипсоидные зерна, отобраны также некоторые обломки призматических кристаллов. Зерна окатаны, их поверхность слегка корродирована. Зерна светлые, имеют розоватый оттенок, прозрачные, средние размеры – $0,1 \times 0,05$ мм, $K_u \sim 2$. В иммерсии зональность почти не видна, есть различные трещинки, незначительное число темных минеральных и газожидких включений.

Изотопный возраст blastsмилонитов пробы 31/2 по четырем точкам составил 2488 ± 9 млн л при $СКВО = 0,84$ (рис. 3.14а).

Образец 31/4, 70-86 – blastsмилонит (интервал бурения 3237,3–3248,6 м).

Выделен сфен, обычно образующий в породе скопления в обрамлении реликтов роговой обманки (см. рис. 1 приложения). Значения возраста сфена по различным изотопным отношениям конкордантны и составляют 1750 ± 10 млн лет (см. рис. 3.14 б).

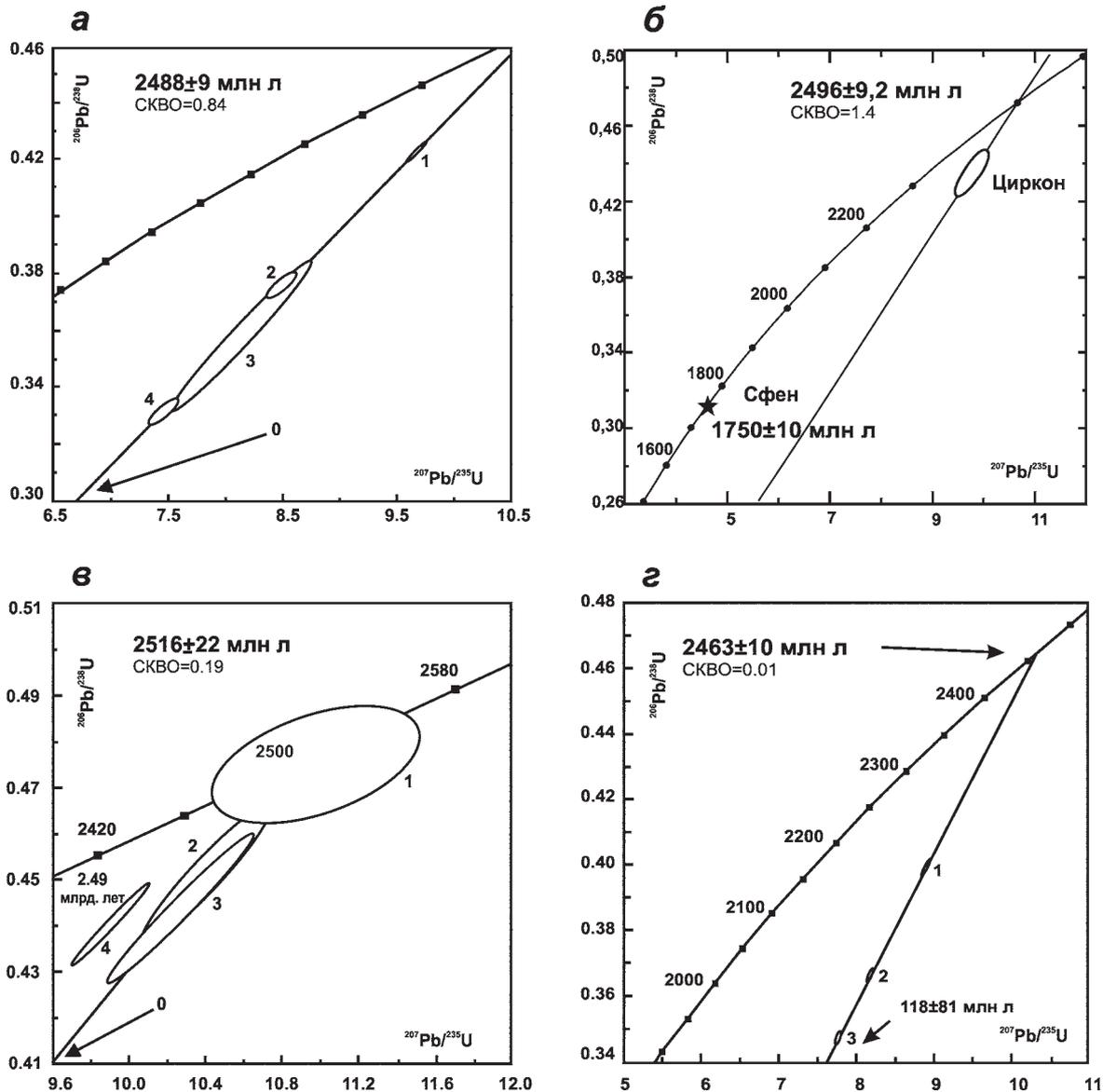


Рис. 3.14. Результаты U-Pb изучения циркона и сфена из керна Северо-Молоковской (а-в) и Бобровской (г) скважин.

а – проба 31/2, 18-25 (циркон из бластомилонита); б – проба 31/4, 70-86 (сфен из бластомилонита); сборная проба СМ-3, образцы 32/1, 12-20; 32/3, 40-50; 32/4, 70-86 (циркон из мигматитов); в – проба 32/3, 50-55 (циркон из мигматита); г – проба 21/5, 50-55 (циркон из мигматизированного амфиболита)

Соответствие точки измерения изотопного состава сфена конкордии свидетельствует о том, что он является новообразованным минералом, изотопная метка которого была сформирована в результате последнего метаморфического события. Это согласуется с выводом об образовании сфена за счёт разрушения темноцветных минералов. Температура закрытия U-Pb системы в сфене соответствует 650–700 °С, что позволяет оценить и температурный

интервал формирования бластомилонитов. На обстановку частичного плавления при температурах около 700 °С указывает и образование магматического эпидота за счёт разрушения амфиболов.

Образец 32/3 – мигматит (интервал бурения 3294–3301 м)

Установлены три разновидности циркона.

1. Розовые трещиноватые корродированные призматические, со сглаженными вершинами



и ребрами кристаллы и их обломки. Тип цирконовый. Блеск от стеклянного до жирного. Средние размеры целых зерен – 0,25×0,125 мм, $K_u \sim 2$. В иммерсии видна зональность, много различных трещин и включений.



2. Светлые с розоватым оттенком, прозрачные, длинно-призматические уплощенные, целые слегка корродированные кристаллы со сглаженными вершинами. Тип цирконовый. Блеск от стеклянного до алмазного. Средние размеры – 0,2×0,075 мм, $K_u \sim 2,7$. В иммерсии наблюдается зональность, различные трещинки и большое количество включений.



3. Светлые с розовым оттенком прозрачные крупные призматические слегка уплощенные корродированные кристаллы и их обломки. Тип цирконовый. Блеск стеклянный. Средние размеры целых зерен – 0,375×0,125 мм, $K_u \sim 3$. В иммерсии зональность просматривается плохо, значительное число трещин, есть включения.

Изотопный возраст мигматитов по трём находящимся на конкордии точкам составил 2516 ± 28 млн лет (см. рис. 3.14 в).

Сборная проба СМ-3: образцы 32/1, 12-20; 32/3, 40-50; 32/4, 70-86 (интервал бурения 3297–3303 м).

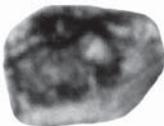
Аксессуарный циркон представлен субпризматическими, почти бесцветными, прозрачными зёрнами. Поверхность граней искажена, много зёрен неправильной формы. Отмечается обилие включений темноцветных и рудных минералов. Эти признаки свидетельствуют о поздней кристаллизации циркона.

Содержания урана в цирконе низкие (около 100 г/т), значения изотопного возраста слабо дискордантны. Изотопный возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет $2496 \pm 9,2$ млн л. (см. рис. 3.14 в).

Бобровская скважина

Образец 21/5, 50-55 – амфиболит (интервал бурения 2965–2991 м)

Установлены три разновидности циркона.



1. Мелкие обломки прозрачных, почти бесцветных короткопризматических, слегка корродированных кристаллов. Тип

гиацинтово-цирконовый. Блеск стеклянный. Средние размеры – 0,125×0,075 мм, $K_u \sim 1,7$. В иммерсии наблюдаются различные трещины, темные непрозрачные включения. Зональность не просматривается.



2. Светло-желтые прозрачные, слегка корродированные кристаллы призматического вида и их обломки. Тип гиацинтово-цирконовый. Блеск стеклянный. Средние размеры – 0,35×0,1 мм, $K_u \sim 3,5$. В иммерсии наблюдаются продольные трещины, темные непрозрачные включения. Зональность не просматривается.



3. Бордово-коричневые крупные многогранные почти изометричные полупрозрачные или непрозрачные корродированные кристаллы. Блеск жирный. Средние размеры – 0,25×0,225 мм, $K_u \sim 1,1$. В иммерсии наблюдаются различные трещины, вдоль которых прозрачность резко снижается, что придает кристаллам пятнистую окраску. Видны также темные непрозрачные включения. Зональность не просматривается.

Изотопный возраст циркона по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 2463 ± 10 млн л. при СКВО = 0,01 (см. рис. 3.14 г).

Невская скважина

Проба Н-184 – гранодиорит

Невской скважиной вскрыты интенсивно тектонизированные породы гранитоидного ряда (рис. 3.15 а, б). Аксессуарный циркон представлен мелкими, субпризматическими зёрнами до изометричных со сглаженными контурами. В некоторых зёрнах сохранились очертания граней. Кристаллы полупрозрачны и непрозрачны, молочно-белого цвета, что свидетельствует о высокой степени метамиктности их структуры. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов циркона проводилось в проходящем и отраженном свете в воздушной и спиртовой среде.

Содержание урана в цирконе очень высокое, особенно в мелкой (-45 мкм) фракции, – выше 2000 ppm, что приводит к высокой степени дискордантности возрастов (см. табл. 4 приложения). При предварительной кислотной обработке циркон почти полностью растворился, тем не менее, остаток после кислотной обработки также остался дискордантным. Все это привело к большим ошибкам в вычисляемом

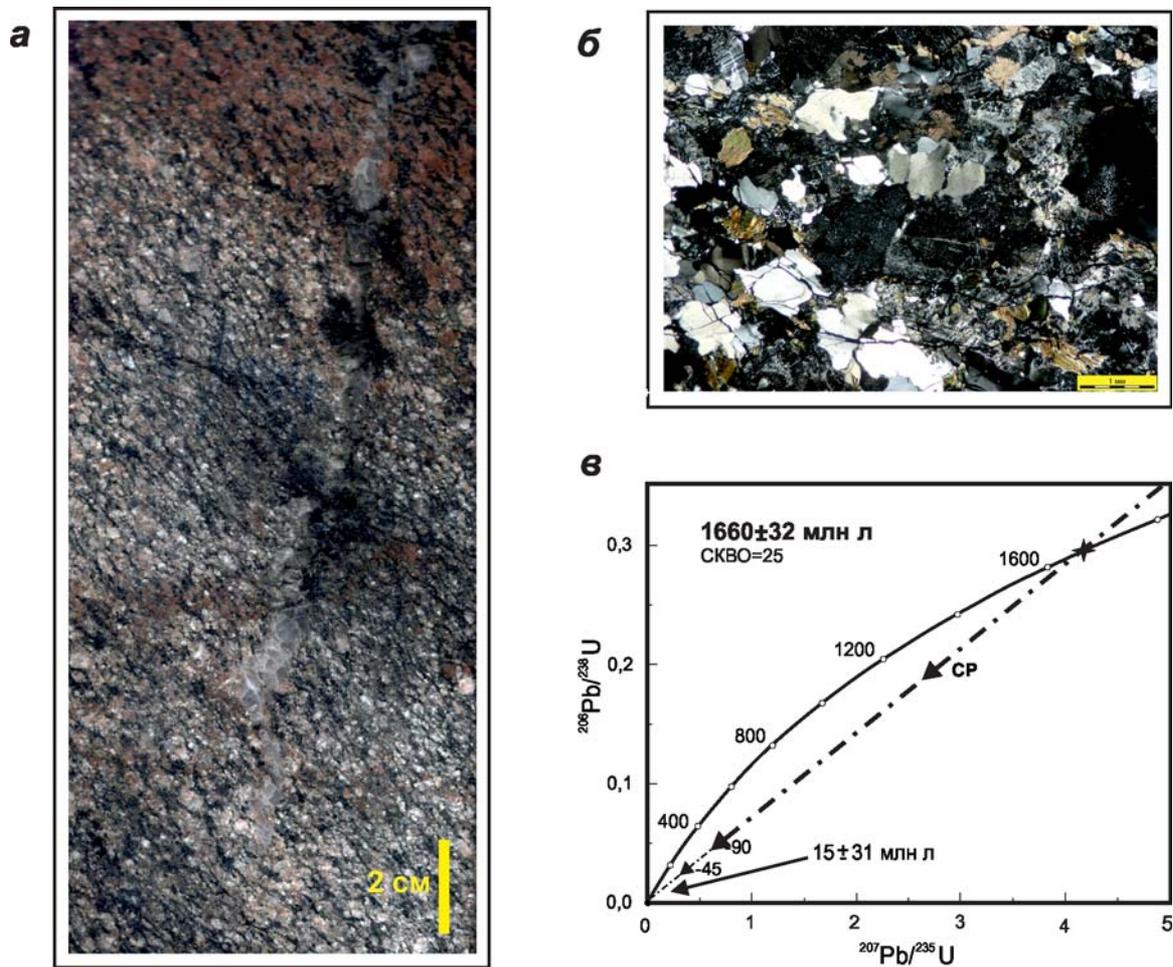


Рис. 3.15. Тектонизированные гранодиориты, вскрытые скважиной Невская и результаты U-Pb изучения цирконов.

а, б – фотографии: а – штуф, б – шлиф, николи скрещены; в – диаграмма с конкордией для циркона

по дискордии возрасту. Он составил 1660 ± 32 млн л при высокой величине СКВО. Нижнее пересечение дискордии проходит около нуля, что обусловлено потерями свинца из метамиктного циркона (см. рис. 3.15в).

Самарий-неодимовый анализ

Sm-Nd изотопные исследования выполнены под руководством Т.Б. Баяновой по методике [Гоголь и др., 2000].

Из керна С.-Молоковской скважины изучены: лампрофир (проба 31/3, 90–100; инт. бурения 3239,1–3239,25 м), бластомилонит (проба 31/2, 18–25; инт. бурения 3237,48–3237,55) и мигматит (проба 32,3/50-55; интервал бурения 3296,5–3296,55 м).

При расчете величин ϵNd и модельных возрастов T использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR), по [Jacobsen, Wasserburg, 1984] и деплетированной мантии (DM), по [Goldstein, Jacobsen, 1988]. При расчете двухстадийных модельных возрастов – T [Jacobsen, 1988; Liew, Hofmann, 1988] принята среднекоревая величина $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ [Taylor, McLennan, 1985].

Полученные изотопные данные представлены в таблице 5 приложения.

Согласно модельным Sm-Nd данным, протолит для бластомилонитов и мигматитов, вскрытых Северо-Молоковской скважиной, существовал уже около 3,2–3,3 млрд л, а источником его являлась обогащенная мантия. Учитывая полученные U-Pb методом значения возраста циркона, можно предположить,

что они отражают некоторое метаморфическое событие на рубеже около 2,5 млрд л, скорее всего, гранулитовой фации. Именно при гранулитовом метаморфизме концентрации урана и свинца в цирконе очень низкие, а кристаллы имеют магматический облик. Одна из сильных сторон Sm-Nd метода состоит в том, что он позволяет оценить возраст геологических процессов в земной коре, несмотря на эрозию, осадконакопление, метаморфизм высоких степеней и даже коровое плавление, которые обычно искажают данные, получаемые другими методами [Dickin, 2005].

Протолит для амфиболита из керна Бобровской скважины несколько моложе, его модельный возраст около 3 млрд л. При этом возраст коры сходен и варьирует в диапазоне 2899–2964 млрд л. На этом фоне лампрофиды из дайки оказываются значительно моложе: их протолиты были сформированы около 0,9–1,2 млрд лет назад, а источником пород, в отличие от мигматитов была деплетированная мантия. Следовательно, можно связать появление дайки с растяжением на стадии авлакогенеза.

Калий-аргоновый анализ

K-Ag анализ выполнен в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии ГИН РАН под руководством Д.И. Головина.

В сборных пробах изучены бластомилонит (СМ-1: образцы: 31/2, 25-28; 31/2, 91-93; 31/3, 7-11; 31/3, 20-25; 31/3, 55-71; интервал бурения 3237,3–3248,6 м); и мигматиты СМ-3: образцы: 32/1, 12-20; 32/3, 40-50; 32/4, 70-86; интервал бурения 3297–3303 м) и СМ-4: образцы: 33/4, 40-50; 34/1, 70-80; 34/4, 50-55; интервал бурения 3297–3303 м).

Содержание калия в пробах определялось с помощью атомного абсорбера ААС-3 с точностью порядка 1% (аналитик И.В. Кислова) в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН. Измерение содержания радиогенного аргона проводилось из навесок 60–100 мг на масс-спектрометрическом комплексе МИ1201 ИГ методом изотопного разбавления аргона, выделившегося при вакуумной плавке пробы (Т 1600–1800°C) и прошедшего двухступенчатую очистку. Чистота трасера ^{38}Ar составляет 97,5%. Точность определения содержания радиогенного аргона составила $\pm 1\%$.

Результаты K-Ag анализа приведены в таблице 6а приложения.

Кроме того, под руководством Т.Б. Баяновой были определены значения K-Ag возраста для монофракций биотита и амфибола из лампрофиды дайки (образец 31/3, 90–100). Определение содержания радиогенного аргона ($^{40}\text{Ar}^*$) выполнено И.Л. Каменским на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ №6-91-IV, газовыделение осуществлено путем полного расплавления навески в молибденовом тигле в условиях высокого вакуума (см. табл. 7б приложения).

Интерпретация полученных результатов неоднозначна. Значения изотопного возраста имеют большой разброс. Кроме того, они заметно отличаются от оценок, полученных другими методами. В частности, K-Ag возраста для минералов из дайки не соответствуют результатам Sm-Nd исследования. Возможно, что K-Ag система является наиболее чувствительной к наложенным метасоматическим, гидротермальным и гипергенным процессам. Вероятно, что полученные данные отражают постгенетические по отношению к породе более поздние события, связанные с активизацией и выведением глубинных пород консолидированной коры на поверхность.

Выводы

Опираясь на изложенные в предыдущих разделах данные, можно выделить следующие рубежи (тектонические события) формирования изотопных меток пород (округленно, в млн лет):

1) формирование протолита (магматическое событие, плавление) – 2488–2516 (по возрасту циркона);

2) бластомилонитизация (постколлизийный распад, пластическое течение с частичным плавлением) – 1750 (по новообразованному сфену);

3) структурообразование в хрупкой коре (растяжение и внедрение даек лампрофидов) – 900–1200 (по Sm-Nd).

3.7. Стратиграфия и состав катаплатформенного осадочного чехла

Рассмотренные в главе 1 проблемы корреляции доплитных осадочных комплексов определили решение отказаться от использования разрозненных некоррелируемых стратонив. При изучении материалов бурения С.-Молоковской параметрической скважины и анализе данных о строении катаплатформенного чехла Средне-

русского авлакогена коллектив авторов ФГУП НПЦ «Недра» и ГИН РАН рассмотрел все осадочные отложения, залегающие между породами фундамента и высокоомным горизонтом верхнего венда в составе молоковской серии (Цветков и др., 2001), [Чамов и др., 2001, 2003, 2010]. В пределах серии были выделены три толщи: нижняя сероцветная, промежуточная пестроцветная и верхняя красноцветная.

3.7.1. Молоковская серия

В качестве опорного (стратотипического) разреза серии принят разрез, вскрытый С.-Молоковской параметрической скважиной, поскольку ему соответствует представительный объём поднятого керна и он включает все фациальные типы позднерифейских отложений Среднерусского авлакогена.

По простиранию авлакогена сочетание толщ молоковской серии зависит от положения разреза относительно Рыбинско-Череповецкой трансферной зоны, которая делит авлакоген на два крупных структурно-вещественных комплекса (СВК). Ниже приводится характеристика юго-западного (Валдайско-Молоковского) и северо-восточного (Рослятинско-Котласского) СВК, позволяющих сопоставить характер осадконакопления на разных флангах авлакогена.

Юго-западный СВК

Позднекатаплатформенный чехол этого фланга авлакогена пройден скважинами Крестцы 1 и 2, Валдайская, Торопецкая, Р-1 и Р-2, однако полный разрез рифея характеризуют только глубокие Бологоевская и Северо-Молоковская параметрическая скважины (приложение: рис. 2, 3; табл. 7).

В пределах Валдайско-Молоковского СВК широко развиты все три толщи молоковской серии. Они слагают разрез до 1500 м, причём псаммитовые красноцветные отложения всегда занимают стратиграфически более высокое положение по отношению к сероцветным породам, что позволяет рассматривать весь разрез как один регрессивный осадочный цикл. При этом каждая из частей цикла имеет цикличность более мелкого порядка. Пестроцветные породы занимают промежуточное (переходное) положение (пачка 4 в скв. Бологоевская) и/или появляются в разрезе неоднократно (Пачки 7, 10 и 12 в скв. С.-Молоковская (см. приложение: рис. 2, 3; табл. 7).

Следует подчеркнуть условность стратиграфического статуса пестроцветных отложений. Рассмотрение их в ранге толщи обусловлено, прежде всего, традиционным стремлением к упорядочиванию элементов разреза в рамках стратиграфических подразделений, хотя и подкреплено значительной (153–362 м) мощностью. В то же время, учитывая неоднократное появление пестроцветных отложений в разрезе и невозможность уверенной корреляции их вдоль простиранья авлакогена, логичнее рассматривать их в качестве фации. Ниже будет показано, что фациальные признаки этих отложений позволяют связать их накопление с обстановками относительно мелководных озер. В контексте седиментационной истории авлакогена они маркируют периоды обмеления бассейнов седиментации.

Особое положение занимают псефитовые отложения (конглобрекчии, «базальные развалы», микститы) в основании вскрытых бурением разрезов. В скв. Бологоевская в интервале 2811–2840 м вскрыты аргиллиты, песчаники и обломки выветрелых метаморфических пород. Сходный микстит разбурен С.-Молоковской скважиной в интервале 3174–3185 м, где обнаружены обломки пород фундамента в матриксе осадочных пород.

Сходные базальные «развалы» установлены в призабойной части всех скважин на простирании Среднерусского авлакогена, в том числе и в пределах северо-восточного СВК [Анатолева, 1972; Чамов и др. 2001, 2010]. Общим для всех фрагментов базальных микститов являются их пестроцветность и гетерогенность. Очевидно, базальные микститы являются фациальными индикаторами главных для авлакогена тектонических событий – заложения грабен-прогибов.

Северо-восточный СВК

Охарактеризован глубокими скважинами достаточно детально. Наиболее полный разрез вскрыт скважинами Рослятинской, Бобровской и Великоустюгской (рис. 5–7 приложения).

Вскрытая мощность осадочного разреза северо-восточного СВК в Рослятинской скважине, так и не достигшей фундамента, составляет 2700 м. Сходная мощность установлена только в Солигаличском бассейне. В других случаях мощность разреза не превышает 1000 м.

Сходной чертой строения всех вскрытых бурением частей осадочного разреза является преобладание терригенных сероцветных пород, сходных по фациальным признакам с сероцветными отложениями юго-западного СВК. Во всех скважинах пестроцветные контрастно-слоистые разности пород отмечены в базальных и кровельных частях, а в скважине Рослятинская они встречены и в интервале 3288–3778 м (пачка 2, см. рис. 5 приложения).

Неоднократное появление пестроцветов в разрезе, как и в разрезе юго-западного СВК, также свидетельствует об образовании этих отложений в периоды относительного обмеления бассейнов седиментации.

Вероятно, в историческом контексте пестроцветные отложения можно рассматривать как индикаторы периодов относительного тектонического покоя или, по крайней мере, замедления темпов погружения дна бассейна седиментации. Судя по строению разреза Рослятинского бассейна, можно говорить о трех рубежах таких реорганизаций, с первым из которых было связано заложение самого бассейна. Однако все эти реорганизации носили обратимый характер.

Сопоставление разрезов, вскрытых Рослятинской и смежными скважинами, пробуренными на северо-восточном фланге Среднерусского авлакогена, позволяет выявить как значительное сходство, так и различия между ними.

В литологическом и минералогическом отношении вскрытые Рослятинской скважиной толщи наиболее близки таковым в Бобровской и Велико-Устюжской скважинах, хотя последние приурочены в современной структуре к склону Лузской седловины и мощность их докембрийских разрезов относительно невелика.

Территориально наиболее близко к Рослятинской и структурно аналогично (в осевой части смежного бассейна) расположены Солигаличские скважины. Логично было бы ожидать и сходства в строении осадочных разрезов. Однако глубокие скважины – Солигаличская-2 и Рослятинская вскрыли различные по составу и возрасту древние отложения, что наглядно свидетельствует о различии в строении и, вероятно, истории формирования осадочных разрезов смежных (северной и южной) ветвей авлакогена.

Различия в доплитных отложениях, вскрытых этими скважинами, как отмечали А.Н. Зо-

лотов, В.В. Кирсанов, М.И. Островский и Д.Л. Фрухт в разных частях разрезов. В северной ветви Среднерусского авлакогена (Солигаличские скважины) валдайская серия представлена в интервале 1739–1989 м нижнеповаровской (любимской), а в интервале 1989–2156 м редкинской свитами. В южной ветви авлакогена (Рослятинская скважина) вендские отложения вскрыты в интервале 1600–1853 м и представлены только редкинской свитой. О времени и интенсивности палеозойских размывов свидетельствует перекрытие валдайской серии венда в Рослятино среднедевонскими, а в Солигаличе, предположительно, нижнедевонскими и среднекембрийско-нижнеордовикскими отложениями (по данным бурения скважины Солигаличская-6).

Еще большая контрастность наблюдается в разрезах, подстилающих валдайскую серию. В Солигаличском разрезе преобладают грубообломочные, псаммитовые, а в Рослятино пелитовые и мелкообломочные образования. Во вскрытом Солигаличской скважиной разрезе выделены три пачки пород [Золотов и др., 1971].

Верхняя пачка (2156–2318 м; обнорская свита, по [Кирсанов, 1968]) представлена мелко- и среднезернистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками розовато-коричневой окраски с тонкими прослоями алевролитов. Среди минералов тяжелой фракции в этих породах основная роль принадлежит гранатам.

Следует отметить, что гранаты являются типоморфными минералами венда [Ожиганова, 1960; Лагутенкова, Чепикова, 1982; Козлов и др., 1995]. Их доминирование в составе тяжелой фракции представляет особый интерес и позволяет предположить связь отложений данного интервала с вендской седиментацией.

Средняя пачка (2318–2925 м) сложена преимущественно красноцветными мелкозернистыми песчаниками слюдисто-кварцево-полевошпатового состава. В верхней части пачки встречаются светло-серые разнозернистые песчаники, а в нижней – прослой красно-коричневых и реже зеленовато-серых сильно слюдястых аргиллитов. Цемент песчаников гидрослюдистый, каолиновый, хлоритовый, железистый. В тяжелой фракции наряду с гранатами широко распространены эпидот, сфен, в меньшей степени рутил и черные рудные минералы.

Нижняя пачка (2925–3863 м) отличается более грубым составом обломочного материала.

Рис. 3.16. Геологический разрез по простиранию Среднерусского авлакогена и длинной оси Оршанской впадины.

1–5 – отложения: 1 – красноцветные песчаные аркозовые, 2 – пестроцветные песчано-алеврито-глинистые, 3 – сероцветные алеврито-глинистые, 4 – вулканогенно-терригенные; 5 – красноцветные песчаные кварцевые; 6 – мигматиты, бластомилониты, амфиболиты; 7, 8 – отметки глубин, м: 7 – абсолютные, 8 – относительные; 9 – сейсмокомплексы: Pt_1 – нижнепротерозойский фундамента, R_3 – верхнерифейские доплитные: R_3^1 – сероцветный, R_3^2 – пестроцветный, R_3^3 – красноцветный, R_3^{1-3} – нерасчленённый, R_3^4 – клиноформный; V_1 – нижневендский доплитный, V_2 – верхневендский плитный.

На врезке: – положение линии разреза и скважин

ла. Здесь преобладают красноцветные грубозернистые аркозовые песчаники, гравелиты и брекчии, сцементированные глинистым и глинисто-хлоритовым материалом. Обломочные частицы плохо отсортированы и неокатаны, что свидетельствует о близости источника сноса. Среди минералов тяжелой фракции в большом количестве присутствуют гранаты и черные рудные минералы, увеличивается количество анатаза, а сфен, эпидот и рутил почти полностью исчезают.

Приведённые данные отражают различия разрезов верхнего докембрия, вскрытых Солигаличской и Рослятинской скважинами в смежных бассейнах Среднерусского авлакогена. Эти различия могли быть обусловлены различиями в локальных тектоно-седиментационных обстановках, что, в свою очередь, могло быть связано с различием во времени заложения и развития грабенов. По-разному протекали и более поздние структурные реорганизации.

Поскольку аналоги отложений нижней пачки, вскрытой скважиной Солигаличская-1 в пределах Среднерусского авлакогена, не известны, ряд исследователей считает, что фациальная специфика отложений является основанием для выделения самостоятельной «солигаличской» свиты и, даже, для отнесения их к нижнему рифею [Золотов и др., 1971].

Следует подчеркнуть, что тенденция к выделению многочисленных «самостоятельных» свит или комплексов как среди осадочного выполнения грабенов, так и среди метаморфических пород фундамента, прослеживается в большинстве публикаций и отчётов о строении Среднерусского авлакогена. Очень показательным, например, является опыт выделения многочисленных комплексов пород (которые никак не коррелируются друг с другом) по названиям пробуренных скважин, вскрывших метаморфическое основание Московской синеклизы.

В данной работе, в частности, поставлена задача не просто подчеркнуть такое «корреля-

ционное бессилие», но показать принципиальную невозможность традиционного стратиграфического «протягивания» пластов сквозь тектонически обособленные структуры. Принципы морской (шельфовой, эпиконтинентальной) стратиграфии оказываются неприменимыми к рифтогенным осадочным бассейнам, сформированным в позднерифейское время на территории современной Русской плиты.

Возвращаясь к конкретному материалу, следует подчеркнуть, что объяснить различия в строении сопоставленных выше разрезов только постседиментационным размывом не представляется возможным. Детальное сравнение разрезов смежных бассейнов свидетельствует о существовании в них изначально разных обстановок седиментации, что позволяет сделать вывод о различиях тектоно-седиментационной истории их формирования. Эти бассейны закладывались и развивались под влиянием единого в региональном масштабе тектонического процесса (механизма), имевшего определённую динамику и направленность. Разные стадии и энергетическое выражение этого процесса на локальном уровне отражены в индивидуальном структурно-вещественном облике отдельных структур. Геологической летописью локальных вариаций общего регионального процесса являются различия глубины, размеров и фациального состава осадочного выполнения кулисообразно сопряжённых грабенов Среднерусской системы растяжения.

Сопоставление флангов авлакогена

Различия в истории накопления толщ молюсковой серии в разных частях авлакогена наглядно отражены на литолого-фациальном профиле вдоль его простирания (рис. 3.16).

Существенные различия в размерах, структуре и фациальной организации тектоно-седиментационных систем по обе стороны от Рыбинско-Череповецкой трансферной зоны позволяет говорить о структурно-фациальной

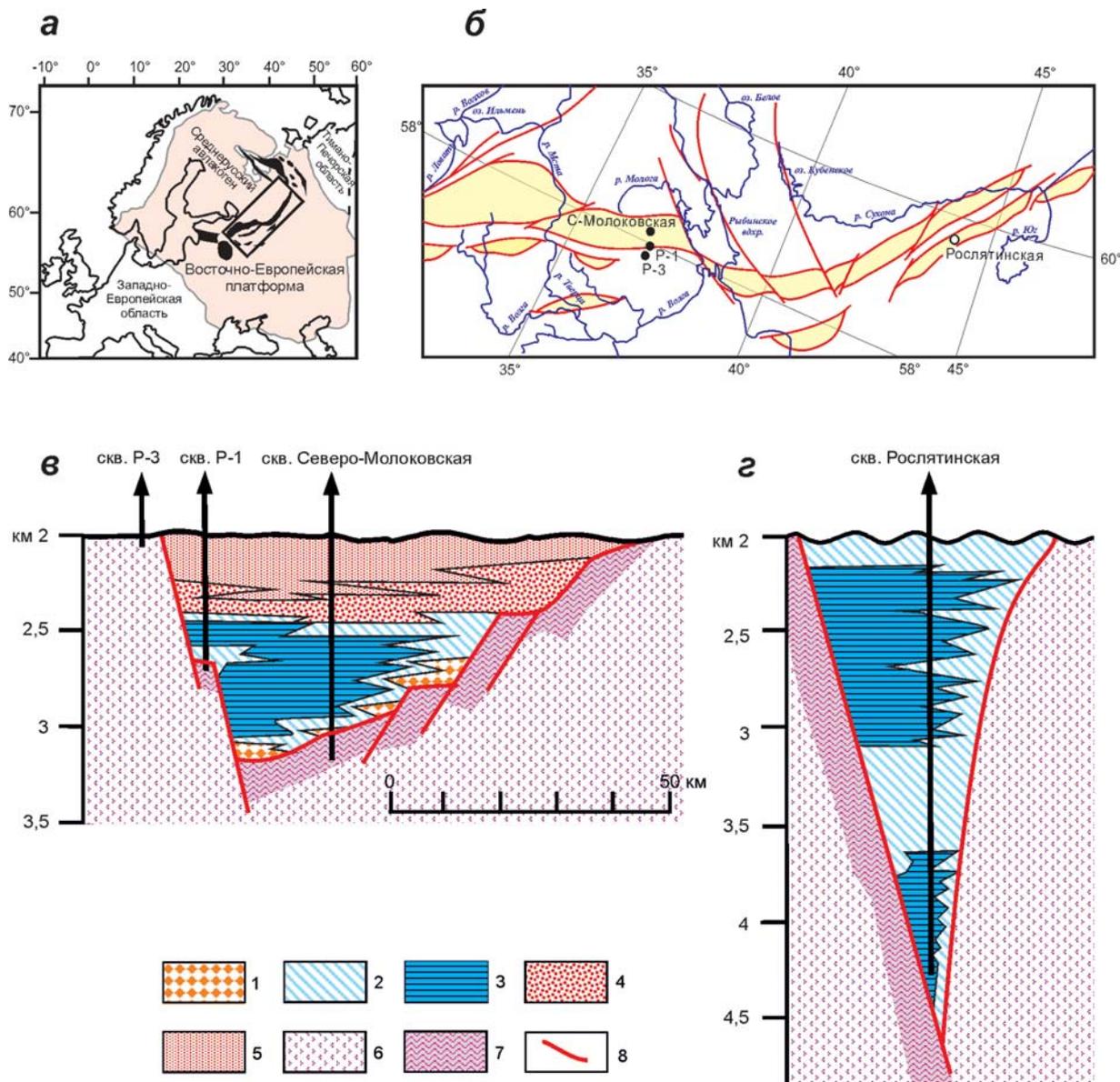


Рис. 3.17. Структурная и фациальная асимметрия флангов Среднерусского авлакогена.
 а – положение авлакогена в структуре Среднерусско-Беломорской провинции и Восточно-Европейской платформы,
 б – тектоническая схема и положение буровых скважин; в, г – грабены: в – Молоковский, г – Рослятинский.
 1–5 – фации: 1 – приразломных депрессий, 2 – мелководных озёр, 3 – глубоководных озёр, 4 – прибортовых частей рифтовых долин, 5 – осевых частей рифтовых долин; 6 – протерозойский фундамент, 7 – пласты бластомилонитов, 8 – разломы и границы тектонических структур

асимметрии в строении Среднерусского авлакогена (рис. 3.17).
 Общим в истории развития флангов является этап накопления сероцветных отложений. Сходство фациального облика пород свидетельствует о единых условиях некомпенсированного накопления осадков на огромном пространстве от Валдайского грабена на юго-

западе до Котласского на северо-востоке. Выше было показано сходство в строении и глубинах бассейнов авлакогена (за исключением специфических Солигаличского и Рослятинского). Площадь распространения сероцветных отложений свидетельствует о том, что значительно латерального увеличения размеров осадочных бассейнов не происходило.

Начало накопления псаммитовых красноцветных разностей на территории юго-западного СВК ознаменовало резкое обособление обстановок седиментации на флангах авлакогена и начало нового этапа его развития. На юго-западе этот этап выразился в необратимом переходе от субаквальных сероцветных отложений к отчетливо аэральным красноцветам. При этом площадь развития красноцветных (и переходных к ним пестроцветных) отложений значительно превышала площадь развития сероцветных, что свидетельствует о расширении бассейнов за счёт боковой миграции (см. рис. 3.4–3.7). При этом на многих участках красноцветные отложения выходят за пределы отдельных бассейнов и образуют единое поле. Это свидетельствует о режиме компенсированной и перекомпенсированной седиментации, то есть о мобилизации огромного объёма кластического материала и заполнении им обмелевших бассейнов.

Для северо-восточного фланга развитие мощных красноцветных толщ не столь характерно, хотя появление пестроцветных разностей, очевидно, отражает вариации тектоноседиментационных обстановок. Предположение о том, что красноцветы второго этапа развития авлакогена размыты в пределах северо-восточного СВК маловероятно, учитывая мощность вскрытых бурением толщ. Кроме того, нет никаких свидетельств значительного увеличения ширины бассейнов на поздних этапах развития авлакогена. Наиболее вероятным представляются различия тектонических режимов на флангах авлакогена и их структурная изоляция в связи с заложением Рыбинско-Череповецкой сигмоиды.

3.7.2. Фациальный состав пород молоковской серии

Последовательность напластования в разрезе в целом свидетельствует о том, что накопление осадков в Среднерусском авлакогене имела регрессивную направленность. Это особенно ярко проявлено на его юго-западном фланге, где, используя термины альпийских геологов, наблюдается переход от «флиша» к «молассе». Такое строение разреза характерно для озёрных отложений, в которых тонкозернистые осадки, отложившиеся ниже уровня действия волн, сменяются более грубозернистыми и аллювиальными [Пикард, Хай, 1974]. В то же

время, распознать озёрные обстановки труднее, чем какие-либо другие. Основные трудности при этом связаны с отсутствием четких диагностических критериев для их однозначного распознавания. Во многих случаях мелководноморские и озёрные отложения практически неотличимы [Reading, 1986].

Тем не менее, комплекс признаков указывает на озёрное происхождение отложений сероцветной и пестроцветной толщ молоковской серии. Прежде всего, следует отметить структурный контроль распространения этих толщ, приуроченных к наиболее погруженным частям грабенов. Кроме того, тектонически сопряжённые озёра (грабены) Среднерусского авлакогена находятся на разных гипсометрических уровнях, и фациальный облик отложений, как правило, соответствует положению днища грабена – чем глубже, тем более глубоководные осадки. При этом более грубые прибрежные отложения приурочены к структурному ограничению бассейна, а к центру бассейна обломочный материал становится более тонкозернистым (например, в образцах из керна скважин Р-1 и С.-Молоковская). Избирательная резкая смена гранулометрического состава свидетельствует об асимметрии осадочного бассейна, в частности о сближенности береговых линий при значительной выдержанности структуры по простиранию.

Типы слоистости в отложениях молоковской серии отражают влияние довольно интенсивных придонных и/или вдольбереговых течений, о чём свидетельствует широкое развитие волнистой и мелкой косой слоистости (см. рис. 4 приложения). Широкое развитие оползневых текстур обусловлено крутизной склонов, что, хорошо согласуется с тектоническим структурным ограничением бассейна. Частые нарушения напластования (запрокидывание параллельнослоистых разностей, микросбросы в осадках) отражают тектоническую подвижность цоколя бассейна седиментации. Частое появление пёстрых прослоев, обогащённых железистым веществом, типичных для континентальной седиментации, также может быть связано с вариациями тектоноседиментационного режима.

Озёрное происхождение сероцветных отложений молоковской серии подтверждается и составом биоты. Бедность ассоциации микрофоссилий и её очевидное отличие от характерных для рифея ассоциаций эпиконтиненталь-

ных морей может свидетельствовать о типичных для озёрных обстановок условиях «стресса», вызванных частыми вариациями скорости погружения и, соответственно, глубины бассейна и степени компенсированности осадками.

По текстурно-структурным признакам вскрытых бурением осадочных пород можно выделить две фации озёрных отложений, различающихся глубиной и динамикой седиментации (рис. 3.16)⁷.

Фация мелководных озёр представлена неравномерным переслаиванием темно-серых иногда бурых алевритистых аргиллитов и серых плохосортированных алевролитов. Характерны линзы и прослои светло-серых плохо сортированных средне-мелкозернистых слабоглинистых песчаников. Слоистость мелкая линзовидная, горизонтальная, полого- и козоволнистая, часто прерывистая; отмечаются мелкомасштабные текстуры подводного оползания. Тектурные признаки свидетельствуют о том, что отложения фации накапливались в условиях подвижного мелководья при нестабильном гидродинамическом режиме. Присутствие пород бурой окраски свидетельствует о субаэральной обстановке осадконакопления. В сторону осевых частей осадочных бассейнов фация сменяется отложениями глубоких озёр. Такие же переходы прослеживаются и в вертикальном разрезе. Мелкомасштабные оползневые нарушения в осадках связаны, вероятно, с тектоническими подвижками дна бассейнов, поскольку при перегрузке склонов осадочным материалом образуются достаточно мощные и хорошо распознаваемые по текстурному облику оползневые тела. Отложения фации установлены в основании и кровле разрезов сероцветной толщи обоих СВК в каждом отдельном бассейне, что и позволяет говорить о трансгрессивно-регрессивном характере седиментации. Суммарная мощность отложений фации, накопленная по мере прогрессивного роста грабенов, значительно варьирует от 50–360 м в юго-западном СВК до 70–490 м в северо-восточном. Кроме того, отложения фации тяготеют к тектоническим уступам в прибортовых частях бассейнов, где они соседствуют с грубообломочными отложениями приразломных депрессий.

Фацию глубоководных озёр слагают серые и темно-серые в различной степени алевритистые

часто битуминозные аргиллиты и серые алевролиты с подчиненными прослоями средне- и плохосортированных средне-мелкозернистых светло-серых песчаников. Слоистость тонкая горизонтальная, иногда прерывистая, полого- и линзовидно-волнистая. Обломочный материал плохо окатан. Тектурные черты пород характерны для отложений центральных частей глубоких водоёмов, которые накапливаются в условиях слабой гидродинамической активности, хотя и при участии придонных течений. Отсутствие фракционированных глинистых осадков гемипелагического или пелагического облика в сочетании с плохой окатанностью и низкой степенью сортировки обломочного материала также свидетельствует в пользу озёрного генезиса этих отложений. Об этом же свидетельствует и быстрая фациальная изменчивость по латерали: широко развитые в осевых частях бассейнов алеврито-глинистые отложения замещаются в направлении бортов бассейнов алеврито-песчаными. В юго-западном СВК мощность фации варьирует от 120 м до 540 м. В северо-восточном СВК суммарная мощность озёрных фаций достигает 2 км (Рослятинский грабен).

В составе молоковской серии установлены три в разной степени тектоно-зависимых фации, несущие отчётливые признаки континентальной седиментации (см. рис. 3.16). При этом фация приразломных депрессий распространена по всему авлакогену, тогда как фация межрифтовых долин установлена только в составе красноцветной толщи юго-западного СВК (см. рис. 4 приложения).

Фация приразломных депрессий представлена красноцветными и/или пестроцветными конглобрекциями с песчано-глинистым матриком и прослоями пестроцветных алевролитов, аргиллитов, разномасштабных несортированных и плохосортированных песчаников, иногда переходящих в гравелиты. Крупные обломки представлены метаморфическими породами фундамента, слагающего прилегающую к депозентру часть цоколя бассейна. Такие черты характерны для обвального-оползневых отложений, которые накапливаются в структурных ловушках в обрамлении тектонических уступов. Значительная пестроцветность отложений свидетельствует о субаэральной обстановке осадконакопления. Отложения фации тяготеют к поверхности раздела подошвы катаплатформенного чехла и фундамента. По латерали они

⁷ Описание приводится по [Чамов и др., 2003]

сильно изменчивы; мощность варьирует от 11 до 150 м.

Фация прибортовых частей рифтовых долин представлена буро-красными или лилово-бурыми разнозернистыми несортированными песчаниками, неслоистыми глинистыми и слабоглинистыми, редко с примесью гравия. Присутствуют плохо-среднесортированные песчаники с крупной косой однонаправленной слоистостью. В мелкозернистых песчаниках иногда наблюдается мелкая косая штриховатая слоистость. Характерны частые вариации отложений разного гранулометрического состава с постепенными переходами между отдельными разностями. Такие грубые, несортированные аллювиально-пролювиальные отложения (дебризные конусы выноса) характерны для подножий тектонических уступов в обрамлении рифтовых долин.

Регионально высокое гипсометрическое положение системы растяжения и положение прогибов в обрамлении доминирующего источника обломочного материала определяют замкнутость седиментационной системы. Мощность отложений составляет около 200 м.

Фация осевых частей рифтовых долин сложена неравномерно переслаивающимися красно-бурыми средне- и мелкозернистыми алевритистыми песчаниками, слюдистыми алевролитами и аргиллитами. Песчаники и алевролиты средне-плохосортированные, глинистые и слабоглинистые. Аргиллиты алевритистые и сильно алевритистые. Обломочный материал средне- или плохоокатанный. Слоистость в песчаниках и алевролитах горизонтальная, волнистая, коволнистая, отмечена мелкая косая штриховка. Характерны мелкие текстуры подводного оползания. Генетически отложения достаточно разнообразны, что свидетельствует об изменчивости гидродинамической активности. Даже в пределах небольших интервалов, охарактеризованных керном, наблюдается парагенезис аллювиальных, волновых и относительно тиховодных отложений. Такие условия могли возникать в центральных, удалённых от склонов частях долин. Смена сезонов и вариации интенсивности тектонических процессов определяли нестабильность гидродинамического режима, приводили к появлению и исчезновению мелких озёр, временных русел и пойм. Видимая мощность отложений достигает 400 м.

Выводы

Приведённые данные отражают характер седиментации на разных этапах развития Среднерусского авлакогена. Озёрные условия седиментации сопутствовали заложению грабен и оставались неизменными всё время существования северо-восточного СВК. Структурная перестройка авлакогена привела к необратимому изменению обстановки накопления осадков на его юго-западном фланге, где в разрезах катаплатформенного чехла отчётливо выражен трансгрессивно-регрессивный цикл.

3.7.3. Минеральный состав молоковской серии

Изучение осадочных отложений песчаной размерности показывает сходство их состава во всех фациальных типах, как красноцветных, так и сероцветных (см. в приложении рис. 4; табл. 7, 8).

Породы молоковской серии представлены полевошпат-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, полевошпат-кварцевыми алевролитами и в различной степени алевритистыми хлорит-гидрослюдисто-слюдисто-каолиновыми аргиллитами. Среди породообразующих кластогенных минералов доминирует катаклазированный кварц, источником которого служили породы гранито-гнейсового состава. Такие породы широко развиты в фундаменте Среднерусского авлакогена.

Песчаники полевошпат-кварцевые олигомиктовые и аркозовые с единичными обломками гнейсовидных кристаллических пород фундамента гравийной размерности. Обломочный материал, как правило, окатан плохо. Иногда породы слабо карбонатизированы. Общая структурно-вещественная незрелость отложений свидетельствует о близости источников кластогенного материала.

Состав глинистого вещества в песчано-алевритовых породах и в аргиллитах в целом сходен и характеризуется поликомпонентностью. Некоторые различия в составе глинистого вещества отмечаются в смежных бассейнах авлакогена, как в северо-восточном, так и в северо-западном СВК. Так, в отложениях сероцветной толщи Солигаличского и Котласского бассейнов присутствует каолинит. По данным микроскопических исследований, каолинит имеет постседиментационную при-

роду. Однако его наличие в глинистых (менее проницаемых, чем пески и алевроиты) отложениях дает возможность предположить, что этот минерал изначально присутствовал как терригенный компонент, перекристаллизованный при диа- и катагенетических преобразованиях пород. В отложениях Рослятинского бассейна каолинит отсутствует и глинистые минералы представлены в основном хлоритом с примесью гидрослюд. Дифференцированность состава глинистого вещества характерна и для красноцветной толщи юго-западного СВК. В отложениях Валдайского бассейна, помимо каолинита и слюдисто-гидрослюдистого терригенного материала, присутствуют смешанослойный хлорит-сметит, тогда как в отложениях смежного с ним Молоковского бассейна преобладает иллит-сметит. Такое различие в составе глинистых минералов в отложениях различных бассейнов, скорее всего, свидетельствует об изолированности областей накопления как сероцветной, так и красноцветной толщ авлакогена.

В составе тяжелой фракции установлены гранат, циркон, апатит, рудные минералы, турмалин и ставролит (последний только в отложениях северо-восточного СВК). Сравнение этой ассоциации с составом пород кристаллического фундамента Среднерусского авлакогена показывает, что её источником служили именно эти породы. Выявленная ассоциация очень устойчива и практически не зависит ни от положения в разрезе, ни от принадлежности какому-либо флангу авлакогена. Например, можно было бы ожидать появления новых минеральных ассоциаций в красноцветных отложениях юго-западного СВК, но этого не наблюдается. Некоторые вариации минерального состава установлены по простиранию авлакогена в связи с появлением ставролита в его северо-восточном СВК. Однако малое (первые проценты) его количество не позволяет установить какую-либо направленность в развитии СВК авлакогена и наиболее вероятно отражает вещественную неоднородность коры трансформационной зоны.

Таким образом, несмотря на разнообразие обстановок осадконакопления, кластогенный каркас пород в разрезе оставался относительно постоянным: аркозвая ассоциация песчаников неизменна в породах всей молоковской серии и свидетельствует о постоянстве источников обломочного материала.

3.7.4. Химический состав молоковской серии

Результаты химического анализа валового состава пород молоковской серии приведены в табл. 9 приложения.

Диаграммы отношений главных оксидов в породах молоковской серии подтверждают сделанный при минералого-петрографическом анализе вывод о постоянстве кластогенного каркаса на протяжении времени накопления отложений молоковской серии. При этом можно говорить о некотором выжревании материала во времени. Накопление сероцветной осадочной толщи молоковской серии связано с первым циклом седиментации, т.е. с разрушением пород фундамента. Особенно важную роль сыграло разрушение пород «аномальной» части фундамента, прежде всего милонитов и бластомилонитов. Начиная со времени формирования верхней красноцветной толщи молоковской серии возросла роль процессов переотложения (рециклирования) осадочных пород. Процесс этот хорошо отражен в вещественном составе пород и связан, прежде всего, с разрушением нестойких натровых плагиоклазов в ходе литогенеза. Очень показательным является распределение в породах отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Независимо от их типа оно варьирует в интервале 0,85–2 в породах фундамента, сохраняется на уровне 0,5 в сероцветной толще и, начиная с пород красноцветной толщи, резко и закономерно сокращается вверх по разрезу в вендских и кембрийских отложениях платформенного чехла.

3.7.5. Ассоциации и возраст микрофоссилий

Из алевролит-аргиллитовых разностей пестроцветных и сероцветных пород обоих СВК Среднерусского авлакогена А.Ф. Вейсом (лаборатория стратиграфии верхнего докембрия, ГИН РАН) выделен однородный комплекс микрофоссилий [Чамов и др., 2003, 2010].

Наиболее детально исследован керн вскрытой Северо-Молоковской скважиной части разреза молоковской серии, где в интервале 2487–3164 м встречается ограниченная по представительности ассоциация органостенных форм (рис. 8 приложения).

Данная ассоциация включает 16 родов и 17 видов различных микрофоссилий и насчитывается в общей сложности более 150 экземпляров.

Большинство выявленных акритарх, нитчатых форм и сложно построенных образований подверглись интенсивной минеральной и/или бактериальной деструкции. Цветовой индекс (от светло-желтого до темно-оранжевого) лучших по сохранности органостенных микроостатков свидетельствует о том, что заключающая микрофоссилии толща не испытала интенсивных (свыше 80–100°C) температурных воздействий.

О принадлежности всех изученных форм к единой ассоциации свидетельствует сходство сохранности изученных органических остатков, повсеместное однотипное доминирование средне- и крупноразмерных тонкостенных акритарх и отсутствие эволюционно значимого тренда изменения обилия и таксономического разнообразия встреченных морфотипов по разрезу скважины. Максимальное разнообразие микрофоссилий отмечено в средней части изученного разреза молоковской серии (2584–2848 м), тогда как в его нижней части (3157–3164 м) происходит их существенное уменьшение до 3 родов и 5 видов, а резкое падение до 1 рода и 1 вида установлено в верхней части разреза (2487–2494 м).

Следует подчеркнуть, что части разреза молоковской серии с заметным уменьшением разнообразия микрофоссилий сложены либо пестроцветными породами фации мелководных озёр (2487–2494 м), либо находятся на границе тектонозависимой фации базальных «развалов», маркирующей заложение бассейна седиментации (3157–3164 м). Интервал с максимальным разнообразием биоты (2584–2848 м) представлен отложениями фации глубоководных озёр.

Биостратиграфический анализ таксономического состава выявленной ассоциации показал, что в ней преобладают транзитные позднепротерозойские (рифейские) таксоны. К их числу принадлежат акритархи *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.) emend. Jank.; *L. atava* (Naum.) emend. Jank.; *L. tenuissima* Eisenack; *L. jacutica* (Tim.) emend. Mikh. et Jank.; *L. bicrura* Jank.; *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.); *Pterospermopsimorpha insolita* Tim. emend. Mikh.; *P. pileiformis* Tim. emend. Mikh.; *Spumosina rubiginosa* (Andreeva), а также определенные до рода *Aimia* sp. и *Germinosphaera* sp.

Набор данных транзитных таксонов исчерпывает и даже превосходит число микрофоссилий, отобранных в нижней (3157–3164

м) и верхней (2487–2494 м) частях разреза молоковской серии. Для этих интервалов на основании изученных микроостатков можно сделать лишь общий вывод о принадлежности их отложений к рифею. Привлекая имеющую второстепенное значение дополнительную информацию об особенно крупных размерах встреченных здесь форм и наличии среди них специфических “делящихся” (или монстриозных) оболочек, возраст толщ можно несколько конкретизировать, относя их к верхней половине рифея [Вейс, 1988].

Существенно иной характер имеют формы, встреченные в средней (глубоководной) части разреза (2584–2848 м). Помимо упомянутых транзитных таксонов, присутствующих в его нижней и верхней частях, здесь обнаружены крупные акритархи *Chuarina circularis* Walcott emend. Vidal, Ford; *Ch. globosa* Ogurtz., Serg.; *Konderia elliptica* A. Weiss; *Navifusa majensis* Pjat.; трубчатые чехлы *Asperatofilum experatus* (Herm.); эллипсоидные образования (возможные акинеты) *Brevitrichoides bashkiricus* Jank., а также *Pseudotawuia* sp., оболочки с длинными выростами *Caudosphaera expansa* Herm. et Tim., ветвящиеся талломы со вздутиями *Palaeovaucheria cf. clavata* Herm., веретеновидные плечатые *Pellicularia* sp., соединенные выростами в агрегаты *Majasphaeridium* sp.

Во всех детально изученных в микрофитологическом отношении разрезах рифея Южного Урала и Сибири [Вейс, 1988; Пятилетов, 1988; Наговицин, 2001; Вейс, Воробьева, 2002] указанные морфотипы встречены в отложениях, относимых по биостратиграфическим данным к позднему рифею, и лишь некоторые из них (*Spumosina*, *Asperatofilum* и др.) относятся к венду⁸. В позднем рифее названные морфотипы количественно доминируют во многих разновозрастных микробиотах. При этом в средней и особенно верхней частях позднего рифея такие микробиоты дополняются рядом таксонов, среди которых особую биостратиграфическую ценность, по общему мнению, представляют акантоморфные (шиповатые) акритархи родов *Trachyhystrichosphaera*, *Prolatoforma*, *Cymatiosphaeroides* и др.

Следует подчеркнуть сходство установленных микрофоссилий с лахандинскими, на что указывает присутствие представителей родов

⁸ Новые данные и представления о возрасте и условиях формирования данной биоты опубликованы в [Sperling et al., 2014; Vorob'eva et al., 2015].

Palaeovaucheria и *Majasphaeridium*, которые особенно характерны для лахандинской микробиоты. Важно отметить, что встреченные в изученном материале микроостатки с лахандинскими сближает не только общность их таксономического состава, но и очевидное сходство сохранности. В обоих случаях количественно преобладают крупные, очень тонкостенные формы, несущие следы выраженной бактериальной и/или минеральной деструкции.

Таким образом, по составу микробиоты в сероцветных породах фации глубоководных озёр установлен их позднерифейский возраст.

Кроме того, поскольку изученный интервал характеризует базальные части катаплатформенного осадочного чехла близ границы с породами фундамента, он определяет и нижний возрастной интервал молоковской серии.

Рассмотренный комплекс микрофоссилий присутствует и в других скважинах, вскрывших отложения молоковской серии на территории Среднерусского авлакогена – Даниловской-9, Бобровской, Рослятинской, Велико-Устюгской (см. табл. 13–15). Хотя таксономический состав выявленных ассоциаций беднее, присутствие некоторых видов, аналогичных выявленным в Северо-Молоковской скважине, свидетельствует о позднерифейском возрасте толщ, выполняющих бассейны северо-восточного СВК.

3.7.6. Палеоэкологическая интерпретация

Анализ видового состава, размеров и морфологических особенностей микрофоссилий позволяет с палеоэкологических позиций подойти к реконструкции обстановок накопления осадков.

Изученным пробам свойственно высокое количество и разнообразие акритарх с аномально высоким содержанием тонкостенных микроостатков с выраженными следами бактериальной деструкции, которые обычно рассматриваются как остатки эукариотного фитопланктона.

Это позволяет сделать вывод о достаточно тиховодных условиях обитания микроорганизмов в существовавшем здесь бассейне и его явной специфике по сравнению с эпиконтинентальными морскими бассейнами рифея. Характерные для протяженных мелководных шельфовых областей колониальные коккоидные микрофоссилии полностью отсутствуют в отложениях изученных бассейнов, что свиде-

тельствует о замкнутости водоёмов, приведшей к сокращению ареалов обитания палеобиоты. Это предположение подтверждается также и незначительным содержанием в анализируемой выборке нитчатых форм, трактуемых чаще всего как про- или эукариотный фитобентос.

Таким образом, специфический характер микробиоты в наиболее глубоководных отложениях Среднерусского авлакогена свидетельствует об обособленности осадочных бассейнов, что согласуется с полученными по результатам фациального анализа представлениями о накоплении осадков в полуизолированных озёрах.

3.7.7. Сейсмокомплексы и их корреляция

Изученные по керну буровых скважин терригенные толщи молоковской серии имеют характерный сейсмический облик и могут быть прослежены в волновой картине разрезов МОГТ. Так, на фрагменте временного разреза 029302, пересекающего Молоковский бассейн вкрест его простирания, хорошо видны серии отражающих поверхностей (см. рис. 3.7б). Они различаются по образу и интенсивности волнового поля, что обусловлено особенностями литологического состава пород и типа их напластования. То, что элементами сейсмостратиграфического разреза являются именно толщи молоковской серии, следует из совпадения сейсмических поверхностей раздела с установленными бурением геологическими границами. Это наглядно видно на приведенных к масштабу сейсмического разреза каротажных диаграммах ДС и ПС: скачки интенсивности значений каротажа совпадают с границами разделов сейсмических комплексов (см. рис. 3.7б). Эта закономерность проявлена как в центре бассейна (Северо-Молоковская скважина), так и на его осложненном сбросами южном борту (скважина Р-1).

Анализ временного разреза позволяет выделить и проследить вкрест простирания Молоковского бассейна ряд сейсмокомплексов, характеризующих нижнепротерозойские породы серии тектонического меланжа, верхнерифейскую молоковскую серию и залегающие на них верхневендско-палеозойские толщи платформенного осадочного чехла.

Результаты комплексного анализа материалов сейсморазведки и буровых данных обобщены на рис. 9 приложения. Ниже приводится

описание сейсмокомплексов, установленных в пределах Среднерусского авлакогена.

Сейсмокомплекс R_1 характеризует верхнюю часть фундамента и соответствует породам серии тектонического меланжа.

Характер волновой картины существенно варьирует по простиранию авлакогена, и сейсмокомплекс представлен как хаотично расположенными прерывистыми площадками, так и сериями параллельных субгоризонтально ориентированных рефлекторов. Вопросы происхождения слоистых пакетов отражений и проведения границы между катаплатформенным чехлом и фундаментом рассмотрены в разделе 3.5.2.

Сейсмокомплекс R_2^1 соответствует отложениям сероцветной толщи молококовской серии. В терминах уточненной стратиграфической схемы [Кузьменко, Шик, 2006] к сейсмокомплексу относятся токаревская, коломенская, средняя и нижняя подствиты полоцкой свиты (бологоевская серия) и, предположительно, свиты рослятинской и путиловской серий.

Характер отражений в пределах сейсмокомплекса варьирует по простиранию авлакогена, но преобладают четкие протяженные рефлекторы. Иногда у бортов бассейнов отмечается усложнение картины, и в сейсмическом разрезе устанавливаются тела клиноформного облика.

Сейсмокомплекс уверенно прослеживается на большей части юго-западного СВК. По сравнению с вышележащими сейсмокомплексами молококовской серии он имеет меньшую площадь распространения. Эта закономерность хорошо проявлена в разных бассейнах авлакогена (см. рис. 3.4–3.7).

Существующие сейсмические материалы не позволяют детально проследить распространение сейсмокомплекса в пределах северо-восточного СВК. В то же время, на основании сходства фациальных, минералогических и петрофизических свойств пород сероцветной толщи, изученных по данным бурения, предполагается, что сейсмокомплекс R_3^1 составляет основную часть доплитного осадочного чехла на северо-восточном фланге авлакогена.

Сейсмокомплекс R_3^2 соответствует пестроцветной толще молококовской серии. По уточненной стратиграфической схеме [Кузьменко, Шик, 2006] он характеризует нижнюю подсвиту и низы средней подствиты полоцкой свиты бологоевской серии, а также литоминскую свиту рослятинской серии (см. рис. 9 приложения).

Особенностью сейсмогеологического комплекса является многообразие типов отражений в разных частях разреза, что связано с неоднородностью литологического состава пестроцветных отложений. Так, на северо-востоке наблюдаются интенсивные изогнутые часто прерывистые отражения; на юго-западе преобладают четкие интенсивные отражения, непрерывные на больших расстояниях.

В пределах юго-западного СВК сейсмокомплекс приурочен к средней части катаплатформенного чехла, как и соответствующая ему пестроцветная толща молококовской серии. Мощность сейсмокомплекса варьирует в пределах 450–600 м. Для северо-восточного СВК правильнее говорить о сейсмофациях, приуроченных к нескольким интервалам разреза.

Сейсмокомплекс R_3^2 более широко распространен по площади, нежели нижний сейсмокомплекс.

Сейсмокомплекс R_3^3 соответствует красноцветной толще молококовской серии. Из стратонов уточненной стратиграфической схемы [Кузьменко, Шик, 2006] он характеризует молококовскую свиту, верхнюю подсвиту и верхнюю часть средней подствиты бологоевской серии, а также нижнюю подсвиту рахнинской свиты. Из стратонов, выделяемых на территории Оршанской впадины [Веретенников и др., 2005; Кузьменко, Шик, 2006], сейсмокомплекс характеризует отложения гатынской свиты шеровичской серии (см. рис. 9 приложения).

В волновой картине сейсмокомплекс характеризуется четкими интенсивными часто прерывистыми отражениями и субгоризонтальными протяженными пакетами отражений. Граница с вышележащими отложениями верхнего венда устанавливается уверенно, в частности, благодаря отчетливо изогнутым пакетам отражений, выклинивающимся под подошвой сейсмокомплекса верхнего венда.

В юго-западном направлении наблюдается сокращение мощности сейсмокомплекса от 1000 до 250 м. Несмотря на это, именно на юго-западе сейсмокомплекс имеет наиболее широкое распространение – он не только значительно перекрывает по площади нижележащие сейсмокомплексы R_3^1 и R_3^2 , но налегает на выступы фундамента и «выплёскивается» на борта авлакогена (см. рис. 3.4–3.7).

К западу от Велижской седловины сейсмокомплекс эрозивно срезается вышележащим сейсмокомплексом R_3^4 .

Сейсмокомплекс V_1^2 развит вблизи северо-западного борта Валдайского бассейна, где в районе пос. Крестцы в интервале глубин 1185–1545 м бурением была вскрыта нехарактерная для молоковской серии вулканогенно-осадочная толща [Гейслер, 1966]. К-Аг методом по валовому составу вулканического туфа с глубины 1470 м и диабазы с глубины около 1630 м был определен возраст верхней (около 1180 млн л) и нижней (1245–1353 млн л) частей толщи. В 2004 г. на бюро МСК толща была утверждена как стратотип крестецкой серии среднерифейского возраста [Кузьменко, Шик, 2006]. В составе серии были выделены локальные рахнинская и холовская свиты. Несмотря на экзотичность этих образований, с ними параллелизовали и по ним датировали осадочные серии Среднерусского авлакогена – бологоевскую, шарнинскую, путиловскую. Кроме того, поскольку Крестецкие скважины расположены на западном фланге авлакогена, они рассматривались как связующее звено с восточным флангом Оршанской впадины. Как следствие, возраст ряда палеонтологически немых красноцветных толщ на территории Беларуси считается среднерифейским [Веретенников и др., 2005].

Необходимость пересмотра сложившихся представлений определяется следующими положениями. Во-первых, полученные в 60-х гг. XX-го века К-Аг датировки валовых проб в настоящее время не могут рассматриваться как достоверные. Во-вторых, структурное положение «крестецкого интервала» противоречит представлениям о его принадлежности к базальным частям разреза катаплатформенного чехла. На сейсмическом профиле МОГТ 09970 видно (см. рис. 3.4), что отложения крестецкой серии (интервал глубин 1185–1545 м) залегают на верхнерифейской красноцветной толще молоковской серии⁹, что исключает их среднерифейский возраст.

Таким образом, в строении северо-западного борта Валдайского бассейна участвуют две разновозрастные и генетически различные

⁹ Примечательно, что прибортовая часть красноцветной толщи рассматривалась как нижняя (невулканогенная) подсвита рахнинской свиты крестецкой серии на территории Среднерусского авлакогена [Кузьменко, Шик, 2006] и параллелизовалась с красноцветной грубозернистой аркозовой гатынской свитой востока Оршанской впадины [Веретенников и др., 2005]. Последнее предположение полностью совпадает с данными автора.

толщи пород: верхнерифейская красноцветная аркозвая нижняя (сейсмокомплекс R_3^3) и нижневендская вулканогенно-осадочная верхняя (сейсмокомплекс V_1^2), которая примыкает к борту прогиба и выклинивается в восточном направлении. Вулканомиктовый состав отложений позволяет связать верхнюю толщу с волынской серией нижнего венда [Чамов и др., 2010]. С магматическими событиями этого времени, вероятно, связано и внедрение пластовых тел габбро-долеритов в красноцветную толщу молоковской серии.

Как видно из приведённых материалов, выделенные нами [Чамов и др., 2010] сейсмостратиграфические элементы разреза не согласуются с принятыми МСК стратиграфическими подразделениями. В то же время предложенный вариант стратиграфической корреляции снимает ряд противоречий и позволяет увязать материалы параметрического бурения и сейсморазведки.

3.8. Тектонозависимая седиментация в грабенах Среднерусского авлакогена

В Главе 2 обсуждалось значение тектонических процессов при формировании тектоно-седиментационных систем. Особое значение для реконструкции палеогеологических обстановок имеют процессы, контролирующие структурообразование и седиментацию в пределах локальных геологических объектов, отложение, развитие и минеральный состав осадков которых полностью определяется местной реакцией геологической среды на тектоническое воздействие более высокого уровня.

Влияние локальных тектонических процессов на минеральный и фациальный состав осадочных образований отчётливо проявлено в тектоно-седиментационных системах Среднерусского авлакогена (рис. 3.18а).

Как следует из приведённых в предыдущих разделах материалов, композитная структура Среднерусского авлакогена образована генетически родственными структурно-обособленными присдвиговыми грабенами (см. рис. 3.18б). При общем сходстве процессов каждый из грабенов являлся самостоятельной тектоно-седиментационной системой, что отражено в индивидуальных фациальных чертах выполняющих его осадочных комплексов.

Эти различия можно объяснить влиянием локальных неоднородностей в строении фундамента на его реакцию на внешние региональные тектонические напряжения. Вариациями локальных условий растяжения обусловлено формирование двух принципиально различных структурно-фациальных типов грабенов. К одному типу относятся широкие (десятки – первые сотни км) грабены, в разрезах которых отчетливо выражена регрессивная смена осадочных фаций – от сероцветных отложений глубоководных озер к аллювиально-пролювиальным субаэральным красноцветам. Такие бассейны тяготеют к юго-западному флангу авлакогена (см. рис. 3.18в). К другому типу относятся известные только на северо-восточном фланге авлакогена узкие (первые десятки км) и глубокие (5 км, возможно, более) грабены, разрезы которых представлены чередованием фаций глубоководных (сероцветы) и мелководных (пестроцветы) озер.

Наиболее ярко влияние локальной тектоники, свидетельствующее об исключительно индивидуальном характере развития каждого отдельного грабена, проявилось в одновременном и разном по характеру и интенсивности появлении в осадочных разрезах специфической кластики – большого количества остроугольных зерен эпидота (см. рис. 3.18в).

Эпидот – сложный силикат кальция, алюминия и железа – является в некотором смысле минералом-космополитом и встречается в широком спектре обстановок минералогенеза. Он присутствует в гидротермально изменённых породах (в ассоциации с альбитом и хлоритом); в скарнах по известнякам; в магматических породах, где является продуктом изменения железомagneзиальных минералов; в метаморфизованных породах эпидот-амфиболитовой (с роговой обманкой и альбитом) и амфиболитовой (с алмандином) фации. Из-за такой полигенности его обычно исключают из рассмотрения при анализе тяжелой фракции минералов. Однако при изучении пород молоковской серии обойти эпидот стороной оказалось невозможно. Дело в том, что в определённых интервалах разреза сероцветной толщи эпидот составляет до 20–60% тяжёлой фракции, а иногда его содержание достигает 100%. При этом содержание ни одного из прочих установленных компонентов тяжёлой фракции (гранат, циркон, сфен, апатит, рудные минералы, тур-

малин, ставролит) не сопоставимы с содержанием эпидота.

Эпидот не является химически стойким минералом и легко корродируется вплоть до полного растворения в зоне гипергенеза, особенно в случае воздействия агрессивного флюида [Scheidegger et al., 1973; Chamov, Murdmaa, 1995]. Свежий облик и неокатанность изученных зерен эпидота свидетельствует о близости его источника к области накопления осадков. Поскольку отложения грабенов относятся к первому циклу седиментации, а сами грабены являются структурами фундамента, таким источником могли стать только слагающие его богатые эпидотом разности. Среди метаморфических пород фундамента эпидот широко развит только в палеопротерозойских бластомилонитах, где он входит в состав породообразующих минералов наряду с кварцем, полевыми шпатами, роговой обманкой, биотитом и сфеном.

Следует подчеркнуть, что в изученных позднерифейских терригенных отложениях вулканогенные компоненты отсутствуют и нет оснований связывать появление эпидота с гипотетическим позднерифейским магматизмом.

Эти соображения легли в основу предположения о возможном поступлении эпидота из бластомилонитов фундамента в песчаники [Чамов и др., 2010], однако детального обоснования этого предположения выполнено не было, а, главное, не были предложены тектоно-седиментационные модели, объясняющие связь между появлением бластомилонитов в области размыва и положением обогащенных эпидотом интервалов в осадочном разрезе.

Кластогенный каркас песчаников и эпидотовые аномалии в их составе

Выполняющие грабены Среднерусского авлакогена фациальные типы красноцветных и сероцветных отложений молоковской серии неопротерозоя сходны по составу. Они представлены полевошпат-кварцевыми олигомиктовыми и аркозовыми песчаниками, полевошпат-кварцевыми алевролитами и в различной степени алевритистыми хлорит-гидрослюдисто-слюдисто-каолинитовыми аргиллитами [Чамов и др., 2010]. Одинаков и поликомпонентный состав глинистого вещества в песчано-алевритовых породах и в аргиллитах. Общая структурно-вещественная незрелость отложений и характерное присутствие облом-

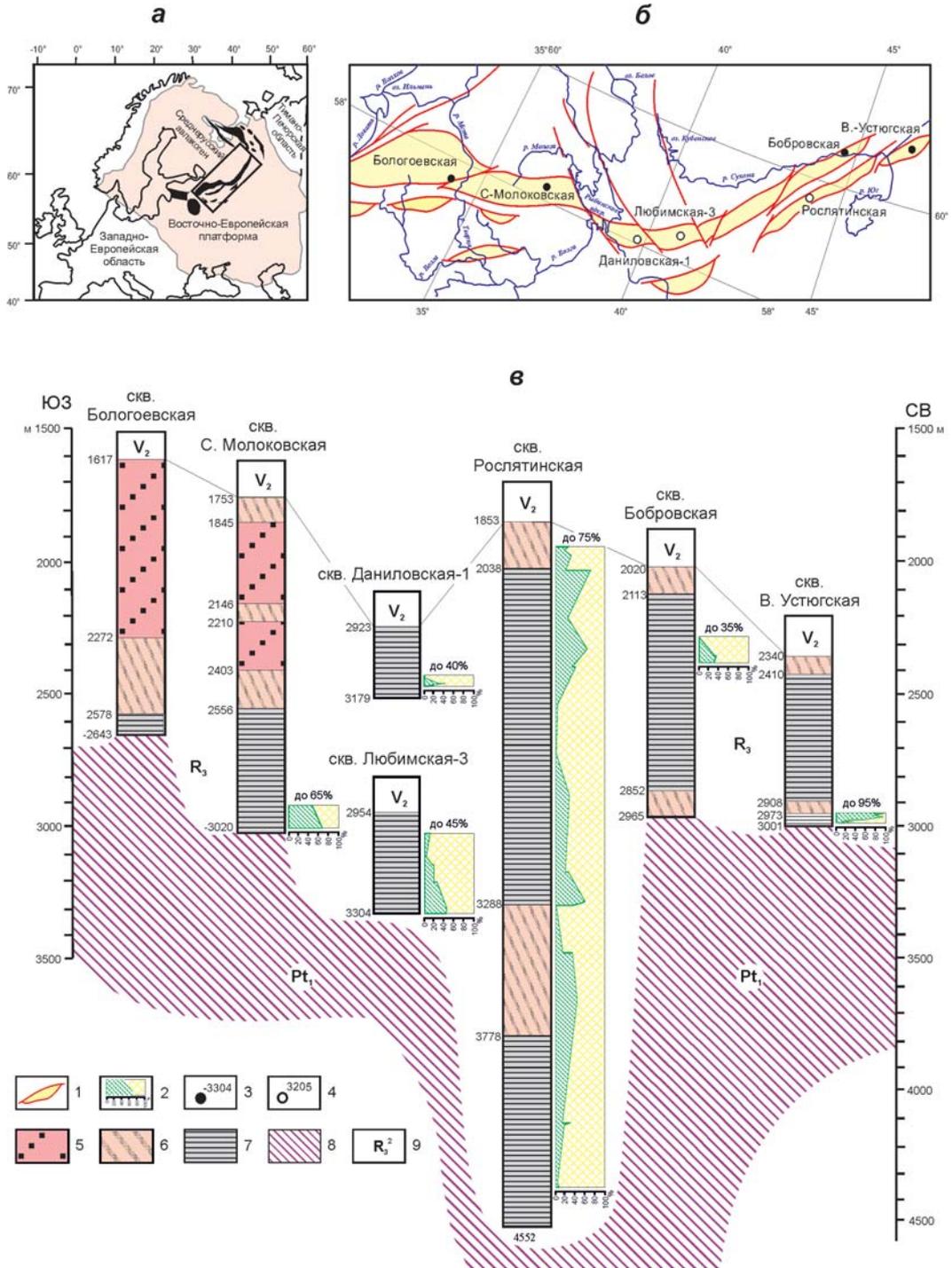


Рис. 3.18. Распределение эпидота в разрезах скважин Среднерусского авлакогена.

а – положение авлакогена в структуре Среднерусско-Беломорской провинции и Восточно-Европейской платформы,

б – тектоническая схема и положение буровых скважин, в – строение осадочного разреза.

1 – грабены; 2 – распределение обломочного эпидота в обогащенных интервалах, %; 3, 4 – скважины и глубины: 3 – вошедшие в фундамент и абсолютные отметки его кровли, 4 – остановленные в осадочной толще и относительные отметки по бурению; 5–7 – отложения: 5 – красноцветные песчаные, 6 – пестроцветные песчано-алеврито-глинистые, 7 – сероцветные алеврито-глинистые; 8 – мигматиты, бластомилониты, амфиболиты; 9 – структурно-вещественные комплексы: Pt_1 – нижнепротерозойский фундамента, R_3 – верхнерифейский доплитный; V_2 – верхневендский плитный.

На врезке: – положение линии разреза и скважин

ков метаморфических пород фундамента свидетельствуют о близости источников кластогенного материала.

Согласно данным валового химического анализа пород, их состав на протяжении всего времени накопления отложений молоковской серии практически не менялся, хотя диаграммы отношений главных оксидов отражают некоторое вызревание материала во времени. Показательным является распределение в породах отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Независимо от их типа оно варьирует в интервале 0,85–2 в породах фундамента, сохраняется на уровне 0,5 в сероцветной толще и, начиная с отложений красноцветной толщи, резко и закономерно уменьшается вверх по разрезу в вендских и кембрийских отложениях платформенного чехла.

В составе тяжелой фракции сероцветных и пестроцветных аркозовых песчаников, выполняющих грабены Среднерусского авлакогена, присутствуют умеренные и сходные по значениям концентрации роговой обманки, сфена, циркона, граната, турмалина, ставролита и рудных минералов.

На фоне стабильного состава кластогенного каркаса отложений молоковской серии особенно контрастным оказалось резкое обогащение некоторых интервалов осадочного разреза остроугольными зернами эпидота, содержание которых в тяжелой фракции песчаников составляет 35–95%. Мощность таких «эпидотовых интервалов» варьирует от первых десятков до 2000 м (см. рис. 3.18в; табл. 20 приложения). Различное содержание эпидота в составе тяжелой фракции песчаников из разных частей авлакогена подтверждает представление о седиментационной индивидуальности составляющих его грабенов.

Общая закономерность распределения обломочного эпидота внутри аномального интервала сводится к появлению снизу вверх по разрезу значимых его концентраций в составе тяжелой фракции, достижению максимальных значений и постепенному их снижению. Наиболее часто в разрезах выделяется один обогащенный эпидотом интервал, однако в Рослятинской скважине, глубина которой составляет 4552 м, выделяются минимум три таких интервала (см. рис. 3.18в).

Положение «эпидотовых интервалов» в осадочных разрезах грабенов можно разделить на три типа: молоковский – интервалы расположены вблизи фундамента (скв. С.-Молоковская,

Р-1, Великоустюгская); бобровский – интервалы удалены от фундамента на десятки и сотни метров (скв. Бобровская, Даниловская-1) и рослятинский – интервал соответствует всему или большей части осадочного разреза (скв. Рослятинская, Любимская-3).

Морфология зерен эпидота в осадках

В прозрачных шлифах видно, что зерна эпидота представляют собой практически неокатанные обломки, часто угловатые и имеющие острые сколы (рис. 3.19).

При сопоставлении песчаников из разных частей Молоковского грабена закономерного изменения размеров зерен от бортовой части грабена к его осевой части не отмечается. Так, в прибортовой части грабена в одном поле зрения шлифа наблюдаются зерна с самыми разными соотношениями размеров – от 0,05 мм до 0,20 мм (см. рис. 3.19а). В то же время именно здесь отмечены наиболее угловатые (рогульчатые) и крупные (около $0,3 \times 0,3$ мм) кристаллы эпидота (см. рис. 3.19б). В отложениях центральной части грабена и в прибортовых отложениях их окатанность, а также вариации по размерам, одинаковы. В одном поле зрения шлифа наблюдаются зерна, размер которых широко варьирует от 0,07 мм до 0,35 мм (см. рис. 3.19в). О слабой окатанности зерен свидетельствует наличие удлиненных частиц размером $0,10 \times 0,25$ мм (см. рис. 3.19в) и $0,10 \times 0,35$ мм (см. рис. 3.19г) с коэффициентами удлинения 2,5–3,5, соответственно.

В ряде случаев зерна эпидота содержат реликты исходных минералов (см. рис. 3.19д, е).

Морфология зерен эпидота в бластомилонитах

В бластомилонитах эпидот образуется при замещении роговой обманки или биотита (рис. 3.20). Размер кристаллов эпидота варьирует в пределах 0,1–0,5 мм, что соответствует их размеру в песчаниках осадочного чехла.

Хорошо оформленные характерные кристаллографические очертания зерен эпидота позволяют предположить его формирование в условиях частичного плавления. Позднее образование эпидота подчеркивается заключенными в его кристаллах округлыми или сильно корродированными реликтами вмещающих минералов-протолитов (см. рис. 3.20а–д). При этом на контактах с кварцем и плагиоклазом в эпидоте отмечены извилистые границы (см.

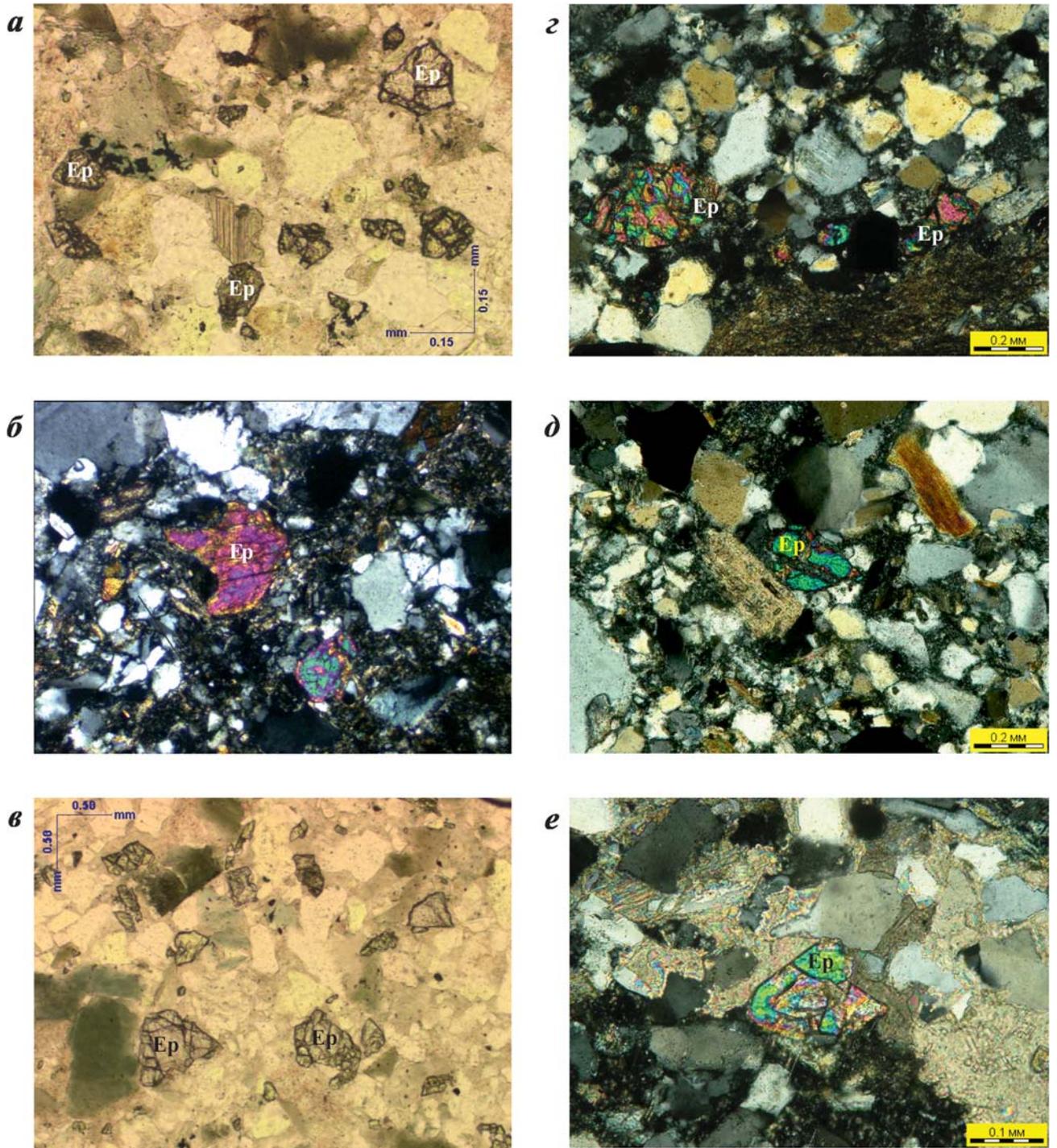


Рис. 3.19. Зерна эпидота (Ep) в шлифах песчаников сероцветной толщи молоковской серии (Молоковский грабен).

а-е – шлифы, николи: а, в – параллельны; б, г-е – скрещены: а-в – скважина Р-1: а – 12-1, б – 13-3-А, в – 14-2; г-е – Северо-Молоковская скважина: г – 30-4-3, д – 30-4-7, е – 30-4-12



Рис. 3.20. Зерна эпидота (Ep) и сфена (Sph) в шлифах бластомилонитов (Молоковский грабен).

а-и – шлифы, николи скрещены: а – 31-2-18д, б – 31-3-55, в – 31-3-55а, г – 31-3-55б, д – 31-3-75, е – 31-3-75а, ж – 31-3-90, з – 31-4-25а, и – 31-4-60

рис. 3.20е, ж). Такое взаимоотношение свидетельствует о следующем порядке кристаллизации: роговая обманка+биотит – эпидот – кварц+полевои шпат.

Помимо эпидота новообразованным минералом в blastsмилонитах является сфен. Как правило, он образует скопления кристаллов по периферии амфиболов, но нередко представлен и отдельными ромбовидными кристаллами (см. рис. 3.20в, з). Иногда сфен расположен в непосредственной близости от новообразованных кристаллов эпидота (см. рис. 3.20в).

Определение изотопного U-Pb возраста сфена (1750 ± 10 млн лет) позволило датировать время динамометаморфизма, приведшего к появлению blastsмилонитов. Примечательно, что изотопная метка сфена совпала с конкордией, что однозначно свидетельствует о новообразованной природе минерала [Чамов и др., 2010].

Химический состав зерен эпидота

Для проверки предположения о связи обломочного эпидота в песчаниках молоковской серии с эпидотом в blastsмилонитах фундамента был определен химический состав минералов.

Из метаморфических пород были отображены свежие идиоморфные прозрачные бледно-зеленые кристаллы эпидота; из тяжелой фракции осадочных пород – зерна песчаной размерности (0,1–0,25 мм) с формой, близкой к идиоморфной, и оптическими показателями, сходными с таковыми в кристаллах из метаморфических пород. Химический состав зерен определен в открытых шлифах на микрозонде САМЕВАХ. Анализ каждого зерна эпидота производился в трех произвольно выбранных точках – на краю и в центре зерна. Результаты микрозондового химического анализа и расчеты формульных единиц приведены в табл. 3.

Согласно рекомендуемой номенклатуре минералогруппы эпидота [Амбрустер и др., 2006], которая базируется на детальной кристаллохимической формуле $(A1A2)_2(M1M2M3)_3[Si_2O_7][SiO_4](O4)(O10)$, заселенности катионами позиций A_n , M_n и добавочными анионами позиций O4, O10, рассматриваемые нами минеральные виды эпидота относятся к подгруппе клиноцоизита. Ключевыми являются валентности: $A1 = M^{2+}$, $A2 = M^{2+}$ и $M3 = M^{3+}$, где $A1 = Ca$, $A2 = Al$, $M3 = Fe^{3+}$.

Важным критерием для определения генезиса эпидота является пистацитовый компо-

нент, величина которого отражает термодинамические условия его образования [Dawes, Evans, 1991; Schmidt, Thompson, 1996; Tulloch, 1979; Прибавкин и др., 2010]. Более высокое значение компонента характерно для магматического эпидота.

Результаты изучения содержаний пистацитового компонента в кристаллах эпидота из blastsмилонитов и зернах обломочного эпидота представлены в табл. 3 и на рис. 3.21. Видно, что зерна характеризуются наибольшим разбросом содержаний этого компонента, хотя поля значений в пределах имеющейся выборки перекрываются. И кристаллы и зерна содержат 25–30% пистацитового компонента, что характерно для вторичного эпидота, образующего псевдоморфозы по биотиту и амфиболу [Смирнов, Зинькова, 1993; Прибавкин и др., 2010; Dawes, Evans, 1991; Tulloch, 1979].

Как следует из приведенных выше данных, существенное обогащение тяжелой фракции песчаников обломочным эпидотом не отражается на составе и относительном содержании в них основных породообразующих компонентов, что в сочетании со свежим обликом обломков свидетельствует о существовании в непосредственной близости от области накопления осадков локального источника, активность которого в разных грабенах проявлялась по-разному. Сравнительный анализ кристаллов и зерен эпидота не противоречит предположению о возможном его поступлении в песчаники чехла из blastsмилонитов фундамента.

Рассмотрим условия, при которых палеопротерозойские метаморфические породы, содержащие эпидот, могли оказываться в зоне размыва и стать локальными источниками обломочного материала для неопротерозойского выполнения грабенов.

Сбросовая природа грабенов определяет появление при их заложении асимметричного пространства аккомодации, в котором породы сброшенного блока образуют наклонное в сторону сброса днище, а поверхность сместителя – крутой борт, породы которого и оказываются ближайшим для грабена локальным источником обломочного материала. Поскольку, как было показано выше, грабены являются структурами фундамента, источником специфической кластики могли стать только входящие в его состав богатые эпидотом blastsмилониты.

Необходимо определить формы залегания blastsмилонитов среди пород фундамента и

Таблица 3. Химический состав эпидота и кристаллохимические коэффициенты (ф.е.)

Химический состав, масс. %									
Оксид	Песчаники						Бластомилониты		
	интервал 3157-3164 м						интервал 3157-3164 м		
	СМ 30/4, 90-100			СМ 31/2, 0-10			СМ 31/3, 50-55		
	Зерна эпидота						Кристаллы эпидота		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
SiO ₂	38,73	38,77	38,66	38,38	38,44	38,45	38,89	38,61	38,96
Al ₂ O ₃	23,34	24,35	23,93	24,58	24,33	23,61	23,87	24,35	24,10
FeO	13,40	11,82	12,86	11,83	12,74	13,20	11,86	12,04	12,08
MnO	0,16	0,14	0,11	0,12	0,34	0,12	0,13	0,21	0,17
MgO	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0,02
CaO	22,79	22,81	22,73	22,76	22,58	22,73	22,82	23,05	23,02
Сумма	98,43	97,89	98,29	97,67	98,43	98,11	97,57	98,26	98,35
Формульные единицы									
Si	3,01	3,00	3,00	2,98	2,98	2,99	3,02	2,99	3,01
Al	2,14	2,22	2,19	2,25	2,22	2,17	2,19	2,22	2,19
Fe	0,87	0,77	0,83	0,77	0,82	0,86	0,77	0,78	0,78
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	1,90	1,89	1,89	1,89	1,87	1,9	1,9	1,91	1,9
Ps	28,95	25,62	27,61	25,46	27,09	28,41	26,07	25,97	26,24

Примечание. Анализы выполнены в ГИН РАН на электронно-зондовом микроанализаторе CAMEBAX, аналитик Г.В. Карпова. Значения нормализованы на O = 12, OH = 1.

способы их вывода в область размыва, согласующиеся с наблюдаемыми закономерностями размещения эпидотовых интервалов в осадочном разрезе.

Формы залегания бластомилонитов

Впервые в составе фундамента Среднерусского авлакогена бластомилониты идентифицировал Ю.Б. Коновальцев [Чамов и др., 2010; Чамов, 2013a]. По данным КМПВ он установил наличие отдельных пластов мощностью около 400 м с аномально низкими (5–5,7 км/с) скоростями продольных волн. Один из таких пластов был обнаружен в основании Молоковского грабена, где в дальнейшем бурением на глубину около 350 м были вскрыты мигматизированные

амфиболиты, мигматиты (эндербиты) и бластомилониты серии тектонического меланжа. В южном лежащем борту Молоковского грабена методом КМПВ не обнаружено низкоскоростной преломленной волны, что свидетельствует об отсутствии аномального пласта или о резком сокращении его мощности в результате эрозии.

Анализ кернов буровых скважин показывает, что исходными породами для образования бластомилонитов служили мигматиты, которые макроскопически выглядят как типичные представители гранитоидного ряда. Бластомилониты обволакивают массивные мигматитовые блоки, причем между этими породами наблюдаются постепенные переходы: гнейсовидные текстуры исчезают (вырождаются) по

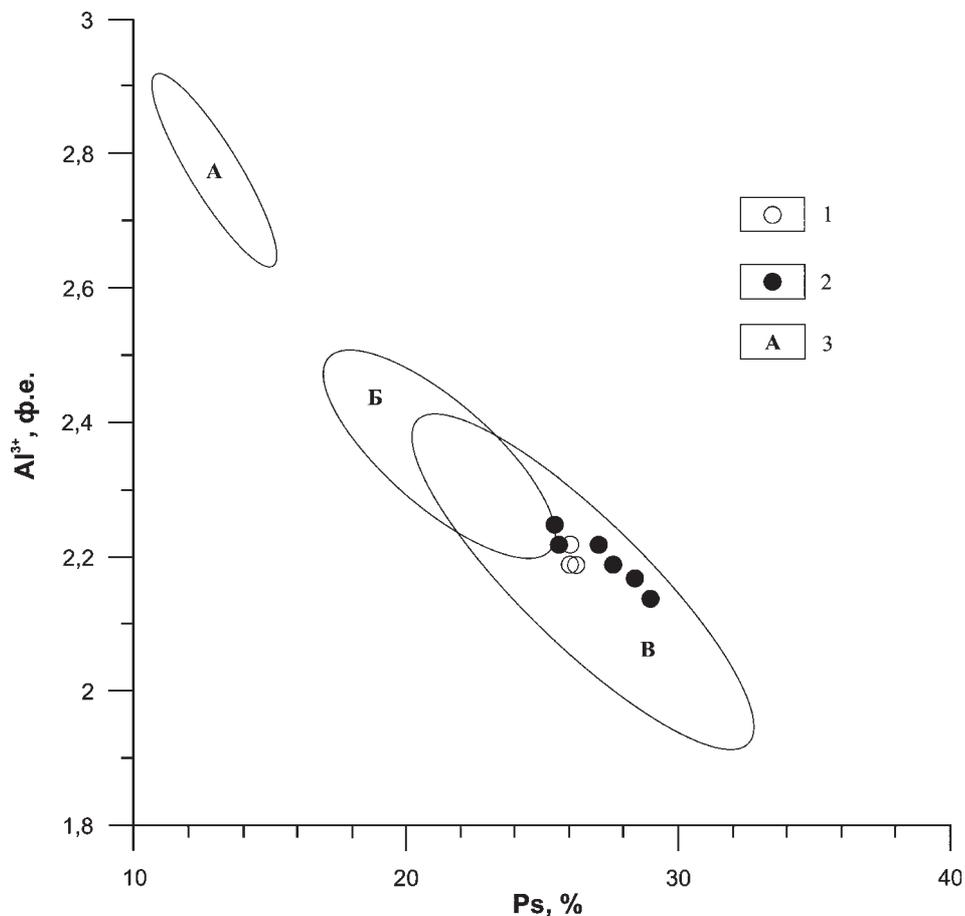


Рис. 3.21. Соотношение в эпидоте пистацитового компонента и Al^{3+} .

1 – эпидот в бластомилонитах; 2 – эпидот в осадках; 3 – поля характерных значений, по [Tulloch, 1979; Evans, Vance, 1987; Dawes, Evans, 1991; Смирнов, Зинькова, 1993; Прибавкин и др., 2009]: А – эпидот и клиноцоизит по плагиоклазу, Б – порфировые включения эпидота, В – эпидот по биотиту и амфиболу

мере проникновения бластомилонитов в глубь массивных пород. Директивные структуры в бластомилонитах обладают широким спектром углов падения относительно осей кернов – от пологих до субвертикальных.

По валовому химическому составу мигматиты и бластомилониты относятся к породам гранитоидного ряда, связанным с коллизионными процессами. На геодинамической диаграмме $6Ca+2Mg+2Al - 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ [Batchelor, Bowden, 1985] фигуративные точки составов этих пород образуют плотное непрерывное «облако», вытянутое от поля доплитной коллизии к полю постколлизионного поднятия [Чамов и др., 2010]. Поскольку внутри «облака» (на этой и других диаграммах) точки составов пород перекрываются и не образуют какого-либо тренда при переходе от мигматитов к бластомилонитам, можно предположить изохими-

ческий характер процессов динамометаморфизма, приведших к бластомилонитизации.

Генетическая природа бластомилонитов

Полученные данные позволяют выявить ряд главных закономерностей в строении и структурном положении бластомилонитов. К важнейшим относятся единство химического состава и пространственная неразрывность мигматитов и бластомилонитов. Наличие аномальных пластов, сложенных бластомилонитами, свидетельствует о существовании в прошлом значительных по амплитуде сдвиговых перемещений в коре.

Существующие данные позволяют связать эти движения с постколлизионным выравниванием внутрикорковых неоднородностей, возникших в результате плавления и мигматизации амфиболитов [Чамов, 2005, 2013a].

Появление на глубине среди плотных ($\geq 3,0$ г/см³) амфиболитов и гранулитов пород гранитоидного ряда плотностью порядка 2,9 г/см³ провоцирует восходящее движение последних. Наложение на этот процесс сдвиговых деформаций, связанных, в частности, с распадом коллизионного сооружения, приводит к появлению характерных комплексов пород, известных как комплексы метаморфического ядра (МСС – metamorphic core complex). Собственно ядро слагают мигматиты, а их внешнее обрамление, находящееся в зоне наибольших динамических напряжений (зона срыва или детачмент) на границе различных по компетентности тектонических пластин, за счет динамического метаморфизма в условиях частичного плавления превращается в бластомилониты.

О формировании бластомилонитов в комплексе пород метаморфического ядра свидетельствуют наблюдаемые в шлифах минеральные парагенезы, в которых эпидот ведет себя как поздний магматический минерал. Подобный минеральный парагенезис получен экспериментально в результате плавления «синтетического» гранодиорита [Naney, 1983]¹⁰. Эпидот кристаллизовался вместе с биотитом и плагиоклазом в интервале 600–700 °С при давлении 8 кбар. Этот интервал оказался полем стабильности эпидота в магматических условиях. Было установлено, что эпидот и роговая обманка существуют в температурном интервале в 30 °С, причём амфибол растворяется, а количество эпидота возрастает. В результате плавления меняется минеральная ассоциация от плагиоклазо-роговообманково-биотитового до плагиоклазо-эпидот-биотитового расплава.

Для природных сред рассматриваемый парагенезис был впервые описан в поясе меловых-третичных террейнов от Калифорнии до юго-восточной Аляски. Было установлено, что эпидот является главным поздним магматическим минералом в тоналитах и гранодиоритах [Zen, Hammartstrom, 1984]. Эпидот присутствует в виде идиоморфных (часто зональных) кристаллов, пространственно приуроченных к амфиболам или биотиту. Часто округлые или сильно корродированные реликты последних

включены в кристаллы эпидота. В то же время на контактах с кварцем и плагиоклазом в эпидоте присутствуют извилистые границы. Такое взаимоотношение свидетельствует о порядке кристаллизации: роговая обманка+биотит – эпидот – кварц+полевой шпат.

Эти наблюдения особенно интересны в связи с тем, что эпидот установлен в гранитоидах кордильерского хинтерленда – тектонотипической области развития комплексов метаморфических ядер [Coney, Harms, 1984; Lister, Davis, 1989; Davy et al., 1989]. Развитие этой территории связывают с развалом коллизионного сооружения и формированием систем растяжения по механизму простого сдвига. Отражением этих процессов являются характерные морфо-структурные ансамбли Провинции Бассейнов и Хребтов и представленные в тектонических окнах фрагменты эксгумированных детачментов – бластомилонитов в составе комплексов метаморфических ядер.

В предыдущих разделах было показано тектурное сходство бластомилонитов серии тектонического меланжа Среднерусского авлакогена с фрагментами детачментов тектонотипической области. Кроме того, было установлено, что породы серии тектонического меланжа фундамента связаны с процессами коллизии и/или постколлизионного поднятия. Эти обстоятельства в сочетании с наличием минеральных парагенезов с участием магматического эпидота позволяют утверждать, что бластомилониты серии тектонического меланжа образовались в условиях, характерных для комплексов метаморфического ядра.

Сложенные бластомилонитами аномальные пласты рассматриваются нами как реликты породных ассоциаций зон срыва (детачментов), сформированных на границе тектонических пластин [Чамов, 2005, 2013а]. Как следует из изотопного возраста бластомилонитов, процессы эти имели место в палеопротерозое и относятся к тектонической предистории становления Среднерусского авлакогена. К моменту заложения в неопротерозое грабенов авлакогена, в течение значительного интервала геологического времени в объеме мезопротерозоя, палеопротерозойские постколлизионные процессы полностью завершились, и внутренняя структура фундамента, вероятно, осложненная также и более поздними локальными деформациями, была полностью сформирована.

¹⁰ Первое упоминание о присутствии эпидота в качестве магматической фазы в гранитоидах сделано в работе [Keyes, 1893]. Условия формирования магматического эпидота в искусственных и природных средах рассмотрены в ряде публикаций [Zen, Hammartstrom, 1984; Brandon et al., 1996; Schmidt, Thompson, 1996; Sial et al., 1999].

Рассмотрим возможное влияние внутренней структуры фундамента на строение и характер седиментации в неопротерозойских грабенах авлакогена.

Зависимость размещения «эпидотовых интервалов» от характера залегания бластомилонитовых пластов

Закономерности положения в осадочном разрезе обогащенных эпидотом интервалов можно объяснить соотношением элементов залегания сместителей неопротерозойских сбросов и палеопротерозойских бластомилонитовых пластов.

Молоковский тип интервалов, отражающий поступление в осадки эпидота вслед за образованием грабена и его прекращение во времени, формируется при изначально пологом приповерхностном залегании бластомилонитового пласта (рис. 3.22а). Сброшенная часть пласта становится днищем грабена, другая – выводится в область эрозии в результате изостатического воздымания лежачего плеча (см. рис. 3.22б). При последующем развитии грабена происходит захоронение погруженной части пласта, дальнейшее воздымание лежачего плеча, прогрессивная эрозия и выход верхнего фрагмента бластомилонитового пласта из области влияния на растущий грабен (см. рис. 3.22в).

Бобровский тип интервалов, характеризующийся поступлением эпидота из локального источника на поздних стадиях развития грабена, обусловлен заглубленным положением бластомилонитового пласта к моменту заложения сброса (см. рис. 3.22г). В этом случае в основании грабена залегают породы верхней пластины (амфиболиты и плагиоклазиты). Последующее углубление грабена сопровождается его компенсацией осадками без обогащения продуктами разрушения бластомилонитового пласта (см. рис. 3.22д), влияние которого проявляется на поздних стадиях роста грабена (см. рис. 3.22е).

В ряде случаев пласт бластомилонитов не достигает области размыва и обогащения эпидотом осадков не происходит. Возможно, этим обусловлено отсутствие (не выявление) «эпидотовых интервалов» в разрезе скв. Бологоевская (см. рис. 3.18). Но необходимо учитывать, что пройдена она в бортовой части грабена, и полный разрез бассейна может быть сходен со смежным разрезом, вскрытым Северо-Молоковской скважиной.

Рослятинский тип интервалов, где обогащение эпидотом характерно для всей осадочной

толщи, формируется в случае крутого залегания бластомилонитового пласта и развития сброса по его падению (см. рис. 3.22ж). Углубление бассейна при сопутствующем воздымании лежачего плеча не только не приводит к изоляции бластомилонитового пласта, а, напротив, постоянно стимулирует интенсивное поступление эпидота из этого локального источника.

Зависимость геометрии грабенов и фациального состава осадков от характера залегания бластомилонитовых пластов

Соотношения элементов залегания сместителей неопротерозойских сбросов и палеопротерозойских бластомилонитовых пластов определяли не только появление локальных источников обломочного материала, но также влияли на структурную эволюцию бассейнов и фациальную организацию осадочных комплексов.

При секущих сбросах, особенно в случаях полого залегания бластомилонитовых пластов, формировались грабены с реологически обусловленным пределом погружения (молоковский тип). Начиная с некоторой глубины, дальнейшему погружению пород гранитоидного состава с плотностью около $2,9 \text{ г/см}^3$ в более плотный ($\geq 3 \text{ г/см}^3$) амфиболитовый субстрат начинали препятствовать силы изостатического выравнивания.

Если растягивающие напряжения в регионе сохранялись и продолжали воздействовать на грабены после достижения ими предела погружения, то дальнейшее развитие структур шло за счет их латерального расширения, что приводило к накоплению регрессивных осадочных последовательностей с переходом от озерных к аллювиально-пролювиальным отложениям.

Энергетически более выгодное развитие сбросов вдоль бластомилонитовых пластов (рослятинский тип) не нарушало изостатического равновесия и приводило к развитию узких глубоких грабенов, в которых обстановки седиментации радикально не изменялись со временем.

Рассмотренные типы структурообразования и седиментации являются достаточно контрастными. Сочетания параметров залегания тектонизированных пород и относительно молодых бассейнообразующих разломных зон, очевидно, значительно варьируют в природной среде и могут приводить к появлению структур, имеющих черты всех рассмотренных типов.

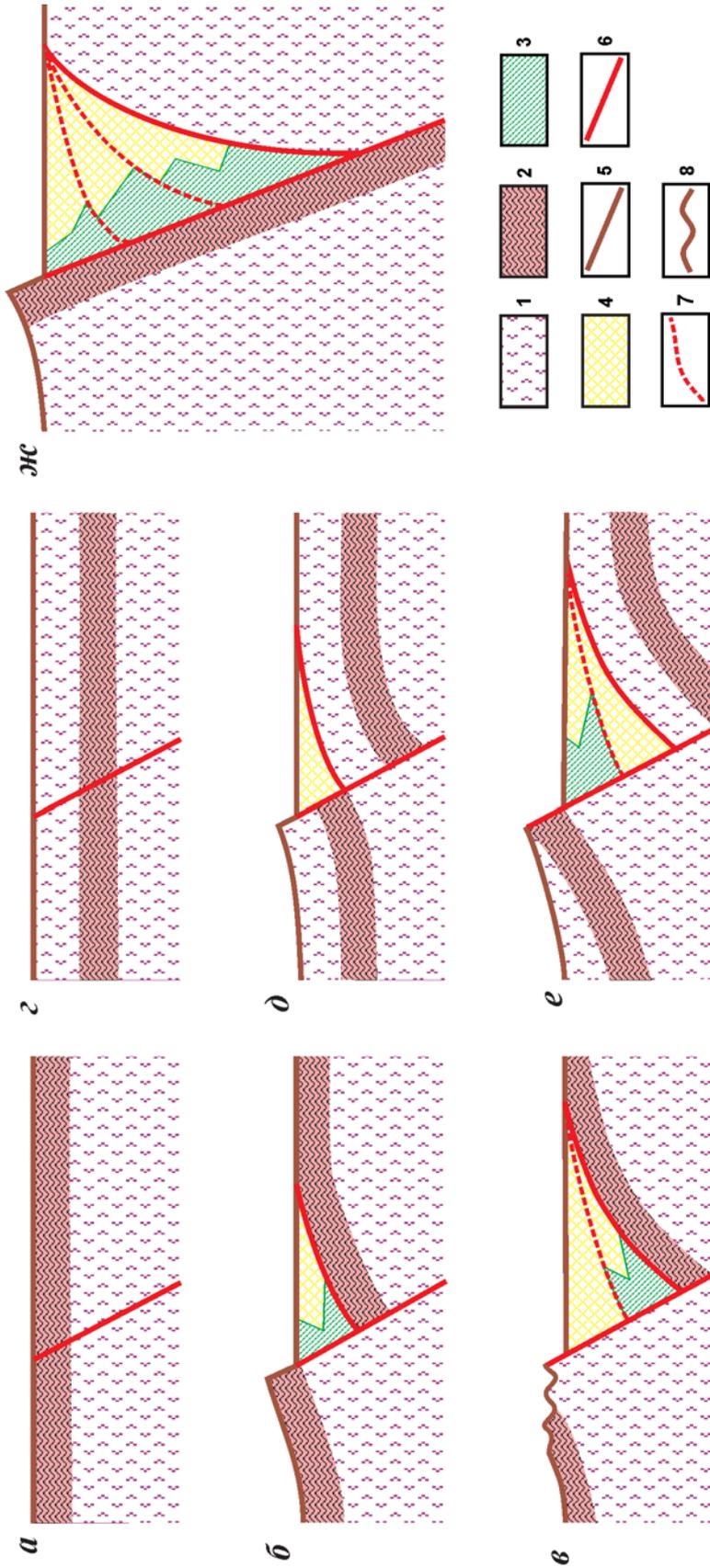


Рис. 3.22. Модели формирования грабенов и разные типы интервалов с повышенным содержанием эпидота: а-в – молоковоский, г-е – бобровский, ж – рослятинский.

1, 2 – фундамент; 1 – амфиболиты и мигматиты, 2 – бластомилониты с кристаллическим эпидотом; 3 – обломочный эпидот из бластомилонитов в тяжелой фракции песчаников; 4 – аркозовые осадки из внешнего источника; 5 – дневная поверхность; 6 – сбросы; 7 – промежуточные поверхности; 8 – эрозивная поверхность

3.9. Общие черты строения и развития Среднерусского авлакогена

Структуру авлакогена определяют крупная северная и прерывистая южная ветви дугообразных композитных прогибов, состоящих из протяжённых (до 100 км и более) приразломных грабенов (осадочных бассейнов) глубиной 3–5 км. По простиранию авлакогена грабены прослеживаются с разной степенью достоверности и отделяются друг от друга поперечными трансферными разломами и продольными блоками фундамента. Грабены выполнены аргиллитами, алевролитами и песчаниками молоковской серии неопротерозоя (верхнего рифея).

В плане Среднерусский авлакоген частично совпадает со Среднерусско-Беломорским поясом, однако на юго-западе он сечёт его границы и продолжается на территории Валдайского пояса. Участки относительно утонённой (40–42 км) коры расположены дискордантно по отношению к Среднерусско-Беломорскому поясу и грабенам Среднерусского авлакогена.

Несовпадение площадей развития Среднерусского авлакогена со структурно-вещественными комплексами фундамента (областями АМП) и участками утоненной коры свидетельствует о независимости структуры катаплатформенного этапа развития платформы от строения кристаллического фундамента.

В центре Среднерусского авлакогена в узкой трансферной зоне, ограниченной Рыбинским и Череповецким разломами северо-западного простирания, происходит правостороннее смещение его бассейнов с амплитудой около 150 км.

Непрерывность седиментации на разных флангах авлакогена свидетельствует о том, что образование сигмоиды произошло за счёт растяжения в латерально смещённых рифтовых сегментах, а не в результате наложенного пострифтового сдвига.

Рыбинско-Череповецкая сигмоида формировалась в несколько этапов. На начальном этапе образования флексуры (без разрыва сплошности ветвей бассейнов) обстановки седиментации на разных флангах авлакогена оставались сходными. По простиранию Среднерусского авлакогена доминировали глубокие озёра, где в условиях некомпенсированной седиментации происходило формирование сероцветной толщи молоковской серии. Дальнейшее смещение и основная деформация в пределах трансфер-

ной зоны произошли на втором этапе растяжения авлакогена и привели к разделению стилей седиментации. На северо-восточном фланге обстановка осталась по существу прежней, тогда как на юго-западе в результате изменения геометрии бассейнов (увеличение ширины при одновременном уменьшении глубин) началось накопление красноцветной молассоидной толщи.

Сдвиговые процессы широко проявлены в разных масштабах – от регионального, определяющего заложение и развитие авлакогена в целом, до локальных, определивших индивидуальный характер развития каждого отдельного грабена.

Наиболее ярко локальные тектонические процессы проявились в неодновременном и разном по характеру и интенсивности появлении специфической кластики в осадочных разрезах. На фоне стабильного состава кластогенного каркаса терригенных отложений молоковской серии неопротерозоя установлены интервалы осадочного разреза мощностью от десятков до первых тысяч метров, в которых тяжёлая фракция песчаников резко обогащена (35–95%) остроугольными зёрнами эпидота.

Ряд признаков (относительная нестойкость эпидота в зоне гипергенеза, неокатанность и свежий облик обломков, отсутствие связи между привнесом эпидота и содержанием основных породообразующих компонентов) свидетельствует о формировании эпидотовых аномалий за счёт локальных источников. Анализ возможных геодинамических механизмов развития Среднерусского авлакогена, структуры образующих его грабенных, строения и состава верхней части консолидированной коры позволил предположить, что источником специфической кластики являлись обогащенные эпидотом бластомилониты, присутствующие среди метаморфических пород фундамента в виде аномальных по петро-геофизическим свойствам пластов. Сопоставление кристаллов и зёрен эпидота из бластомилонитов и осадков показал, что они имеют сходный габитус, размеры, оптические характеристики и содержат 25–30% пистацитового компонента, что характерно для вторичного эпидота, образующего псевдоморфозы по биотиту и амфиболу в условиях частичного плавления.

Закономерности положения в осадочном разрезе обогащенных эпидотом интервалов обусловлены соотношением элементов залегания сместителей неопротерозойских сбросов

и палеопротерозойских бластомилонитовых пластов, служивших локальными источниками кластики. Этот же фактор влиял на фациальную принадлежность осадочных комплексов и структурную эволюцию бассейнов седиментации. При секущих сбросах, особенно в случаях пологого залегания бластомилонитовых пластов, формировались грабены с реологически обусловленным пределом погружения (молоковский тип). Здесь погружение пород гранитоидного состава в более плотный амфиболитовый субстрат ограничивалось силами изостатического выравнивания. При неизменном региональном поле напряжений после достижения предела погружения грабены этого типа испытывали латеральное расширение, что приводило к накоплению регрессивных

осадочных последовательностей с необратимым переходом от озерных к аллювиально-пролювиальным отложениям. Для этого типа грабенов характерно одноактное проявление локального источника кластики независимо от стадии развития структуры. Энергетически более выгодное развитие сбросов вдоль бластомилонитовых пластов (рослятинский тип) не нарушало изостатического равновесия и приводило к образованию узких глубоких грабенов, в которых обстановки седиментации радикально не изменялись со временем. Поступление эпидота продолжалось на протяжении всего существования пространства аккомодации, поскольку прогрессивное углубление грабена постоянно стимулировало активность его локального источника.

ГЛАВА 4 ОРШАНСКИЙ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ) РЕГИОН¹

4.1. Структура фундамента и положение доплитных тектоно-седиментационных систем

Термин «синтаксис» характеризует резкий изгиб орогенического пояса, сопровождающийся его расщеплением на несколько ветвей [Толковый..., 2002], а также резкий пережим или сокращение его ширины [Геологический..., 1978]. Сходная картина наблюдается на юго-западе Среднерусско-Беломорской тектоно-седиментационной провинции, где ряд крупных элементов фундамента разного возраста, простирания и тектонической природы резко изгибаются и стремятся к единому центру. Последний приурочен к меридиану 30° и находится южнее острого выступа Новгородского массива (рис. 4.1а).

Структура фундамента юго-западного сегмента провинции наиболее отчётливо выражена в резких виргациях осей магнитных аномалий (см. рис. 4.1б, в). Эта закономерность впервые была отмечена А.Д. Архангельским [1947] и нашла отражение на большинстве тектонических карт [Дедеев, 1972; Гафаров, 1976а, б; Основные..., 1979; Геологическое..., 1967; Структура..., 1977; Богданова, Гафаров и др., 1984; Аксаментова и др., 1994; Аксаментова, 1996, 2002; Аксаментова, Найдёнков, 2004; Разломы..., 2007; Гарецкий, Каратаев, 2011 и др.]. При этом интерпретация наблюдаемой структуры очень неоднозначна. Так, территория рассматривалась как Верхневолжский мантийный плюм [Оровецкий, 1989, 1990, 1993], центр раскола континентов [Зоненшайн и др.,

1990], Верхневолжская спиралевидная структура, с периферией которой пространственно связаны грабены и авлакогены (М.А. Нагорный, устное сообщение), Слободской тектоно-геодинамический узел, образованной за счёт нисходящих конвективных движений в мантии [Гарецкий, 2005; Гарецкий и др., 2007; Гарецкий, Каратаев, 2009].

Автором книги центр схождения структур (или Слободской узел) рассматривается как пережим Транскратонного [Аксёнов, 1998] или Лапландско-Среднерусско-Южно-прибалтийского пояса [Глубинное..., 2010]. Под синтаксисом понимается не только сам «пережим» или «узел», но также структуры и осадочные бассейны, примыкающие к нему и расходящиеся на значительные расстояния.

Северным обрамлением Слободского узла является Новгородский массив, относящийся к южному склону Балтийского щита. Это область отрицательного магнитного поля и минимальных значений силы тяжести, ограниченная на юго-востоке и юго-западе сходящимися к югу под острым углом Валдайским и Белорусско-Прибалтийским поясами полосовых магнитных и гравитационных аномалий (см. рис. 4.1).

По данным бурения, в составе пород фундамента широко развиты плагиограниты, граниты-рапакиви, высокоглиноземистые гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы и кристаллические сланцы [Тихомиров, 1966]. Автором определён возраст плагиогранитов из скважины Невская-185, составивший 1600 млн л (см. рис. 3.15 и табл. 4 приложения).

Среди интрузий в пределах Новгородского массива широко распространены микроклиновые граниты, обширный массив которых фиксируется в центральной ее части минимумом

¹ Положение региона в составе Среднерусско-Беломорской провинции см. рис. 1.2.

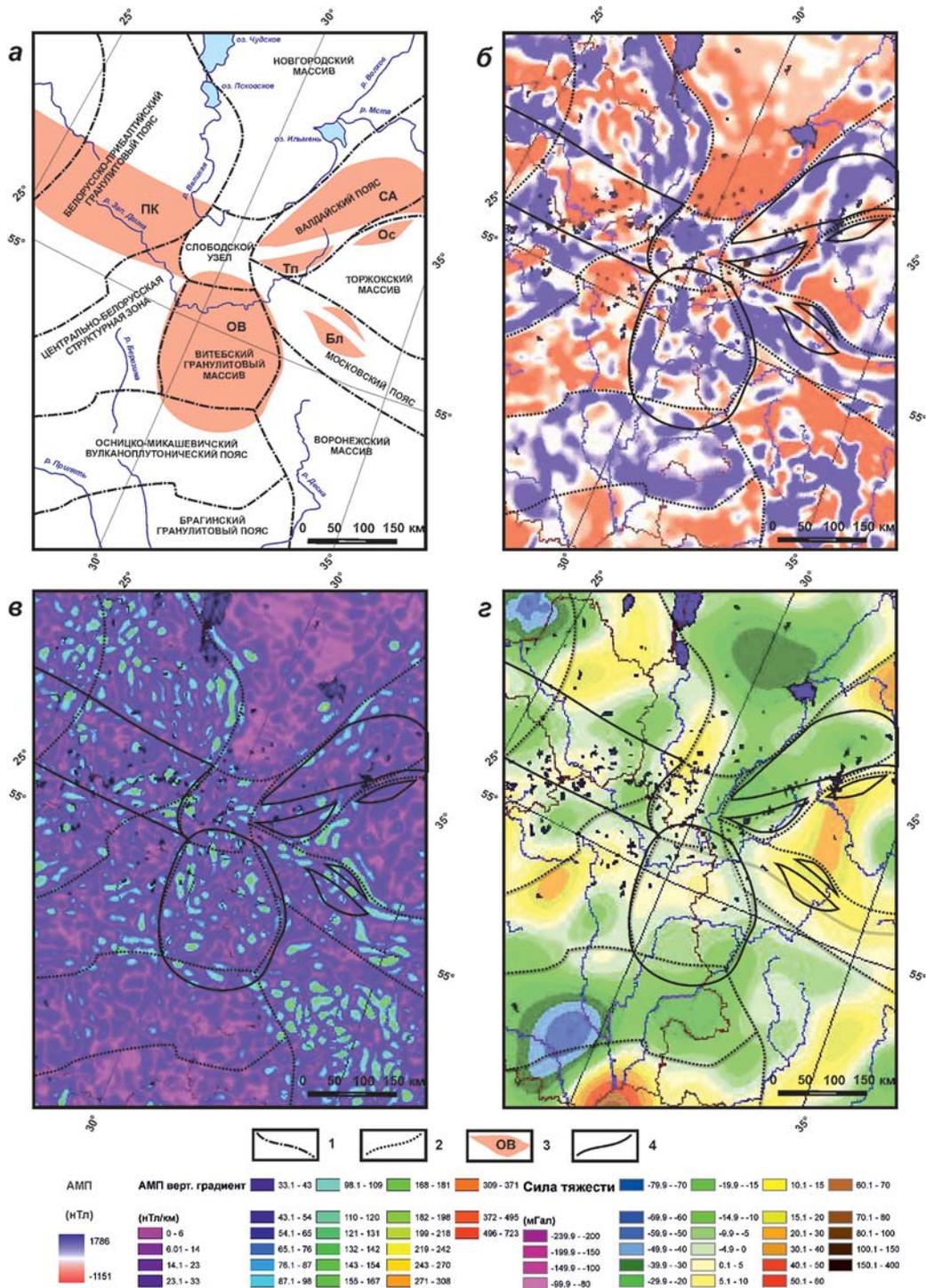


Рис. 4.1. Положение доплитных тектоно-седиментационных систем относительно границ структурно-вещественных комплексов фундамента и характерных областей магнитного и гравитационного полей. а – районирование Оршанского региона; б–г – фрагменты карт геофизических полей (составитель С.Ю. Соколов, ГИН РАН): б – полного вектора аномального магнитного поля (АМП); в – вертикального градиента АМП; г – гравитационного поля в редукции Буге.

1, 2 – границы структурно-вещественных комплексов фундамента и/или характерных областей АМП; 3, 4 – доплитные тектоно-седиментационные системы – установленные и предполагаемые*: ПК – Полоцко-Курземский пояс разломов*, СА – Среднерусский авлакоген, ОВ – Оршанская впадина; грабены: Бл – Бельские, Тп – Торопецкий, Ос – Осташковский

силы тяжести (см. рис. 4.1г). Поскольку породы фундамента массива во многих пунктах прорваны и мигматизированы гранитами предполагается, что Новгородская область в целом представляет собой крупный массив древних гнейсов, образующих кровлю обширных гранитных батолитов [Гафаров, 1976а]. Вдоль восточной и северной границ выделяются зоны переработки Новгородского массива [Зандер и др., 1967], которые характеризуются линейными и мозаичными магнитными и гравитационными аномалиями и насыщены мелкими извилистыми телами с высокой намагниченностью. Вероятно, большинство этих тел сложены породами серии габбро. Они вскрыты бурением и по составу сопоставимы с таковыми в скважине Пестово на северном борту Среднерусского авлакогена [Гафаров, 1976а]. Особенно отчетливо зоны переработки выражены на карте вертикального магнитного градиента (см. рис. 4.1в). Поскольку такие образы вертикального градиента магнитного поля приурочены к разломам на границах региональных структур маркируемая ими переработка пород интерпретируется автором как результат относительных сдвиговых смещений.

На северо-западном фланге территории доминирует Белорусско-Прибалтийский гранулитовый пояс (см. рис. 4.1а). Он протягивается выгнутой на восток (в сторону Слободского узла) дугой от юго-восточной Польши через запад Беларуси до южной Эстонии [Аксаментова, 2002; Разломы..., 2007]. Пояс имеет чешуйчато-надвиговое строение с кулисообразным расположением чешуйчатых гранулитовых моноклиналей и разделяющих их зон бластомилонитов [Аксаментова, 2002]. На территории Беларуси пояс ограничен с востока Кореличским доплитным разломом западного падения, крутого в верхней части «гранитного» слоя с постепенным выполаживанием в нижележащих слоях [Аксаментова и др., 1994; Гарецкий, 1999, и др.]. В районе Эстонско-Псковской зоны АМП пояс широкой дугой вдаётся в Новгородский массив, где трассируется вдоль границы отчетливой зоной переработки (см. рис. 4.1).

С северо-востока к Слободскому узлу подходит очень характерная в магнитном поле структура Валдайского или Ладожско-Невельского пояса. С юга к узлу приурочены интенсивные директивные аномалии Московского пояса. Оба этих пояса «расклинивает» с востока мо-

заичный по характеру АМП Торжокский блок (см. рис. 4.1 а-в). Разломы, ограничивающие Валдайский и Московский пояса, имеют сдвиговый характер, о чем свидетельствуют расположенные по их границам многочисленные извилистые магнитоактивные тела, хорошо проявленные на карте вертикального градиента АМП (см. рис. 4.1в). Анализ Бельской триады структур, приуроченной к изгибу Московского пояса (см. раздел 4.2), также свидетельствует о сдвиго-надвиговом характере движений.

С юга к Слободскому узлу подходит гетерогенный ансамбль структур фундамента, образующий дугообразный изгиб (выступ) в северном направлении. Крайними сходящимися элементами его являются Центрально-Белорусская структурная зона (в т.ч. Минский массив) на западе и Воронежский массив на востоке. В центральной части этого ансамбля выделяется Витебский гранулитовый массив (ВГМ) (см. рис. 4.1).

Изначально этот массив был выделен как самостоятельная структура исключительно по геофизическим данным [Геология Беларуси, 2001]. Позже в его пределах была пробурена скважина Суражская 1. U-Pb возраст циркона из гранитоидов фундамента ВГМ, поднятых в керне этой скважины, составил $1986,9 \pm 5,8$ млн л [Бибикова и др., 2009]. Эта датировка близка ко времени становления массивов гранитоидов микашевичского комплекса (около 1980 млн л) и, соответственно, времени формирования Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса (ОМВПП).

К юго-востоку от ВГМ и западу от ОМВПП картируются отчетливо выраженные в АМП структуры Воронежского массива. Структурно-вещественные комплексы его фундамента рассматривались как северный фланг обширного Сарматского или Украинско-Воронежского массива, или протошита, который был выделен Н.С. Шатским и М.В. Муратовым на основании предположения о резком срезании почти под прямым углом интенсивных максимумов Курской магнитной аномалии полосовыми магнитными аномалиями Московской зоны АМП [Шатский, 1964в; Муратов, 1965]. Однако это предположение не подтвердилось более поздними аэромагнитными данными [Гафаров, 1976а], что наглядно проявлено на картах АМП (см. рис. 4.1б, г). На основании наблюдаемых образов геофизических полей Воронежский массив рассматривается автором

в качестве самостоятельной геодинамической структуры, относительные смещения которой во многом определили строение синтаксиса в юго-западном сегменте Провинции.

Центрально-Белорусскую (или Смолевичско-Дрогичинскую) структурную зону можно рассматривать как шовную структуру в области сочленения разных по строению и времени консолидации крупных блоков земной коры: раннеархейского Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса на западе и раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса на востоке [Найдёнов, 2002; Разломы..., 2007]. Смолевичско-Дрогичинская зона представляет собой полосу развития различных метаморфических и магматических комплексов, заключенную между двумя крупными разломами с многочисленными косоориентированными оперяющими разрывными нарушениями, создающими внутри зоны систему узких клиновидных блоков, направленных приблизительно согласно с общим простиранием зоны. В этих блоках на поверхность фундамента выходят разновозрастные комплексы метаморфических пород, что связано с различной амплитудой поднятия блоков. Наряду с погруженными блоками, образующими отрицательные структуры, выполненные образованиями раннего протерозоя (гнейсы и амфиболиты Околовской структуры), встречаются относительно приподнятые блоки, в которых на поверхность фундамента выведены глубокометаморфизованные образования раннего архея – гранулиты и чарнокитоиды Минского гранулитового блока [Найдёнов, 2002]. Следует отметить, что, по полученным в последнее время геохронометрическим данным, гранулитовый метаморфизм (очевидно, его наиболее поздняя фаза) в гранулитовых блоках внутри Смолевичско-Дрогичинской шовной зоны проявился значительно позже – 1,79 млрд л назад [Bibikova et al., 1995].

Таким образом, центральным элементом (Слободским узлом) юго-западного региона является территория, «зажатая» между выгнутыми в её сторону частями крупных элементов фундамента разного возраста и тектонической природы. В пределах этой территории фундамент представлен мозаикой мелких блоков (Невельским, Лепельским и другими), в которых установлены признаки тектонической деформации [Разломы..., 2007]. В поле вертикального градиента наблюдается множество

непротяжённых хаотически расположенных осей магнитных аномалий, что отражает значительную, если не полную переработку пород в результате тектонических деформаций (см. рис. 4.1в).

Вопрос о времени формирования Новгородского синтаксиса остаётся открытым. Верхним (наиболее молодым) пределом является время заложения редкинского горизонта верхнего венда (около 600 млн л), который запечатывает структуры доплитного тектонического этапа. Нижний предел, вероятно, связан с этапом бластомилонитизации (1600–1750 млн л).

Решение вопроса о времени формирования синтаксиса тесно связано с определением возраста ряда структур, наложенных на метаморфические породы фундамента (см. рис. 4.1а). Важнейшими из них являются Среднерусский авлакоген и Оршанская впадина, для которых прямо или косвенно можно определить возраст выполняющих осадков.

На простирании системы Среднерусского авлакогена за Слободским узлом предполагается субширотная система нарушений с признаками сдвиговых смещений (см. рис. 4.1). Она была определена по гравитационным и магнитным данным как серия субширотных разрывов, сопровождающих выделенный в 1974 г. Р.Г. Гарецким суперрегиональный доплитный Полоцкий разлом и получила название Полоцко-Курземская [Каратаев, Пашкевич, 1986] или Каунасско-Полоцкая [Мастюлин и др., 1991]. Полученные позднее данные свидетельствуют о существовании достаточно широкой Полоцко-Курземской структуры растяжения, которая образовалась одновременно со всей системой рифейских рифтовых структур Восточно-Европейской платформы [Гарецкий и др., 2002; 2004; Разломы..., 2007]. Ограничениями пояса разломов служат краевые разломы – Лиепайско-Локновский на севере и Неманско-Полоцкий на юге.

В западном направлении Полоцко-Курземский пояс при ширине 120–180 км протягивается почти на 600 км до Готландского тектонического пояса (см. рис. 1.1) Последний ориентирован с северо-запада на юго-восток от восточного побережья Южной Швеции через северную часть острова Эланд и полностью включает о. Готланд. Готландский пояс интерпретируется как протерозойский рифт или реликт древней континентальной окраины [Островский, 1995; Ostrovsky, 1994, 1998]. Воз-

можно, в районе побережья Балтийского моря поле меняет направление на северо-западное и прослеживается дальше в виде Готландского пояса. Если это так, то оба пояса представляют собой единый тектонический элемент кратона протяженностью свыше 1100 км [Гарецкий, Каратаев, 2011; Разломы..., 2007].

Хотя соотношение Готландского и Полоцко-Курземского поясов не совсем ясно, Р.Г. Гарецкий и Г.И. Каратаев на основании геофизических материалов предполагают резкий коленообразный изгиб в месте их соединения [Гарецкий, Каратаев, 2011]. Пользуясь предложенным Д.И. Мушкетовым термином для обозначения изгиба простирающихся слоев в плане (горизонтальной флексуры), эти авторы назвали изгиб Полоцко-Курземского тектонического пояса и его переход в Готландский пояс «Клайпедской тектонической сигмной» (см. рис. 1.1). К последней приурочена Западно-Литовская (Клайпедская) тепловая аномалия.

Предполагается, что западная оконечность Полоцко-Курземского пояса разломов возникла уже в позднем протерозое. В течение фанерозоя она неоднократно активизировалась и продолжает существовать в неотектоническую стадию развития [Гарецкий, Каратаев, 2011].

Дополнительные тектоно-седиментационные системы региона представлены Оршанской впадиной и структурами т.н. Подмосковного авлакогена. К последнему относят полуграбены Гжатский и Подмосковский (глубины 3–6 км), а также компенсационные прогибы в обрамлении комплекса метаморфического ядра (Бельская триада структур), приуроченные к границе Среднерусско-Беломорского и Московского поясов земной коры (см. раздел 3.1).

В этой главе будут детально рассмотрены Бельская триада структур и Оршанская впадина.

4.2. Бельская триада структур

4.2.1. Положение и строение разреза

Триада положительных и отрицательных структур тяготеет к области распространения интенсивных магнитных аномалий на границе Среднерусско-Беломорского и Московского поясов. Её образуют центральный Бельский выступ кристаллического фундамента и два обрамляющих поднятие прогиба – Пречистенский на юго-западе и Бельский на северо-востоке (рис. 4.2). Более крупный Пречистен-

ский прогиб достигает в ширину 20–25 км, а фундамент в нём наиболее погружен и залегает на глубине около 2 км.

На временных разрезах МОГТ видно, что осадочные породы протерозоя, верхнего венда и девона, обрамляющие и перекрывающие Бельское поднятие, отчётливо субгоризонтально стратифицированы (рис. 4.3). В породах фундамента наблюдается сложная интерференционная картина. Ни одно отражение в породах кристаллического фундамента не прослеживается за пределы поднятия. Ниже отражения поверхности фундамента методом ОГТ выявляются динамически выраженные оси синфазности, а методом ВСП регистрируется наличие слабых восходящих волн. Причиной такой волновой картины может быть тектоническая расслоенность кристаллических пород и/или их внутренняя петрологическая неоднородность [Чамов, Горбачев, 2004].

Строение скважины в своде Бельского выступа подтвердило представление о сильной расслоенности консолидированной коры. Разломы и зоны дробления разных генераций и ориентировки установлены практически во всех интервалах бурения. В разрезе по разломам нередко сочетаются различные петрографические разности пород. Данные каротажа свидетельствуют о существовании многочисленного семейства различно ориентированных срывов, создающих сложную внутреннюю структурную неоднородность метаморфического комплекса (см. рис. 4.3).

Основной объём вскрытых бурением метаморфических пород составляют кварц-плагиоклаз-роговообманковые амфиболиты, сформированные в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Отсутствие в роговой обманке зональности, каевок минерализации, реликтов пироксенов (или других минералов) в ядерной части кристаллов позволяет предположить, что исходной породой служили магматические породы основного состава, вероятно, семейства габбро. Последующее преобразование этих пород происходило под влиянием мигматизации и метасоматоза, протекавших в разное время и в разных интервалах температур и давлений.

По степени влияния наложенных процессов на сохранность исходной метаморфической породы – амфиболита – можно выделить «мигматитовые» и «амфиболитовые» пачки. Породы этих пачек достаточно легко различаются по структурно-петрографическим и

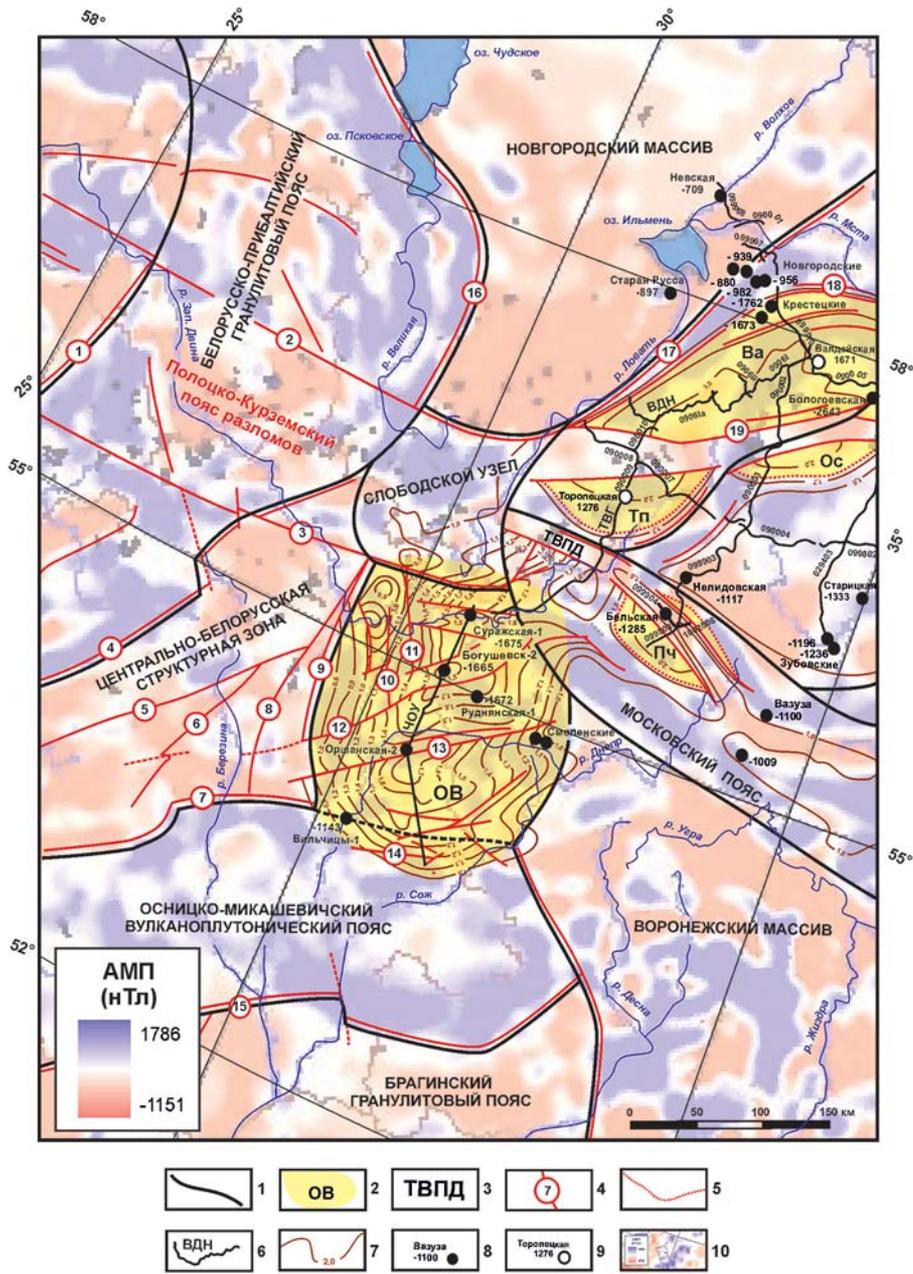


Рис. 4.2. Структурно-тектоническая схема Западного региона провинции.

1 – границы структурно-вещественных комплексов фундамента и/или характерных областей аномального магнитного поля (АМП); 2 – доплитные тектоно-седиментационные системы: ОВ – Оршанская впадина, грабены: Ва – Валдайский, Тп – Торопецкий, Ос – Осташковский, Пч – Пречистенский; 3 – Торопецко-Велижская полоса деформаций, 4 – разломы установленные и предполагаемые, в том числе (по [Разломы..., 2007]): 1 – Белостоцкий, 2 – Лиепайско-Локновский, 3 – Неманско-Полоцкий, 4 – Кореличский, 5 – Минский, 6 – Борисовский, 7 – Стоходско-Могилевский, 8 – Чашинский, 9 – Бешенковичский, 10 – Богушевский, 11 – Витебский, 12 – Кохановский, 13 – Смоленский, 14 – Кричевский, 15 – Пержанско-Суражский, 16 – Псковский, 17 – Ловатский, 18 – Холмско-Боровичский, 19 – Боголюбевский; 5 – линии выклинивания осадочного выполнения полурабенов; 6 – сейсмические профили МОГТ, в т.ч., отработанные в рамках изучения трансграничных территорий РФ и РБ: ЧОУ – Чериков-Орша-Усвяты [Разломы..., 2007], ВДН – Валдай-Демянск-Наход, ТВГ – Торопец-Велиж-госграница (Ведренцев и др., 2007; Алешина и др., 2008); 7 – изогипсы кровли фундамента, км (по [Гипсометрическая..., 2001; Разломы, 2007] с изменениями); 8, 9 – скважины (по [Гипсометрическая..., 2001; Разломы, 2007]): 8 – достигшие кристаллического фундамента и абсолютная отметка кровли фундамента, м; 9 – остановленные в осадочных породах рифея и глубина скважины до забоя, м; 10 – фрагмент карты полного вектора АМП, цветовая легенда и диапазон значений, нТл (составитель карты – С.Ю. Соколов, ГИН РАН)

петрофизическим свойствам. Так, в пределах «мигматитовых» интервалов преобладают текстурно неоднородные красновато-серые породы гранитоидной и гнейсовидного облика. Магнитная восприимчивость этих пород составляет в среднем около $1,5 \times 10^{-7}$ единиц СИ, но никогда не превышает 1×10^{-8} единиц. Наиболее интенсивно мигматизированные породы слагают разрез от кровли кристаллических пород до глубины около 1800 м. В «амфиболитовых» пачках преобладают массивные темно-зелёные до чёрных разности, макроскопически сходные с основными и ультраосновными интрузивными породами. Магнитная восприимчивость этих пород очень велика и варьирует в пределах от 2 до 14×10^{-8} единиц СИ [Чамов, Горбачев, 2004]. Наиболее отчётливые «амфиболитовые» пачки появляются с глубины ниже 1800 м и вскрыты в интервалах бурения 1814–1820,1 м, 1912–1915,5 м, 2389,6–2395,7 м и 2498–2502 м. В то же время, и на более высоком уровне, в интервале 1488–1490,3 м, сильно мигматизированные амфиболиты имеют повышенную магнитную восприимчивость, а в низах интервала обретают характерные цвет и массивную текстуру. Достаточно условно, по петрографическим и петрофизическим признакам вскрытых бурением пород, можно разделить разрез на две части – верхнюю и нижнюю.

Верхняя часть вскрытого бурением разреза (1285–1800 м) сложена текстурно неоднородными, часто неравномерно-полосчатыми мигматизированными амфиболитами. В массиве горных пород полосчатость ориентирована вертикально или под углами до $60\text{--}65^\circ$ к горизонту. Примечательно, что независимо от наличия и состава минерализации в многочисленных тектонических нарушениях они всегда оказываются резко дискордантными по отношению к крутопадающим мигматитовой полосчатости и зонам развития бластомилонитов.

Следы пластического течения и хрупко-пластических деформаций пород, сопровождавших инъецирование кислого мигматизирующего расплава, прослеживаются по всему разрезу, но наиболее ярко проявлены именно в верхней части (рис. 10 приложения). Здесь они выражены в раздувах и виргациях полосчатости, в появлении брекчированных и веерообразных зон растяжения в амфиболитах, выполненных гранитоидным материалом. Присутствие в разрезе инъекционно-магматических разновидностей мигматитов, состоящих из обломков и глыб бо-

лее древних и более основных амфиболитов, захваченных и обтекаемых высокопластичным материалом гранитоидного состава, свидетельствует о простом механическом смешивании гранитоидной магмы и твёрдых горных пород при дроблении и растяжении последних. Цвет породы варьирует от темно- или серо-зелёного (в случае преобладания реликтов амфиболита) до светло-розового (при доминировании кварца и полевого шпата), что придаёт породе внешнее сходство с калиевыми гранитоидами.

Мигматизация привела к разделению исходной породы на лейко- и меланосому, которые имеют между собой диффузные границы. В лейкосоме присутствуют кварц, плагиоклаз и полевой шпат. Микроклина очень мало. Меланосома сложена роговой обманкой, биотитом, сфеном и эпидотом. В меланосоме широко развиты пойкилобластовые структуры прорастания кварца в кристаллах роговой обманки и плагиоклаза. На участках интенсивной мигматизации меланосома полностью редуцирована; кварц и полевые шпаты составляют основной объём породы.

Мигматизация носила аллохимический характер и привела к частичному или полному разложению роговой обманки и плагиоклаза, образованию кварца, полевого шпата, биотита, эпидота и сфена. По образованным при растворении роговой обманки эпидоту и сфену можно оценить сопутствовавшие мигматизации температуру ($650\text{--}730^\circ\text{C}$) и давление (не менее 5 кбар).

В нижней части разреза (глубина 1800–2502 м) доминируют преимущественно массивные средне-крупнокристаллические тёмно-зелёные до чёрных амфиболиты (см. рис. 10 приложения). В массивных разностях кристаллы соразмерны, и директивные текстуры зачастую плохо выражены в породе. Тем не менее, даже в массивных разностях обнаружены все признаки мигматизации, прежде всего появление пойкилобластовых структур прорастания кварца в кристаллах роговой обманки и плагиоклаза. Очень характерны полосчатые небольшой толщины (первые десятки см) зоны с хорошо разделёнными лейко- и меланосомами или индивидуальные полосы проникновения лейкогранитового материала в массу тёмно-зелёных до чёрных амфиболитов. Как и в верхней части разреза, углы падения полосчатости крутые.

Осветление пород связано с частичным замещением роговой обманки кварцем и полевыми

ми шпатами. Кроме того, влияние мигматизирующих растворов на кристаллы меланосомы выражены в появлении вытянутых, «изъеденных», потерявших начальную окраску кристаллов амфибола и в образовании крупных и многочисленных агрегатов сфена, которые обычно слагают оторочку рудного минерала (титаномагнетита). В нижней части разреза микроклин отсутствует, но появляется скаполит.

Продукты метасоматического преобразования пород представлены в разрезе неравномерно, хотя присутствуют как в верхней, так и в нижней его частях. Наибольшая интенсивность переработки комплекса метаморфических пород с изменением их химического и минерального состава, а также уничтожением первичных текстур и структур отмечена вдоль зон тектонических смещений и брекчирования. Дискордантное по отношению к мигматитовой полосчатости положение большей части минерализованных трещин, микросбросов и зон брекчирования свидетельствует об их более позднем по сравнению с мигматизацией времени образования, т.е. метасоматическое преобразование пород продолжалось после завершения процессов мигматизации. В то же время, начало проявления метасоматоза, по всей видимости, не было значительно оторвано по времени от мигматизации амфиболитов. Возможно, что на определённом этапе формирования комплекса пород Бельского поднятия эти процессы сосуществовали. Так, в некоторых интервалах бурения на одних и тех же участках можно наблюдать и признаки проникновения гранитного расплава в трещины, и пластическое перемещение всей массы мигматизированных горных пород, и одновременное метасоматическое развитие полевых шпатов, кварца, сфена и эпидота.

По трещинам и зонам брекчирования развиты преимущественно хлорит (пеннин) кальцит-эпидотовый агрегат, интенсивно прокрашенный оксидами железа (см. табл. 24 приложения). В целом, минеральный парагенезис метасоматических преобразований амфиболитов, в частности, появление пеннина, характерного для низких (вплоть до зеленосланцевой) степеней метаморфизма, свидетельствует о его формировании в условиях регрессивной (по отношению к предыдущим) фации метаморфизма.

Наибольшее метасоматическое изменение пород установлено в интервалах бурения

1398–1401 м и 2150–2154 м. В этих интервалах породы имеют пятнистую окраску, в неупорядоченной текстуре трудно, а иногда и невозможно проследить мигматитовую полосчатость. Кальцит-пеннин-эпидотовый агрегат широко развит не только по трещинам и зонам брекчирования, но и в массе породы, которую можно определить как эпидотизированный метасоматит.

В этих же интервалах в породах развиты каверны выщелачивания, причем в верхней зоне разуплотнения они открытые, а в нижней – инкрустированы кристаллами кварца (см. табл. 24 приложения). Такое различие в выполнении каверн может быть связано с разным минеральным составом флюидов, с разной глубиной их формирования и с разным временем существования. Кроме того, по всему разрезу развиты тонкие прожилки, выполненные кварцем и кальцитом. По структурным признакам эта ассоциация вторичных минералов является наиболее поздней. В зонах интенсивного катаклаза проявлено метасоматическое преобразование пород с образованием кварц-гематит-хлоритового агрегата.

Следует отметить отчётливую поверхность раздела на глубине 1912 м. Здесь в интервалах бурения 1908,5–1912 и 1912–1915,5 вскрыты бластомилониты с характерной сепарацией первичного материала по степени компетентности слагающих компонентов на рассланцованный матрикс и заключенные в нём реликтовые и/или новообразованные порфиробласты. Здесь же установлена гофрированная складчатость с горизонтальной и вертикальной составляющими. На этом же уровне изменение петрофизических свойств пород выражено особенно ярко. Так, в вышележащих бластомилонитах магнитная восприимчивость в среднем составляет менее 5×10^{-7} единиц СИ, тогда как в нижележащих амфиболитах она варьирует от 1,7 до 14×10^{-8} единиц [Чамов, Горбачев, 2004]. Можно предположить, что эта граница маркирует древнюю область внутрикорового течения. Ещё одна зона бластомилонитизации установлена в интервале бурения и 2389,6–2395,7 м.

Анализ минеральных парагенезисов, структурных и текстурных элементов показывает, что слагающие выступ фундамента кристаллические породы формировались под влиянием разных процессов. Они претерпели региональный метаморфизм амфиболитовой фации, анатектическое плавление (мигматизацию),

дислокационный метаморфизм (катаклаз, милонитизацию и перекристаллизацию под давлением) в условиях эпидот-амфиболитовой фации и низкотемпературные гидротермальные преобразования. Отчётливая регрессивная направленность в смене фаций метаморфизма (амфиболитовая → эпидот-амфиболитовая → зеленосланцевая), а также многочисленные дискордантные взаимоотношения директивных текстур и структурных элементов пород свидетельствуют о разновозрастности событий данного ряда и о последовательном уменьшении глубин протекания геологических процессов.

Приведённые данные свидетельствуют о том, что на всех стадиях формирования и преобразования комплекса метаморфических пород происходило тектоническое расслоение разреза. Обобщая эти данные, можно выделить три важнейших этапа тектонических деформаций [Чамов, Горбачев, 2004]. Наиболее древние смещения, происходившие под влиянием высоких температур и давлений с растяжением и хрупко-пластическим течением пород в присутствии расплава, привели к появлению веерообразных зон растяжения в амфиболитах, выполненных гранитоидным материалом, и зон бластомилонитизации. Эти образования обнаруживают крутые элементы залегания, что, видимо, отражает субвертикальное в прошлом восходящее движение мигматизирующих расплавов.

Многочисленные более поздние нарушения и зоны дробления, сопутствовавшие проникновению химически агрессивных флюидов, несут следы метасоматической переработки пород. Дискордантное и более пологое по отношению к мигматитовым структурам положение этих нарушений в сочетании со средне-низкотермальным минеральным парагенезисом продуктов метасоматоза свидетельствует о преобладании на этом этапе субгоризонтальных смещений, происходивших в менее глубоких условиях.

К наиболее молодым следует отнести нарушения без минерализации, с открытыми пустотами выщелачивания и зеркалами скольжения. Примечательно, что несмотря на очевидные различия в генерациях, все зоны нарушений имеют унаследованный характер: наблюдаемые структурно-вещественные парагенезисы свидетельствуют о том, что однажды возникшие нарушения постоянно подновлялись при

возникновении тектонических напряжений в консолидированной коре.

В современной структуре организация крупных элементов разреза позволяет рассматривать их в качестве тектонических пластин, испытавших перемещение по относительно пологим поверхностям срывов. Такое представление соответствует специфической волновой картине, полученной при сейсмических исследованиях. Судя по составу пород, слагающие разрез пластины являются элементами некогда единого метаморфического комплекса, хотя, вероятно, и представляющие его центральные и периферические части.

Оценить амплитуды относительных смещений пластин не представляется возможным. Однако заметные различия в петрографических и петрофизических свойствах пород, сопряжённых в современной структуре массива, позволяют предположить существенные расстояния перемещений. Разная интенсивность мигматизации в верхней и нижней частях разреза может быть связана с их различным положением в прошлом относительно очага кислого расплава. Так, меньшая степень мигматизации пород нижней части разреза, полное отсутствие в них микроклина и появление скаполита, видимо, связано с меньшей глубиной их образования. Можно предположить, что структурно более высокое положение интенсивно мигматизированной верхней части разреза является следствием надвигания более глубоких (центральных) частей метаморфического комплекса на его периферию. Отжимание кверху наиболее мигматизированных и, соответственно, пластичных пород могло стать причиной возникновения крупной отрицательной магнитной аномалии в обрамлении Бельского поднятия.

4.2.2. Механизм формирования Бельской триады структур

Изложенные выше данные свидетельствуют о существовании антиклинального поднятия, сложенного пакетом тектонически обособленных пластин глубинно-метаморфических пород, формирование и многоэтапное преобразование которых происходило на фоне прогрессивного воздымания. Формирование этого поднятия можно связать с механизмом простого сдвига (simple shear), который определяет субгоризонтальное тектоническое расслаивание

реологически различных частей земной коры [Wernicke 1981, 1985; Wernicke et al., 1988]. В геодинамических терминах простой сдвиг можно рассматривать как движение верхней тектонической пластины относительно нижней по изначально пологой (субгоризонтальной) поверхности внутрикорового срыва (как правило, на границе верхней и средней коры, т.е. на глубинах около 10–15 км). Граница раздела этих крупных элементов коры изначально представляет собой субгоризонтальную поверхность. В ходе смещения хрупкая верхняя пластина пронизывается сетью горизонтальных и вертикальных разломов и полностью или частично разрушается, что приводит к появлению эрозионно-тектонического «окна» и нарушению изостатического и объемного равновесия. Восстановление нарушенного равновесия достигается за счёт перераспределения масс, в частности, за счёт заполнения возникающего зияния породными комплексами более глубоких уровней коры. По мере подъёма глубинных пород изначально горизонтальная поверхность раздела тектонических пластин изгибается кверху, что и вызывает появление антиклинального поднятия.

Структуры такого типа получили название комплексы метаморфического ядра (metamorphic core complexes – MCC). Первые MCC были установлены на территории североамериканского хинтерленда, где они формируют синусоидальный по форме пояс поднятых метаморфических пород, который протягивается от южной Канады до северо-западной Мексики. Для этих т.н. «кордильерских» MCC было разработано наибольшее количество моделей. В России первое крупное обобщение по этой теме было выполнено Е.В. Складоровым с коллегами [Складоров и др., 1997].

К настоящему времени многими авторами принято считать, что комплексы метаморфических ядер зарождаются в коре, утолщенной за счёт коллизионных или аккреционных процессов. По прошествии геологического времени, достаточного для термальной релаксации утолщенной коры, возникает двухслойная система, состоящая из хрупкой верхней и пластичной нижней коры, которая может быть частично расплавлена [Coney, Harms, 1984; Bartley, Glazner, 1985; Sonder et al., 1987; Sokoutis et al., 1993]. Поскольку утолщённая континентальная кора гравитационно нестабильна и может находиться в таком состоянии только за счет при-

ложения внешних сил [England, 1982; Molnar, Chen, 1983] прекращение действия последних приводит к её растеканию под собственным весом, что приводит к крупномасштабному растяжению с образованием рифтогенных структур [Buck, 1991].

Предложенная модель для ряда условий подтверждена аналоговыми экспериментами [Brun et al., 1994]. Однако вопрос о непеременимости изначального утолщения коры остаётся довольно спорным [Иванов, Иванов, 1996]. С физической точки зрения важно образование эрозионно-тектонического «окна» в верхних горизонтах коры. Чем бы ни было вызвано появление такого «окна» (гравитационным растеканием или региональным сдвигом в хрупкой коре) оно приведёт к нарушению изостатического и объемного равновесия. Восстановление нарушенного равновесия достигается за счёт перераспределения масс, в частности, за счёт заполнения возникающего зияния породными комплексами более глубоких уровней коры.

Во многом пересмотреть представления о механизме формирования MCC вынудило обнаружение комплексов метаморфического ядра на океанической коре (oceanic core complexes – OCC) [Cann et al., 1997; Blackman et al., 1998; Fujioka et al., 2000; Dick et al., 2000].

В региональном плане OCC приурочены к узлам пересечения трансформных зон и рифтовых долин COX. Структурно и морфологически OCC представляют собой куполообразные выступы на океаническом дне пород третьего слоя океанической коры (нижнекоровых габбро и верхнемантийных перидотитов). Пространственно они приурочены к тектоническим «окнам», где части верхней коры (представленные типичными базальтами морского дна) были сорваны в результате растяжения. OCC представляются аналогами тех континентальных MCC, при образовании которых сдвиговые смещения достигли порядка десятков километров [Davis, Lister, 1988; John, Foster, 1993].

Понятно, что связывать формирование здесь куполов с постколлизионным растеканием гравитационно-нестабильной океанической коры опрометчиво. Соответственно, куполообразная морфология антиформ и подъём нижнекорового вещества связаны здесь либо с флексурным изгибом литосферы, либо с изостатическим выравниванием части снятой нагрузки в тектоническом «окне» [Buck, 1991].

Для объяснения формирования Бельской триады сдвиговый сценарий представляется наиболее вероятным. В общем случае по мере эволюции сдвига некогда единый массив раслаивается на отдельные тектонические пластины подобно сдвигаемой по поверхности стола колоде карт. Относительные смещения пластин на глубоких уровнях коры в условиях высоких температур и давлений приводят к хрупко-пластическим деформациям и выражаются в появлении зон бластомилонитизации. Постепенное уменьшение температуры и давления в воздымающемся комплексе приводит к снижению пластичности пород и развитию в них хрупких деформаций. Следствием этого является появление разрывов и зон брекчирования, резко дискордантных по отношению к ранее сформированным текстурам. Зоны срывов являются и каналами проникновения флюидов, состав, температура и степень химической агрессивности которых закономерно меняются по мере приближения к поверхности.

Следы рассмотренного выше механизма в полном объёме представлены в метаморфических породах, вскрытых Бельской скважиной: структурная нарушенность массива, дискордантность хрупких нарушений по отношению к структурам более древних пластических деформаций, выраженное в составе продуктов метасоматоза, прогрессивное падение температуры и давления по мере роста антиклинального поднятия. Уже на стадии хрупко-пластических деформаций движение комплекса метаморфических пород имело две составляющие – вертикальную, связанную с реакцией на зияние в коре, и горизонтальную, обусловленную движениями блоков обрамления. Эти два вида движения отражены, например, в двухплоскостной ориентировке гофрированной складчатости, установленной на глубине 1912 м в амфиболитах нижней части разреза.

Результаты сейсмических исследований хорошо согласуются с представлением о ведущей роли механизма простого сдвига в формировании изучаемого массива. При простом сдвиге компенсация деформаций по мере роста антиклинального поднятия достигается за счёт прогибания части прилегающей к нему консолидированной коры. Структурным выражением этого является триада генетически сопряжённых элементов – центрального поднятия и обрамляющих его прогибов. Это явление широко

распространено и изучено на современных и древних примерах [Fillmore et al., 1994].

Характер волновой картины на профилях МОГТ и скорости прохождения волн свидетельствуют о том, что обрамляющие Бельское поднятие с юго-запада и северо-востока прогибы выполнены стратифицированными породами осадочного происхождения. Поскольку формирование элементов структурной триады происходит одновременно, возраст этих пород соответствует времени вывода глубинных метаморфических пород поднятия на палеоповерхность. При образовании структурной триады центральное поднятие является главным источником обломочного материала. Можно предположить, что отложения, выполняющие осадочные бассейны обрамления Бельского поднятия, представлены полимиктовой ассоциацией – продуктами разрушения мигматизированных амфиболитов и их метасоматически изменённых разновидностей.

Несмотря на общее сходство структур Бельского поднятия и Среднерусского авлакогена, заметно различие в составе приуроченных к ним мигматитов. По характеру мигматизации вскрытые Бельской скважиной породы представляются менее «зрелыми» по сравнению с микроклиновыми мигматитами в основании Среднерусского авлакогена.

Считается, что развитием мигматитов завершается эволюция метаморфических комплексов в послеинверсионный период их воздымания [Менерт, 1971; Петрография, 1986]. Образование плагиомигматитов сопровождается привнесением кремния и щелочных металлов и относится к наиболее ранним стадиям мигматизации, за которыми следуют стадии образования ортоклазовых или микроклиновых мигматитов с привнесением калия. Направленность процесса мигматизации выражается в последовательном формировании преимущественно натриевых щёлочноземельных мигматит-гранитов, существенно калиевых чарнокитовых мигматит-гранитов и смешанных натриево-калиевых и глинозёмистых эндербитов. Микроклиновые мигматиты центрального поднятия Среднерусского авлакогена ближе к конечным продуктам этого ряда – эндербитам, тогда как породы Бельского поднятия тяготеют к натровым разновидностям – плагиомигматитам.

Наиболее интенсивно и полно мигматизация протекает в глубинных условиях. На средних и малых глубинах, т.е. в экзоконтактах или

на периферии очагов мигматизации, процессы магматического и аллохимического замещения вмещающих пород менее интенсивны, что выражается в сохранении следов исходного субстрата или даже его ненарушенных участков, что и наблюдается в керне Бельской скважины. В то же время эпидот-амфиболитовая фация метаморфизма, в условиях которой происходила мигматизация, не позволяет говорить о малой глубинности процесса. Более вероятным представляется периферическое положение изучаемого массива в целом по отношению к главной области мигматизации.

Обобщая сказанное, можно сделать следующие основные выводы.

1. В строении разреза Бельского поднятия участвуют в различной степени мигматизированные и метасоматически изменённые амфиболиты. Породы последовательно претерпели региональный метаморфизм амфиболитовой фации, анатектическое плавление (мигматизацию), дислокационный метаморфизм (катаклиз, милонитизацию и перекристаллизацию под давлением) в условиях эпидот-амфиболитовой фации и низкотемпературные преобразования под влиянием агрессивных флюидов.

2. Тектоническое расслоение комплекса метаморфических пород происходило в течение всего времени формирования комплекса пород на фоне прогрессивного уменьшения давления и температуры.

3. В современной структуре разрез сложен пакетом тектонических пластин, представляющих разные части некогда единого комплекса глубинных метаморфических пород.

4. Наиболее мигматизированная и более глубинная часть этого комплекса надвинута на менее изменённые амфиболиты периферии.

5. Вероятно, что воздымание значительного объёма пород средней-нижней коры обусловило появление крупной отрицательной магнитной аномалии.

6. В региональном плане строение Бельского поднятия и обрамляющих его прогибов соответствует строению Среднерусского авлакогена, для которого установлена значительная роль сдвиговых дислокаций.

7. Можно предположить, что меньшая интенсивность и более натровый характер мигматизации пород Бельского поднятия по сравнению с микроклиновыми мигматитами в основании Среднерусского авлакогена обусловлены периферическим положением структур Под-

московного авлакогена по отношению к главной области мигматизации, которой, наиболее вероятно, являлась осевая часть Среднерусско-Беломорского пояса.

4.3. Оршанская впадина

4.3.1. Структура и границы по поверхности фундамента

По поверхности фундамента Оршанская впадина представляет собой крупную отрицательную структуру меридионального простирания размерами 150 км × 250 км с перепадом абсолютных отметок от 0,9–1,0 км до 1,7–1,9 км [Айзберг и др., 1985, 2003, 2004; Кудрявец и др., 2003; Разломы..., 2007].

В плане большую часть цоколя Оршанской впадины слагают породы, относимые к Витебскому гранулитовому массиву (см. рис. 4.1). Отложения южной части Оршанской впадины частично налегают на породы Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса, в частности на Бобрусский массив, для которого характерно повышенное мозаичное магнитное поле, обрамленное линейными максимумами (см. рис. 4.1б). В пределах массива кварцевые диориты (1930 млн л) и диориты (1940 млн л) прорывают вмещающие биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы [Гафаров, 1976а].

В основании Оршанской впадины выделяются Витебская и Могилёвская мульды, разделённые Центральнооршанским горстом. Последний представляет собой субширотный узкий и протяжённый выступ фундамента к северу от Смоленского разлома (см. рис. 4.3). Амплитуды смещений по ограничивающим его разломам составляют 560 м для южного Смоленского и 200 м для северного Оршанского. Мульды осложнены сбросами и выступами фундамента разных амплитуд. Наиболее крупные из горстов – Богушевский и Суражский принадлежат Витебской мульде. Они вскрыты скважинами Лиозно-2 и Суражская-1.

Северным ограничением Витебской мульды Оршанской впадины служит крупный Полоцкий разлом, с которым Р.Г. Гарецкий с соавторами сопоставляют градиентную зону в 15–20 км севернее последнего пикета профиля Чериков-Орша-Усвяты. Здесь, на широте г. Усвяты, картируется погребённый выступ фундамента с абсолютными отметками около

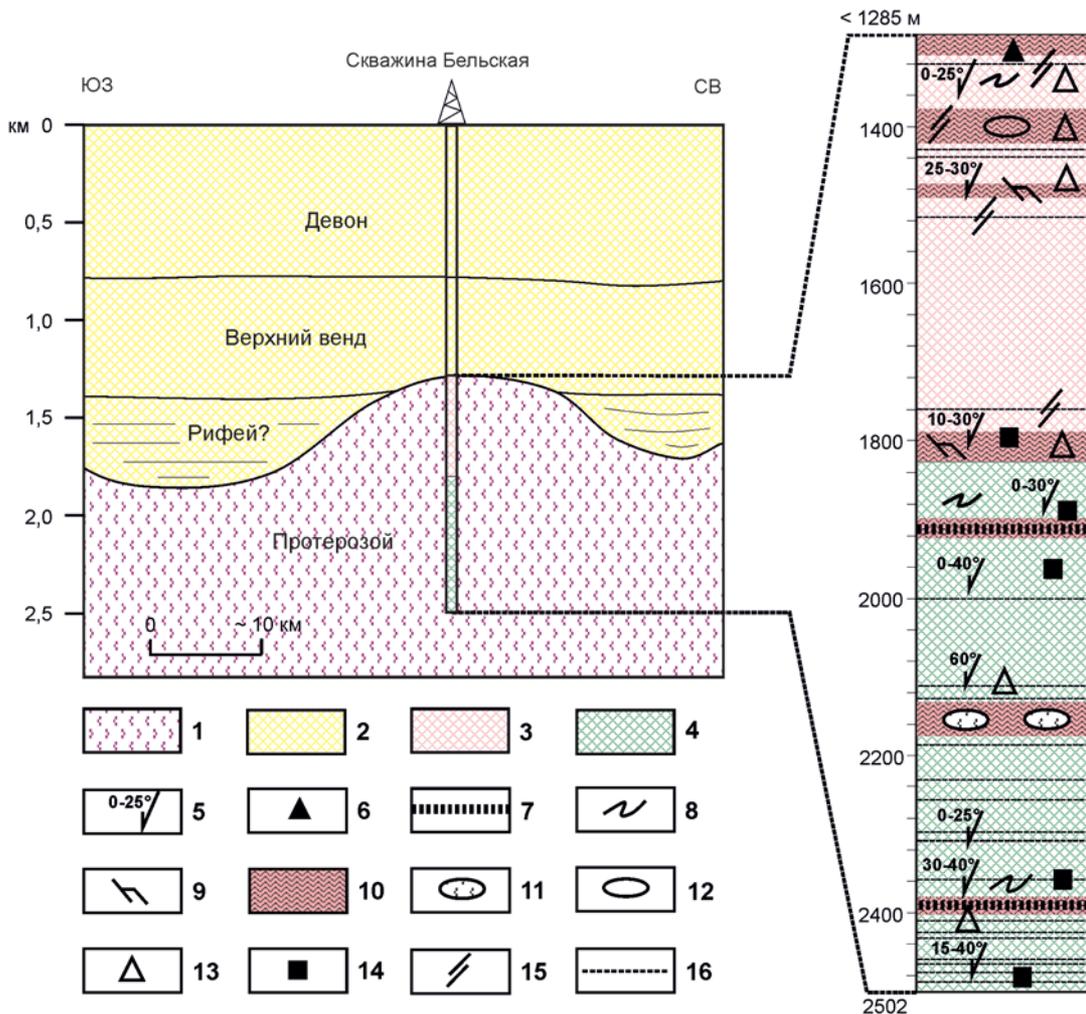


Рис. 4.3. Сейсмогеологический разрез района Бельского выступа и строение вскрытой бурением части фундамента. Положение скважины см. рис. 4.2.

1 – кристаллический фундамент, 2 – осадочный чехол, 3, 4 – части разреза: 3 – верхняя, 4 – нижняя; 5 – угол наклона мигматитовой полосчатости; 6 – брекчии и угловатые обломки амфиболитов в мигматитовом матриксе; 7 – бластомилониты; 8 – текстуры пластического течения; 9 – микросбросы мигматитовой полосчатости; 10 – метасоматически преобразованные породы; 11, 12 – каверны выщелачивания: 11 – выполненные кварцем, 12 – открытые; 13 – брекчии в матриксе из продуктов метасоматоза; 14 – сульфиды; 15 – зеркала скольжения; 16 – зоны трещиноватости

1 км и высоким (60–70 м/км) градиентом наклона поверхности [Гарецкий и др., 2007]. Согласно материалам, полученным по методу обменных волн от далеких землетрясений (МОВЗ) на профиле Браслав – Плещеницы Полоцкий, разлом имеет по поверхности Мохо амплитуду 3 км и разделяет участки земной коры разного глубинного строения [Разломы..., 2007].

Отложения Оршанской депрессии перекрывают Полоцкий разлом и распространяются в северном направлении.

4.3.2. Стратиграфия и состав позднекатаплатформенного чехла Оршанской впадины

В составе позднекатаплатформенного² (R_3-V_1) осадочного чехла Оршанской впадины выделяют нижнюю шеровичскую и верхнюю белорусские серии (рис. 11 приложения). Верхним стратиграфическим элементом доплитного разреза считаются покровно-ледниковые отложения вильчанской серии нижнего венда [Геоло-

² Типизация чехлов, по [Гарецкий, Нагорный, 2011]

гия Беларуси, 2001]. Выше залегают отложения плитного этапа развития ВЕП.

Шеровичская серия была выделена в разрезе Руднянской параметрической скважины как подразделение предположительно нижнего рифея [Махнач и др., 1974, 1975; Геология Беларуси, 2001]. Позже шеровичской серия была отнесена к среднему рифею [Веретенников и др., 2005].

Отложения шеровичской серии вскрыты только Руднянской буровой скважиной. Возможно, они связаны с реликтовой структурой, сформированной до заложения Оршанской впадины [Нагорный, 1990].

В стратотипическом разрезе шеровичская серия мощностью 355 м (1607–1862 м) залегает на выветрелых гранито-гнейсах фундамента и перекрывается с перерывом в осадконакоплении псаммитами белорусской серии [Геология Беларуси, 2001]. В ее составе выделены две свиты: нижняя гатынская (96 м) и верхняя рутавечская (159 м).

Гатынская свита сложена красноцветными разнозернистыми аркозовыми песчаниками, в нижней части с прослоями гравелитов, в верхней – мелкозернистых песчаников и слюдяных алевролитов. В нижней части (около 30 м) преобладают дресвяные гравелиты, иногда с галькой, а в подошве (базальный горизонт) с прослоями конгломератов.

Рутавечская свита сложена кремово-, оранжево-розовыми и лиловыми мелко- и среднезернистыми песчаниками. В нижней части песчаники более грубые, средне- и слабосцементированные, в верхней части крепкие, кварцитовидные, с регенерационным кварцевым, участками апатитовым и фосфато-кремнистым цементом.

Белорусская серия на территории Оршанской впадины представлена руднянской (изначально пинской), оршанской и лапичской³ свитами.

Руднянская свита мощностью до 302 м залегает на кристаллическом фундаменте и лишь в скв. Рудня 1 на шеровичской серии нижнего рифея, перекрывается оршанской свитой или более молодыми отложениями рифея (лапичская свита) или венда. В пределах свиты устанавливаются три пачки, в строении которых преобладают мелкозернистые песчаники

и крупнозернистые алевролиты с прослоями средне- и мелкозернистых песчаников, глин и глинистых алевролитов (см. рис. 11 приложения). Песчаники и алевролиты олигомиктовые и мезомиктовые, изредка кварцевые, обычно слабо- и среднесцементированные, с глинистым, в отдельных разрезах и прослоях доломитовым цементом. Окраска пород красноцветная (пятна, полосы, прослой), в верхней части сероцветная. Для большинства разрезов характерно ритмичное строение, внутрiformационные размывы, прослой и включения глинистых катунов [Геология Беларуси, 2001].

Оршанская свита приурочена к одноимённой впадине и Клинцовскому прогибу, хотя её границы частично проходят на склонах Белорусской и Воронежской антеклиз, Жлобинской и Латвийской седловин [Геология Беларуси, 2001].

Слагают свиту литологически однообразные, почти исключительно красноцветные хорошо окатанные и отсортированные кварцевые песчаники (см. рис. 11 и 12 приложения). Степень эпигенетической цементации песчаников неравномерная; крепкие, иногда сливные (кварцитовидные) песчаники с обильным регенерационным кварцевым цементом приурочены к верхней части свиты. Глинистые и алевритоглинистые породы практически отсутствуют. В составе легкой фракции доминирует кварц, содержание тяжелой фракции низкое. В разрезе чередуются пачки песчаников с линейной крутопадающей и горизонтальной или слабонаклонной слоистостью, возможно, золотого типа. К основанию свиты песчаники становятся более грубыми; близ подошвы (7–10 м) они нередко переходят в гравийно-галечные конгломераты с базальным грубопесчаным цементом. Гравий и галька представлены жильным кварцем, кварцито-песчаниками, выветрелыми магматическими породами. Типично пляжевая галька (до 5–7 см) хорошо окатана, имеет удлиненно- и плоскоокруглую форму и хорошо сглаженную, нередко отшлифованную поверхность. Три подтолщи свиты установлены в скважинах Орша 2, Рудня 1 и Богушевск 2.

Приведённые выше данные отражают направленный переход от гатынской аркозовой через руднянскую олигомиктовую к чисто кварцевой оршанской ассоциации песчаников (см. рис. 11 приложения). При этом, по фациальному облику, аркозовому составу и коэффициенту гранито-гнейсовости только псефитопсаммитовые отложения гатынской свиты

³ Маломощные (10–25 м) терригенные, терригенно-глинистые, карбонатно-терригенные и карбонатные породы свиты локально распространены на юге Оршанской впадины; в данной работе не рассматриваются.

могут быть сопоставлены с песчаниками красноцветной толщи молоковской серии Среднерусского авлакогена.

Отложения других свит по минерально-петрографическому составу принципиально отличаются от псаммитов как шероховатой, так и молоковской серий, что подтверждается результатами специального изучения кварцевых зерен, проведенного по методике И.М. Симановича [1974]. Полученные по этой методике коэффициенты гранитогнейсовости для гатынских (6) и молоковских (7,5) аркозов вполне сопоставимы [Костылева, Симанович, 2007]. В обоих случаях породы структурно и вещественно незрелые. Материал неокатанный и плохо сортированный. Песчаники аркозовые; среди генетических типов обломочного кварца преобладает обломочный кварц, образованный за счёт разрушения гранито-гнейсовых пород. Состав глинистых минералов поликомпонентный, гидрослюдисто-слюдисто-хлоритовый, часто с примесью различных смешанослойных минералов. Каолинит отмечается только в алевро-песчаных разностях, хорошо окристаллизован и имеет явную постседиментационную природу. Очевидно, что транспортировка осадков не была длительной. Отложения представляют собой первый цикл седиментации.

Напротив, в оршанских кварцевых песчаниках коэффициент гранитогнейсовости оказался втрое меньше (1,8). Кроме того, в песчаниках белорусской серии резко преобладает обломочный кварц, связанный с разрушением пород гидротермального и интрузивного генезиса [Костылева, Симанович, 2007].

Этот вывод хорошо согласуется с результатами бурения – появлением в основании руднянской свиты белорусской серии валунов (до 10–20 см) кварцитов и гравийно-галечных конгломератов с обломками кварцитов, кварцитовидных песчаников и кремнистых пород в нижней подтолще оршанской свиты (см. рис. 12 Приложения).

Радикальное изменение состава пород свидетельствует о том, что, начиная с руднянского времени (то есть к началу заложения Оршанской структурной депрессии), в область размыва был выведен крупный источник кварцевого обломочного материала. Роль этого источника в снабжении кластиков растущей депрессии возрастала со временем вплоть до формирования исключительно кварцевой минералогическо-петрографической ассоциации. Компенсиро-

ванный характер седиментации в сочетании с прекрасной сортировкой и окатанностью кварцевого материала позволяют предположить определяющую роль тектонической эрозии в мобилизации кварцевой кластики.

Присутствие в разрезе Оршанской впадины кварцевых песчаников свидетельствует о том, что в сравнительно короткий интервал геологического времени на рубеже перехода платформенной от авлакогеновой к синеклизной стадии развития возникли специфические условия для накопления ограниченной по площади распространения мощной высоkozрелой кварцевой толщи. Тектоно-седиментационная модель заложения, роста и выполнения Оршанской впадины рассмотрена в главе 6.

4.3.3. Строение Оршанской впадины по данным сейсморазведки МОГТ

В рамках сотрудничества белорусских и российских геологов при изучении трансграничных структур исходные данные по северной части регионального профиля МОГТ Чериков-Орша-Усвяты были скорректированы с учетом глубинной миграции отраженных волн по программе VELINK [Разломы..., 2007]. Это позволило уточнить ряд положений о строении осадочного разреза и верхней части фундамента Оршанской впадины. Ниже приводятся результаты авторской интерпретации этой части разреза. В волновом поле отчетливо выражены два интенсивных трёхфазных пакета отражений (рис. 4.4).

Нижний пакет отражений образован контрастной границей между подошвой руднянской свиты белорусской серии и кровлей кристаллического фундамента. Расчётные глубины профиля хорошо согласуются с данными бурения расположенных здесь скважин Богушевская-2 и Суражская-1 (см. рис. 4.4). Глубина поверхности большей части фундамента варьирует от 1259 до 1750 м. Исключение составляет крайний северный фланг профиля, где в интервале пикетов 126000–133000 под нижним пакетом отражений наблюдается не типичная для метаморфизованных пород фундамента хаотическая волновая картина, а достаточно отчетливая стратификация, присутствующая осадочным толщам. Характер отражений позволяет предположить, что к северу от заверенного бурением Суражского выступа фундамента находится грабен, выполненный

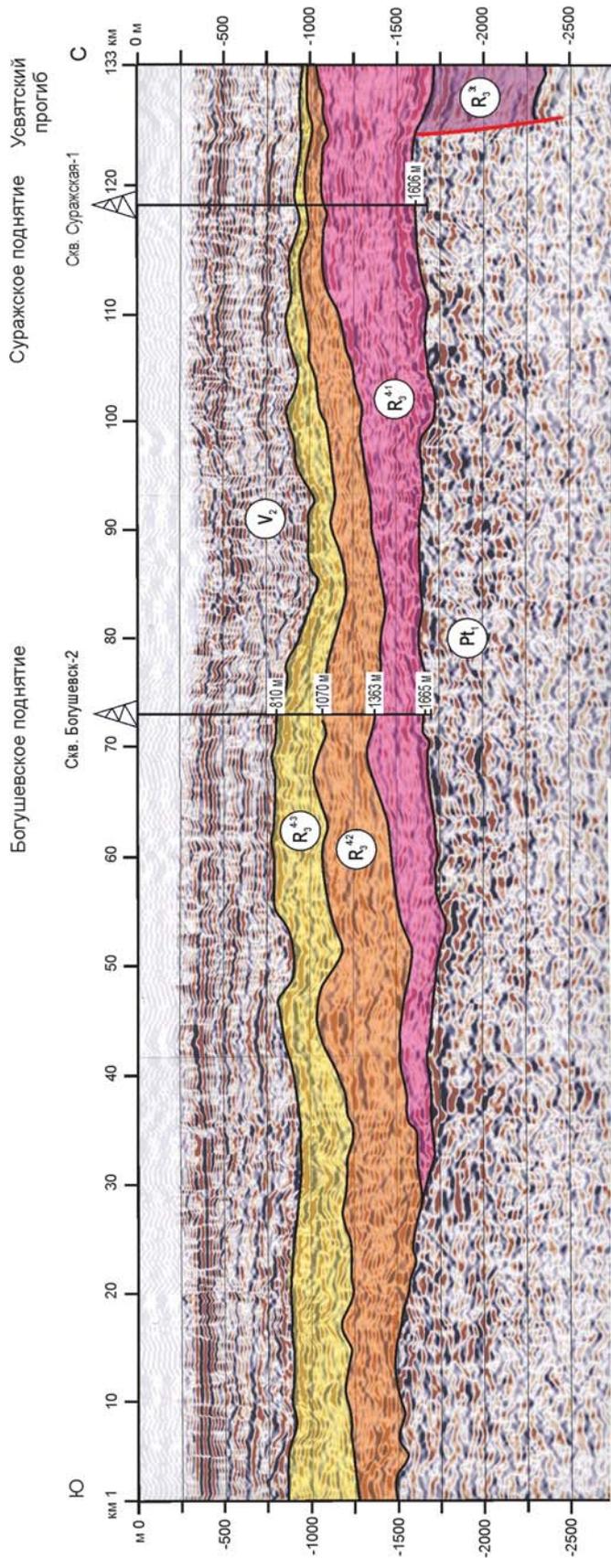


Рис. 4.4. Сейсмогеологический разрез по северной части профиля МОГТ Чериков-Орша-Усвяты. Положение скважин и профиля см. рис. 4.2

стратифицированными осадочными отложениями. Основание этого бассейна отмечается на глубине около 2200 м, т.е. намного ниже поверхности фундамента Оршанской впадины. Северным бортом прогиба может служить погребённый выступ фундамента, ограниченный Полоцким разломом на широте г. Усвяты (см. рис. 4.2). В этом случае ширина прогиба составляет 15–20 км. Учитывая результаты бурения скважины Рудня-1, вскрывшей экзотические для оршанской территории породы шеровичской свиты, можно предположить, что красноцветные грубообломочные аркозовые отложения выполняют и этот выделенный по данным сейсморазведки прогиб (Усвяцкий по названию близлежащего населённого пункта).

Верхний пакет отражений приурочен к резкой петрофизической границе между песчаниками оршанской свиты белорусской серии и туфогенно-глинистыми отложениями ратайчицкой свиты волинской серии нижнего венда. Как и для нижнего пакета отражений, установлено соответствие положения расчётных глубин данным бурения. Поверхность оршанской свиты неровная и расположена на отметках от 750 до 1050 м.

Между интенсивными пакетами сейсмических отражений, т.е. между кристаллическим фундаментом и отложениями нижнего венда, заключены две свиты белорусской серии – руднянская и оршанская, представленные главным образом кварцевыми песчаниками. Свитам соответствует единый довендский сейсмокомплекс R_3^4 .

Сейсмокомплекс R_3^4 имеет чётковидное (в сечении профиля) строение, образованное за счёт схождения или расхождения верхней и нижней граничных поверхностей. Внутри комплекса отражения прослеживаются плохо: они прерывисты и не обнаруживают отчётливой конформности какой-либо из граничных поверхностей. Общее положение отражений скорее обусловлено обилием линзовидных тел и многочисленных выклиниваний. В то же время достаточно отчётливо прослеживаются полого падающие в южном направлении отражения, характерные для клиноформных осадочных тел. С определённой долей условности в составе сейсмокомплекса можно выделить сеймопачки R_3^{4-1} - R_3^{4-3} , взаимоотношения которых в разрезе свидетельствует о проградационном (с севера на юг в сечении профиля) характере седиментации (рис. 4.4). Примечательно, что по-

верхности разделов сеймопачек согласуются с границами литологических комплексов, установленных по данным бурения. Так, поверхность раздела нижней и средней сеймопачек приурочена в скв. Богушевск-2 к глубине 1363 м, то есть к границе руднянской и оршанской свит. Поверхность раздела средней и верхней сеймопачек расположена на глубине 1070 м, где бурением установлено появление литологически специфичной верхней подтолщи оршанской свиты (см. рис. 22 приложения).

Сочетание чётковидной формы сейсмокомплекса R_3^4 при наличии наклонных клиноформных поверхностей сеймопачек позволяет рассматривать его как сечение клиноформы. Наличие в составе сейсмокомплекса проградационно расположенных последовательностей позволяет говорить о постепенном смещении (проградации) прибрежной зоны в южном направлении по мере выполнения осадками плоскостного бассейна седиментации. Клиноформное строение осадочных тел отражает компенсированный характер седиментации, т.е. свидетельствует об интенсивной поставке кластики в область растущего пространства аккомодации. Представление о накоплении осадочных отложений сейсмокомплекса R_3^4 в зоне активного воздействия волн хорошо согласуется с результатами изучения керна буровых скважин, в частности, объясняет наличие типично пляжных галек, хорошую сортировку и окатанность кварцевых песчаников.

4.4. Соотношение Оршанской впадины и Среднерусского авлакогена по данным сейсморазведки МОГТ

В 2006–2008 гг. геологическими службами России и Республики Беларусь были выполнены междисциплинарные исследования по проекту «Изучение строения и минерагенического потенциала трансграничных структур осадочного чехла консолидированной коры Российской Федерации и Республики Беларусь». Главной задачей проекта являлась оценка минерагенического потенциала сопредельных территорий России и Республики Беларусь на базе изучения глубинного строения недр, расшифровка механизмов эндогенных процессов и установление их роли в формировании и размещении крупных месторождений полезных ископаемых.

В рамках проекта на территории Российской Федерации был отработан профиль МОГТ по линии Торопец-Велиж-госграница (ТВГ) (Алешина и др., 2008). К югу он продолжен белорусскими коллегами до регионального профиля по линии Чериков-Орша-Усвяты. На севере профиль привязан к Валдайскому бассейну Среднерусского авлакогена через серию профилей МОГТ 08-09-10 (см. рис. 4.3).

На протяжении профиля ТВГ по характеру отражений от поверхности фундамента можно выделить три структурно различных части (рис. 4.5).

Структурные элементы фундамента

Северо-восточная часть фундамента протяжённостью 35 км характеризует Торопецкий полуграбен, отнесённый к южной ветви бассейнов Среднерусского авлакогена (см. главу 3). Поверхность фундамента в северо-восточной части профиля находится на глубине около 2250 м и повышается на юго-запад почти до 2000 м. С юго-запада бассейн ограничен сбросовым уступом амплитудой около 200 м.

Центральная часть фундамента в интервале 35–95 км профиля ТВГ представляет собой сложное гористое сооружение (кряж?), образованное запрокинутыми блоками и горстами фундамента, достигающее в высшей точке глубины около 1400 м. Высокоамплитудные (до 500 м) сбросы и наклонные поверхности запрокинутых блоков придают рельефу квестобразный облик. При этом сместители сбросов на юго-западном и северо-восточном флангах этого сооружения погружаются в диаметрально противоположных направлениях: северные сбросы падают в сторону Торопецкого бассейна, южные обращены к структурам Воронежского массива и Оршанской впадины.

Наблюдаемые формы позволяют связать их образование с процессами тектонического сжатия, сопровождавшимися сдвиговыми движениями. В пользу этого предположения свидетельствует совпадение в плане территории кряжа с осями интенсивных магнитных аномалий на границе Московского пояса и Торжокского массива (см. рис. 4.3). Именно структур скупивания следует ожидать в области схождения разломов семейства «конский хвост».

В юго-западной части фундамента в интервале профиля ТВГ от 95 до 165 км поверхность фундамента постепенно повышается в сторону Оршанской впадины. Рельеф поверхности

всхолмленный с перепадом высот от -1500 до -1900 м. В крайней юго-западной части профиля в районе госграницы выделяется участок резкого понижения кровли фундамента до -2000 м.

Учитывая полученные при анализе северной части профиля Чериков-Орша-Усвяты данные о существовании к северу от Суражского выступа Усвяцкого грабен-прогиба с близкими глубинами залегания днища (см. рис. 4.4), вполне вероятно, что южная (приграничная) часть профиля проходит по этому прогибу.

Характер сейсмогеологического разреза

Торопецкий выступ является границей раздела двух типов сейсмогеологического разреза. К северу от него развиты сейсмокомплексы молоковской серии, южнее – набор сейсмокомплексов и их мощности меняются (см. рис. 3.6).

Сейсмокомплекс R_3^2 - R_3^3 установлен к юго-западу от Торопецкого выступа фундамента в пределах одноименного бассейна, где происходит сокращение мощности верхнерифейского разреза за счёт выклинивания его нижних элементов – прежде всего сейсмокомплекса R_3^1 , сопоставляемого с сероцветной толщей молоковской серии. Глубина Торопецкого бассейна не превышает 2250 м, что не позволяет ожидать в нем присутствия сейсмокомплекса R_3^1 , характерные глубины нахождения которого в разрезах Молоковского, Валдайского и Осташковского бассейнов составляют 2,2–3,5 км (см. рис. 3.4, 3.5).

Соответственно, нижним элементом разреза Торопецкого бассейна становится сейсмокомплекс R_3^2 , являющийся волновым выражением пестроцветной толщи молоковской серии. Структурными ограничениями этого сейсмокомплекса служат Торопецкий выступ на севере и горсты Торопецко-Велижского пояса деформаций на юге. Сейсмокомплекс R_3^3 присутствует не только в Торопецком бассейне, но и за его пределами на всем протяжении профиля ТВГ. В пределах трансграничных территорий сейсмокомплексу присвоен индекс t , чтобы подчеркнуть его возможное фациальное отличие от красноцветной толщи молоковской серии Среднерусского авлакогена.

Сейсмокомплекс R_3^{21} залегает на поверхности кристаллического фундамента и характеризуется нечеткостью и прерывистостью отражений. От Торопецко-Велижского пояса де-

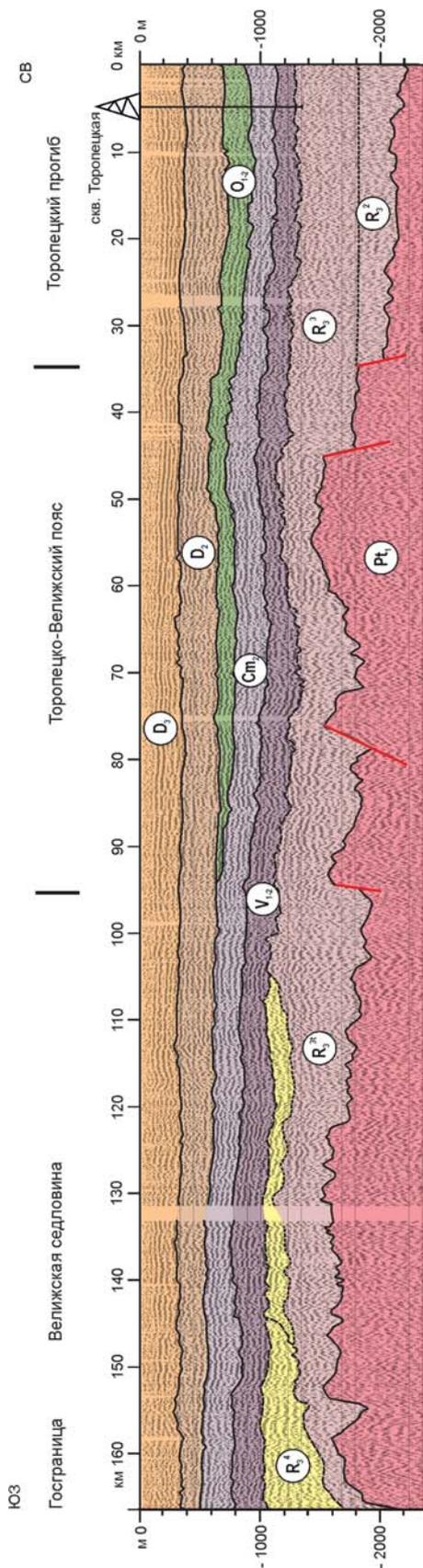


Рис. 4.5. Сейсмогеологический разрез по линии Торопец-Велиж-госграница, по (Алешина и др., 2008). Положение профиля см. рис. 4.2

формаций сейсмокомплекс прослеживается на всем протяжении профиля ТВГ вплоть до зоны сочленения с Оршанской впадиной.

Образ волнового поля сейсмокомплекса предположительно обусловлен свойствами грубостратифицированных слабоплотных песчаных отложений. Строение Торопецко-Велижского пояса горстов, образующих крупную антиформу с высокоамплитудными сбросовыми уступами, позволяет предположить его влияние на распределение дренажной сети во время накопления красноцветных отложений. Формирующиеся в таких условиях сбросовые долины могут протягиваться на значительные расстояния и способствовать дальнейшему субэриальному разносу кластического материала [Чамов, 2004]. В данном случае можно ожидать присутствия аллювиально-пролювиальных фаций, ориентированных в плане ортогонально плоскости сейсмического профиля.

Максимальные мощности комплекса (400–600 м) характерны для северной части профиля ТВГ, минимальные (150–200 м) – для южной. Этот же сейсмокомплекс, вероятно, развит юго-западнее, в пределах Республики Беларусь в Усвятском грабене, где предполагается нахождение аркозовых псаммитов, сходных с отложениями шеровичской серии.

Сейсмокомплекс R_3^4 на профиле ТВГ является флангом клиновидного сейсмокомплекса, который установлен в пределах Оршанской впадины и соответствует отложениям белорусской серии. В сечении профиля он постепенно выклинивается от границы с Республикой Беларусь в северо-западном направлении. Сейсмокомплекс представлен серией наклонных прерывистых, участками четко стратифицированных отражений с многочисленными внутренними выклиниваниями. Он залегает на сейсмокомплексе R_3^{31} и срезается сейсмокомплексом $V_{1,2}$. Таким образом, юго-западный фланг профиля Торопец-Велиж-госграница является участком залегания и постепенного выклинивания псаммитовой части белорусской серии на отложениях красноцветной толщи молоковской серии (или её фациального аналога) в пределах трансграничных территорий.

Поскольку кварцево-песчаные отложения руднянской и оршанской свит сейсмокомплекса R_3^4 залегают на верхнерифейских аркозовых красноцветах сейсмокомплекса R_3^{31} и перекрываются отложениями нижнего венда, они не могут быть древнее верхнерифейских.

Сейсмокомплекс V_{1-2} соответствует нерасчленённым отложениям венда, поскольку установить сейсмическую границу между верхним и нижним отделами по имеющимся материалам не представляется возможным. Сложность распознавания в волновом поле пород нижнего венда обусловлена тем, что они представлены маломощными, фациально и территориально невыдержанными ледниковыми и межледниковыми отложениями вильчанской серии нижнего венда (V_1^1), а также вулканогенно-осадочными образованиями вольнской серии (V_1^2) [Веретенников и др., 2005]. Наиболее широко эти отложения развиты на территории Оршанской впадины, но известны в районе Торопца, а так-

же в северо-западном борту Валдайского бассейна (вулканогенно-осадочная толща [Чамов и др., 2010] или крестецкая серия [Кузьменко, Шик, 2006]). В пределах сейсмокомплекса доминируют прерывистые отражения. Участки с четкой стратификацией отмечены в центральной и южной частях профиля ТВГ. На севере профиля подошва сейсмокомплекса предполагается на глубине около 1300 м, на юге – около 1050 м. Повышение нижней границы сейсмокомплекса в южном направлении согласуется с данными бурения в Оршанской впадине, где подошва пород нижнего венда расположена на глубинах 840–750 м. Мощность сейсмокомплекса колеблется от 150 до 250 м.

ГЛАВА 5. БЕЛОМОРСКО-ПИНЕЖСКИЙ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ) РЕГИОН¹

5.1. Структура фундамента и положение доплитных тектоно-седиментационных систем

Анализ карты модуля полного вектора аномального магнитного поля (АМП) позволил проследить продолжение на территорию Беломорско-Пинежского региона крупных структурно-вещественных комплексов провинции: Онего-Вагской области, Среднерусско-Беломорского и Московского поясов (рис. 5.1а). Кроме того, на северо-востоке региона отчетливо выделяются Предтиманский пояс и Тимано-Печорская область.

Среднерусско-Беломорский пояс меняет простирание от меридионального на северо-западное, причём величина изгиба его структуры составляет около 90° . Это явление отчетливо выражено на всех картах геофизических полей (см. рис. 5.1 б–г). Как и в Среднерусском регионе, пояс представлен слабыми мозаичными аномалиями и выражен наиболее неотчетливо по сравнению с обрамляющими его структурно-вещественными комплексами. Область мозаичного магнитного поля со слабыми аномалиями неправильной формы и различного простирания Р.А. Гафаров рассматривал как Северо-Двинский архейский массив, протягивая его до верхнего течения Волги, в район городов Кострома и Иваново [Гафаров, 1976а, б]. В близких границах эта область выделялась В.А. Дедеевым [1972] в качестве позднеархейской Вычегодской складчатой системы.

Исключение составляет интенсивная линейная положительная аномалия, протягивающаяся

от района Двинской губы к среднему течению р. Вашка. Создается впечатление, что её северо-западное (беломорское) окончание стремится к некоторому центру, из которого происходит виргация серии аномалий (см. рис. 5.1б). В центральной части аномалия утоняется вплоть до разрыва и меняет ориентировку. Наблюдаемое нарушение линейности аномалий можно описать как левостороннее смещение по трансферному сдвигу, который протягивается примерно вдоль меридиана 42° в.д. от от Кулойского выступа на Зимнем берегу Белого моря к Онего-Вагской области. С южной частью предполагаемого нарушения пространственно совпадают резкие (около 90°) изгибы в ориентировке русла Северной Двины (см. рис. 5.1б). В гравитационном поле вдоль меридиана 42° в.д. наблюдается отчетливая линейная система пониженных значений, резко дискордантная дугообразным «грядам холмов» положительных аномалий (см. рис. 5.1 г).

Дискордантность предполагаемого разломного смещения свидетельствует о его более молодом (по отношению к смещаемым структурам) возрасте. Это же, видимо, относится и к Онего-Вагской области, большая часть осей аномалий которой ориентирована согласно трансферному нарушению. Не исключено, что молодое субмеридиональное нарушение наложено на более древнюю (собственно Онего-Вагскую) систему магнитных аномалий, которая в структурном плане приспособлялась к дугообразному изгибу Среднерусско-Беломорского пояса.

По гравиметрическим данным в западной и юго-западной частях пояса выделяются Сухонский и Велико-Устюгский максимумы силы тяжести север-северо-восточного простирания

¹ Положение региона в составе Среднерусско-Беломорской провинции см. рис. 1.2.

(см. рис. 5.1г). Эти аномалии сходны с Беломорским максимумом и фиксируют либо крупные блоки основных гнейсов типа беломорской серии и основных интрузий [Гафаров, 1976а], либо повышенное залегание поверхности Мохоровичича [Фотиади, 1958; Гордасников, Троицкий, 1966]. Предпочтительность последнего предположения иллюстрирует рис. 5.1г.

Породы фундамента Среднерусско-Беломорского пояса вскрыты серией скважин. В северо-западной его части вскрыты гранатовые гнейсы, амфиболиты с гранатом (скважина Усть-Пинега) и биотитовые гнейсы с эпидотом (скважина Пушлахта). Породы фундамента здесь изменены в процессах метасоматоза и гранитизации (скважины Архангельск, Ненокса, Усть-Пинега). В юго-восточной части Северодвинского массива скважинами Грива I и Сысола вскрыты мигматизированные гнейсы и гранито-гнейсы в г. Опарине. Этими процессами обусловлен явно значительно омоложенный радиометрический возраст гранито-гнейсов Неноксы, составляющий 1860–1940 млн л.

Особенно важны определения изотопного возраста по новообразованному сфену. Так, U-Pb возраст бластомилонитов Кандалакшско-Северодвинского прогиба составил 1,8 млрд л [Бибикова и др., 1999], что сопоставимо с возрастом сфена (1,75 млрд л) из фундамента Молоковского бассейна Среднерусского авлакогена [Чамов и др., 2001; Чамов, 2005]. Принципиально важно, что оба определения проведены в одной лаборатории (под руководством Е.В. Бибиковой, ГЕОХИ) по новообразованным минералам из одной структурно-тектонической зоны. Полученные результаты являются убедительным подтверждением представлений о широком распространении и субсинхронности формирования пород серии тектонического меланжа на территории Среднерусско-Беломорского пояса.

Предтима́нский пояс характеризуется регионально высокими значениями АМП (см. рис. 5.1б). В северной части Предтима́нской системы прослеживается ряд магнитных максимумов, расположенных на продолжении (по простиранию) Мурманского массива Кольской складчатой зоны и, видимо, отражающих его погребенную область. Среди них по размерам выделяется Сафоновский региональный максимум. Некоторые из положительных аномалий сопоставимы по размерам и конфигурации с зеленокаменным прогибом Кейв и соответ-

ствующим ему максимумом Кольской зоны [Гафаров, 1976а].

На юго-востоке рассматриваемая аномальная полоса суживается и ослабевает по интенсивности, но её продолжение можно отчетливо проследить в краевой юго-западной части Тимана. По-видимому, здесь карелиды продолжают далеко на юго-восток, погружаясь под складчатую систему байкалит Тимана [Запольнов, 1971; Дедеев, 1972; Гафаров, 1976а, б].

Тимано-Печорская область отличается регионально низкими значениями АМП (см. рис. 5.1б), что обусловлено значительными объёмами складчатых осадочных комплексов рифея. Эти комплексы надвинуты на Предтима́нский пояс по крупному постбайкальскому нарушению. Сечение плоскости надвига и сопутствующие ему деформации пластов отчётливо выражены на ортогональных ему сейсмических профилях МОГТ.

5.2. Строение разреза консолидированной коры

Граничная скорость продольных волн между подошвой земной коры и подстилающей мантией (граница Мохоровичича – М) Беломорско-Пинежского региона варьирует от 7,9 до 8,4 км/с при средних значениях 8,1–8,2 км/с, что соответствует континентальному стандарту. Мощность земной коры региона изменяется от 30 км в (нижнем течении р. Мезень) до 45 км (в зоне сочленения Беломорской и Карельской провинций). На западе Кольского полуострова она составляет 40–45 км, на востоке – 36–38 км, в Белом море достигает 40–42 км, а на юго-восточном склоне Балтийского щита – 45–50 км [Слабунов и др., 2010].

Глубина залегания поверхности Мохоро варьирует от 42 до 28 км [Костюченко, 1995; Петров, Костюченко, 2002; Аплонов и др., 2006; Тектоническая..., 2010]. Наиболее приподнятое её залегание (глубина менее 30 км) отмечается в бассейне нижнего течения р. Мезень (см. рис. 5.1г). По изогипсам вырисовывается довольно узкая структура, продольная ось которой ориентирована субширотно и протягивается от нижнего течения р. Кулой к Сафоновскому прогибу. Как правило, гипсометрически повышенное (около -36 км) положение поверхности М устанавливается на небольших (50–100 км по длинной оси) участках. В их распределении по территории региона не просматривается от-

чётливо выраженной направленности. Напротив, их появление скорее напоминает «коррозию» в целом однородного «блока» консолидированной коры с глубинами залегания порядка 40 км.

При этом принято считать, что в пределах всего региона сокращение мощности консолидированной коры (до 35–28 км) сопровождается обратным соотношением морфологии фундамента и кровли мантии [Костюченко, 1995; Аплонов и др., 2006]. Обычно это трактуется как свидетельство связи образования осадочных бассейнов с воздыманием мантийного субстрата, что характерно для процессов растяжения земной коры по механизму «чистого сдвига». В то же время, как следует из рисунка 5.1г, непосредственного (обязательного) соответствия «песочных часов» и конкретных осадочных бассейнов нет.

Примечательно, что зоны утонения коры в области Среднедвинского, Кепинского, Азопольского, Усть-Мезенского и ряда других грабенов характеризуются повышенными скоростными параметрами (8,4 км/с и более) верхнемантийных образований. По мнению С.Л. Костюченко [1995], области повышенных скоростей могут отвечать реститовым остаткам магматических подкоровых палеорифтовых «подушек», что свидетельствует о высокой энергетической обеспеченности и значительных масштабах рифейской переработки коры.

Рассмотренные закономерности положения границы М справедливы для всей территории региона и в разных сочетаниях проявлены на профилях МОГТ. В данной работе приводится серия сейсмогеологических профилей, ориентированных вкрест простираения Среднерусско-Беломорского пояса, что позволяет сопоставить материалы наземных и морских съёмки на территории региона (рис. 5.2).

Отражающие поверхности в коре преимущественно пологие, что характерно для нижних частей листрических срывов (детачментов). Серии наклонных площадок имеют разную вергентность, плотность и протяжённость². Некоторые серии приурочены только к средней или нижней коре, другие образуют проходящие через всю кору детачменты. Сам факт разной вергентности падений отражаю-

щих площадок и детачментов свидетельствует о достаточно сложной структурной организации консолидированной коры региона. В ходе обсуждения рабочих материалов Ю.А. Волож (ГИН РАН) предположил (устное сообщение), что наблюдаемые разновергентные серии отражают разные этапы коллизии и распада коллизионного сооружения, существование которого обосновывали многие авторы [Минц и др., 2007; Глубинное, 2010 и т.д.].

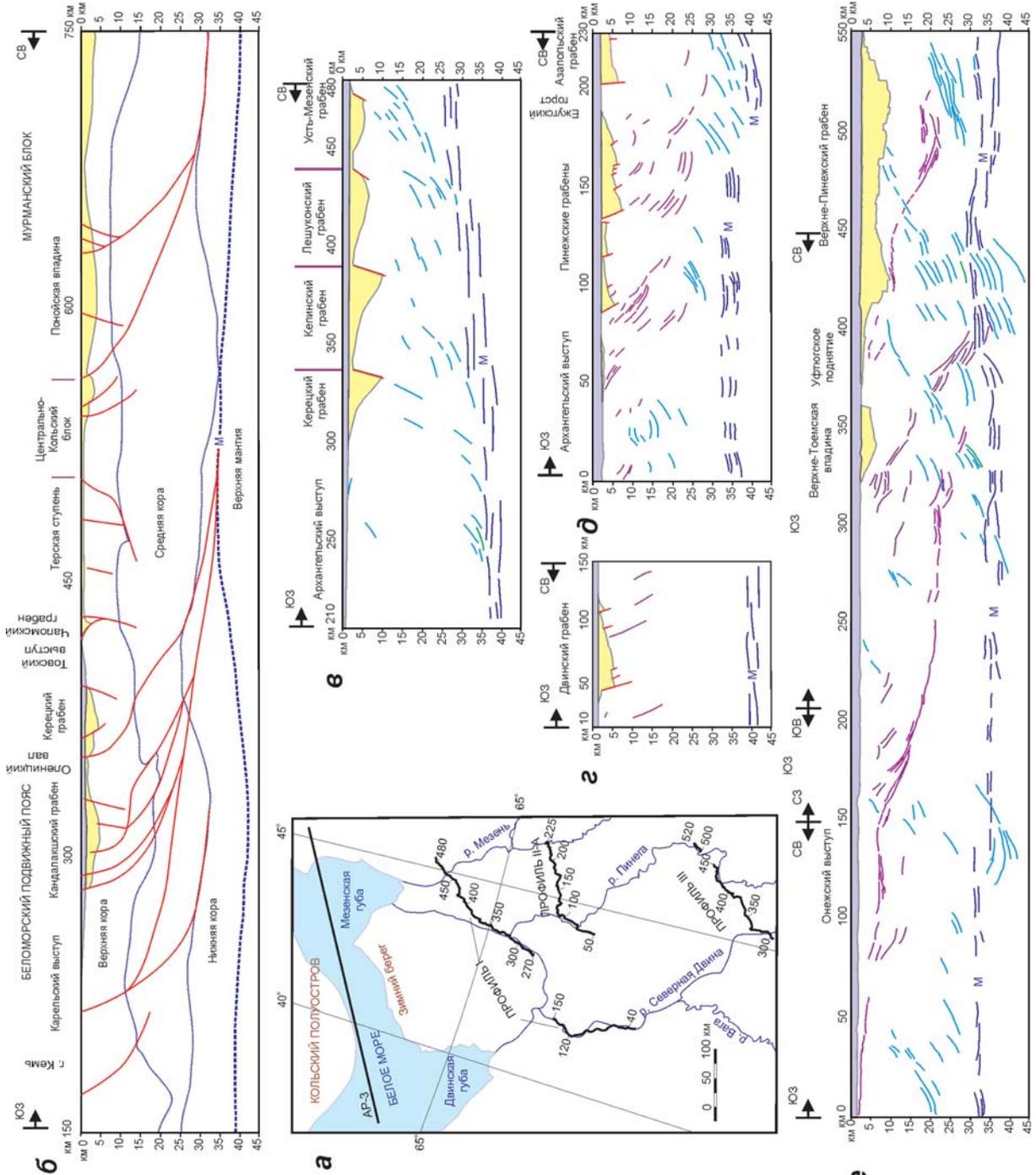
По мнению автора данной работы, это невозможно: любая следующая коллизия должна стереть следы предыдущей в силу сопутствующих процессов, таких как внутрикоровое плавление, постколлизонная гранитизация и т.д. Более вероятно, что наблюдаемый развал вергентностей детачментов является отражением «холодных» процессов, когда в результате смены вектора напряжений происходили разнонаправленные срывы в хрупкой коре. Действительно, согласно приведённым выше данным постколлизонные бластомилониты сформировались в интервале 1,75–1,8 млрд л. Возраст бассейнообразующих разломов, приведших к появлению грабенов, оценивается по возрасту выполняющих грабены осадков как позднерифейский. Огромный интервал времени, разделяющий эти события более чем достаточен для остывания коры, подвергшейся частичному постколлизонному плавлению. Более того, коль скоро мы можем проследить многие детачменты до пласта М (иногда со смещением последнего), то описываемый этап характеризовался очень хрупкой (холодной) корой на всю мощность её консолидации.

Оформлены детачменты, как правило, очень отчётливо. Кроме того, некоторая «размытость» граничных поверхностей этих нарушений может быть вызвана непрямолинейностью линий сейсмических профилей из-за необходимости приспособляться при проходке последних к дорожной или речной сети (т.н. «слаломная» съёмка). К верхним частям большинства детачментов приурочены граничные сбросы грабенов. Исключение составляет пологий протяжённый детачмент на профиле III, сопряжённый с Онежским выступом фундамента (см. рис. 5.2е).

Близ поверхности ограничивающие грабены разломы планарны и, постепенно выполаживаясь, достигают глубин от 5 до 15–20 км, где теряются среди многочисленных более глубоких и, видимо, ранее образованных срывов.

² В ходе подготовки отчёта по заданию Альянса компаний и монографии [Аплонов и др., 2006] одним из первых обратил внимание на эту закономерность Р.Б. Сапожников (ФГУП «Спецгеофизика»).

Рис. 5.2. Сейсмогеологические разрезы консолидированной коры Беломорско-Пинежского региона. а – положение профилей МОГТ; б-е – фрагменты сейсмических профилей: б – АР-3, по [Тектоническая карта Белого..., 2010]; в, г, по [Аплонов и др., 2006] – I (Северодвинский грабен приведён в проекции, нормальной к его простиранию); д – II-а; е – III



5.3. Структура Беломорско-Пинежского региона по данным сейсморазведки и бурения

Как и в предыдущих разделах, основу для тектоно-седиментационных построений составили материалы, полученные при подготовке отчета по заданию Альянса компаний и частично опубликованные в монографии [Аплонов и др., 2006]. Кроме того, были использованы данные о строении материковой и беломорской частей территории [Гипсометрическая..., 2001; Тектоническая..., 2010 и др.]. На основании переинтерпретации материалов сейсморазведки МОГТ и увязки всех имеющихся геолого-геофизических данных построена структурно-тектоническая схема строения региона (рис. 5.3).

Структурные формы Беломорско-Пинежского региона образуют довольно сложную тектоно-седиментационную систему, в целом ортогональную Среднерусскому авлакогену и заключённую между склоном Онежской части Балтийского щита и Мезенско-Вашкинской зоной поднятий Предтиманского пояса. Северо-западный фланг региона рассматривается рядом исследователей как рифтовая система Белого моря [Балуев и др., 2010].

В целом структуру региона образуют Кандалакско-Северодвинская (юго-западная) и Терско-Пинежская (северо-восточная) ветви композитных прогибов, исходящие из района Канадалкшского залива и разделённые Архангельским выступом фундамента. Юго-западная ветвь относительно прямолинейна и постоянна по ширине, в отличие от северо-восточной, форма и размеры которой сильно варьируют по простиранию.

Северным и северо-восточным ограничением этой ветви служат Кулойский выступ и Мезенско-Вашкинская зона поднятий. К востоку от последней расположен ряд изолированных впадин.

5.3.1. Кандалакшско-Северодвинская ветвь прогибов

Эта ветвь пересечена во фланговых частях наземными и морскими сейсмическими профилями МОГТ (см. рис. 5.3). В ее составе выделяются три сегмента: Кандалакшский грабен в акватории Белого моря, Центральная впадина и Северодвинский грабен [Константиновский, 1977; Аплонов и др., 2006]. Важной представ-

ляется тенденция пространственной приуроченности заложения и активизации главных рифтообразующих разломов вдоль линейной зоны эксгумации глубинных пород на поверхность [Балуев и др., 2010].

Северодвинский грабен пространственно совпадает с гравитационной линейной отрицательной аномалией, которая прослеживается на расстоянии около 450 км по линии между населёнными пунктами Онега и Верхняя Тойма (см. рис. 5.1г).

В сечении сейсмического профиля МОГТ I наблюдается асимметричный полуграбен, ограниченный крутым магистральным сбросом на юге (рис. 5.4). Грабен выполнен стратифицированными толщами, мощность которых изменяется от 5,5 км в наиболее погруженной части до полного срезания его подошвой верхнего венда на северном борту.

Наклонный пакет отражений характеризует основной объем осадочного выполнения грабена и прослеживается в интервале 40–120 км профиля, что составляет видимую ширину грабена. Верообразное строение слоистого пакета отражений отражает характерный для асимметричных бассейнов стиль седиментации, когда осадки приспособляются к наклону дна и постепенно способствуют нивелированию депрессии. Флексурные осложнения пакета отражений (см. рис. 5.4в) связаны с «рысканием» линии профиля (см. рис. 5.4б) по восстанию/падению полуграбена. Реальное тектоническое нарушение предполагается только между пикетами 40–45 км.

Пакет пологих линзовидно-слоистых отражений наблюдается в интервале профиля 30–75 км и, возможно, 83–95 км. Эти отражения с заметным угловым несогласием налегают на нижележащие, наклонные, срезают их и «выплёскиваются» на юго-западный борт грабена.

Ниже осадочного выполнения грабена, вблизи магистрального сброса в волновом поле наблюдается пакет отражений, круто падающих в северном направлении. Это дало ряду исследователей основание предположить, что в основании грабена существует узкая (около 10 км) «щель» с мощностью рифея, возможно, до 10 км [Аплонов и др., 2006, с. 100]. Такое предположение, в свою очередь, привело к допущению существования дограбеновых отложений среднего и даже нижнего рифея [Хераскова и др., 2006]. Этот вопрос требует специального рассмотрения.

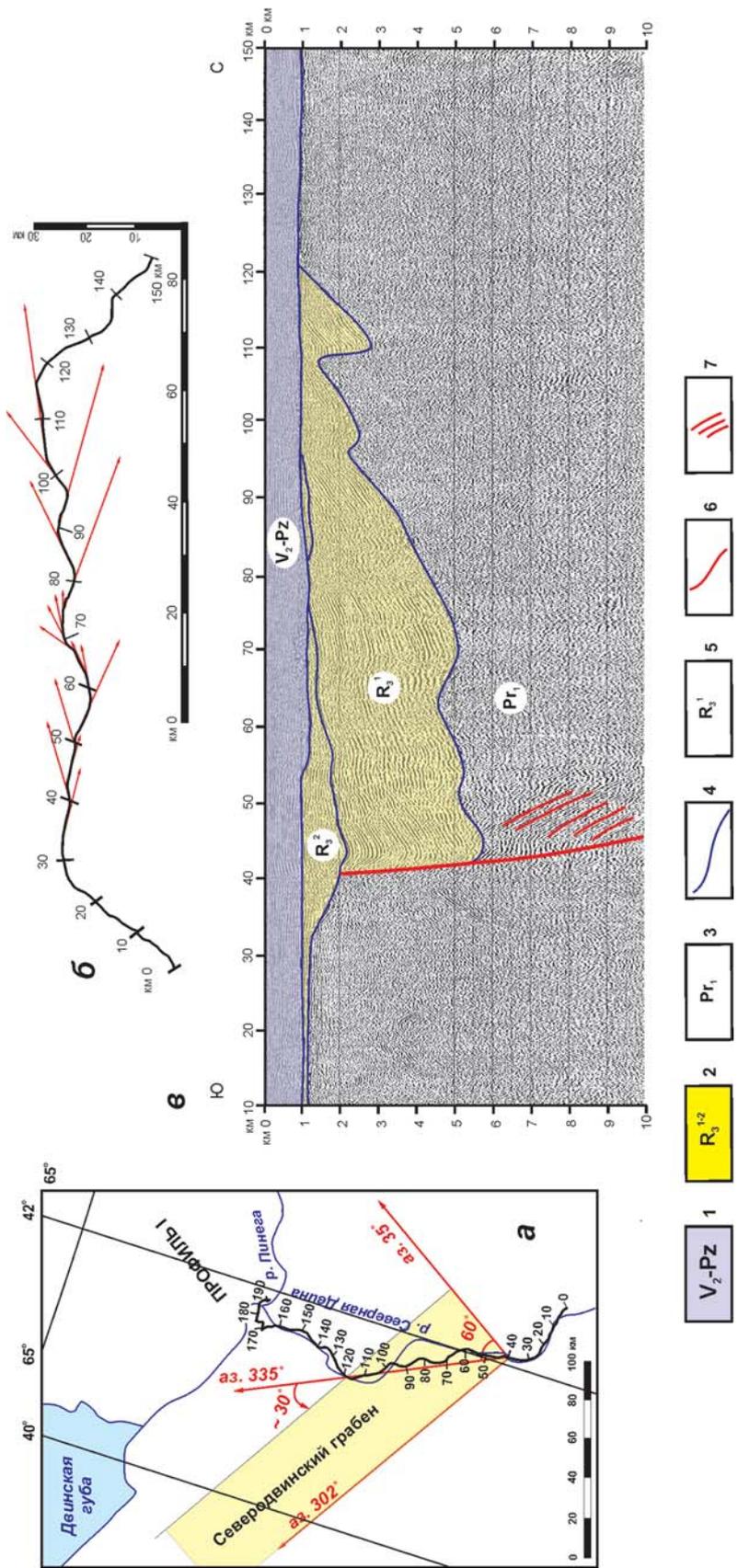


Рис. 5.4. Сейсмогеологический разрез Северодвинского полуграбена

а – положение грабена и сейсмического профиля, б – вариации направленной сейсмического профиля в плане, в – фрагмент глубинного сейсмического разреза по профилю I МОГТ.

1-3 – сейсмокомплекс: а – плитный верхневендско-палеозойский, б – плитный верхнерифейский, в – фундамента палеопротерозойский; 4 – границы сейсмостратиграфических единиц; 5 – индексы сейсмопачек; 6 – разломы; 7 – пакеты крутопадающих отражений вблизи главного сброса

Северодвинская отрицательная гравитационная аномалия имеет простирание 302° , как и Северодвинский грабен (см. рис. 5.4а). Среднее простирание профиля МОГТ I в интервале 40–120 км составляет около 335° . Соответственно разница простираний осевой линии профиля и грабена около 30° ($335^\circ - 302^\circ$).

Ширина бассейна составляет:

$$a = b * \cos v,$$

где a – действительная ширина грабена (прилежащий катет), b – видимая ширина бассейна по профилю = 80 км (гипотенуза), v – прилежащий угол = 60° ($90^\circ - 30^\circ$).

Поскольку косинус 60° равен 0,5, реальная ширина грабена составляет половину видимой, т.е. около 40 км⁴. В свою очередь, вдвое (до 5 км) сокращается ширина предполагаемой «щели» в основании грабена. В равной степени снижается и вероятность нахождения в ней полного разреза рифея.

Полученные оценки реальных размеров элементов Северодвинского грабена логичнее согласуются с представлением о том, что пакет крутопадающих в северных румбах отражений является артефактом – отражением сейсмических волн от системы нарушений, сопровождающих магистрального сброс на глубине, т.е. просто серий помех.

Кандалакшский грабен по ширине соответствует Среднедвинскому, однако, по данным сейсмических исследований, мощность рифейских отложений в нем в акватории Белого моря достигает 8 км [Журавлев, 2007].

На северо-западном замыкании бассейна закартирован Колвицкий грабен, связанный с новейшей тектоникой [Балуев и др., 2010]. Он отделен от Кандалакшского грабена (наследующего древнюю рифейскую структуру) косой межвпадинной перемычкой – зоной аккомодации современных тектонических напряжений. Она выражена подводной грядой кристаллического фундамента, выступающего местами над водной поверхностью в виде островов архипелага Средние Луды [Балуев и др., 2000, 2010, 2012]. Северо-восточный крутой склон межвпадинной перемычки представляет собой, по всей видимости, древний, но активизированный листрический сброс.

⁴ Если вычесть все повторы волнового образа, вызванного рысканием линии профиля (см. рис. 5.4б), истинная ширина грабена окажется ещё меньше.

5.3.2. Терско-Пинежская ветвь бассейнов

Ветвь объединяет обширное семейство полуграбенов, расположенных на территории от Терского берега Кольского полуострова до верхнего течения р. Пинеги. Главными чертами строения этой крупной и сложно организованной ветви являются виргация общей структуры и разнополярность полуграбенов в смежных сегментах (см. рис. 5.3). Смена полярности полуграбенов в отдельных сегментах ветви хорошо проявлена на субпараллельных сейсмических профилях, ориентированных вкрест простирания генеральной структуры (см. рис. 5.2 в-д).

Керецкий, Кепинский, Лешуконский и Усть-Мезенский⁵ грабены приурочены к самой широкой части Терско-Пинежской ветви бассейнов (см. рис. 5.3). В сечении сейсмического профиля I эти структуры выглядят как однополярные асимметричные полуграбены, которые образованы за счёт сбросов, падающих в юго-западных румбах (рис. 5.5). На первый взгляд, эти структурные формы принадлежат т.н. серии «домино» или «книжной полки», образованной за счёт запрокидывания сброшенных блоков. Этот механизм и его влияние на распределение осадков рассмотрен в большом числе публикаций, обзор которых приведён в [Леонов, 2001; Чамов, 2004]. Именно этот механизм позволяет формировать очень широкие системы осадочных бассейнов без значительного утонения земной коры.

Анализ волновых образов сейсмического поля на профилях I, IV и VI приводит к необходимости дополнить сделанное предположение. Основания для этого следующие.

1. Грабены имеют разные ширину и глубину и, следовательно, различаются по углу падения поверхностей сброшенных блоков.

2. Строение веерообразных слоистых пакетов отражений в грабенах отличается друг от друга в деталях, что свидетельствует о неодновременности тектоно-седиментационных событий.

3. По образу волновых пакетов отражений картируется «киль» в осевой части структур. Если мы имеем дело с «классическим» полуграбеном (без сдвиговой составляющей), такая картина может иметь место в том случае, если профиль в самой глубокой части бассей-

⁵ Названия структур по [Геодинамика..., 2006]

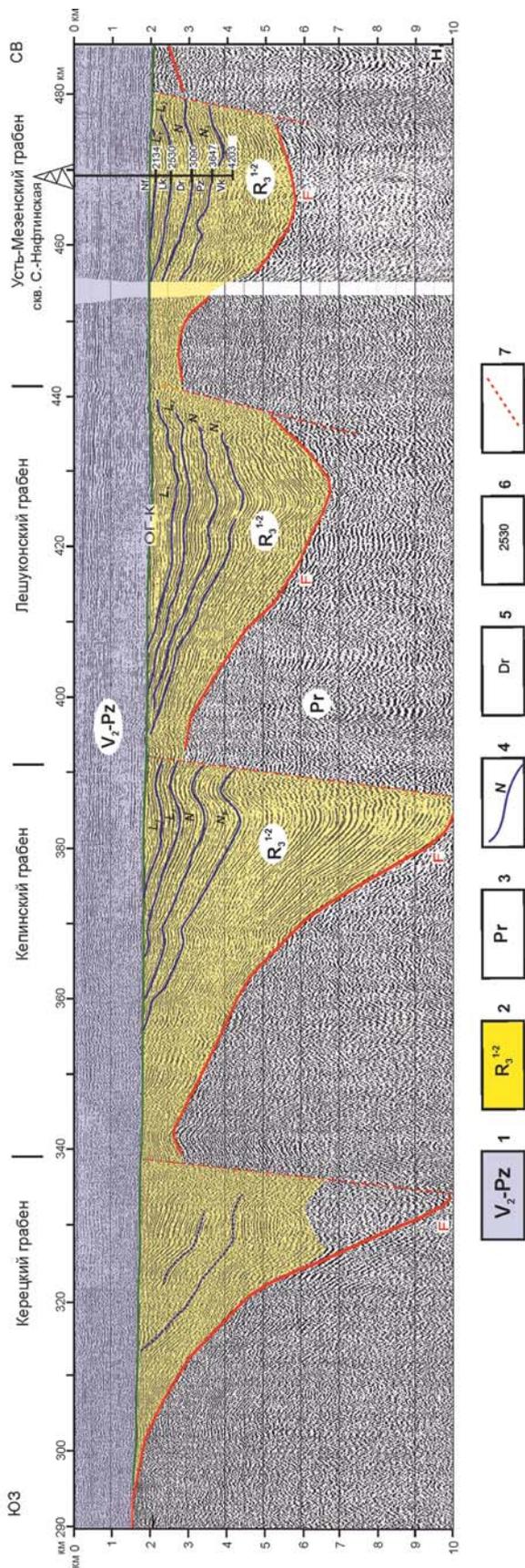


Рис. 5.5. Сейсмогеологический разрез по профилю I МОГТ в Терско-Пинежской ветви прогибов. Положение профиля см. рис. 1.4, 5.2а
 1–3 – сейсмокомплексы; а – плитный верхневедско-палеозойский, б – плитный верхнерифейский, в – фундамент палеопротерозойский; 4 – границы сейсмоначек; 5 – свиты: Nf – нефтинская, Lk – лешуконская, Dr – дорогорская, Pz – пезская, Vk – вашкинская; 6 – глубины граничных поверхностей свит по данным бурения; 7 – разломы

на повернется на 90° и пойдет либо близпараллельно магистральному сбросу, либо развернется на 180° и продолжит движение по восстанию. Однако, как видно на профилях (см. рис. 5.2а, 5.3), этого не происходит – линии профилей имеют лишь мелкие отклонения от курса, которыми не могут быть обусловлены наблюдаемые образы волнового поля.

Другими словами, мы имеем дело с осадочными бассейнами, на развитие которых, помимо сбросовых (вертикальных), влияли горизонтальные вдольосевые смещения.

Кроме того, все грабены области виргации ветви испытали левостороннее смещение к северо-востоку относительно бассейнов акватории Белого моря. Возможно, что это смещение (пространственно совпадающее со сдвигом магнитной аномалии 42°) отражает перескок (разрыв непрерывности) растягивающих регион напряжений, приведший к появлению виргации.

По характеру выполнения осадками три грабена (Кепинский, Лешуконский и Усть-Мезенский) довольно схожи, что позволяет рассматривать их как депрессии, связанные с единой веерообразной серией сдвиго-сбросов. Такое строение тектоно-седиментационных систем весьма характерно для континентальной рифтогенной области Восточной Африки. Например, бассейны Марунгу и Калеми (озеро Танганьика), протягиваются субпараллельно друг другу между веерообразно-сходящимися дугообразными сдвигами [Rosendal et al., 1992]. В Терско-Пинежской ветви эта серия является главной структурой, которая определяет виргацию ветви бассейнов (см. рис. 5.3).

Керецкий грабен отличается от соседних. Совместно с Пинежскими грабенами он образует систему сдвиговых бассейнов с переменной полярностью (что, кстати, является вторым типом структурных взаимоотношений тектоно-седиментационных систем в районе озера Танганьика).

Очевидно, что истинное положение структур в пространстве будет уточняться по мере появления новых сейсмических и буровых данных, однако некоторые выводы можно сделать уже сейчас.

1. Рассматриваемые бассейны являются изолированными и полуизолированными тектоно-седиментационными системами, отделёнными друг от друга трансферными разломами и сдвиговыми складками.

2) В целом, грабены Терско-Пинежской ветви формировались под влиянием трансенсивных напряжений за счёт трансформации полуграбенов с переменной полярностью в системы относительно симметричных структур, ограниченных встречными сбросами. В ходе этих процессов формировался непрерывный ряд структурных бассейнов, характерных для сдвиговой зоны.

3) Сочленение осадочных бассейнов морской и сухопутной частей Терско-Пинежской ветви происходит близ линии магнитной и серии гравитационных аномалий вдоль меридиана на 42° в.д. от Кулойского выступа на Зимнем берегу Белого моря к Онего-Вагской области. Это хорошо согласуется с предположением о том, что аномалии отражают относительно молодой левосторонний трансферный сдвиг (см. раздел 5.1).

Нижне-средне⁶ Пинежские грабены пересекает сейсмический профиль П-а, субпараллельный профилю I, где установлены Керецко-Мезенская система бассейнов (см. рис. 5.3). При сопоставлении этих профилей напрашивается вывод о том, что имеет место смена полярности в сериях «домино», образованных асимметричными полуграбенами (см. рис. 5.2в, д). В то же время, как и для Керецко-Мезенских структур, интерпретация сейсмического профиля П-а оказывается далеко не однозначной.

Дело в том, что опубликованные в [Аплов и др., 2006] оригинальные сейсмические профили приведены в полной развёртке, что, с одной стороны, отражает весь полученный материал, но с другой – часто становится причиной не совсем корректных представлений о структуре консолидированной коры и осадочного чехла. Сейсмические профили МОГТ проходят не по математическим прямым, а повторяют изгибы дорог или рек (т.н. «слаломная геофизика»). Как следствие, на протяжении профилей образуются петли, что, без учёта

ориентировки отдельных сечений, приводит к появлению артефактов – структур, принимаемых за самостоятельные, а на самом деле образованных за счёт повторного прохождения через одни и те же выступы или впадины рельефа.

Выше, на примере Северодвинского грабена было показано, что видимое на профилях и измеренное в пикетах расстояние не соответствует истинной ширине осадочного бассейна, а видимые в сечении профиля падения сместителей отражают разные проекции. Если учесть реальный маршрут (прокладку) профиля, то видимая на полной развёртке структура станет выглядеть несколько иначе, ее строение упростится, а видимая суммарная ширина уменьшится. Кроме того, без учёта маршрута профиля невозможна корректная интерпретация волновых образов осадочных толщ, выполняющих осадочные бассейны.

Рассмотрим этот вопрос на примере Нижнепинежского грабена.

В интервале 135–184 км профиля П-а наблюдаются наклонные веерообразные пакеты отражений, испытывающие общее воздымание в северо-восточном направлении (рис. 5.6а). В наиболее глубокой (до 7 км) юго-западной части рассматриваемой части профиля в интервале пикетов 135–143,8 км по преобладающим рефлекторам и их группам можно выделить три (А–В) различно выраженных в образах волнового поля пакета отражений.

Нижний пакет (А) характеризуется как динамически выдержанными отражениями разной протяженности, так и пачками с мало-выразительными границами. На отдельных участках это чередование придаёт разрезу ритмичный облик. Пакет отражений является базальным в осадочном разрезе, но, в отличие от Среднерусского авлакогена, серии интенсивных стратифицированных рефлекторов на границе чехла и фундамента не установлены.

Средний пакет (Б) имеет вид перехода от сейсмически неупорядоченных (хаотических) протяжённых клиновидных пластов внизу до тонко и хорошо стратифицированных отражений вверху. Верхний пакет (В) содержит веерообразные преимущественно четко выраженные интенсивные отражающие горизонты, которые выклиниваются под отложения плитного комплекса верхнего венда.

Проследим установленные пакеты отражений в разрезе Нижнепинежского грабена и рас-

⁶ По положению в нижнем-среднем течении р. Пинеги.

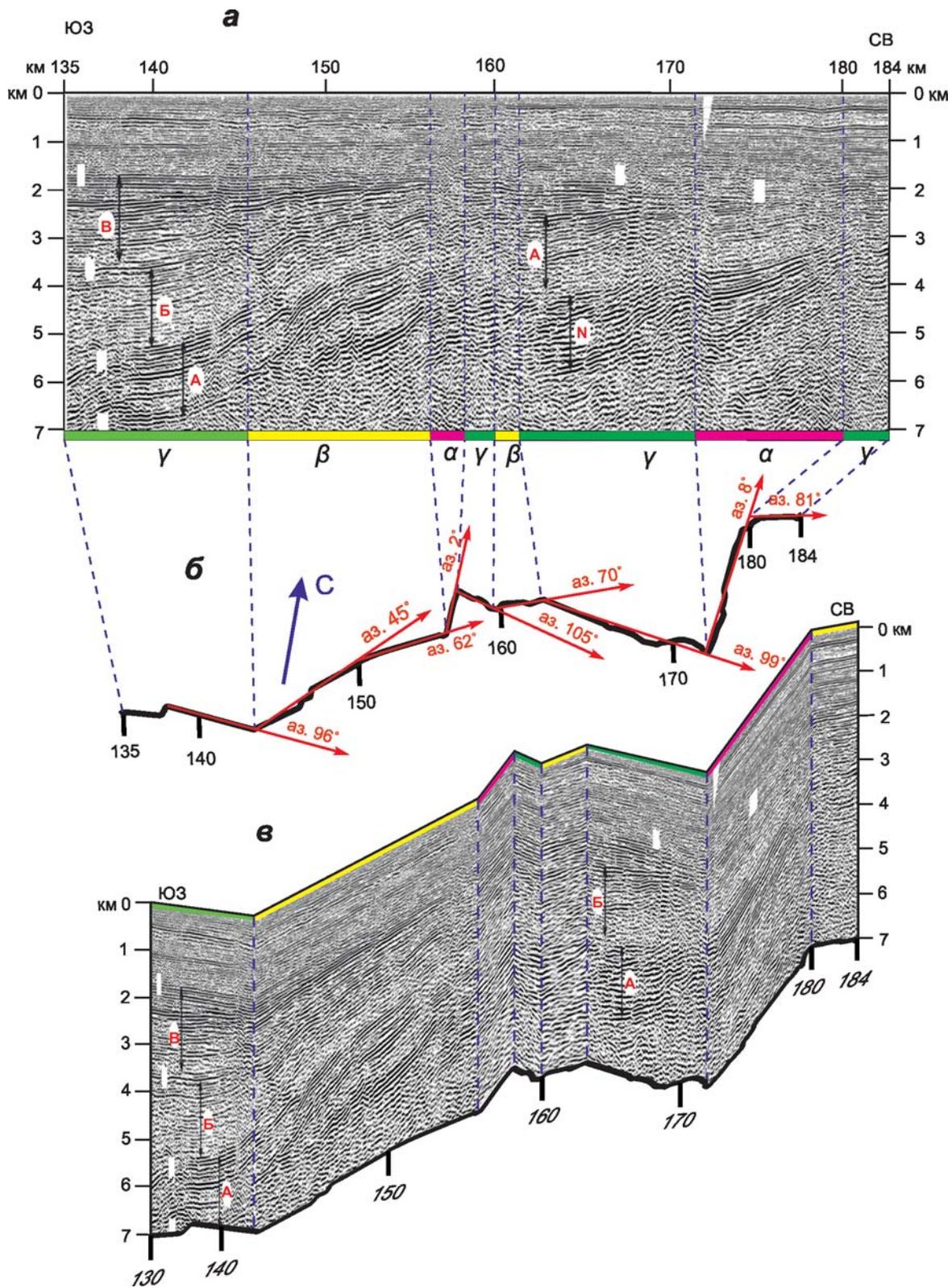


Рис. 5.6. Фрагмент сейсмического профиля II-а МОГТ.

а – интерпретация образа волнового поля без учета маршрута профиля, б – вариации азимутов направлений по маршруту профиля, в – интерпретация образа волнового поля на блок-диаграмме. Положение профиля см. рис. 5.2а

смотрим возможные интерпретации образов волнового поля.

Вариант 1 (без учёта маршрута профиля).

Видимые на полной развертке профиля II-а образы волнового поля отражают общее погружение стратифицированных рефлекторов с СЗ на ЮВ, что создаёт впечатление ортогональности линии профиля изучаемой структуре (см. рис. 5.6а).

Пакеты отражений А-В резко воздымаются в северо-западном направлении и выклиниваются под подошву верхнего венда. Резкие перегибы стратифицированных пакетов могут быть интерпретированы как элемента палеорельефа (например, бровки склонов).

В районе пикета 164 км под базальным пакетом отражений А наблюдается пакет стратифицированных интенсивных отражений №. На профиле этот пакет занимает обособленное положение и может быть принят за самостоятельную толщу, наиболее древнюю для видимого разреза.

Вариант 2 (с учётом маршрута профиля).

Анализ маршрута профиля показывает, что азимуты основных его отрезков варьируют от 2° до 105° (см. рис. 5.6б). Можно выделить три группы направлений в следующих диапазонах азимутальных углов: $\alpha - 2-84^\circ$, $\beta - 45-70^\circ$ и $\gamma - 81-105^\circ$. Сегменты развертки сейсмического профиля, соответствующие той или иной группе направлений, могут рассматриваться как параллельные друг другу. В сегментах профиля, принадлежащих одной азимутальной группе (т.е. субпараллельных), наблюдается сходная организация волновых образов сейсмической записи. Так, в сегментах профиля группы γ наблюдаются наиболее пологие углы падения рефлекторов, а самые крутые залегания рефлекторов характерны для сегментов группы β .

Хотя разница между ориентировкой сегментов профиля достигает 90° , ни на одном из сегментов не наблюдается протяжённых участков с горизонтальным залеганием отражений. Из этого следует, что генеральное направление профиля не соответствует азимуту падения или простирания Нижнепинежского грабена.

Исходя из разницы в углах и наблюдаемых соотношениях пакетов в разноориентированных сегментах профиля, можно утверждать, что реальное падение плоскости дна грабена происходит в юго-западных румбах. Действительно, в сечениях, близких направлению па-

дения пластов наблюдается более крутое залегание пакетов отражений (группа β) и, наоборот, в сечениях, близких простиранию, пакеты отражений выволаживаются (группа γ).

Волновые образы на сегментах одной группы можно рассматривать как серию последовательных субпараллельных срезов осадочной толщи на линии профиля. Поскольку в строении осадочного разреза участвуют клиновидные толщи, они сходятся в некоторой точке, положение которой для наблюдателя зависит от выбора проекции наблюдения.

Эти построения наглядно подтверждает аналоговая модель (блок-диаграмма), в которой фрагменты сейсмопрофиля ориентированы согласно его маршруту (см. рис. 5.6в). Это позволяет проследить строение осадочного разреза в разных сечениях. В данном случае анализ модели позволяет уверенно интерпретировать соотношения образов волнового поля, представленных на разных сегментах. В частности, полностью подтверждается представление о принадлежности сейсмокомплексов А единой толще.

Рассмотрим сечение осадочных бассейнов на полной развертке профиля II-а в интервале 85–185 км, где расположены многочисленные бассейны разной геометрической формы, в том числе разделённые выступами фундамента (рис. 5.7 а, г). Как и для рассмотренного выше фрагмента профиля, корректная интерпретация наблюдаемых образов волнового поля здесь невозможна без совместного анализа маршрута профиля и наблюдаемой волновой картины.

Наиболее сложным для интерпретации является узел в районе пересечения профилей IV и II-а, где многочисленные петли крайне осложняют и без того неоднозначную интерпретацию взаимоотношения тектоно-седиментационных систем.

Построение блок-диаграммы по методике, представленной на рис. 5.6, убедительно доказывает существование полуграбена в интервалах пикетов 85/150 – 115 и 122 км на профилях II-а и IV соответственно.

Напротив, симметричная геометрическая форма с достаточно пологим залеганием слоёв, утоняющихся в центре (участок 114–132 км профиля II-а), является артефактом, хотя и получила собственное название – т.н. «Широковское поднятие» (см. рис. 5.7г). Стратифицированный пакет отражений на этом участке профиля принадлежит Нижнепинежскому грабе-

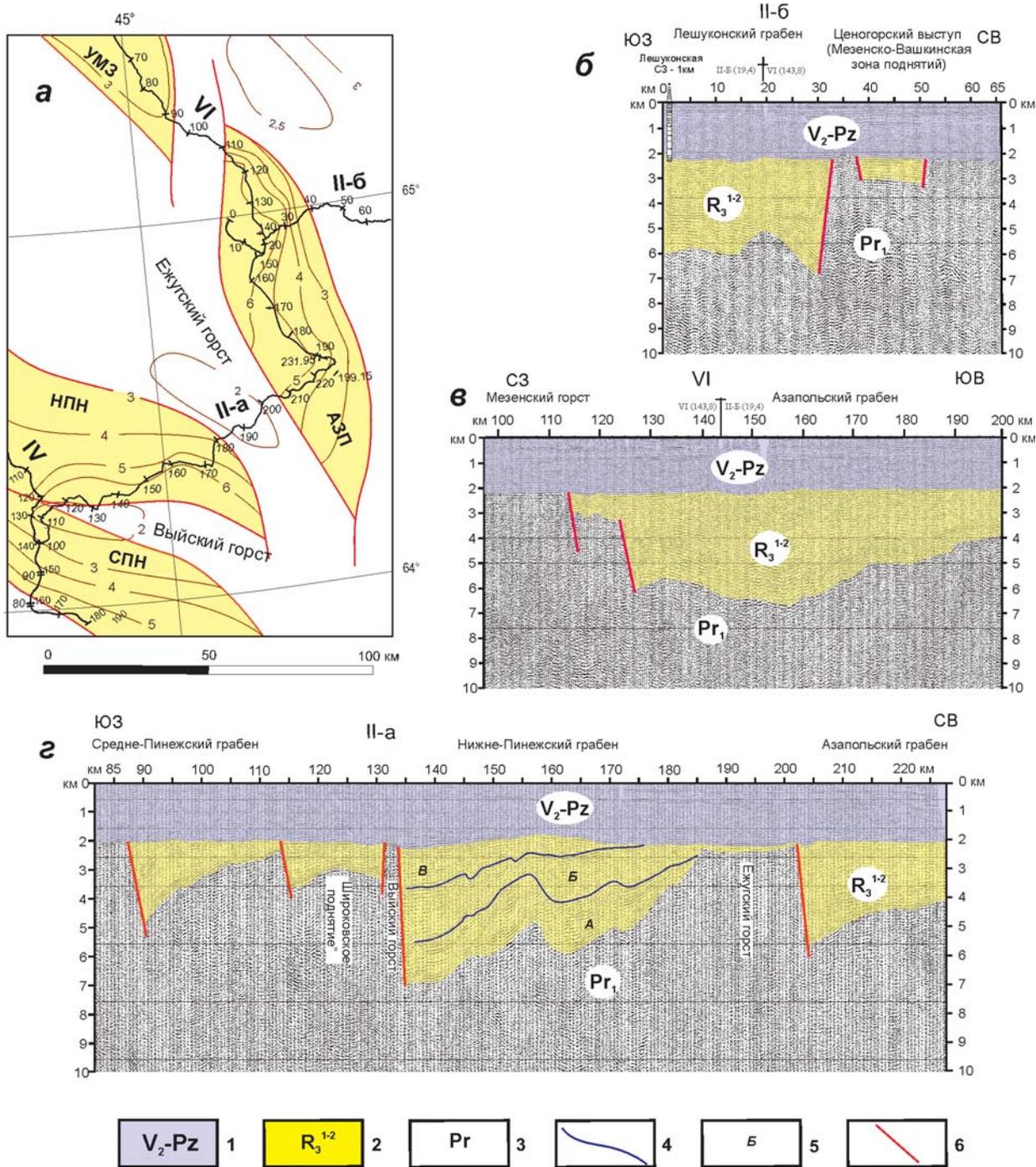


Рис. 5.7. Сейсмогеологические разрезы по профилям II-а, II-б, и VI МОГТ.

а – положение профилей и грабенов, б-г – грабены: б – Лешуконский, в – Азаповский, г – Средне- и Нижне-Пинежские, Азаповский.

1-3 – сейсмокомплексы: а – плитный верхневендско-палеозойский, б – доплитный верхнерифейский, в – фундамента палеопротерозойский; 4 – границы сеймопачек; 5 – индексы сеймопачек неясной стратиграфической принадлежности;

6 – разломы

ну. Форма возникла при прохождении линии профиля наклонной плоскости разлома, огра-

ничающего Нижнепинежский грабен с юга. Едва выйдя за пределы грабена на лишенный

осадков рифея Выйский горст (район пикетов 130–132 км), профиль резко изменил направление, снова пересёк плоскость разлома и, пройдя по простиранию грабена с «рысканием» по курсу вблизи борта (отсюда «песочные часы» и малые мощности), снова вышел за пределы структуры.

Азапольский грабен является достаточно редкой структурой региона в том смысле, что в разных сечениях его пересекают три сейсмических профиля (см. рис. 5.7а).

В сечении профиля II-а в интервале 200–225 км грабен выглядит как наиболее погруженная часть асимметричной структуры, выполненной клиновидными погружающимися в юго-западном направлении стратифицированными толщами (см. рис. 5.7г).

В сечении профиля VI по характеру залегания стратифицированных рефлекторов грабен больше напоминает мульду (см. рис. 5.7в). Эта видимая мульдообразность обусловлена тем, что ориентированная по простиранию бассейна линия сейсмического профиля проходит вблизи наклонной плоскости сместителя, «рыскающая» по курсу как в сторону лежащего, так и сброшенного блоков. Аналогичная картина наблюдается и в расположенном севернее вдоль профиля VI Усть-Мезенском грабене.

Появление сбросов, выраженных резким ограничением стратифицированных отражений, наиболее вероятно связано с выходом линии профиля в лежащий блок за пределы плоскости сместителя. Наличие выступа фундамента (Мезенского горста) к северо-западу от Азапольского грабена, во-первых, отделяет его от соосно расположенного Усть-Мезенского бассейна; во-вторых, наличие выступа в сочетании с положением Ежугского горста, а также анализ возможного расположения изогипс в плане позволяют рассматривать Азапольский грабен как самостоятельную структуру, а не продолжение Лешуконского грабена (см. рис. 5.3).

В сечении профиля II-б наблюдаются характерные элементы разреза: «песочные часы» (когда в интервале 35-20-15 км линия сейсмического профиля сначала сближается с плоскостью сместителя, а затем уходит в глубь бассейна) и полого-волнистая стратификация отражений при прохождении профиля вдоль простирания структуры (см. рис. 5.7б). Принципиально важным является обнаружение на профиле II-б пограничного сброса, падающего

на ЮЗ. В сочетании с рассмотренными выше чертами строения Азапольского грабена это достаточно точно установленный встречный сброс, участвующий в организации пространства сдвиго-раздвиговых бассейнов типа пулл-апарт.

В целом, Азапольский грабен является первым осадочным бассейном, который начал приспосабливаться к сужению Терско-Пинежской ветви бассейнов и смене её простирания (см. рис. 5.3).

Верхнепинежский грабен характеризуется встречным падением пограничных сбросов, вытянутой формой и значительной мощностью осадочного выполнения, что позволяет классифицировать его как ствиго-раздвиговой бассейн типа pull-apart. Об этом свидетельствует и переменное расположение депоцентров (участков наибольшего погружения) вдоль противоположных бортов структуры. В целом эта обширная и довольно сложная структура выдвинута в юго-западном направлении навстречу Кандалакшско-Северодвинской ветви.

На профиле III Верхне-Пинежский грабен вырождается в юго-западном направлении в районе пикета 400 км, где на поверхность выходит один из глубинных detachментов, падающий в северо-восточных румбах (см. рис. 5.2е).

Общее положение Терско-Пинежской ветви бассейнов в плане даёт возможность предположить, что система сдвигов, к которым приурочен Верхнепинежский грабен, появилась как результат спрямления сдвиговой зоны, огибавшей Архангельский массив (см. рис. 5.3). Формирование этих структур определено стремлением сдвиговой системы к достижению энергически наиболее выгодного распределения напряжений. Интересно отметить, что аналогичный структурный рисунок имеет западная ветвь системы Восточно-Африканских рифтов, огибающая массив (щит) Танганьика, где к сдвиговой зоне, компенсирующей изгиб ветви, приурочена система пулл-аппартов Руква и связанных с ними озёр.

Чапомский грабен, расположенный на юго-восточном побережье Кольского полуострова в низовьях р. Чапомы, является крайним северо-западным элементом Терско-Пинежской ветви [Балуев и др., 2010]. Авторы отмечают, что сеть разломов, развивавшихся конседиментационно, усложнялась в процессе формирования осадочного чехла и приводила к дроблению рифейских образований на блоки. Это наблюдение

согласуется с нашим предположением о последовательном усложнении структуры Терско-Пинежской ветви с прогрессивным превращением полуграбенов с переменной полярностью в условно симметричные (двустороннезамкнутые) сдвиго-раздвиговые бассейны.

Кроме того, по данным А.С. Балужева, в Чапомском грабене отмечаются смещения блоков друг относительно друга с элементами вращения и с резкими изменениями наклона пластов, что может свидетельствовать о листрическом характере разломов. Разломы, разделяющие блоки рифейских пород, выражены зонами катаклаза мощностью 1–2 м с подворотом слоев, будижаем прослоев песчаников и гравеллитов, гофрированной складчатостью аргиллитов, многочисленными зеркалами скольжения по мелким дуговым трещинам. В обнажениях отмечаются сбросовые смещения до нескольких метров. Таким образом, Чапомский грабен имеет признаки рифтогенной структуры, сформировавшейся в процессе континентального рифтогенеза в позднерифейское время [Балуев и др., 2010].

Грабен прослеживается через авкаторию Белого моря. На профиле АР-3 (см. рис. 1.4) выделяется прогиб глубиной около 1,5 км с крутым северо-восточным бортом и пологим юго-западным, осложненным двумя наклонными блоками [Пийп, 2011]. Со стороны Зимнего берега Белого моря к зафиксированному сейсмическим профилем продолжению Чапомского грабена подходит выраженный в рельефе кристаллического фундамента довольно узкий, но протяженный Падунский грабен [Балуев и др., 2010].

В данной работе все рассмотренные выше структуры показаны как единый Чапомский осадочный бассейн, на суше ограниченный от Керецко-Усть-Мезенских грабенов сдвигом по линии 42-го меридиана (см. рис. 5.3). В то же время, А.С. Балуев с коллегами полагают, что Чапомский грабен является непосредственным продолжением Лешуконского «палеорифта» [Балуев и др., 2010]. По их мнению, кулисообразное расположение впадин Чапома-Лешуконского палеорифта и сама форма впадин (pull-apart) свидетельствует об их заложении и развитии в режиме транстенсии с элементами правостороннего сдвига вдоль крутых СВ бортов впадин [Балуев, 2006; Балуев и др., 2000, 2010].

Следует ещё раз подчеркнуть неоднозначность использования топонимических тер-

минов, разнообразие и различие которых для данной территории в совокупности с существованием множества достаточно мелких грабен-прогибов часто приводит к недопониманию между геологами. В частности, судя по анализу системы полуграбенов, пересеченных сейсмическим профилем I (см. рис. 1.4, 5.3), вряд ли можно утверждать, что именно Лешуконский полуграбен продолжается до Терского берега. Кстати, на составленной коллективным карте отрисована именно ветвь, объединяющая серию сопряжённых прогибов [Тектоническая..., 2010]. Кроме того, упомянутые авторы полагают, что Керецкий грабен отделен от Лешуконского узким (20–30 км) Товским выступом кристаллического фундамента, вытянутым от юго-восточного побережья Кольского полуострова примерно на 450 км в юго-восточном направлении. В этой связи непонятно исчезновение расположенного между Керецким и Лешуконским полуграбенами Кепенского грабена, хотя он отчётливо выражен на сейсмическом профиле I (см. рис. 5.5).

Яренская впадина изначально рассматривалась как крайний северо-восточный элемент Среднерусского авлакогена (см. главу 1). Если это так, то следует ожидать характерные для авлакогена образы волнового поля на сейсмическом профиле МОГТ V в интервале 305–405 км, где им пересекается отрицательная структура, известная под названием Яренской впадины (см. рис. 1.4).

На профиле отчётливо прослеживаются стратифицированные толщи, которые полого погружаются на северо-запад до глубин свыше 6 км от района Яренской скважины на юго-востоке, где они срезаются поздневендскими отложениями. Эти отложения вскрыты бурением в интервале 1960–2060 м и отнесены к уфтыгской свите, которая занимает наиболее высокое стратиграфическое положение в верхнерифейском разрезе.

Характер наблюдаемых на профиле V отражений в рифейской части разреза не типичен для бассейнов Среднерусского авлакогена, в том числе ближайшего Котласского сегмента (см. рис. 3.8). В частности, отсутствуют ступенчатые сбросы, наблюдавшиеся в прибортовых частях на протяжении всей структуры авлакогена. Также отсутствуют характерные пакеты интенсивных стратифицированных отражений на границе осадочного чехла и фундамента. Наблюдаемые на Яренском участке

глубины погружения отложений вдвое превышают установленные для Среднерусского авлакогена, зато характерны для полуграбен-ов Терско-Пинежской ветви Беломорско-Пинежского региона. Отличается Яренская впадина и от мелких впадин, приуроченных к Мезенско-Вашкинской зоне поднятий.

Наиболее вероятно, что Яренская впадина относится к структурам Терско-Пинежской ветви бассейнов и представляет собой полуграбен с падением магистрального сброса в северо-восточных румбах. Видимое на полной развёртке профиля мультислойное строение структуры является артефактом: в районе пикета 305 км профиль меняет ориентировку более чем на 90°. Наблюдаемый в интервале пикетов 310–340 км выступ фундамента отражает выход линии профиля за плоскость пограничного сброса. Субгоризонтальное залегание слоистого пакета отложений связано с прохождением профиля по простиранию структуры, как это уверенно установлено, например, в сечении профиля VI через Усть-Мезенский и Азапольский грабены. Другими словами, на развёртке профиля V мы наблюдаем воздымание в северо-восточном направлении днища полуграбена с постепенным выклиниванием слоистого пакета отражений.

Подводя итог сказанному, можно сделать вывод, что Яренская довендская структура не является непосредственным продолжением и/или замыканием Среднерусского авлакогена. Представляется вероятным, что последний выклинивается субпараллельно системе сдвигов и сопряжённых с ними бассейнов пулл-апат, компенсирующих виргацию Терско-Пинежской ветви Беломорско-Пинежского региона.

5.4. Количественные оценки параметров растяжения

Видимая веерообразность Терско-Пинежской ветви бассейнов в сочетании с её изгибом в сторону от Кандалакшско-Северодвинской ветви способствовала развитию представлений о растяжении консолидированной коры по механизму, известному как «ножницы Кэри»⁷. В частности, эти представления легли в основу модели, согласно которой раскрытие Беломорско-Пинежской рифтовой системы

стало главным источником напряжений, которые компенсировались по крупному широтному трансфёру – Среднерусскому авлакогену [Костюченко и др., 1995; Федоров и др., 1996]. Позже появились гипотезы о формировании существующих рифтов в режиме распада континентальной окраины по сценарию перехода от рифтовой зоны к молодому океану (т.н. *rift-drift transition*) [Балуев, 2006 и др.].

Степень противоречивости этих теоретических построений можно оценить по величине поперечного растяжения Беломорско-Пинежских структур. Интенсивность такого растяжения должна обеспечить достаточное для заложения авлакогена региональное поле напряжений, а его абсолютная величина, очевидно, не может быть меньшей и равной таковой в дочерней сдвиговой структуре. Анализ строения Керещко-Мезенских полуграбен-ов, принадлежащих наиболее широкой части Беломорско-Пинежской системы растяжения, позволяет получить расчётные характеристики величин абсолютного растяжения и его интенсивности на основании наблюдаемой геометрии полуграбен-ов (табл. 4)⁸.

Анализ таблицы показывает, что рассчитанные интенсивности растяжения в лучшем случае соответствуют величинам, характерным для Кепинского грабена (1,18), а в основном оказываются ниже параметров растяжения Молоковского бассейна Среднерусского авлакогена (1,07–1,11). Из этого следует, что симметричное растяжение даже в наиболее широкой части Беломорско-Пинежской системы грабен-прогибов ответственно не более чем за половину его ширины.

Из этого следует, что:

1) интенсивность растяжения консолидированной коры в пределах Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов сопоставимы, не согласуются с характеристиками механизма симметричного растяжения или чистого сдвига (*pure shear*) и свидетельствуют о влиянии на образование пространства аккомодации процессов простого сдвига (*simple shear*);

2) Беломорско-Пинежский регион, наблюдаемые и расчётные параметры которого в наиболее растянутой части меньше, чем в центральном регионе провинции, в неопротерозойской время не соответствовал условиям геодинамического режима пассивной конти-

⁷ Сэмюэль Уоррен Кэри использовал модель «ножниц» для объяснения раскрытия Бискайского залива [Carey, 1976].

⁸ Методика расчета описана в разделе 3.4.

Таблица 4. Размеры осадочных бассейнов и расчётные оценки растяжения Керецко-Мезенских грабенов (по сейсмическому профилю I)

Керецкий грабен	
Современная ширина ОБ L , км (по подошве верхнего венда)	$340 - 295 = 45$
Начальная ширина ОБ L_0 , км (за вычетом наклона сместителя)	$333 - 295 = 38$
Максимальная глубина ОБ, км	8
Абсолютное растяжение $L-L_0$	7
Интенсивность растяжения L/L_0	1,18
Кепинский грабен	
Современная ширина ОБ, км (по подошве верхнего венда)	$340 - 392 = 52$
Начальная ширина ОБ, км (за вычетом наклона сместителя)	$340 - 387 = 47$
Максимальная глубина ОБ, км	10
Абсолютное растяжение $L-L_0$	5
Интенсивность растяжения L/L_0	1,11
Лешуконский грабен	
Современная ширина ОБ, км (по подошве верхнего венда)	$438 - 392 = 46$
Начальная ширина ОБ, км (за вычетом наклона сместителя)	$435 - 392 = 43$
Максимальная глубина ОБ, км	7
Абсолютное растяжение $L-L_0$	3
Интенсивность растяжения L/L_0	1,07
Усть-Мезенский грабен	
Современная ширина ОБ, км (по подошве верхнего венда)	$480 - 438 = 42$
Начальная ширина ОБ, км (за вычетом наклона сместителя)	$477 - 438 = 39$
Максимальная глубина ОБ, км	6
Абсолютное растяжение $L-L_0$	3
Интенсивность растяжения L/L_0	1,08

нентальной окраины, проходящей деструкцию по сценарию *rift-drift transition*. Кроме того, рассчитанные величины растяжения представляются недостаточными для инициации сдвигового трансфера (авлакогена) протяженностью свыше 1000 км.

5.5. Строение и состав катаплатформенного чехла

Опорным разрезом для корреляции с другими скважинами и установления гипостратотипов стратонов рифея служит разрез протерозойских отложений, вскрытый на глубину 3734 м параметрической скважиной Средне-Няфтинская № 21. Скважина расположена в сводовой части Средне-Няфтинской структуры на восточном борту Усть-Мезенского грабена (см. рис. 5.3). Скважина изучена комплексом современных геофизических методов, что позволило детализировать расчленение вскрытого разреза и сопоставить его с другими раз-

резами региона. Благодаря представительному отбору керна большого диаметра удалось выполнить комплексные литологические, фациальные и микропалеонтологические исследования. Микропалеонтологические исследования выполнены М.Б. Бурзиным (верхний венд) и А.Ф. Вейсом (рифей). В описании петрографических шлифов участвовали В.Н. Муравьев (ГИН РАН), П.А. Фокин (МГУ) и др. Значительная часть полученных материалов опубликована в [Аглонов и др., 2006]. Выполненная автором детальная характеристика опорного разреза приведена в приложении на рис. 13 и в табл. 11.

В районе скважины ортогонально сходятся два сейсморазведочных профиля, что позволяет достаточно уверенно судить о структуре осадочного бассейна, на разрезе которого держатся все литолого-фациальные и стратиграфические построения (рис. 5.8).

Рифейские отложения катаплатформенного чехла залегают на породах фундамента; сосре-

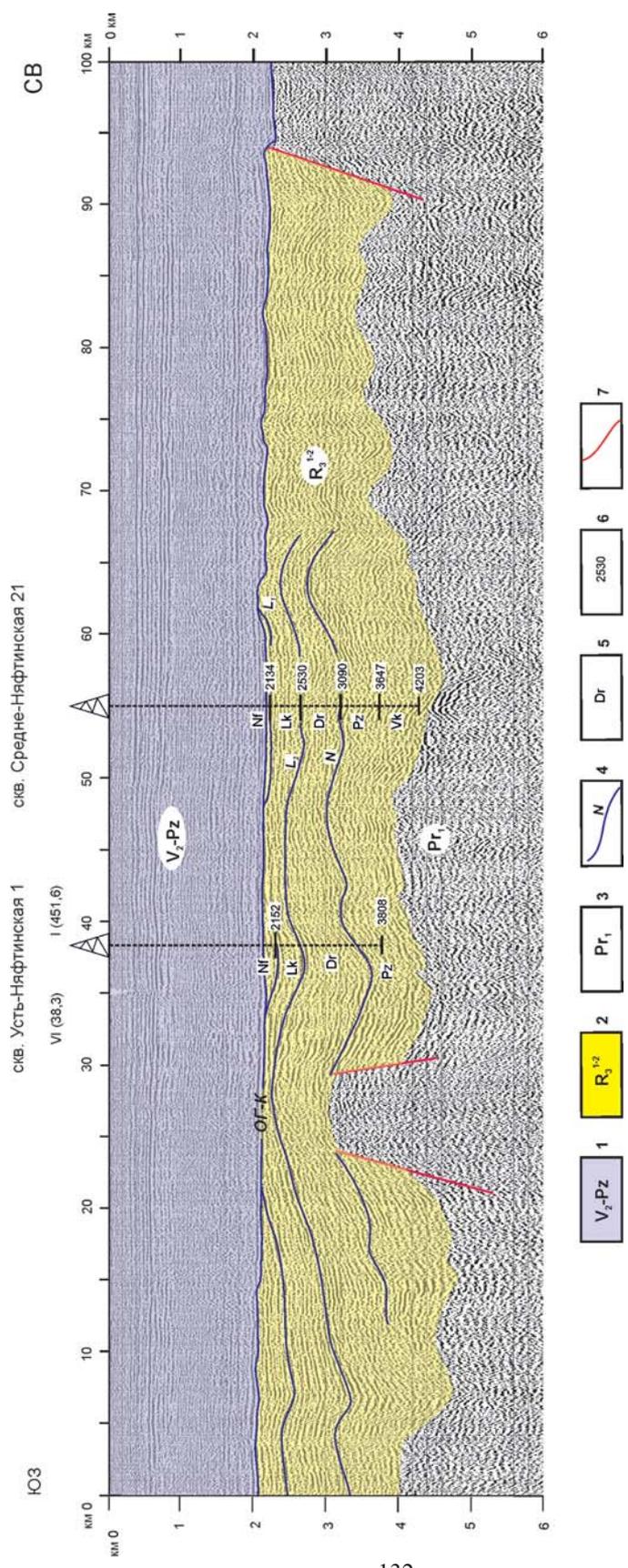


Рис. 5.8. Сейсмогеологический разрез Усть-Мезенского грабена по профилю VI МОГТ. Положение профиля см. рис. 1.4. 1–3 – сейсмокомплексы: а – плитный верхневендско-палеозойский, б – плитный верхнерифейский, в – фундамент палеопротерозойский; 4 – границы сейсмочаек; 5 – свиты: Nf – нефтинская, Lk – лешуконская, Dr – дорогорская, Pz – пезская, Vk – вашкинская; 6 – глубины граничных поверхностей свит по данным бурения; 7 – разломы

доточены не только в грабенах, но часто перекрывают и разделяющие их горстообразные выступы. Подобная картина, хотя и в меньшем масштабе, наблюдалась нами на трансграничных территориях Среднерусского и Оршанского регионов (в частности, перекрытие Торопецкого выступа). Наличие плащеобразных рифейских толщ на территории региона свидетельствует о том, что пострифтовое погружение, приведшее к заложению Мезенской синеклизы, началось уже в позднерифейское время.

Терригенные отложения верхнего венда приурочены к основанию обширного платформенного чехла, который эрозионно залегает на осадочных комплексах рифея и с размывом перекрыт отложениями верхнего карбона. Мощность отложений венда на западе региона составляет 500–700 м, в центре – около 1000 м (1169 м в скважине 1 Усть-Няфтинская), на востоке (скважина 1 Ценогорская) – 1278 м. Средне-Няфтинской скважиной терригенные комплексы венда вскрыты бурением в интервале глубин 786–1880 м. В разрезе выделяют 2 горизонта: Котлинский (глубина 786–1432 м) объединяет падунскую, мезенскую и красавинскую свиты, Редкинский (глубина 1432–1880 м) – зимнегорскую, верховскую, лямичскую и тамецкую.

В таблицах 23 и 24 приведено описание только базальной свиты венда – тамецкой, которая с размывом залегает на породах верхнего рифея. Для рифейских осадочных комплексов характерны песчаный состав, весьма высокая зрелость отложений и наличие характерных косых и волнистых текстур, свидетельствующих об их образовании в аллювиальных условиях. Весьма ограниченный в видовом отношении состав микрофоссилий мог быть обусловлен мелководностью и нестабильностью существования рифтогенных озёр.

5.5.1. Фациальный состав рифейских отложений

По материалам сейсморазведки МОГТ выделен ряд сейсмофаций, которые позволяют предположить характер заполнения осадочного бассейна привносимой в него кластикой. Так, характер волнового поля в полуграбенах вкрест профиля I позволяет интерпретировать процесс седиментации как латеральное (боковое) наращивание осадков в разрезе – пласты

накапливаются в значительной степени за счет последовательного привноса осадков в горизонтальном направлении вдоль бортов грабена [Апლოнов и др., 2006]. Такая схема хорошо согласуется с представлением о субэральном аллювиально-озерном типе седиментации в долине, образованной сбросовыми уступами [Чамов, 2004].

При этом первоначально наклоненные оси синфазности в кровле сейсмокомплекса последовательно оканчиваются у верхней границы, что свидетельствует о высокой скорости погружения полуграбена и недостатке привносимого осадочного материала. Такая обстановка является типичной для континентальных рифтогенных озёр, поскольку привносу кластики препятствует также воздымание плечей лежащих бортов полуграбенов и связанный с этим отвод от рифтовой долины речной сети [Чамов, 2004].

Анализ литолого-фациальных данных о строении рифейского разреза (см. приложение, рис. 13, табл. 11) позволяет реконструировать обстановки седиментации в полуграбенах Беломорско-Пинежского региона. В первую очередь следует отметить чрезвычайно высокую фациальную изменчивость осадочных комплексов (свит). В то же время все реконструируемые обстановки могли реализоваться в озёрных и долинных ландшафтах, существовавших вдоль сбросовых уступов полуграбенов.

Рассмотрим литолого-фациальное строение основных элементов опорного разреза.

Уфтюгская свита (глубина 1880–1937 м, мощность 57 м) отличается преимущественно песчаным составом и пестроцветностью осадков, широким развитием крупной однонаправленной косой слоистости, отчётливо проявленными аэральными обстановками (пустынный загар) в сочетании с отсутствием микробиоты, что характерно для континентальных долин с нестабильными аллювиальными обстановками. Такие условия могли существовать, например, в долинах, расположенных вдоль сбросовых уступов. Характерные «внутриформационные брекчии» имеют пролювиальное происхождение (оползни, конусы выноса) и маркируют основания крутых бортов бассейнов седиментации.

Няфтинская свита (глубина 1937–2134 м, мощность 197 м), вероятно, связана с побережьем крупного озёра. Так, ленточный характер переслаивания осадков в сочетании с текстурами оползания, нарушения напластования и

текстурами типа бугорчатой косой слоистости (влияние штормовых волн) свидетельствуют о переменной динамике водной среды. Наличие в мергелях и мелкозернистых известняках алевролитового материала свидетельствует о близком положении берега. При этом обширный в видовом и количественном отношении комплекс биоты и общая сероцветность отложений характерны для относительно глубоководных обстановок.

С няфтинской свитой из опорного разреза Средне-Няфтинской скважины № 21 сопоставляют чапомскую свиту, верхнерифейские терригенные образования которой вскрыты в долине р. Чапома на Терском берегу Кольского п-ва [Вейс и др., 2004; Балуев и др., 2010]. Отложения свиты присутствуют в осевой части и вдоль северо-восточного борта Чапомского грабена, где в составе терригенной толщи преобладают пестроцветные алевролитовые и глинистые породы с хлорит-карбонатным цементом. В верхней части разреза среди глинистых алевролитов встречаются прослои темно-серых до черных карбонатных алевролитов, чередующихся с глинистыми доломитами. В породах отмечаются знаки ряби и многочисленные трещины усыхания, свидетельствующие о неоднократном, очевидно, кратковременном осушении бассейна.

Чапомский грабен имеет асимметричное строение: распространение рифейских осадочных пород резко ограничивается с северо-востока сбросом северо-западного простирания, а западное ограничение впадины имеет более сложное в плане очертания с субширотными маломощными «языками» песчаников и конгломератов, несогласно залегающими на гранито-гнейсах. Такое строение типично для полуграбенов, поставка кластики в которые происходит по нормали к плоскости магистрального сброса: разгрузка грубой кластики из водотоков происходит близ бровки запрокинутого блока, а в наиболее погруженной части, где образуется подпруженное озеро, происходит накопление более тонких разностей [Чамов, 2004].

Из отложений свиты был выделен разнообразный комплекс акритарх хорошей сохранности [Балуев и др., 2010], включающий наряду с верхнерифейскими отдельные типично вендские формы. Аналогичный верхнерифейский комплекс акритарх установлен в пачке переслаивания алевролитов и черных аргил-

литов (в интервале 2050–2607 м) скв. Усть-Няфтинской.

Лешуконская свита (глубина 2134–2530 м, мощность 396 м) характеризуется значительной песчаностью отложений, регрессивно-циклическим строением разреза, наличием текстур оползания разного масштаба, существованием потоковых текстур (косая слоистость и песчаные линзы), что свидетельствуют о нестабильном, периодически менявшемся гидродинамическом режиме – чередовании периодов затопления и обмеления бассейна. Такие условия могли возникать за счёт изменения гипсометрического положения и угла наклона дна бассейна при грабенообразовании (подвороты блоков, появление/исчезновение водотоков по трансферным зонам и т.д.). Пестроцветность отложений в нижней части свиты отражает влияние субаэральных областей мобилизации обломочного материала.

Дорогорская свита (глубина 2530–3090 м, мощность 560 м) имеет преимущественно грубый состав отложений, что в сочетании с их пестроцветностью, широко проявленными эрозионными процессами и отсутствием микробиоты свидетельствует о континентальных условиях седиментации в обстановках периодического влияния временных водотоков. На высокую гидродинамическую активность этих потоков указывают эрозионные карманы, выполненные гравийным материалом.

Пезская свита (глубина 3090–3647 м, мощность 557 м) характеризуется ритмичным строением разреза. Наличие трансгрессивных градационно построенных циклов, общая сероцветность отложений и весьма широкое развитие биоты свидетельствует о неоднократно повторяющихся событиях затопления (проседания дна) с последующим обмелением бассейна седиментации. Присутствие в основании циклов градационных и косослоистых гравелитов и глиняных катунов свидетельствует об аллювиально-пролювиальных режимах на ранних стадиях погружения дна. Если при последующих нисходящих движениях поступающая в пространство аккомодации водная масса не имела стока, то должно было возникнуть подпруживание бассейна с образованием озера. Последующие тектонические движения на какое-то время освобождали «шлюз» и создавали новое пространство аккомодации, что, в свою очередь, определяло начало нового трансгрессивного цикла.

Вашкинская свита (глубина 3647–4203 м; мощность 556 м) подразделяется на три толщи, седиментационные обстановки которых отражены в осадочных комплексах вышележащих свит. Наличие косой слоистости и глинистых окатышей в песчаных и гравелистых отложениях свидетельствует о периодическом влиянии аллювиальных потоков. Озёрные обстановки выражены появлением в алевролитах волнистой и параллельной слоистости, пологой асимметричной однонаправленной ряби течений и близкой к симметричной волновой ряби противоположного направления. При этом даже в наиболее тонких и условно глубоководных разностях осадочных пород (параллельнослоистых карбонатов, алевролитов и темно-серых аргиллитов) наблюдаются прослои с тонкой и средней косой слоистостью, эрозионные врезы и трещины усыхания. Появление последних однозначно свидетельствует об аэральном положении обводнённого осадка. Наличие в нижней части свиты крупных (2–3 м) трансгрессивных ритмов гравелит-песчаник-алевролит согласуется с представлением о периодическом подпруживании области седиментации. Ярко выраженная пестроцветность базальных отложений напоминает строение озерных разрезов Среднерусского авлакогена.

5.5.2. Минералого-петрографический состав

Детальная характеристика минералого-петрографического состава слагающих опорный разрез отложений приведена в таблице 11 приложения. Анализ этих данных позволяет сделать вывод о минералогической двухярусности рифейского разреза.

Нижний ярус, который слагают вашкинская и пезская свиты, представлен полимиктовой терригенно-минеральной ассоциацией с содержанием зёрен кварца 40–50%. Верхний ярус, объединяющий дорогорскую лешуконскую, няфтинскую и уфтыгскую свиты, характеризуется олигомиктовой терригенно-минеральной ассоциацией с высоким (70–80%) содержанием зёрен кварца.

При этом преобразование осадков происходило в несколько этапов. Например, в отложениях уфтыгской свиты первый этап завершился формированием «пленок пустынного загара» (все зерна покрыты железистыми рубашками). Позже регенерационный кварцевый

цемент образовался уже поверх железистых пленок. В ряде случаев отмечено образование двух каемок обрастания.

Установленная по материалам сейсморазведки структура сопряжённых полуграбенов может быть охарактеризована как система растяжения типа «домино». Развитие тектоно-седиментационных систем такого типа способствует активизации процессов переотложения осадков [Чамов, 2004]. Накопление осадков подчиняется довольно сложным зависимостям, поскольку пространство аккомодации не прямо пропорционально величине растяжения, а поступление осадков определяется взаимоотношениями воздымания и погружения отдельных частей вращающихся блоков. Наиболее интенсивно образование пространства аккомодации происходит на начальных стадиях растяжения. Дальнейшая эволюция структуры приводит к перераспределению уже созданных объёмов этого пространства, что, в свою очередь, способствует поступлению новых порций осадков, а внутриформационному переотложению (рециклированию) кластики. Влияние внебассейновых источников со временем уменьшается вплоть до полного прекращения привноса кластики извне и образования песчаных пород исключительно за счёт перемыва ранее накопленных отложений. Возможно, что с этими процессами связана более высокая зрелость отложений верхнего яруса рифейского разреза.

Вопросы вторичных литогеодинамических преобразований и возможной нефтегазоносности рифейских отложений подробно рассмотрены нами в [Аплонов и др., 2006]. Суммируя полученные результаты, можно констатировать, что «в песчаниках Средне-Няфтинской скважины, видимо, никогда не происходило массового формирования промышленных залежей нефти и газа» [Аплонов и др., 2006, с. 229].

5.5.3. Ассоциации и возраст микрофоссилий

Для определения возраста осадочных пород по остаткам микрофоссилий представительный материал был получен из керна скважины Средне-Няфтинская № 21. Все определения и анализ ассоциаций выполнены А.Ф. Вейсом (ГИН РАН). В ходе совместной подготовки отчёта для ЗАО «Валдайгеология» и рукописи [Аплонов и др., 2006] оригинальные материалы были переданы автору А.Ф. Вейсом для изучения и публикации.

Из керна вскрытого скважиной разреза рифея были отобраны из 75 образцов, которые характеризуют три интервала бурения: 2080–2503 м (18 образцов), 2503–3734 м (17 образцов) и 3750–4203 м (40 образцов). Микроостатки группируются в три ассоциации: «безликую» вашкинскую (5 родов, 8 видов), обедненную пезскую (7 родов и 10 видов) и предвосточную сафоновскую. Последняя объединяет микроостатки лешуконской (20 родов, 21 вид) и няфтинской (15 родов, 19 видов) свит. Бесперспективные в микрофитологическом отношении отложения дорогорской свиты исключены из рассмотрения. Таксономический состав микрофоссилий приведён в таблице 28 приложения, схема распределения микрофоссилий в отложениях разреза Средне-Няфтинской скважины на рис. 14 приложения.

Главной особенностью рассматриваемых ассоциаций является повсеместное количественное преобладание мелких и среднеразмерных акритарх, лишенных ясно выраженной орнаментации, второстепенная роль крупных морфологически различающихся оболочек, нитчатых и сложно построенных образований, при почти полном отсутствии во всей изученной выборке колониальных коккоидных форм.

Биостратиграфический анализ таксономического состава изученных микроостатков свидетельствует, что среди них господствуют транзитные позднепротерозойские таксоны. К их числу принадлежат акритархи *Leiominuscula minuta*, *Leiosphaeridia atava*, *L. minutissima*, *L. tenuissima*, *L. jacutica*, *L. bicrura*, *L. temata*, *Nucellosphaeridium nordium*, *Pterospenopsimorpha insolita*, *P. pileiformis*, *Satka sp.*, *Germinosphaera sp.*, *Leiotrichoides typicus*, *Archaeotrichion contortum* и др. Набор названных транзитных таксонов позволяет сделать лишь общий вывод о принадлежности вмещающих их толщ к рифею.

В составе «безликой» **вашкинской ассоциации** количественно доминируют морфологически простые акритархи *Leiosphaeridia*, *Nucellosphaeridium*, *Pterospenopsimorpha* и нитчатые чехлы *Archaeotrichion*. Размеры первых не превышают 280 мкм (за исключением нескольких находок более крупных своеобразных *L. temata*), а вторых – близки к минимальным среди известных у докембрийских нитчатых чехлов (1–2 мкм). Другие вашкинские морфотипы – лентовидные бесструктурные талломы и возможные остатки репродуктивных структур древних водорослей и грибов

также морфологически простые и имеют относительно небольшие размеры. В южноуральском стратотипе и учуро-майском гипостратотипе рифея все перечисленные формы широко распространены в нижне-, средне- и верхнерифейских отложениях, избирательной приуроченности к каким-либо из них не обнаружено.

Однако вблизи кровли вашкинской свиты присутствуют не только поступающие снизу транзитные рифейские морфотипы, но и губчатые *Spumosina* и крупные эллипсоидные *Navifusa*. Два последних таксона на Южном Урале и в Сибири не характерны для нижне- и среднерифейских отложений и известны здесь лишь начиная с нугушских и/или керпыльских толщ [Стратотип рифея, 1982; Микрофоссилии докембрия..., 1989; Вейс и др., 1998, 2003; Вейс, Воробьева, 1993, 2002; Сергеев, 2003 и др.].

Следует подчеркнуть, что фраза «поступающие снизу транзитные рифейские морфотипы» очень сбивает с толку: создаётся впечатление, что вблизи кровли вашкинской свиты находится некий стратиграфический уровень, отражающий границу верхнего и среднего отделов рифея [Аплонов и др., 2006]. Однако, если обратиться к фациальному анализу отложений, окажется, что это представление не соответствует действительности. Дело в том, что нижняя часть вашкинской свиты представлена буроватыми косоволнистыми песчаниками (см. табл. 11 приложения), что свидетельствует о субаэральности обстановки седиментации, которая, в свою очередь, не могла не влиять на видовой состав биоты. Проточно-водные субаэральные обстановки должны были способствовать лишь размыву и переотложению уже накопленных осадков (и содержащихся в них форм), но никоим образом не были благоприятны для распространения губчатых *Spumosina* и крупных эллипсоидных *Navifusa*. Другими словами, исходя из фациального состава отложений низов вашкинской свиты нельзя утверждать, что верхнерифейская ассоциация появилась только в верхах свиты.

Вверх по разрезу транзитные вашкинские микроостатки сменяются более представительной пезской ассоциацией, которая наиболее сходна с раннекаратавскими нугушской и керпыльской микробиотами. Главной отличительной чертой **пезской ассоциации**⁹ является

⁹ Пезская свита представлена отложениями достаточно глубоководного озера (см. табл. 28 Приложения).

наличие в ней примечательных морфотипов, представленных многими экземплярами крупных акритарх *Chuararia* (до 480 мкм), многорядных чехлов *Polytrichoides* и широких нитчатых *Asperatofilum*. Ассоциацию дополняют общие с вашкиными морфологически простые среднеразмерные акритархи *Leiosphaeridia*, *Pterospermopsimorpha*, *Nucellosphaeridium* (до 280–300 мкм), совместно с более частыми *Navifusa* (200 × 400 мкм).

С биостратиграфических позиций подобное сочетание транзитных и впервые появляющихся характерных форм позволяет говорить о двух возможных вариантах сопоставления этой ассоциации. Наиболее обоснованной является корреляция пезских отложений с нижней частью типового и опорных разрезов верхнего рифея (R_3^1), где также появляются три отмеченных пезских таксона, но акантоморфиты (кроме проблематичных мелких *Trachyhystrichosphaera parva* Mikh.) не встречаются (добедерышинская часть зильмердакской свиты Южного Урала, керпыльские и безышенские толщи Средней Сибири). Менее вероятной кажется принадлежность пезской свиты к более высоким горизонтам верхнего рифея, заключающим не только все упомянутые таксоны, но и различные несущие выросты акритархи, а также и другие сложно построенные образования (бедерышинские, лахандинские и деревнинские толщи). Еще один вариант сопоставления пезской свиты с южноуральским и сибирскими разрезами рифея поддерживается рядом исследователей в рамках геохронологической модели развития докембрийского биоса, в которой близкие к нугушской (и, следовательно, к пезской) керпыльская и безыменская микробиоты Сибири причисляются к среднему рифею [Семихатов и др., 2002; Сергеев, 2003].

Последовательность рифейских микрофоссилий неопротерозойского разреза Беломорско-Пинежского региона завершает особенно разнообразная и обильная единая сафоновская ассоциация¹⁰ (R_3^{2-3}). Помимо большинства форм, поступающих в этот интервал из подстилающих отложений, включая *Chuararia*, *Spumosina*, *Navifusa*, *Polytrichoides* и *Asperatophilum*, здесь встречен ряд сложных, не известных ниже по разрезу таксонов. К последним принадлежат

такие «биостратиграфически ценные» морфотипы, как обнаруженные в большом количестве в лешуконской и няфтинской свитах акантоморфные акритархи *Trachyhystrichosphaera aimika* Herm., *T. stricta* Herm., *T. vidalii* Knoll, *Prolatoforma aculeata* Mikh. и формы, близкие к *Cymatiosphaeroides*. Список характерных сафоновских морфотипов дополняют своеобразные акритархи с уплотненными краями: *Chuararia globosa*, эллипсоидальные *Konderia elliptica*, расширенные у окончаний *Pseudotawuia*, пленчатые *Pellicularia*, оболочки с длинными выростами *Caudosphaera expansa*, несколько разновидностей ветвящихся слоевищ *Ulophyton*, асимметричные *Globiferum*, часто сегментированные кутикулярные остатки, очень широкие нитчатые *Plicatidium*, неправильно эллипсоидные *Fabiformis* и некоторые другие образования.

В Южно-Уральском стратотипе и Учуро-Майском гипостратотипе рифея указанные микрофоссилии встречены в отложениях, относимых всеми исследователями только к каратавию [Вейс и др., 2002; Сергеев, 2003], и лишь некоторые из них (*Chuararia*, *Spumosina*, *Polytrichoides*, *Asperatofilum* и др.) в ряде регионов относятся к венду (Бурзин и др., 2001). В породах верхнего рифея названные морфотипы количественно доминируют во многих разновозрастных местонахождениях. Обилие в сафоновской ассоциации имеющих хорошую сохранность акантоморфных *Trachyhystrichosphaera* и *Prolatoforma*, возможных *Cymatiosphaeroides*, а также некоторых других характерных образований (*Pellicularia*, *Globiferum*, сегментированных кутикулярных остатков) исключает корреляцию лешуконской и няфтинской свит с начинающими типовой разрез верхнего рифея и лишенными указанных форм добедерышинскими отложениями каратавской серии Южного Урала [Маслов 1997а, б; Маслов, 1998, Маслов и др., 2001, 2002] и их сибирскими аналогами.

Данный вывод в полной мере справедлив и в отношении корреляции сафоновских микроостатков и представительной микробиоты формации Сванбергфьеллет Северо-Восточного Шпицбергена, которая завершает интегральный ряд ключевых верхнерифейских микробиот Северной Евразии. Установленная индивидуальность сафоновской ассоциации, вероятно, отражает изолированность (седиментационную замкнутость) бассейнов осадконакопления.

¹⁰ Название ассоциации происходит от сафоновской серии, которая объединяет отложения няфтинской и лешуконской свит (см. табл. 24 Приложения).

Наиболее обоснованной является корреляция сафоновских микрофоссилий со среднекаратавскими южно-уральскими и сибирскими их ассоциациями. В рамках этого относительно широкого стратиграфического диапазона менее убедительным выглядит сопоставление сафоновских микрофоссилий с бедерышинской (мулдакаевской) микробиотой Южного Урала. Уязвимость этого варианта определяется тем, что в пределах стратотипической местности в главных местонахождениях последней акантоморфиты присутствуют лишь в незначительном количестве. Гораздо более обильные находки этих и некоторых других сложно построенных морфотипов выявлены в возможных стратиграфических аналогах бедерышинской микробиоты в Приуралье и в Сибири – приуровской (кармалинской), шиханской (савалеевской), нижнелахандинской и деревнинской микробиотах. Иной, принятый здесь вариант сопоставления сафоновских микрофоссилий опирается на новые данные по уточнению и расширению микрофитологической характеристики стратотипа рифея на Южном Урале и ряда опорных разрезов рифея Сибири. С учетом этой информации более весомым представляется вывод о близости сафоновских микрофоссилий севера Восточно-Европейской платформы к насыщенной многочисленными шиповатыми формами (*Trachyhystrichosphaera*, *Prolatoforma*, *Cymatiosphaeroides*) и заключающей другие общие таксоны (*Pellicularia*, *Fabiformis*, *Globiferum* и др.) более молодой нижнеинзерской (шишенянской) микробиоте типового разреза рифея и сопоставляемой с ней мироедихинской Туруханского поднятия Сибири.

Подводя общий итог приведённым данным, можно заключить, что видовой состав изученных микрофоссилий свидетельствует о позднерифейском возрасте вмещающих осадочных комплексов.

5.5.4. Палеоэкологическая интерпретация

Сравнение систематического состава особенно разнообразных няфтинских и лешуконских микрофоссилий сафоновской серии с составом других подобных по представительности и детально изученных в фациально-экологическом отношении рифейских микробиот Южного Урала и Сибири свидетельствует о возможной принадлежности названных

Беломорско-Пинежских ассоциаций к «оптимальным» (среднеглубинным) фациально-экологическим группировкам рифейского возраста. Об этом свидетельствует наличие в обеих названных группировках микрофоссилий севера Русской платформы таких примечательных членов, как гигантские *Chuarina*, окаймленные *Simia*, акантоморфные *Trachyhystrichosphaera* и *Prolatoforma*, чехлы *Polytrichoides*, *Plicatidium*, сложно построенные *Ulophyton*, *Fabiformis*, *Pseudotawuia*, *Pellicularia* и некоторые другие показательные морфотипы. Подобный набор форм в детально изученных морских бассейнах рифея Урала и Сибири был обнаружен только в осадках, формировавшихся в пределах нижней сублиторали и проксимального субплатформенного шельфа, ниже базиса действия штормовых волн (на глубинах в первые десятки метров). Лишь в очень редких случаях отдельные элементы «оптимальной» группировки рифейских микроорганизмов проникали в более мелководные зоны верхней сублиторали, где обычно присутствуют мелководные и/или переходные формы, однако подобное проникновение жестко лимитировалось наличием специфических тиховодных условий полуизолированного внутреннего шельфа или характерных контрастных элементов рельефа дна [Петров, Вейс, 1995].

Сказанное косвенно подтверждает высокое количество и разнообразие в изученных пробах акритарх, которые обычно рассматриваются как остатки эукариотного фитопланктона, контрастирующее с редкостью нитчатых форм, трактуемых чаще всего как про- или эукариотный фитобентос. Такое сочетание морфотипов в изученных ассоциациях в свою очередь позволяет сделать общий вывод о существенной глубоководности заключающих микроостатки отложений. Указанному выводу не противоречит упомянутая малочисленность в анализируемой выборке нитчатых форм и почти полная редукция колониальных коккоидных микрофоссилий, что в совокупности свидетельствует о возможном резком сокращении или даже отсутствии в анализируемом бассейне протяженных мелководных областей шельфа. Этот вывод хорошо согласуется с обстановками развития рифтогенных озёр.

Привлечение дополнительных аргументов, главным из которых является наличие среди выявленных акритарх особенно крупных представителей родов *Leiosphaeridia*, *Nucello-*

spbaeridium, *Pterospermopsimorpha*, *Konderia*, *Simla*, *Navifusa*, репродуктивных структур или стадий развития древних грибов и водорослей *Caudosphaera*, *Germinosphaera*, ветвящихся талломов *Ulophyton*, пленчатых *Pellicularia*, «делящихся» или монстриозных акритарх, а также обилие в изученном материале разложеного органического детрита, по аналогии с упоминавшимися микрофоссилиями рифея Сибири, еще более подтверждает сделанный ранее вывод. Во всех приведенных примерах ассоциации микрофоссилий, подобные (но не идентичные) встреченным в скважине Средне-Няфтинская № 21, принадлежат только относительно глубоководной «оптимальной» зоне рифейских бассейнов Сибири. В этих бассейнах данная зона располагалась чаще всего на значительном удалении от береговой линии и простиралась до дистального шельфа. Следует лишь учесть, что аномально высокое содержание в изученном материале тонкостенных микроостатков и выраженные следы их бактериальной деструкции не только свидетельствуют о достаточно глубоководных и, вероятно, тихоходных (низкоэнергетичных) условиях обитания и/или захоронения микроорганизмов в рассматриваемом няфтинском и лешуконском бассейнах севера Русской платформы, но и о его определенной специфике по сравнению с эпиконтинентальными морскими бассейнами рифея Сибири¹¹.

Возможности интерпретации микрофитологических особенностей пезской и вашкинской свит в фациально-экологическом аспекте лимитируются относительной бедностью их систематического состава по сравнению с вышележащими отложениями сафоновской серии. Самые примечательные морфотипы пезской ассоциации – *Chuarina circularis* Walcott emend. Vidal, Ford, «делящиеся» или монстриозные оболочки, *Asperatofilum experatus* (Herm.), *Polytrichoides lineatus* Herm. emend. Herm., *Navifusa majensis* Pjat., *Leiosphaeridia temata* (Tim.), *L. bicrura* Jank. – в рифейских бассейнах Сибири в наибольшей степени свойственны относительно мелководным зонам нижней сублиторали. Вместе с тем, четыре последних таксона в сочетании с пезскими *Spumosina mbiginosa* (Andreeva) не только присутствуют, но и определяют «лицо» самой глубоководной

¹¹ Аналогичный вывод был сделан А.Ф. Вейсом при изучении микрофоссилий из отложений Среднерусского авлакогена [Чамов и др., 2003, 2010].

из выявленных в Сибири группировок микроостатков дистального шельфа.

Подобная двойственность возможных выводов относится и к фациально-экологической приуроченности микрофоссилий вашкинской свиты, среди которых помимо пезских тернат и навифуз присутствуют *Spumosina mbiginosa* (Andreeva) и *Simia aff. nerjenica* A.Weiss. На упоминавшихся сибирских примерах (мироедихинском шельфе) видно, что спумозины особенно характерны для наиболее мористых областей дистального шельфа, а сами, напротив, поднимаются в сторону береговой линии вплоть до проксимального ограничения нижней сублиторали. Объективное решение данной дилеммы на имеющемся сейчас материале вряд ли возможно. Однако, учитывая явное обеднение всех изученных проб из вашкинской и пезской свит органическим детритом по сравнению с пробами из няфтинской и лешуконской свит, а тем более из безусловно глубоководных обстановок Средней Сибири, более убедительным представляется вывод о преобладании мелководных условий формирования отложений вашкинской и пезской свиты.

Приведённые данные полностью укладываются в представление об озёрном генезисе осадочных комплексов, где состав биоты отражает разные этапы структурно-тектонической эволюции вмещающего озеро полуграбена.

5.6. Сейсмокомплексы в составе осадочного чехла и верхней части фундамента

Сейсмокомплекс $Ar-Pr_1$ характеризует верхнюю часть фундамента Беломорско-Пинежского региона, в том числе Онежский и Архангельский останцы Балтийского щита, а также опоясывающие их бластомилониты по мигматитам и амфиболитам, образованным, как и в Среднерусском авлакогене, около ~ 1,75 млрд л.н. [Бибикова и др., 1998].

Поверхность сейсмокомплекса (ОГ-Ф) устанавливается по исчезновению стратифицированных отражений чехла и преобладанию в образе волнового поля слабовыраженных непротраженных отражающих площадок (см. рис. 5.4–5.8). На выступах фундамента склона Балтийского щита горизонт ОГ-Ф представлен очень отчётливым одиночным отражением, тогда как в пределах грабенов преобладают двухфазные отражения. Границы ОГ-Ф с горизон-

тами в подошве рифейского комплекса обычно согласные, хотя в ряде случаев отмечаются несогласия типа подошвенного налегания.

Принципиальным отличием сейсмокомплекса от такового в Среднерусском регионе является отсутствие (не обнаруженные) серий параллельных субгоризонтально ориентированных рефлекторов на границе с осадочным чехлом.

Сейсмокомплекс $Pz-V_2$ характеризует толщу осадочных пород между дневной поверхностью и отражающим горизонтом ОГ-К, который с разной степенью интенсивности прослеживается во всех грабенах с осадочными комплексами рифея и на разделяющих их выступах фундамента. Сейсмокомплекс характеризует платформенный чехол, где сейсмические горизонты субпараллельны и уверенно прослеживаются в волновом поле. Вещественным выражением сейсмокомплекса являются осадочные породы верхнего венда, палеозоя и антропогена.

Сейсмокомплекс R_3^1 объединяет все сейсмостратиграфические единицы, относящиеся к заполнению осадочных бассейнов. Поскольку большинство бассейнов представляют собой полуграбены, мощность сейсмокомплекса является величиной переменной и варьирует от 0 до 3–7 км даже в пределах одной структуры. Сейсмокомплекс залегает на фундаменте (Ar-Pr₁), а в кровле либо срезан комплексом платформенного чехла (Pz-V₂), либо по типу кровельного несогласия примыкает к отложениям сейсмокомплекса R_3^2 .

В образах волнового поля стратифицированные отражающие горизонты имеют веерообразные формы в сечениях, ортогональных простираниям полуграбенов или незакономерно-волнистую слоистость в сечениях, субпараллельных длинным осям структуры (см. рис. 5.4–5.8).

Отражающие горизонты образуют серии (сейсмические фации), которые различаются по степени интенсивности отражений и образам волнового поля. Наличие многочисленных несогласий свидетельствует о многостадийной истории проседания осадочных бассейнов (полуграбенов) с последовательным геологически мгновенным (сброс) образованием нового пространства аккомодации. Опережающее по отношению к седиментации формирование структурного бассейна выражено в характерном подошвенном налегании отражающих границ: после очередного сброса накапливаю-

щиеся слои выклиниваются у наклонной поверхности предыдущей осадочной серии.

Внутри сейсмофаций элементы сейсмических последовательностей имеют разное строение, что свидетельствует об изменении условий седиментации. Отчётливые клиновидные серии формировались в условиях подтопленного пространства аккомодации. Сложный набор черепицеобразных отражений, создающих косослоистые формы, обусловлен преимущественно боковым (латеральным) наращиванием осадков [Аглонов и др., 2006]. Хаотический рисунок волнового поля, вероятно, отражает влияние оползневых процессов на не полностью литифицированный осадок. Прерывистые отражения с непостоянной интенсивностью могут свидетельствовать о переменной энергетической обстановке осадконакопления и свойственны отложениям речных потоков.

Рассмотренные образы волнового поля (стили седиментации) широко распространены и, чередуясь друг с другом, проявляются на разных уровнях разреза. Из этого следует, что в ходе накопления разреза катаплатформенного чехла обстановки седиментации имели разную динамику и неоднократно менялись от субаквальных к субаэральным.

Широкое распространение получили регрессивные последовательности, типичные для седиментации во временных озерах: пакет протяженных веерообразно расходящихся отражений надстраивается пачками с коротким штриховым и далее хаотическим образом волнового поля.

Сейсмокомплекс R_3^2 объединяет относительно пологие мульдообразные серии отражений, с угловым несогласием залегающие на нижележащем сейсмокомплексе R_3^1 и выходящие на плечи полуграбенов (см. рис. 5.4). Сейсмокомплекс распространён не повсеместно. Мощность его сильно варьирует (до тысячи метров), составляя в среднем первые сотни метров.

Образ волнового поля этого комплекса отличается четко выраженной непрерывностью и значительной интенсивностью отражающих горизонтов.

5.7. Сопоставление образа волнового поля с результатами бурения

По керну и каротажу буровых скважин Усть-Няфтинская 1 и Средне-Няфтинская 21

в Усть-Мезенском грабене выделены вашкинская, пезская, дорогорская, лешуконская, няфтинская и уфтыгская свиты общей мощностью более 2 км (приложение, рис. 13 и табл. 11). На основании сеймостратиграфического анализа выделен ряд отражающих горизонтов, которые сопоставлены с границами разделов свит (см. рис. 5.8). В опорном разрезе, вскрытом скважиной Средне-Няфтинская-21, стратиграфическая организация катаплатформенного чехла выглядит следующим образом.

Няфтинская свита заключена между граничными поверхностями ОГ-К и L_1 , лешуконская – между L_1 и L_2 , дорогорская – между L_2 и N, пезская – между N и N_1 [Аплонов и др., 2006]. Последняя граничная поверхность (N_1) в сечении профиля IV, по мнению автора, не прослеживается (см. рис. 5.8). В то же время считается, что она служит кровлей вашкинской свиты, подошва которой бурением не вскрыта.

Полученные материалы позволяют сделать два принципиальных вывода.

1. Важнейшими коррелятивными параметрами стратона (свиты) являются его мощность и глубина залегания в опорном разрезе. Однако мы имеем дело с осадочными телами клиновидной формы и, соответственно, переменной мощности, которая стремительно изменяется вкрест простирания грабенов (см. рис. 5.5). Как следствие, глубина залегания свит (сеймостратиграфических комплексов) в опорном разрезе не может быть принята за основу идентификации и корреляции толщ в тектонически и седиментационно обособленных осадочных бассейнах Беломорско-Пинежского региона.

Принято считать, что по простиранию бассейна мощность стратиграфического элемента разреза относительно выдержана. На практике, его прослеживанию и корреляции со стратотипом препятствуют вариации мощностей и глубин залегания. Так, значительные по амплитуде (до 1,5 км) вариации глубин залегания поверхностей раздела стратонов опорного разреза, связанные с «рысканием» маршрута профиля относительно ориентировки грабена, отчетливо выражены на рис. 5.8.

Структурная асимметрия грабенов, их пространственная обособленность и сложные в плане маршруты сейморазведки накладывают ограничения на применимость методов сеймостратиграфической корреляции к осадочным комплексам бассейнов Беломорско-

Пинежского региона. В каждом конкретном бассейне расчленение сеймокомплекса на более мелкие составляющие не вызывает, как правило, затруднений. Однако корреляция образцов волнового поля в изолированных (пусть и близко расположенных) грабенах оказывается непростой и, часто, непосильной задачей. Например, далеко неоднозначной представляется корреляция установленных бурением в Усть-Мезенском грабене свит (см. рис. 5.8) с сеймокомплексами в соседнем сходно ориентированном Азопольский грабене (см. рис. 5.7 в, г).

Дело в том, что в силу неодновременности и разных амплитуд смещения элементов сдвиговой системы даже в смежных структурах образы волнового поля разные. Выделение секвенций в составе сеймокомплекса может быть полезно для анализа истории погружения (запрокидывания) отдельно взятого осадочного бассейна, но, как правило, бесполезно для регионального картирования. Аналогичная ситуация имеет место в древних и современных рифтогенных областях, в частности в пространственно смежных, но структурно и седиментационно обособленных сдвиго-раздвиговых бассейнах рифтовой долины Книповича [Пейве, Чамов, 2008].

Регионально значимым картируемым элементом в сдвиговых тектоно-седиментационных системах может быть только обобщенный сеймокомплекс, отражающий активный (рифтогенный) этап развития территории. Что касается Беломорско-Пинежского региона, то из-за большого количества пространственно обособленных структур, имеющих сходную в общих чертах, но очень индивидуальную в деталях историю формирования, при существующей плотности сейморазведочной сети говорить о сколько-нибудь достоверной корреляции сеймокомплексов преждевременно.

2. Невозможность надёжной корреляции отложений тектонически и седиментационно индивидуальных сдвиговых бассейнов в сочетании с отсутствием неопровержимых данных о существовании отложений древнее верхнерифейских позволяет вернуться к приведённому выше утверждению, что выделение среднего рифея по положению в разрезе оказывается неубедительным, как и само допущение о существовании в структурно-однородном ансамбле бассейнов региона отложений других эпох тектогенеза (т.е. древнее верхнего рифея).

5.8. Соотношение Беломорско-Пинежского региона со Среднерусским авлакогеном и Вычегодским прогибом

Существующие к настоящему времени стратиграфические представления о строении катаплатформенного осадочного чехла Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов основаны на данных изучения скважин С.-Молоковская, Рослятинская, Средне-Няфтинская, Сторожевская и Сереговская. Осадочные разрезы, вскрытые этими скважинами принадлежат разрозненным структурам (бассейнам) различных структурных областей – Среднерусско-Беломорской провинции и Предтимаанского пояса. Тем не менее, чередование в разрезах фациально-сходных на первый взгляд литологических разностей долгое время являлось основанием для прямой корреляции вскрытых бурением осадочных разрезов. Рассмотрим правомочность такого подхода.

В пяти скважинах, две из которых соответствуют требованиям XXI века к параметрическим выработкам, стратоны не коррелируются ни по предполагаемому возрасту, ни по названиям, ни (что самое существенное) по вещественному выражению: мощности, цвету, литологическому составу и фациальной принадлежности (рис. 5.9).

При этом, хотя названия свит в разрезе Средне-Няфтинской скважины совершенно не соответствуют таковым в разрезах Среднерусского авлакогена, сами разрезы Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов вполне сопоставимы на уровне молоковской серии, различные сочетания толщ которой исчерпывающе характеризуют катаплатформенный чехол обоих регионов. Напротив, сопоставление разреза Средне-Няфтинской скважины с разрезом Вычегодского прогиба показывает их некоррелируемость, несмотря на использование единой терминологии при обозначении стратонов. В частности, противоестественным выглядит раздвиг уфтыогской свиты в скв. Сереговская, а также смена цвета и фациального облика отложений в свитах уфтыогская и пезская в скв. Сторожевская (см. рис. 5.9).

Приведённые данные свидетельствуют в пользу представлений о тектоно-седиментационном родстве разрезов Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов. Для подтверждения их тектоно-седиментационной обособленности от Вычегодского прогиба рас-

смотрим принципиальное строение разрезов последнего¹².

Скважина Сереговская-1 в интервале 1136–3943 м вскрыла докембрийские отложения, которые с размывом перекрываются породами верхнего карбона. Отложения котлинского и редкинского горизонтов верхнего венда вскрыты в интервале 1136–2025 м и представлены мезенской, красавинской, зимнегорской и тамницкой свитами (см. рис. 5.9).

Разрез верхнего рифея – нижнего венда вскрыт в интервале 2025–3943 м. Отложения отнесены к уфтыогской, няфтинской и оменской свитам, в составе каждой из которых по керну и промыслово-геофизическим данным обособлены толщи и/или пачки пород.

Уфтыогская свита (инт. 2025–3450 м) объединяет две условно разделяемые толщи. Породы верхней толщи (инт. 2025–2746 м) характеризуются максимальной красноцветностью и размерностью обломочных разностей. Только в этом интервале по керну постоянно фиксируются средне-грубозернистые песчаники с гравийной примесью и прослой гравелитов. Среди песчаников выделяются рыхлые полимиктовые и аркозовые, а также более светлые и плотные олигомиктовые разности. Цемент в породах представлен более мелкой обломочной составляющей, каолинитом и гидрослюдой. Нижняя толща (инт. 2746–3450 м) сложена преимущественно красноцветными неравномернозернистыми грубозернистыми несортированными песчаниками кварц-полевошпат-биотитового состава с карбонатным цементом.

По фациальным признакам эти типично континентальные аллювиально-пролювиальные отложения моласоидного облика могут быть сопоставлены со вскрытой частью рифейских отложений в скважинах 1-Котлас, 1-Яренск, 1-Кажим, 186-Нившера, с джежимской свитой Южного Тимана, с красноцветными песчаниками в скважинах 1-Уфтыога и 18-Усть-Чёрная. Главным отличием является колоссальная мощность (1515 м) отнесённых к уфтыогской свите красноцветов.

Няфтинская свита (инт. 3450–3720) по литологическому составу сильно отличается от одноимённого подразделения, установленного в Средне-Няфтинской скважине. В керне подняты доломиты алевролитовые и песчаные,

¹² Приводимая ниже характеристика разрезов основана на обобщении материалов, полученных автором в ходе выполнения работ для ЗАО «Валдайгеология» (Бурзин и др., 2001).

пестроцветные, с прослоями светло-серых доломитовых известняков с псевдоонколитами светло-розовых плотных доломитовых песчаников, средне- и грубозернистых, темноцветных алевролитов и известняковых аргиллитов. Это интервал максимального развития карбонатных пород всего вскрытого разреза.

Оменская свита (инт. 3720–3943 м) также весьма отличается от средне-няфинского разреза. Породы здесь имеют пестроцветный облик и сульфатно-карбонатно-терригенный состав. Свита представлена переслаиванием темноцветных и пестроцветных алевролитов аргиллитов, алевролитов, песчаников с туфогенной примесью кислого и основного состава и сульфатом в цементе и прожилках.

В тонкозернистых разностях определен комплекс микрофоссилий рифейского возраста. Он представлен транзитными формами (9 видов из 6 родов), отличающимися от типично верхнерифейского комплекса скважин 1-Усть-Няфта, 1-Сафоново, 1-Ома, 184-Нившера и обнажений Тимана.

Скважина Сторожевская-1 в интервале 1272–3742 м вскрыла докембрийские отложения, которые с размывом перекрываются породами верхнего девона. Отложения котлинского и редкинского горизонтов верхнего венда вскрыты в интервале 1272–1759 м и представлены красвинской, зимнегорской и тамецкой свитами.

Верхнерифейские отложения по керну и результатам промыслово-геофизических исследований отнесены к четырём свитам (см. рис. 5.8).

Уфтыгская свита (инт. 1759–2557 м) представлена незакономерным чередованием неравных по мощности пачек аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями песчаников. Относительно массивный пласт песчаных отложений приурочен к базальной части свиты.

В составе *нефтинской свиты* (инт. 2577–2887 м) преобладают известняки темноцветные яснокристаллические слоистые и массивные; присутствуют также более светлые плотные доломиты с тонкими горизонтальными прослойками темно-серого мергеля и аргиллита, с песчаными алевролитовыми прослоями в основании толщи.

Дорогорская свита (инт. 2887–3300 м) сложена преимущественно плотными, крепкими пестроцветными песчаниками с подчинёнными прослоями гравелитов, алевролитов, аргиллитов. Состав олигомиктовый и аркозовый, иногда с карбонатной примесью.

Пезская свита (инт. 3300–3742 м) представлена переслаиванием темноцветных и пестроцветных аргиллитов, песчаников и алевролитов. По составу породы кварцевые с карбонатной и туфогенной примесью. По каротажу эта толща наиболее отчетливо выражена максимальными значениями естественной гамма-активности.

Таким образом, сопоставление свит осадочных разрезов Вычегодского прогиба и Среднерусско-Беломорской провинции свидетельствует об их существенном различии. Помимо фациальных различий и появления карбонатных разностей пород, принципиальным отличием отложений Вычегодского прогиба является их солёность. Соли неясной стратиграфической принадлежности обнаружены на Сереговском куполе ещё в 1950–1953 годах (Дроздов, 1954). Этими и более поздними работами, обобщёнными Э.А. Кальберг, установлена овальная форма купола размером 4,4×4 км, вытянутого в направлении на северо-запад. Ядро купола сложено штоком каменной соли (1,3×1,9 км у вершины), имеющем тектонический контакт с окружающими нижнепермскими отложениями, перекрытыми 200–400 м толщей кепрока. Она представлена пестроцветной брекчией, состоящей из глыб и обломков глин, аргиллитов, алевролитов, песчаников, известняков, доломитов, доломито-сульфатов, сцементированных пестроцветной глиной, нередко пересекается интрузиями диабазов со следами горячего контакта. Соль купола представлена преимущественно крупнокристаллическим галитом – красным, тёмно-красным, светло-розовым, иногда светло-серым, почти белым. Отмечены включения глины, доломита и других пород. Полностью соли не пройдены ни одной скважиной, максимально вскрытая мощность составляет 827 м (скв. 39). Возраст соли первоначально предполагался либо раннепермским, либо девонским. Позднее, по определению изотопного возраста секущих диабазов (505 млн. лет) и сейсморазведочным работам, был принят неопротерозойский возраст.

В настоящее время более узкий стратиграфический интервал полагается либо вендским, либо верхнерифейским. Первую точку зрения развивали В.Г. Гецен и В.Л. Андреичев (1990), выделившие пестроцветно-красноцветную солёную формацию, завершающую позднерифейско-вендский формационный цикл Мезенско-Вычегодской структурно-формационной зоны. Признаки засоления

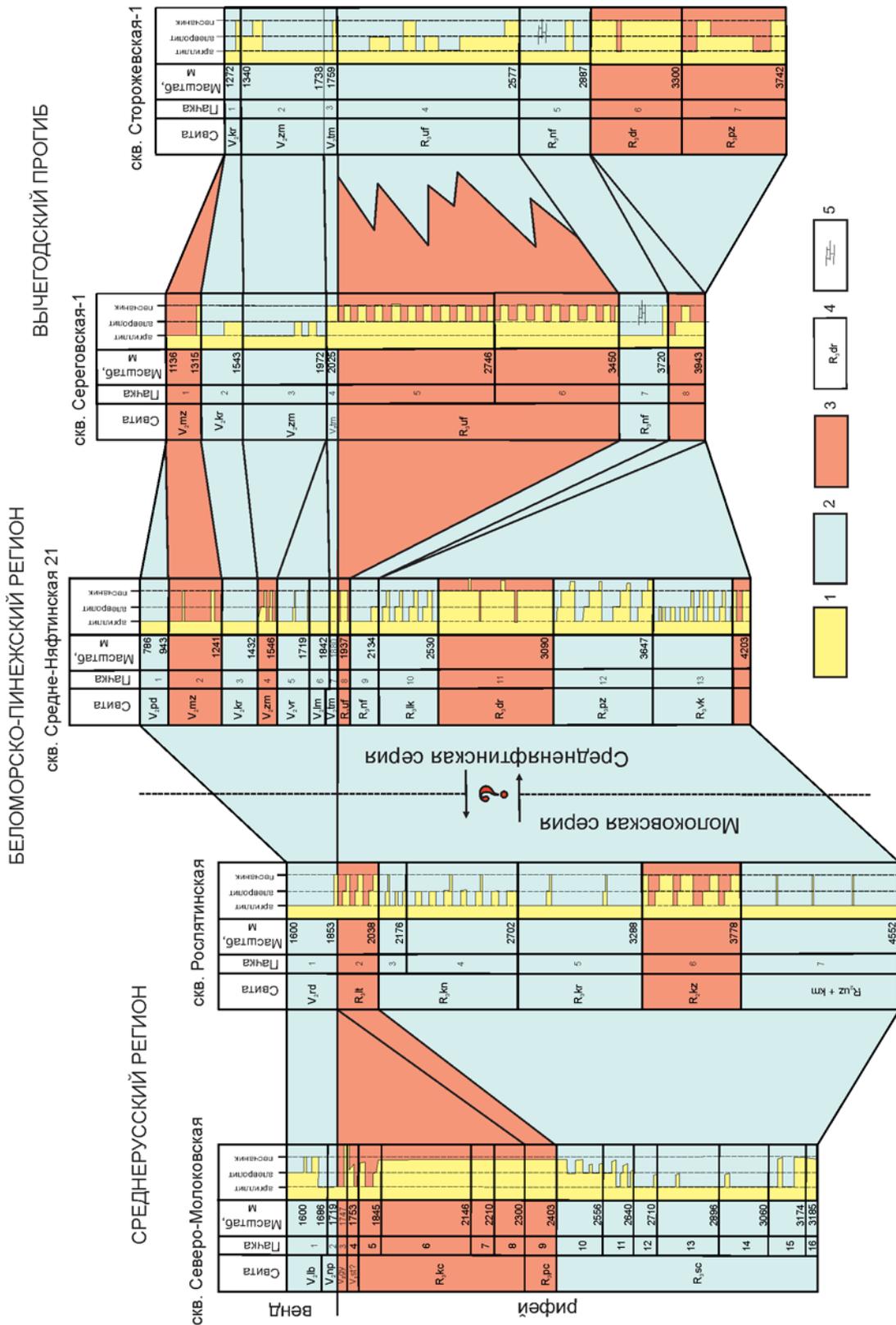


Рис. 5.9. Сопоставление разрезов Среднерусского авлакогена, Беломорско-Пинежского региона и Вычегодского прогиба

⇐ Рис. 5.9 (окончание)

Верхний венд, по [Аплонов и др., 2006]: свиты: V_2lb – любимская, V_2pr – непейцинская, V_2gy – гаврилово-ямская, V_2rd – реджинская, V_2pd – падунская, V_2mz – мезенская, V_2kg – красавинская, V_2zm – зимнегорская, V_2vg – верховская, V_2lm – лямицкая, V_2tm – тамецкая; нижний (?) венд: V_1st – сотинская свита; верхний рифей молоковской серии, по [Чамов и др., 2010] и (в скобках) относимые к ним серии и/или свиты с предполагаемым возрастом, по [Кузьменко, Шик, 2006]: R_3kc – красноцветная (молоковская свита, $R_{2,3}$), R_3pc – пестроцветная (бологоевская серия: верхняя подсвита полоцкой свиты, R_2), R_3sc – сероцветная (бологоевская серия: средняя и нижние подсвиты полоцкой свиты, токаревская и коломенская свиты, R_2); верхний и предположительно средний рифей, по [Кузьменко, Шик, 2006]: рослятинская серия, свиты: R_3lt – литоминская, R_3kp – княжевская, R_3kr – каревская; R_2kz – кожуховская свита; путиловская серия, свиты R_3uz+km – юзская (верхняя подсвита) и кемская; верхний и предположительно средний рифей, по [Аплонов и др., 2006]: свиты: R_3uf – уфтюгская, R_3nf – нефтинская, R_3om – оменская, R_3lk – лешуконская, R_3dr – дорогорская, R_2pz – пезская, R_2vk – вашкинская.

1–3 – осадочные комплексы: 1 – Цветом показаны красноцветность и сероцветность отложений

верхневендских пород (рассеянный галит, включения гипса и ангидрита) отмечены им в скважинах 10, 11-Мулук, 1-Сторожевская, 40-Серегово, 1-Сысола и 3-Аныб.

Другой вероятный стратиграфический уровень солей предполагал Б.А. Пименов [1994], который рассматривал соли как синхронную лагунную фацию верхнерифейских стратолитовых построек. На временных разрезах производственных партий №№ 12187, 12188, 12189 аномалии сейсмозаписи, интерпретируемые как соли, наблюдались как в вендском, так и в рифейском интервалах разреза.

Присутствие эвапоритов в рифейских отложениях отмечено в скважинах 1-Серегово (пестроцветная сульфатно-карбонатная терригенная толща в интервале 3943–3450 м), 1-Сторожевская (наличие $BaSO_4$ в составе тяжёлой фракции пород в интервале 3742–3295 м), 1-Б. Пороги (соленосные породы керна).

Кроме того, во многих скважинах Вычегодской зоны в протерозойском интервале наблюдается аномальное увеличение диаметра ствола против прослоев 10–40 м, свя-

зываемое, вероятно, с вымыванием солей. Аналогичные особенности при промыслово-геофизических исследованиях ранее отмечались в соленосных интервалах ордовика-силура северо-востока региона.

Приведённые выше данные свидетельствуют в пользу различной тектоно-седиментационной истории в развитии Среднерусско-Беломорской провинции и Вычегодского прогиба. К числу общих закономерностей строения северо-востока ВЕП можно отнести нарастание роли карбонатной и сульфатной минерализации в сторону Тиманской провинции. Частая смена субэвральных и субаквальных обстановок седиментации, не выраженная в регионально прослеживаемых фациях, отражает, во-первых, интенсивную тектоническую активность и, во-вторых, морфологическую разрозненность и независимость движений в пределах локальных депоцентров. Однако вопросы о геоисторическом и стратиграфическом соотношении крупных региональных единиц остаются открытыми.

ГЛАВА 6. ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ РАЗВИТИЯ СРЕДНЕРУССКО-БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ В НЕОПРОТЕРОЗОЕ

6.1. Корреляция сейсмокомплексов

Результаты сопоставления сейсмокомплексов, установленных по образам волнового поля для разных регионов Среднерусско-Беломорской провинции, приведены на рис. 6.1.

В Оршанской впадине сейсмокомплекс R_3^4 характеризует отложения руднянской и оршанской свит белорусской серии (см. раздел 4.3.3). В северо-восточном направлении он залегает на сейсмокомплексе R_3^{3i} , который был сопоставлен с красноцветной толщей молоковской серии (см. раздел 4.4). Поскольку такое сопоставление достаточно условно и требует проверки, в пределах Оршанской впадины и на трансграничных территориях Российской Федерации и Республики Беларусь комплексу присвоен индекс t .

Полный разрез молоковской серии R_3^{1-3} установлен в юго-западном структурно-вещественном комплексе (СВК) Среднерусского авлакогена. При переходе от Среднерусского авлакогена к Оршанской впадине (на трансграничных территориях) осадочный разрез сокращается. В направлении с северо-востока на юго-запад из него последовательно исчезают нижняя сероцветная R_3^1 и промежуточная пестроцветная R_3^2 толщи молоковской серии.

В северо-восточном СВК Среднерусского авлакогена в разрезе редуцирована или отсутствует красноцветная толща R_3^3 (см. раздел 3.7). Пестроцветная толща R_3^2 исчезает как самостоятельный стратон, однако неоднократно появляется в разрезе как маркёр вариаций седиментационного режима. Эта двойственность качества (стратон/фация) пестроцветной толщи рассмотрена выше

при описании опорного разреза Молоковской серии, где при описании стратиграфических единиц разреза, вскрытого Северо-Молоковской скважиной, в качестве идентификационного признака был использован цвет пород. Очевидно, что этот критерий не является главным, а в применении к материалам сейсморазведки оказывается и вовсе бесполезным.

Важнейшими критериями выявления (картирования) самостоятельных стратиграфически значимых элементов разреза (стратонов) являются относительное положение в разрезе и площадь распространения выделяемой толщи или сейсмокомплекса. Так, красноцветные толщи занимают гипсометрически верхнее положение, распространяясь при этом на наибольшей территории. Фациальный облик этих толщ резко отличается от нижележащих (озёрных) и свидетельствует о субаэральных обстановках седиментации в условиях дифференцированных вертикальных движений, которые обеспечивают эпизодическую (тектонически и/или сезонно обусловленную) «лавинную» поставку кластики, что в сумме осадочных событий приводит к перекомпенсации погружающихся областей. Строение разреза Среднерусского авлакогена позволяет говорить о существовании в прошлом двух этапов растяжения: раннего этапа А (сейсмокомплекс R_3^1) и позднего – Б (сейсмокомплексы R_3^{2-3}). Эти этапы отражают направленную смену тектонических режимов, образно называемую в западной литературе «переходом от флиша к молассе» [Allen, Allen, 1990].

На юго-западе Среднерусского авлакогена пестроцветные отложения мелких озёр занимают промежуточное (между красноцветны-

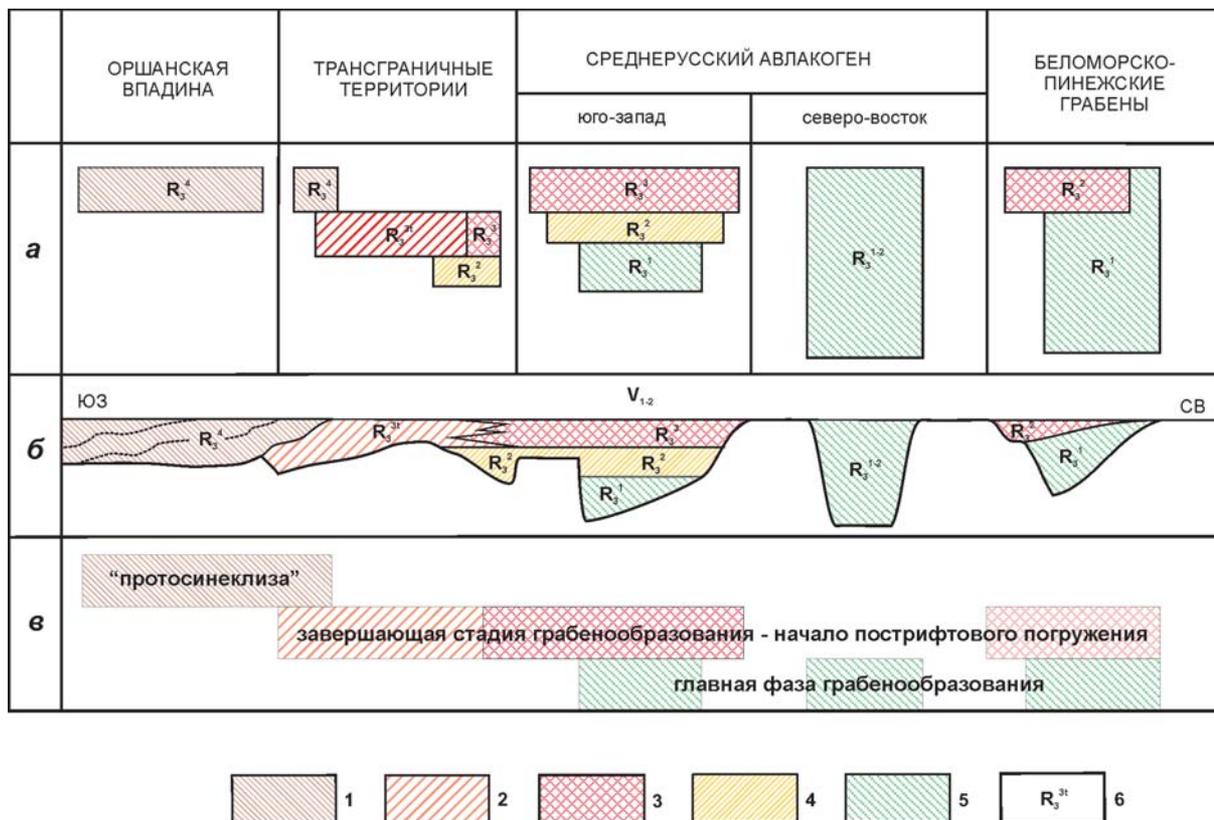


Рис. 6.1. Схема соотношения сейсмокомплексов и главные этапы тектоно-седиментационной истории различных регионов провинции.

а – строение осадочного разреза в различных частях провинции, б – соотношение сейсмокомплексов, в – главные этапы формирования катаплатформенного осадочного чехла.

1–5 – отложения: 1–3 – красноцветные: 1 – белорусской серии, 2 – немые, 3 – молоковской серии; 4 – пестроцветные; 5 – сероцветные; 6 – сейсмокомплексы

ми и сероцветными толщами) положение как в разрезе, так и по площади распространения, что полностью оправдывает отнесение их к самостоятельному стратону. В северо-восточном СВК этого не происходит, поэтому здесь установлен единый сейсмокомплекс R_3^{1-2} .

В Беломорско-Пинежском регионе по характеру волнового поля различаются два основных элемента сейсмостратиграфического разреза – нижний R_3^1 , связанный с выполнением грабенов (клиновидные серии), и верхний R_3^2 , залегающий наиболее полого, выходящий за пределы грабенов и полностью или частично перекрывающий плечи лежащих блоков и выступы фундамента.

Таким образом, на территории провинции картируются следующие элементы разреза катаплатформенного осадочного чехла, которые характеризуют разные этапы позднерифейско-

ранневендской (?) тектоно-седиментационной истории:

1) главной фазы грабенообразования (сейсмокомплексы R_3^{1-2} в Среднерусском и R_3^1 в Беломорско-Пинежском регионах);

2) завершающей стадии грабенообразования – начальной стадии пострифтового погружения (сейсмокомплексы R_3^3 в Среднерусском и R_3^2 в Беломорско-Пинежском регионах; R_3^{3t} – на Трансграничных территориях);

3) «протосинеклизы» (сейсмокомплексы R_3^4 Оршанской впадины).

Намеченная схема отражает характер протекания и направленность вертикальных движений на рубеже смены авлакогенового (поздний рифей – ранний венд) и платформенного (поздний венд – палеозой) режимов развития Восточно-Европейской платформы (см. рис. 6.1).

Вопрос о направленном в глубь платформы (кратона) векторе распределения нисходящих движений остаётся открытым, поскольку характер распространения структурно-вещественных и сейсмических комплексов в северо-восточном направлении замаскирован структурами Тимано-Печорской тектоно-седиментационной провинции. Тем не менее, можно утверждать, что в масштабе Среднерусско-Беломорской провинции предпоздневендское погружение юго-восточного региона (Оршанская впадина) является уникальным тектоно-седиментационным событием. Это погружение нельзя объяснить вторичностью вертикальных движений по отношению к горизонтальным, т.е. пострифтовым погружением. Такая модель применима для систем растяжения Беломорско-Пинежского или Среднерусского регионов, но не объясняет образование Оршанской депрессии, расположенной в области развития наиболее мощной консолидированной коры в стороне от основных рифтогенных структур.

Неясным остаётся и причина отсутствия комплексов второго этапа на северо-востоке Среднерусского авлакогена. Это может быть связано как с недостатком фактического материала, так и со спецификой развития этой части региона, поскольку именно эта область испытала в дальнейшем наибольшее погружение с формированием в её обрамлении гигантских палеозойских бассейнов – Грязовецкого и Галичского прогибов (см. рис. 1.1).

6.2. Тектоническая природа Среднерусского авлакогена

Среднерусский авлакоген является сдвиговой композитной структурой регионального масштаба.

Основу структуры образуют условно симметричные удлинённые грабены, ограниченные по простиранию встречными сбросами (см. рис. 3.3). Вкрест простирания эти грабены ограничены и отделены друг от друга трансферными нарушениями с признаками левостороннего в целом смещения вдоль оси объединяющей грабены композитной структуры – авлакогена. Индивидуальные структуры такого типа в англоязычной геологической литературе принято называть pull-apart – выраженную в рельефе ромбовидную впадину, приуроченную к зоне растяжения вблизи сдвига [Толковый..., 2004].

Будучи структурой регионального масштаба (протяжённость свыше 1000 км), Среднерусский авлакоген отличается достаточно сложным строением, в котором кулисообразно сопряжённые грабены образуют субпараллельные цепочки, разделённые продольными выступами фундамента. В целом структура авлакогена представляет собой систему субпараллельных рифтовых долин и разделяющих продольных выступов и гряд фундамента, приуроченных к протяжённой сдвиговой зоне ЮЗ простирания, наложенной на палеопротерозойский Среднерусско-Беломорский бластомилонитовый пояс (см. рис. 3.3).

Строение локальных неопротерозойских грабенов (осадочных бассейнов) определяется характером взаимоотношения плоскостей молодых сместителей и наклоном слагающих фундамент палеопротерозойских бластомилонитовых пластин: глубина бассейнов при сбросах, секущих пологие пластины (молоковский тип), оказывается вдвое меньше, чем в случаях совпадения сместителя с плоскостью крутонаклоненной пластины (росятинский тип). Характер таких взаимоотношений отражён как в глубинах образующихся бассейнов, так и в седиментационной летописи соответствующих структур (см. раздел 3.8).

К другим факторам, повлиявшим на форму и пространственную локализацию структурных элементов авлакогена, относятся реологические свойства фундамента (хрупкой верхней части консолидированной коры). Так, смещение оси авлакогена по Рыбинско-Череповецким разрывам связано с наличием жёсткого Торжокского массива фундамента (препятствия) на пути развития крупного регионального сдвига. Как следствие, основные сдвиговые структуры огибают массив с севера. В то же время, судя по характеру распределения вертикального градиента АМП, серия узких аномалий отщепляется от Московского пояса и протягивается в сторону сигмоиды, разворачиваясь по простиранию длинной оси Онего-Вагской области. Это позволяет говорить о том, что часть сдвиговых напряжений передавалась в южном направлении в сторону Подмосквовных бассейнов (см. рис. 3.1). Эти бассейны (полуграбены Гжатский и Московский, а также Бельская триада структур) тяготеют к границе Среднерусско-Беломорского и Московского поясов земной коры и являются структурным выражением сдвиговых дислока-

ций в обрамлении Торжокского массива. Наличие кинематической связи со Среднерусским авлакогеном свидетельствует об общности движущих механизмов структурообразования, по крайней мере, в течение позднего рифея.

Правосдвиговая Рыбинско-Череповецкая трансферная зона (сигмоида) приурочена к границе блоков, где установлен скачок (до 0,2 км/с) скоростей прохождения сейсмических волн в консолидированной коре [Владимирова и др., 2001]. Появление сигмоиды, в свою очередь, привело к формированию разных по строению осадочных разрезов на юго-западе и северо-востоке авлакогена (см. рис. 3.17).

На юго-западном фланге необратимый переход от сероцветных отложений узких глубоководных озёр к аэральным красноцветным молассоидам (при одновременном расширении бассейнов) отражает два разных по стилю этапа растяжения. Сходная расчётная интенсивность растяжения бассейнов авлакогена на раннем (1,12) и позднем (1,13) этапах свидетельствует о неизменной энергетике регионального сдвигового процесса. Латеральный рост бассейнов на втором этапе объясняется достижением ими допустимого предела погружения на фоне неизменного поля напряжений, генерирующего сдвиговые движения в регионе (см. раздел 3.8). Общему расширению структуры авлакогена и частичному изменению его простирания в районе Валдайского грабена, вероятно, способствовало наличие Валдайского пояса консолидированной коры (см. рис. 3.1).

На северо-востоке режим растяжения оставался неизменным на протяжении всего времени существования структуры, хотя обратимые флуктуации приводили к временному обмелению озёр и чередованию глубоководных сероцветных и мелководных пестроцветных отложений. Поскольку интенсивность растяжения, рассчитанная для этого фланга, сопоставима с интенсивностью растяжения на юго-западе авлакогена, можно говорить о единстве движущего механизма и постоянной энергетике процесса для авлакогена в целом. Другими словами, вариации строения флангов определялись не разными по природе тектоническими процессами, а реологическими свойствами консолидированной коры.

Перечисленные выше закономерности строения Среднерусского авлакогена свидетельствуют о крупномасштабном расслоении земной коры в условиях простого сдвига.

Присдвиговые долины формируются в сдвиговых зонах на коре любого типа, образуя морфоструктуры разного масштаба – от региональных до трансконтинентальных или трансокеанических. Например, система субпараллельных сдвиговых долин и разделяющих их продольных гряд изучалась автором в гигантской трансформной зоне Эндрю Бейн, смещающей западную ветвь срединного хребта Индийского океана. Примечательным являются две главные особенности, установленные нами в этой структуре [Пейве и др., 2008]. Во-первых, в рельефе сдвиговой зоны Эндрю Бейн выделяются три желоба, имеющие различную длину, простирание и глубину и разделённые поперечными сбросами (трансферными смещениями). Во-вторых, особенности изменения простирания и геометрии бассейнов позволяют предположить, что в ходе развития разломной зоны её ось постепенно разворачивалась от северо-востока к северу. Разворот приводил к увеличению растяжения на юге и нарастанию сжатия на севере при сопутствующем формировании проградирующих с юга на север косых по отношению к долинам структур.

Не пытаясь найти прямого соответствия строения мегатрансформы на расходящемся дне современного океана с неопротерозойской интракратонной сдвиговой зоной, нельзя не отметить принципиальное сходство в организации сопряжённых выступов и депрессий. Кроме того, разворот простирания сдвиговых структур хорошо согласуется с геометрией Среднерусского авлакогена и постепенным разделением его на два фланга с разными обстановками структурообразования и седиментации.

Примером современной континентальной сдвиговой системы субпараллельных поднятий и прогибов являются долины Бэд и Грин Уотер в Долине Смерти в Неваде, США. Долины эти резко асимметричны и сосуществуют лишь в наиболее широкой части этой трансенсионной системы. Разделяющие их поднятия Черных гор являются выступами кристаллического докембрийского фундамента. Именно к ним приурочены т.н. комплексы метаморфического ядра (МСС – metamorphic core complexes).

Родственной Среднерусскому авлакогену континентальной структурой представляется также Европейская рифтовая зона (ЕРЗ). В частности, элемент ЕРЗ – Бургундская сдвиговая зона является полным аналогом Рыбинско-Череповецкой сигмоиды.

На основании приведённых данных о строении отдельных бассейнов и общей структуры можно заключить, что неопротерозойская система растяжения Среднерусского региона является внутриконтинентальной рифтовой зоной, наложенной на палеопротерозойский Среднерусско-Беломорский постколлизийный пояс и компенсирующей крупномасштабное горизонтальное смещение в масштабе всей толщи консолидированной коры.

6.3. Тектоническая природа Беломорско-Пинежской системы растяжения

Тектоно-седиментационная система растяжения Беломорско-Пинежского региона является сдвиговой структурой регионального масштаба.

В структуре региона выявляются две ветви композитных прогибов, расходящихся от Кандалакшского залива Белого моря и огибающих крупный останец Балтийского щита – Архангельский выступ фундамента (см. рис. 5.3). На сейсмических профилях МОГТ обособление Архангельского массива выражено наличием серий пологопадающих срывов (детачментов) в средней и нижней коре (см. рис. 5.2). Эти срывы отчётливо проявлены в образах волнового поля и падают в юго-восточных румбах в сторону от Балтийского щита, на поверхности которого они вырождаются.

Сдвиговые осадочные бассейны образуют сложный структурно-породный ансамбль, в котором полуграбены соседствуют и образуют переходные формы со структурами типа пулл-апарт (см. рис. 5.3). Бассейны являются изолированными и полуизолированными тектоно-седиментационными системами, отделёнными друг от друга трансферными разломами и сдвиговыми складками. По простиранию ветвей отмечена смена полярности полуграбенов как в неопротерозойской, так и в современной структуре региона, в частности, на сочленении Кандалакшского и Колвицкого полуграбенов, разделённых межвпадинной перемычкой (трансферной сдвиго-складкой) островной гряды Средние Луды [Балуев и др., 2010, 2012].

Сочленение осадочных бассейнов морской и сухопутной частей Терско-Пинежской ветви происходит близ линии магнитной и серии гравитационных аномалий вдоль меридиана 42°

в.д. от Кулойского выступа на Зимнем берегу Белого моря к Онего-Вагской области.

Асимметрия полуграбенов определяет и характерное веерообразное строение осадочных комплексов. В пространственно сопряжённых полуграбенах последовательное запрокидывание нескольких смежных блоков по принципу «домино» способствует переотложению уже накопленных осадков. Распределение кластики в условно симметричных бассейнах определяется более сложными закономерностями.

Наибольшее видимое растяжение образуют четыре (Керецкий, Кепинский, Лешуконский и Усть-Мезенский) сдвиговых бассейна в районе виргации Терско-Пинежской ветви. В отдельных сечениях сейсмических профилей МОГТ величины относительного растяжения варьируют от 1,07 до 1,18 (табл. 4). За юго-восточным окончанием Архангельского выступа ветви сходятся по трансферной зоне, к которой приурочен Вашкинский грабен.

В целом морфоструктурный рисунок Беломорско-Пинежского региона позволяет говорить о наложении ЮВ неопротерозойских сдвигов на палеопротерозойский Среднерусско-Беломорский пояс. Закономерного поднятия поверхности Мохо вдоль простирания ветвей или обязательного утонения коры под отдельными осадочными бассейнами не установлено.

Ближайшим современным аналогом Беломорско-Пинежской системы растяжения представляется Восточно-Африканская рифтовая система (ВАРС). Отмечается наибольшее сходство с западной (авулканической) ветвью ВАРС, которая состоит из серий полуграбенов, меняющих полярность по простиранию системы и разделённых структурными перемычками по трансферным зонам [Rosendal et al., 1992 и др.]. Некоторые трансферные смещения очень велики и образуют самостоятельные области проседания. Озера, занимающие депрессии полуграбенов или трансферных зон, достаточно разнообразны, но в целом отражают тектонику занимаемой депрессии.

Так, сейсмопрофилированием установлено, что рифт Малави подразделяется на семь структурно выраженных полуграбенов [Elinger et al., 1987]. Максимальная мощность их осадочного выполнения (4000 м) установлена в северной части рифтовой впадины. На сейсмопрофилях отчетливо выделяются три толщи осадочных отложений, разделяемые несогласиями. Предполагается, что пермо-триасовые отложения

(свита карру), развитые местами по бортам впадины, могут быть распространены и в центральной ее части. Установлено, что внутренние разломы сохранили активность во время всего периода осадконакопления, тогда как краевые, оконтуривающие впадину, относительно статичны по отношению к выполняющим впадину отложениям.

Как показывает анализ имеющихся в интернете материалов, основу структуры озера Малави составляет полуграбен переменной (от 16 до 80 км) ширины и протяженностью около 600 км. Глубина озера увеличивается с приближением к магистральному сбросу и достигает ~ 700 м. К сходной тектонической структуре приурочено озеро Танганьика.

На этом фоне обособляется расположенная в трансферной зоне структура Руква. Хотя к ней приурочено мелководное пересыхающее озеро, мощность выполняющих отложений превышает 10 км, что примерно в 2 раза превосходит мощности осадков в озёрах Малави и Танганьика [Rosendahl et al., 1992]. В целом трансферная зона Руква, наследующая одноимённую протерозойскую зону дислокации, с позднего плиоцена развивается как пулл-апарт. Кинематически она является аналогом Бургундской зоны Европейской рифтовой системы [Illies, 1972].

Характерные серии сопряжённых полуграбенов установлены в обеих ветвях системы. Так, в пределах озера Туркана сейсморазведкой определено существование серии из шести полуграбенов. Максимальные мощности осадочных отложений неогенового возраста изменяются от 2 км в южной впадине до 4 в северной [Dunkelman et al., 1988].

Ещё одна важная общая черта сопоставляемых Восточно-Африканской и Беломорско-Пинежской систем растяжения заключается в совпадении площадей развития грабенов с древними зонами динамической переработки фундамента. Так, западная ветвь ВАРС перекрывает несколько трансконтинентальных протерозойских сдвиговых зон – Анза (северо-западного простирания) на севере, Чамилиро (свеверо-восточного простирания) на юге и Руква (северо-западного простирания) в центре. Именно Руква, по всей видимости, и определяет коленообразный изгиб рифтовой ветви [Тевелев, 2002].

Структурными исследованиями в рифте Малави установлено, что направление регио-

нального растяжения менялось в процессе рифтинга по часовой стрелке от ВСВ до ЮВ [Ring, 1994]. Кайнозойские рифтовые разломы (сбросового, сбросо-сдвигового и сдвигового характера) развивались по древним коровым структурам, различно ориентированным по направлению растяжения. В зависимости от граничных условий рифт развивался таким образом, чтобы минимизировать механические затраты на деформацию [Тевелев, 2002].

Установлено, что грабены меняют полярность там, где рифт пересекает протерозойские зоны дислокаций. При этом следует подчеркнуть, что ориентировка неоген-четвертичных сбросов и сбросо-сдвигов практически не коррелируется с направлением докембрийских сколовых зон или сланцеватостью метаморфического фундамента [Ebinger, 1989].

Восточная «горячая» ветвь отличается от западной наличием вулканизма и прямой зависимостью (унаследованностью) от дорифтовых докембрийских структур. Предположено, что именно полное соответствие структурных планов приводит к большей проницаемости коры и верхней мантии и, как следствие, к активизации вулканизма/магматизма [Тевелев, 2002]. Так, в результате структурных исследований вдоль окраины кратона и внутри мобильного пояса [Smith, Mosley, 1993] выявлена серия познепротерозойских вязко-хрупких сдвиговых зон континентального масштаба СЗ-ЮВ простирания. Реактивация этих сдвиговых зон (начиная с миоцена) определяет расположение и геометрию грабенов и центров магматизма [Smith, Mosley, 1993]. В частности, все левосторонние трансферы северо-западного простирания наследуют протерозойские зоны скалывания, а на их флангах расположены крупнейшие вулканы региона – Кения, Элгон, Марсабит, Килиманджаро и др. [Тевелев, 2002].

Результаты сейсморазведки свидетельствуют о том, что в магматических («горячих») рифтах, упорядоченность структурных комплексов значительно лучше, чем в амагматических [Dunkelman et al., 1988; Rosendahl et al., 1992]. В «горячих» рифтах восточной ветви встречные движения соседних блоков (характерные для рифтовых структур западной ветви) исключены, и вся рифтовая зона представляется единой структурой. По такому принципу построена рифтовая зона Туркана – типичная структура косоугольного растяжения, ограниченная граничными сбросами, ортогональными рас-

тяжению, и пронизанную многочисленными трансферными сдвигами, ориентированными параллельно растяжению. Кинематически же рифтовая зона Туркана исполняет в восточной ветви ВАРС ту же структурную роль, что и зона Руква в западной ветви [Rosendahl et al., 1992; Тевелев, 2002].

Как видно из приведённого обзора, структурные и морфологические черты осадочных бассейнов Беломорско-Пинежской и Восточно-Африканской систем растяжения очень сходны. Об этом же свидетельствует и подобие структурных планов этих регионов, представляющих практически зеркальное отражение друг друга. Наблюдаемые обстановки седиментации на востоке Африки вполне соответствуют по мощностям и фациям осадочно-породным комплексам, установленным бурением в грабенах северо-восточного региона. Помимо структурно-морфологического родства для систем характерна приуроченность (хотя и не прямое наследование структурных планов) к областям развития более древних бластомилонитовых швов.

На основании приведённых данных о строении отдельных бассейнов и общей структуры можно заключить, что система растяжения Беломорско-Пинежского региона относится к семейству внутриконтинентальных рифтов, тяготеющих к ранним ослабленным зонам и образованных при доминирующей роли крупномасштабного горизонтального смещения в объеме всей толщи консолидированной коры.

6.4. Сравнительный анализ Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов

Системы растяжения Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов сочленяются почти под прямым углом и имеют признаки разнонаправленных сдвиговых смещений. При этом в них обнаружены черты сходства и различия основных закономерностей строения консолидированной коры (табл. 5).

Из анализа таблицы 4 видно, что общими для рассматриваемых структур являются отсутствие закономерного (обязательного) утонения консолидированной коры под осадочными бассейнами и сопоставимая интенсивность растяжения. Два этих фактора представляются более важными свидетельствами родства ре-

гионов, чем имеющиеся локальные вариации строения коры и различия в структурной организации ветвей бассейнов. Последние могут быть обусловлены характером пространственного соотношения неопротерозойских нарушений и региональной структуры бластомилонитового пояса, составом и степенью переработки фундамента или сочетанием этих факторов.

В целом, приведенные в предыдущих главах структурные, литолого-фациальные и сейсмо-стратиграфические данные свидетельствуют о несомненной пространственно-временной связи в развитии систем растяжения Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов (рис. 6.2). Основные признаки сходства (геодинамической сопряжённости) регионов следующие.

1. Тектоно-седиментационные системы регионов не соответствуют в деталях структурному плану фундамента, но приурочены к единому Среднерусско-Беломорскому поясу, подковообразно обрамляющему Балтийский геоблок.

2. В каждом из регионов сместители глубинных срывов в средней и нижней коре погружаются в стороны от Балтийского геоблока.

3. Неопротерозойские нарушения, контролирующие формирование осадочных бассейнов, на глубине приспособляются к протяжённым detachments, проникающим до поверхности раздела Мохоровичича.

4. Системы растяжения образованы композитными прогибами с сопоставимой интенсивностью растяжения, что свидетельствует о сходной энергетике процесса растяжения.

5. Неопротерозойские осадочные комплексы выполнения бассейнов характеризуются сходными литолого-фациальными, минералогическими и палеоэкологическими чертами;

6. Судя по результатам микропалеонтологических исследований, не обнаружено присутствия в регионах осадочных комплексов древнее верхнерифейских.

7. Существующие сейсмостратиграфические данные свидетельствуют о принадлежности осадочных комплексов катаплатформенного чехла единому структурному этажу.

8. Главным при структурообразовании в обеих системах растяжения был принцип минимализации энергетических затрат: разломы в земной коре и связанные с ними бассейны приспособлялись к доступному пространству

Таблица 5. Черты строения Беломорско-Пинежского и Среднерусского регионов

Наблюдаемые закономерности	Регионы	
	Беломорско-Пинежский	Среднерусский
Максимальное/среднее в регионе утонение коры, км	28-35/40	40/42-45
Сокращение мощности коры сопровождается обратным соотношением морфологии фундамента и кровли мантии	да	нет
Закономерное утонение консолидированной коры под осадочными бассейнами	нет	нет
Повышенные ($\geq 8,4$ км/с) скорости продольных волн в зонах утонения под грабенами	да	нет
Закономерное снижение скоростей продольных волн под бассейнами до 4,5–5 км/с	нет	да
Наличие хорошо выраженных в волновом поле сейсмических разрезов МОГТ сопряженных площадок отражений (детачментов), тяготеющих верхним окончанием к пограничным сбросам грабенов	да	нет
Смена полярностей грабенов систем вдоль простираения системы растяжения	да	нет
Наличие в единичном сечении системы растяжения серии полу-грабенов одинаковой полярности	да	нет
Наличие признаков триады сопряжённых структур: центрального поднятия и обрамляющих компенсационных прогибов	нет	да
Максимальная/средняя интенсивность растяжения коры	1,18/1,01	1,13

в пределах верхней хрупкой коры, ветвились, огибая крупные тектонические отторженцы (Архангельский и Торжокский массивы), но после исчезновения препятствий стремились занять положение вдоль оси генерального сдвига.

9. Общая дискордантность осей прогибов и генеральной юго-западной ориентировки участков высокого положения Мохо свидетельствует о вторичности подъема границы М по отношению к растяжению земной коры и представляется следствием спрямления напряжений, определявших сдвиговые движения в коре.

10. Обе системы формировались под влиянием механизма простого сдвига.

Перечисленные черты сходства позволяют рассматривать неопротерозойские тектоно-седиментационные системы Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов в качестве геодинамически сопряжённых структурных элементов кратона – Среднерусско-Беломорской тектонопары. Развитие тектонопары происходило в ходе единого (но не одностадийного) геодинамического процесса, создавшего сходные по энергетике, но разноориентированные в смежных регионах поля напряжений. Как следствие, в разных частях тектонопары доминировали либо правосдвиговые

(на северо-востоке) либо левосдвиговые (на юго-западе) смещения (см. рис. 6.2).

Трудно представить, что тектоно-седиментационные системы двух регионов существовали в геологическом пространстве как самостоятельная независимая тектонопара. Более вероятно, что рассматриваемые структуры Среднерусско-Беломорской тектонопары характеризуют лишь небольшую часть надрегиональной системы, значительная часть которой переработана в процессе палеозойско-кайнозойского развития Земли. В связи с этим возникают (или продолжают оставаться актуальными) два фундаментальных вопроса: в состав какой более крупной (надрегиональной) палеогеодинамической системы входила Среднерусско-Беломорская тектонопара и чем было вызвано в неопротерозое крупномасштабное расслоение консолидированной коры Беломорско-Среднерусского пояса.

6.5. Модель надрегиональной геодинамической системы

Используя закономерности пространственного расположения Среднерусско-Беломорских структур, можно очертить контуры предполагаемой палеогеодинамической системы.

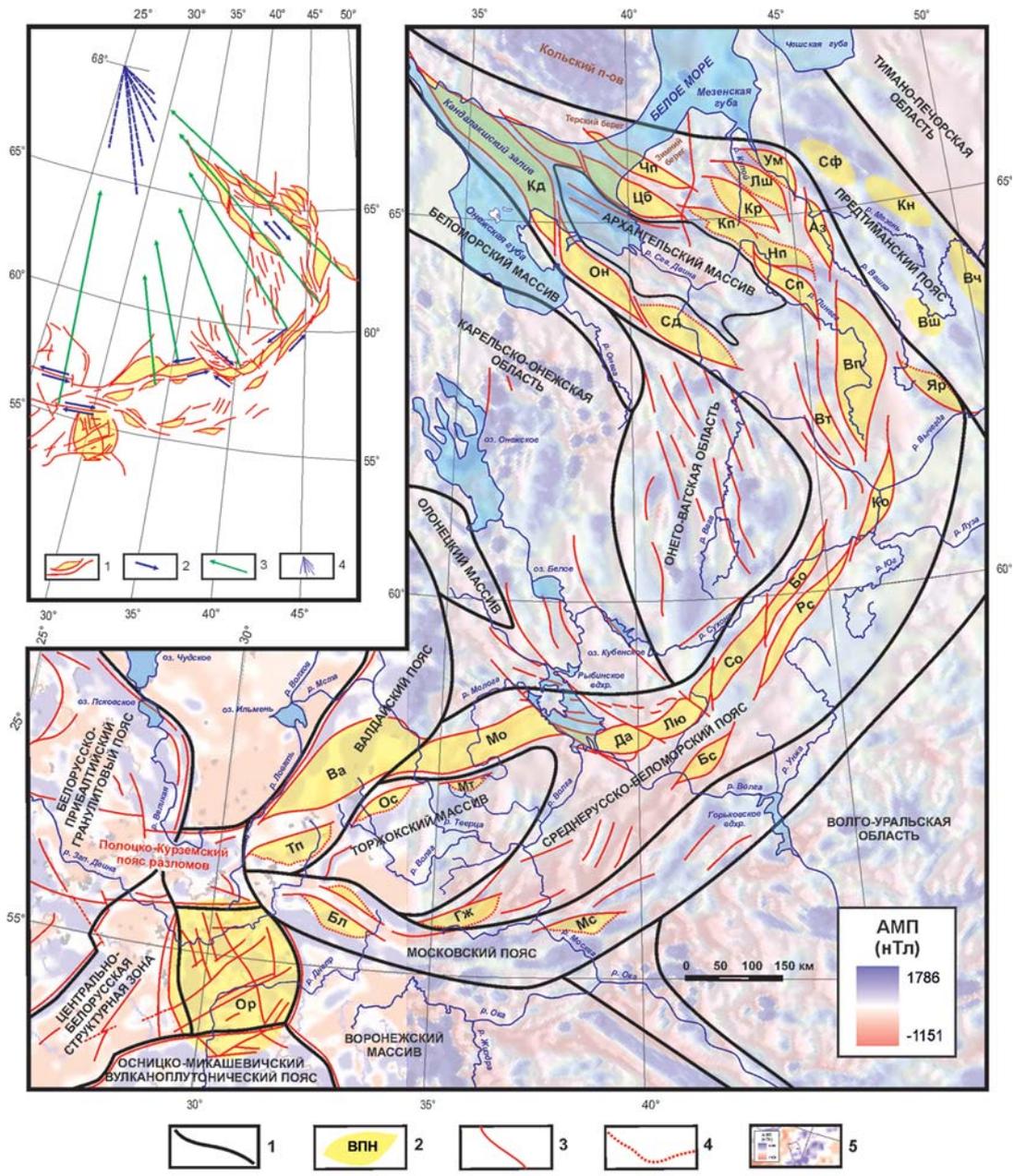


Рис. 6.2. Структурно-тектоническая схема Среднерусско-Беломорской провинции.

1 – границы структурно-вещественных комплексов фундамента и/или характерных областей аномального магнитного поля (АМП); 2 – доплитные тектоно-седиментационные системы – установленные и предполагаемые*: грабены: Ва – Валдайский, Тп – Торопецкий, Бл – Бельские, Ос – Осташковский, Мо – Молоковский, Мт – Максатихинский, Гж – Гжатский, Мс – Московский (Подмосковный), Да – Даниловский, Лю – Любимский, Бс – Большесольский, Со – Солигальский, Бо – Бобровский, Рс – Рослятинский, Ко – Котласский, Яр – Яренский, Вп – Верхнепинежский, Сп – Среднепинежский, Нп – Нижнепинежский, Аз – Азапольский, Кп – Кепинский, Кр – Керецкий, Лш – Лешуконский, Ум – Усть-Мезенский, Цб – Центральнобеломорский, Чп – Чапомский, Кд – Кандалакшский, Он – Онежский, Сд – Северодвинский; впадины: Ор – Оршанская, Вт – Верхнетоемская, Сф – Сафоновская, Кн – Койнасаская, Вш – Вашкинская; Вч – Вычегодский прогиб; 3 – разломы установленные и предполагаемые; 4 – линии выклинивания осадочного выполнения полуграбенов; 5 – фрагмент карты полного вектора АМП, цветовая легенда и диапазон значений, нТл.

На врезке – положение азимутов направлений главных структурных элементов Среднерусско-Беломорской тектонопары. 1 – главные доплитные тектоно-седиментационные системы; 2 – направления смещений по разломам; 3 – азимуты направлений, ортогональных простираниям Среднерусского авлакогена и Полоцко-Курземского пояса разломов, и параллельных простираниям главных структур Беломорско-Пинежского региона.; 4 – точка схода азимутов

Взаимноортогональное положение осей растяжения обеих систем давно обращало на себя внимание геологов. В совокупности с видимым веерообразным раскрытием Беломорско-Пинежских структур такое расположение осей легло в основу представлений о спрединговом раскрытии структур восточного региона, причём движение распахивающегося борта растущего зияния компенсировалось смещением по трансформе Среднерусского авлакогена [Костюченко и др., 1995; Фёдоров и др., 1996].

Как показали проведённые нами исследования, веерообразного растяжения в Беломорско-Пинежском регионе не произошло. Напротив, в центре предполагаемого зияния расположен останец Балтийского щита, а все бассейны имеют очень низкий коэффициент относительного растяжения и приурочены к разломам, ориентированным вдоль длинной оси сдвиговой системы. Кроме того, направление сдвигов в смежных регионах оказалось разнонаправленным: левосторонним в Среднерусском и правосторонним в Беломорско-Пинежском.

В то же время Среднерусский авлакоген имеет дугообразную форму, характерную для крупных трансформных разломов. Искривление океанических трансформных разломов позволяет геометрическим путём определить мгновенные полюса раздвижения соответствующих сегментов океанского дна. Например, система трансформных разломов в экваториальной Атлантике совпадает по направлению с мгновенными параллелями¹, соответствующими мгновенному полюсу раздвижения экваториальной Атлантики, находящемуся в точке с координатами 62° с.ш., 36° з.д. [Хизен, Тарн, 1965]. В северной и экваториальной частях восточной половины Тихого океана установлены разломы Чинук, Мендосино, Пайонир, Меррей, Молокаи, Кларин, Клиппертон, Галапагос и Маркизский, которые согласуются с мгновенными параллелями с полюсом в точке 79° с. ш., 111° в.д. [Менард, 1967].

Положение азимутов направлений главных структурных элементов Среднерусско-

¹ Движение любого жёсткого тела на поверхности сферы в каждый фиксированный момент времени может быть представлено как его вращение с определенной угловой скоростью относительно некоторого мгновенного полюса (т. е. относительно оси, проходящей через этот полюс и центр сферы). Проходящие через этот полюс меридианы и соответствующие ему параллели принято называть мгновенными.

Беломорской тектонопары² показано на врезке к рис. 6.2. Проецирование осей Беломорско-Пинежских прогибов и нормалей к касательным относительно серповидного Среднерусского авлакогена фиксирует общую точку схода с координатами около 68° с.ш. и 25° в.д. Эту точку можно условно рассматривать как мгновенный полюс вращения для Среднерусско-Беломорской тектонопары. В эту же систему укладывается Полоцко-Курземская зона разрывов, которая является продолжением Среднерусской сдвиговой зоны.

Приняв геометрическую точку схода за центр окружности, можно по периметру последней наметить тектоно-седиментационные системы, которые потенциально могли участвовать в едином неопротерозойском геодинамическом процессе. Для уменьшения погрешностей за счёт кривизны поверхности была использована авторская карта полного вектора магнитного поля в полярной проекции с координатами точки минимальных искажений, соответствующими геометрической точке схода азимутов ориентировки главных структур (рис. 6.3).

Наибольший интерес представляет территория (полоса), ограниченная радиусами около 1200 и 1500 км, определенными по наблюдаемым поперечным размерам Среднерусского авлакогена. При палинспастическом возвращении Гренландии и острова Элсмир (Канадский арктический архипелаг) на место их предполагаемого нахождения в рифейское время эти территории попадают на пересечение с контуром круга вращения. Такая реконструкция, выполненная методом последовательного «закрывания» магнитных аномалий на карте полного вектора АМП, согласуется с построениями [Bullard et al., 1965] и норвежской геологической службы [Molnar et al., 2002].

Таким образом, в полосе шириной около 300 км искомые неопротерозойские тектоно-седиментационные системы или их реликты могут быть расположены на относительно доступных наблюдениям территориях Западной Европы, континентальной Норвегии, Гренландии, о. Элсмир, Шпицбергена, и Тимана, то есть в пределах древнего Евро-Американского кратона (см. врезку на рис. 6.3).

В пределах Западной Европы к реконструируемой палеогеодинамической системе наибо-

² Точное определение положения полюса Эйлера требует специальных расчётов.

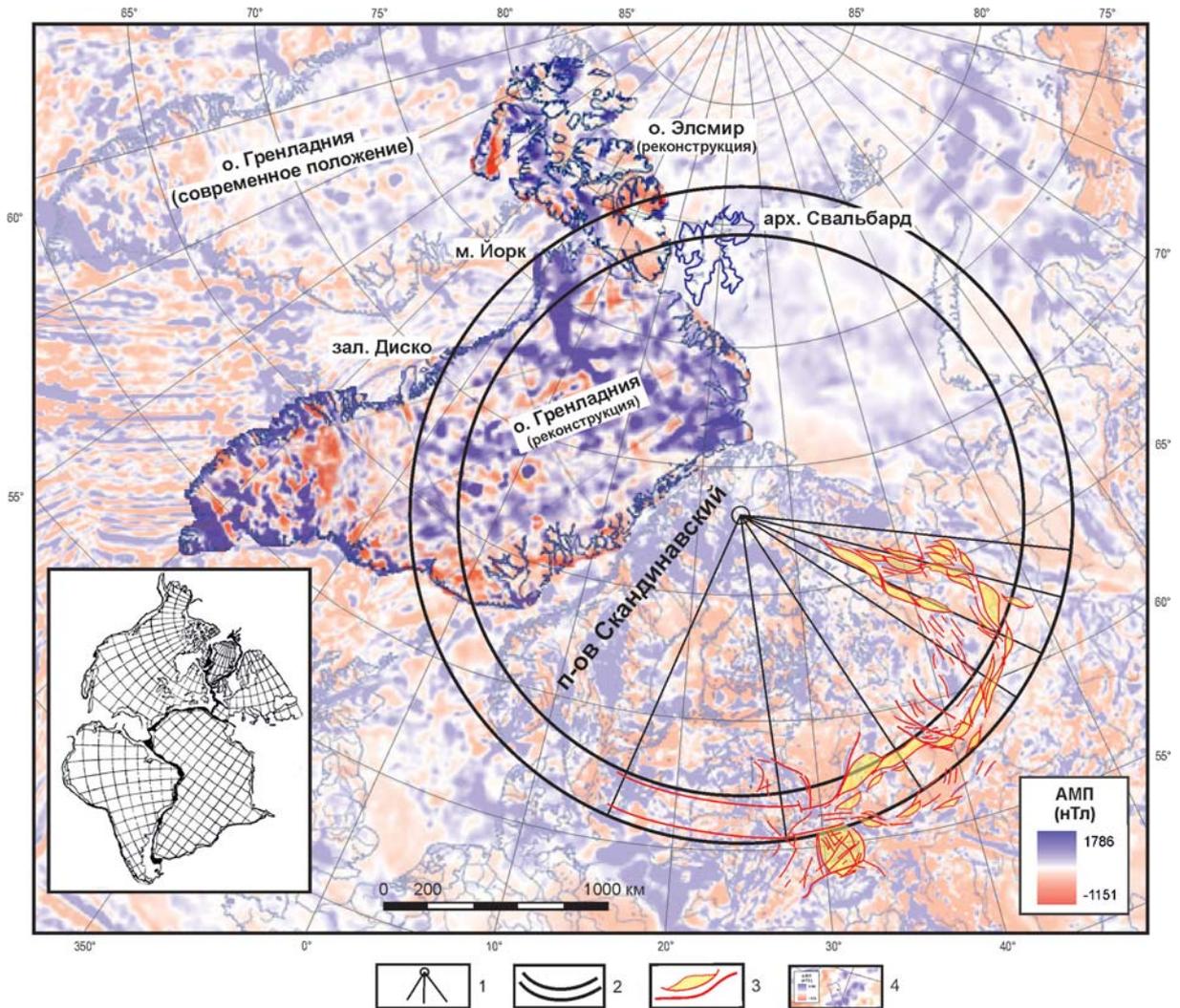


Рис. 6.3. Палинспастическая реконструкция границ неопротерозойской надрегиональной геодинамической системы, частью которой являлась Среднерусско-Беломорская провинция.

1 – точка схода линий, ортогональных простираниям Среднерусского авлакогена и Полоцко-Курземского пояса разломов, и параллельных простираниям главных структур Беломорско-Пинежского региона; 2 – поисковая окружность; 3 – главные доплитные тектоно-седиментационные системы; 4 – фрагмент карты полного вектора АМП на современной топооснове в полярной проекции с центром минимальных искажений в точке 68° с.ш. и 25° в.д., цветовая легенда и диапазон значений, нТл (составитель карты – С.Ю. Соколов, ГИН РАН).

На врезке – схема совмещения границ приатлантических континентов, по Bullard et al., 1965

лее вероятно относились сдвиго-раздвиговые структуры о. Готланд и южной части Скандинавского полуострова. Интерпретация материалов ГСЗ показала, что в центральной части Балтийского моря происходит локализованное погружение поверхности Мохо до глубин 45 км, выраженное впадиной шириной 110 км, ограниченной ступенчатыми сбросами до 2–3 км и простирающейся в северо-западном направлении [Ostrovsky et al., 1994; Ostrovsky, 1998]. Другими словами, в центральной части

Балтийского моря выделяется тектонический пояс, который протягивается на расстояние около 500 км в направлении с северо-запада на юго-восток от восточного побережья Южной Швеции через северную часть острова Эланд и полностью включает о. Готланд. На восточном берегу моря он проходит южнее Рижского плутона рапакиви и попадает в область западной части Полоцко-Курземского пояса. Хотя природа этого пояса окончательно не выяснена, он интерпретируется как неопротерозойский рифт

или реликт древней континентальной окраины [Гарецкий и др., 2002, 2004].

На территории Гренландии параллельно «поисковой полосе» протягивается пояс с полупрозрачным образом магнитного поля. Такой тип поля характерен для областей переработки консолидированной коры и установлен, в частности, вдоль простирания Среднерусского авлакогена.

Учитывая тот факт, что «поисковый круг» является геометрической абстракцией, принимая во внимание неизбежные при палеоре-конструкциях искажения и неопределённости (прежде всего с конечным положением Гренландии относительно ВЕП в связи с покровами каледонид), можно достаточно уверенно связать формирование гренландской полосы прозрачного магнитного поля с реконструируемой неопротерозойской геодинамической системой. Кроме того, в пользу сходства данной территории со структурами Среднерусско-Беломорской провинции свидетельствуют и реальные геологические факты.

В современных координатах полоса осветлённого АМП на территории Гренландии протягивается с юго-востока от пос. Ангмгсалик на северо-запад к острову и одноимённому заливу Диско. В обнажениях породы полосы изучены в центральной части западной Гренландии между фьордом Итивдлек (66° с.ш. и Якобсхави-Ис-Фьордом (около 69° с.ш.), где закартированы тектонические структуры складчатого пояса Нагсуттокид [Докембрий..., 1968]. Гнейсы одного из трёх гнейсовых комплексов этого пояса – Эгедесминне – особенно схожи с породами тектонического меланжа в основании Среднерусского авлакогена. Они представлены в основном светлыми породами гранодиоритового состава, в которых картируются мощные и тонкие прослои и шлиры амфиболитов. Особого внимания заслуживает район залива Диско, который сложен пластически деформированными мигматитовыми гнейсами с прослоями и будинами амфиболитов. Близ пос. Якобсхавн гнейсы сероцветные; севернее они становятся розовыми и в них появляется эпидот. К северу от залива Диско протягиваются по простиранию шарниры складок из северной части поля развития гнейсов комплекса Эгедесминне [Krueger, 1930; Noe-Nygaard, 1942].

Эти породы распространены и севернее, в пределах юго-восточного внутреннего обрамления Уманак-фьорда (т.е. в Караяк-фьорде), где

Свенstrup нашёл эрратический валун нематаморфизованного красного песчаника, который он отнес к песчаникам Игалико южной Гренландии. Последние входят в состав мощной (около 3000 м) толщи песчаников и лавовых потоков, несогласно залегающих на эродированных гранитах, и относимой к гардарскому (около 1 млрд л) тектоническому этапу [Poulset, 1964].

Такие же красные песчаники были обнаружены в районе развития филлитов Каррат-фьорда близ Увдлсаута Нью-Нюгород [Rosenkranz et al., 1942]. Это слоистые песчаники, в которых перемежаются мелко- и грубозернистые прослои, а цемент представлен гематитом. В одном из валунов обнаружен тонкий слой конгломерата, содержащего мелкую гальку гранитов.

На основании приведённых данных можно предположить соответствие мигматизированных гнейсов комплекса Эгедесминне породам комплекса тектонического меланжа в фундаменте Среднерусско-Беломорской провинции, а красноцветные псефиты сопоставить с грубозернистыми породами красноцветной толщи молоковской серии. В пользу последнего предположения свидетельствуют как фациальные признаки пород, так и гардарский (позднерифейский) возраст песчаников. Севернее «поисковая полоса» проходит через мыс Йорк и Землю Инглфилда. Супракрустальные образования здесь сохранились либо в отдельных грабенообразных структурах (м. Йорк), либо слагают останцы на вскрытой поверхности древнего пенеплена (Земля Инглфилда) [Koch, 1925, 1926]. В этом же районе установлен разрез мощностью более 500 м, состоящий из песчаников с немногочисленными прослоями конгломератов [Munck, 1941].

Протерозойские отложения восточной части о. Элсмир представлены доломитами, конгломератами, кварцитами, песчаниками, глинистыми сланцами и известняками. Мощность этих отложений составляет около 1160 м. Они коррелируются с группой Туле северо-западной Гренландии [Докембрий..., 1968].

В целом, имеющиеся геологические данные свидетельствуют о том, что в пределах и вдоль ближайшей периферии «поисковой окружности» в неопротерозое существовали тектоно-седиментационные системы, при формировании которых доминировал режим хрупкого растяжения по зонам бластомилонитов. Совокупность данных о пространственном положе-

нии, тектонике и составе осадочных комплексов не противоречит представлениям о возможном формировании в неопротерозое на территориях Западной Европы, Гренландии и о. Элсмир³ свиговых зон и приуроченных к ним бассейнов, геодинамически связанных с таковыми в Среднерусско-Беломорской провинции.

В этой связи закономерно встаёт вопрос о геодинамической природе эмпирической окружности. Что это – артефакт или отражение реально существовавшей в неопротерозойское время некоторой крупномасштабной геодинамической системы.

Ответ на этот вопрос далеко не очевиден и требует специальных исследований. В настоящее время можно привести только некоторые соображения о применимости ряда рабочих моделей формирования палеогеодинамической системы.

1. Модель *вихревой структуры*, т.е. гипотеза о вращении рассматриваемой части Евро-Американского континента, является одной из наиболее распространённых, благодаря геометрической форме рассматриваемого объекта. Модели вихреобразных структур и достаточно популярны [Ротационные..., 2007; Полетаев, 2011]. В частности они разрабатывались непосредственно для территории Восточно-Европейской платформы [Нагорный, 1995; Колдажный, 2001].

В то же время, представить, что структуры растяжения появились в обрамлении территории, благодаря ее вращению относительно некоторой оси, вряд ли возможно. Для этого надо допустить наличие единой поверхности срыва под всей рассматриваемой территорией (что-то вроде срезанной и повернутой вокруг вертикальной оси макушки арбуза). Нереальность единого срыва подчёркивает то обстоятельство, что центром окружности является Балтийский щит. Кроме того (и самое важное), эта модель не может объяснить разнонаправленность сдвигов в Среднерусском и Беломорско-Пинежском регионах.

2. Опираясь на концепцию *расширяющейся Земли*⁴, можно предположить, что формирование тектоно-седиментационных систем окружности произошло вследствие изменения кривизны поверхности территории. Такое явление должно

³ Не исключена принадлежность к этой группе объектов территории Северного Шпицбергена.

⁴ Концепция рассмотрена в [Оллиер, 1984].

привести к радиальному растрескиванию купола Балтийского щита, появлению сходящихся к единому центру трещин, развитию клиновидных разрывов и, возможно, участков избыточного сжатия при перераспределении площадей.

Однако, как было показано выше, крупномасштабного клиновидного расхождения в системах растяжения нет, по крайней мере в Среднерусском и Беломорско-Пинежском регионах.

3. Наблюдаемые взаимоотношения Балтийского щита и тектоно-седиментационных систем Среднерусско-Беломорской провинции можно объяснить с позиций строения шаровидного сустава в биологии (или шаровой опоры в механике). Так, Балтийский геоблок можно рассматривать как внутреннюю выпуклую поверхность сустава, а провинцию соответственно вогнутой суставной впадиной. По аналогии с медицинским термином суставная капсула (*capsula articularis*) Среднерусско-Беломорскую провинцию можно рассматривать как капсулу геоблока (массива) (*capsula agau*), в данном случае Балтийского.

Шаровидный сустав является самым свободным из всех суставов и теоретически движение в нём может осуществляться вокруг множества осей. В нашем случае достаточно вращательного движения внутренней поверхности в северо-западных румбах. В горизонтальной проекции (вид сверху) это будет выражено в виде наибольшего подъёма территории в районе Онежского выступа Балтийского щита – области сочленения Среднерусского авлакогена и Беломорско-Пинежских бассейнов. Напомним, что именно здесь, в области наиболее напряжённой тектоники, где происходит резкая смена простираения осей главных систем растяжения, развиты серии протяжённых детачментов.

Рассматриваемое относительное смещение элементов сустава приведёт к возникновению разнонаправленных сдвиговых смещений относительно элементов внутренней и внешней поверхностей – правостороннего к северо-востоку и левостороннего к юго-западу. Именно такую ситуацию отражает кинематическая схема взаимоотношений Среднерусской и Беломорско-Пинежской тектоно-седиментационных систем (см. врезку на рис. 6.2).

Вопросы кинематики дугообразных структур рассмотрены в ряде работ М.Л. Коппа [Копп, 2005, 2011]. Особо примечательными в контек-

сте данной работы представляются сделанные им выводы о разнонаправленности сдвиговых движений на разных флангах «вытягивающих» сдвигов, а также о роли свободного пространства для образования дуг.

По периферии внутреннего элемента суштава должны происходить движения, компенсирующие его вращение внутри капсулы. Отражением этих движений представляются тектоно-седиментационные системы, предполагаемые нами на территориях Западной Европы, Гренландии и Северной Америки.

С позиций реальных геологических движений к эффекту вращения сустава наиболее вероятно могли привести асимметричные вертикальные движения (неравномерное всплывание) Балтийского щита. К моменту реализации простого сдвига и частичного снятия изостатической нагрузки щит представлял собой хрупкое тело, а центр растяжения надрегиональной геодинамической системы необязательно должен был заложиться над геометрическим центром масс щита.

Более того, рассмотренное выше несовпадение в плане хрупких структур (осадочных бассейнов) и утонённых участков коры свидетельствует о вторичности процесса утонения. Простирающие оси утонённых участков коры дискордантно простираются как Беломорско-Пинежских так и Среднерусских структур. Эта закономерность позволяет предположить, что вызванное крупномасштабным сдвигом перераспределение средне-нижнекоровых масс происходило по принципу минимальных энергетических затрат с ярко проявленной тенденцией к спрямлению векторов деформаций.

6.6. Тектоническая природа и современные аналоги Оршанской впадины

Оршанская впадина отличается от Среднерусского авлакогена широким спектром параметров, таких как структура бассейна (плоскодонная депрессия без отчётливых тектонических ограничений *vs.* грабены авлакогена), характер волнового поля (ундаформы *vs.* грабеновые последовательности), однонаправленный разнос кластики (с севера на юг), состав осадочных пород (кварцевые *vs.* аркозовые), обстановки осадконакопления (прибрежно-морские *vs.* континентальные). Кроме того, установленное налегание толщ белорусской

серии на кровлю авлакогенового комплекса свидетельствует о более позднем формировании структуры и осадочного выполнения Оршанской депрессии по сравнению со Среднерусским авлакогеном. Процесс этот определялся механизмами, не связанными с развитием бассейнов Среднерусского авлакогена.

Таким образом, Среднерусский авлакоген и Оршанская впадина никогда не являлись элементами единой геодинамической системы в силу разного времени и условий формирования. Развитие Среднерусского авлакогена как активной сдвиговой структуры доплитного этапа истории платформы закончилось в позднем рифее формированием красноцветной толщи молоковской серии. Налегание отложений Оршанской впадины на осадочные комплексы Среднерусского авлакогена свидетельствует о ее более позднем развитии, а структура и дискордантность в плане простираются Лапландско-Среднерусско-Прибалтийским тектоно-седиментационным системам отражают изменившиеся условия тектогенеза.

На первый взгляд образование Оршанской впадины логичнее всего связать со вторичными (по отношению к сдвиговым) нисходящими вертикальными движениями, поскольку механизм пострифтового погружения широко развит во всех системах растяжения. Сама впадина в силу своего структурного положения между осадочными комплексами Среднерусского авлакогена и платформенным чехлом может рассматриваться как протосинеклиза, с заложения которой началось общее прогибание провинции с проградацией вендских отложений на северо-восток. В то же время, в силу расположения Оршанской впадины в области развития неутонённой коры и в стороне от рифтогенных структур, версия её пострифтового погружения кажется неубедительной.

Эндемичность преимущественно кварцевого состава оршанских осадочных пород указывает на их формирование за счёт нового (поставлакогенового) источника кластики, расположенного, судя по ориентировке клиноформных наклонных серий, к северу от Оршанской впадины (см. рис. 4.4). В свою очередь, появление такого контрастного источника служит признаком специфического тектонического события на рубеже смены тектонических режимов платформы. Таким событием могла стать реорганизация структурного плана (предпоздневендский орогенез), завершившая авлакогеновый этап раз-

вития платформы. Частным отражением этой реорганизации является, вероятно, нижневендский вулканизм, ответственный за появление вулканогенно-осадочными образованиями волынской серии (V_1^2).

Можно предположить вероятный механизм образования Оршанской впадины. Как было показано в главе 4, впадина приурочена к Новгородско-Воронежскому синтаксису – сложной области сочленения линеаментов нижнепротерозойского фундамента и неопротерозойских тектоно-седиментационных систем. Наблюдаемый пережим (синтаксис) в районе Слободского узла мог быть образован за счёт смещения Воронежского массива (индентора) в северо-западном направлении (рис. 6.4а). Движение южного индентора привело к сближению ряда изначально субпараллельных структур, к смещению Осницко-Микашевичского–Витебского–Московского поясов и пережиму Лапландско-Среднерусско-Южнопри-балтийского, изгибу которого препятствовал подпиравший его с северо-запада Новгородский массив. Передовой клин индентора располагался в районе Ярцевского выступа кристаллического фундамента, что и предопределило структурную организацию региона. К северу от выступа расположены крупные сдвиги типа «конских хвостов», согнутые в сторону Среднерусского региона. Эти сдвиги окаймляют с юга Торжокский массив и трассируются в сторону области Торопецко-Велижских деформаций. С образованием этих сдвиговых структур связано, вероятно, выведение на поверхность комплекса метаморфического ядра и развитие Бельской триады структур. Вдоль оси индентора расположен Слободской узел – область «выжимания» (то-рошения) и интенсивной деформации мелких блоков фундамента [Разломы..., 2007]. Следы предпоздневендских восходящих движений отчетливо проявлены и в центральной гряде Среднерусского авлакогена (см. рис. 3.5). Строение плитного чехла над сбросовой ступенью Молоковского грабена свидетельствует о том, что восходящие движения блоковых элементов гряды продолжались по крайней мере до второй половины поваровского времени позднего венда (см. рис. 3.7б).

Существование таких движений достаточно отчетливо отражено в структурном плане цоколя платформы. Тем не менее, вопрос о времени их реализации остаётся открытым. Возможно,

начало (и даже большая часть) индентации связано с ранним протерозоем, в частности с процессами динамометаморфизма и бластомилонитизации в интервале 1700–1800 млн л. Но движения продолжались и в неопротерозое, о чём свидетельствует наличие неопротерозойских грабенов Подмосковного авлакогена, приуроченных к дугообразным сдвиговым разломам, окаймляющим Торжокский массив.

Кроме того, исследования геофизических типов различных блоков земной коры, анализ рельефа раздела Мохоровичича и поверхности кристаллического фундамента, гравитационного и магнитного полей показали, что Полоцко-Курземский пояс, наряду с Припятско-Брестским поясом разломов, образует широтные системы, по которым в позднем протерозое (ранне- и позднебайкальский этапы) произошли крупные горизонтальные субширотные перемещения южной и северной частей земной коры Белорусско-Балтийского региона относительно центрального (Литовско-Белорусского) геоблока. При перемещении по Полоцко-Курземскому поясу произошел правый сдвиг, а по Припятско-Брестскому – левый с амплитудами порядка 100–150 км [Гарецкий и др., 1990]. Следует отметить, что ряд геологов (Н.В. Аксаментова, Р.Е. Айзберг и др.) ставят под сомнение возможность крупномасштабного горизонтального перемещения блока земной коры вдоль Полоцко-Курземского и Припятского поясов разломов на ранне- и позднебайкальском этапах [Разломы..., 2007].

Столкновения коллизионного типа ответственны за формирование структур латерального выжимания и широко проявлены в разных тектонических областях [Копп, 1997]. Важнейшими следствиями таких процессов являются: 1) выведение в область эрозии огромного объёма тектонически мобилизованного (дроблёного, деструктурированного) материала, 2) одновременное появление пространств аккомодации (структурных ловушек), компенсирующих сжатие и выполняемых выносимой из области синтаксиса кластикой (см. рис. 6.4б). Для формирующегося компенсационного бассейна характерно отсутствие разломных ограничений, а также плоское дно, осложнённое веерообразными складками, постепенно распространяющимися в направлении от области синтаксиса. По мере образования нового пространства аккомодации оно заполняется посту-

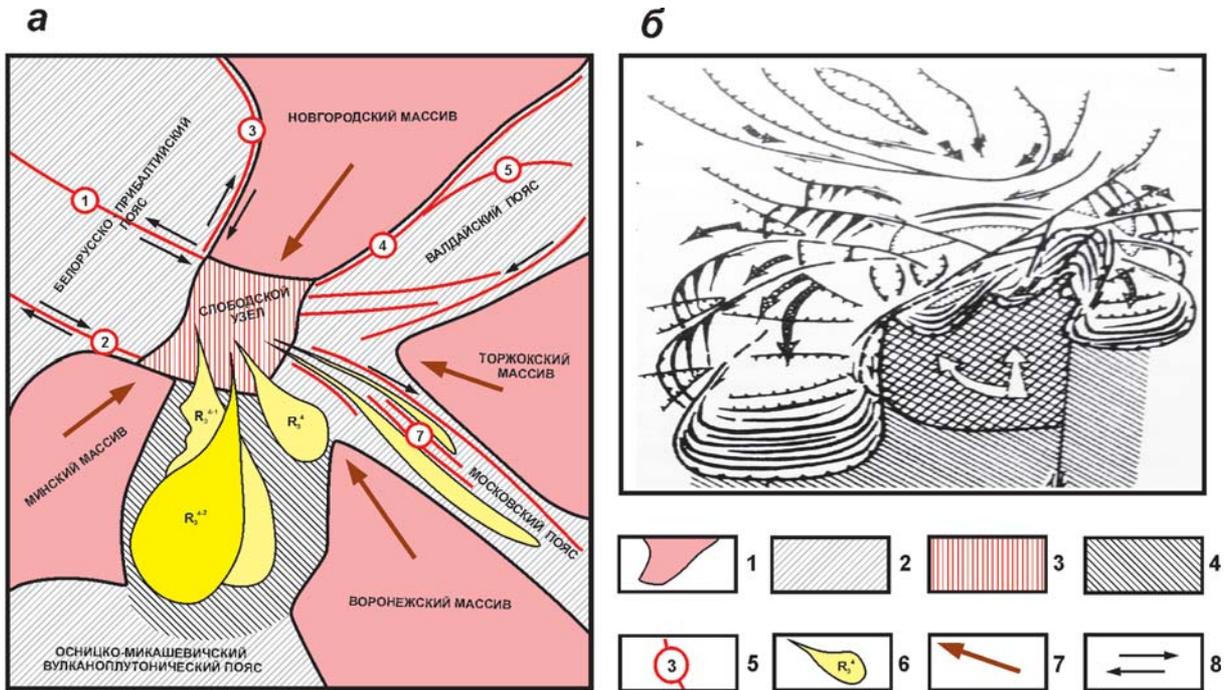


Рис. 6.4. Схемы формирования областей выжимания и компенсационных депрессий.

а – тектоно-седиментационная модель развития Оршанского региона; б – схема асимметричного выжимания масс из области наибольшей индентации, по [Копп, 1997].

1–4 – структурные элементы синтаксиса: 1 – инденторы/упоры, 2 – мобильные пояса, 3 – область вертикального выжимания масс, 4 – Оршанская компенсационная депрессия; 5 разломы, в т.ч.: 1 – Лиепайско-Локновский, 2 – Неманско-Полоцкий, 3 – Псковский, 4 – Ловатский, 5 – Холмско-Боровичский, 6 – Бологоевский, 7 – Бельские; 6 – потоки обломочного материала (сейсмокомплекс R_3^4); 7 – направления наибольших деформаций; 8 – сдвиги

пающим из области вертикального выжимания обломочным материалом [Копп, 1997].

Все перечисленные признаки компенсационного бассейна характерны для строения дна и осадочных комплексов Оршанской впадины (см. рис. 6.4в). Уверенно устанавливаемое по материалам сейсморазведки наращивание клиноформ с севера на юг (см. рис. 4.4) свидетельствует об обильном поступлении кластики из области предполагаемого максимального сжатия – Слободского узла. На основании изложенного Оршанская впадина может рассматриваться как компенсационный бассейн, при-

мыкающий к области латерального пережима субширотного Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского пояса.

Помимо Оршанской впадины часть кварцевой кластики из района Слободского узла поступала в Подмосковные грабены (т.н. оршанская свита), о чём свидетельствуют данные бурения скважин Апрельевская и Павлов Посад (см. рис. 6.4а). Вероятно, транспортировка ее происходила по присдвиговым депрессиям в обрамлении Торжокского массива, в частности, по Пречистенскому компенсационному прогибу в составе Бельской триады структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые для территории Среднерусско-Беломорской провинции (СБП) проведены междисциплинарные исследования и выполнено монографическое описание главных структур входящих в ее состав регионов. По каждому региону обобщены оригинальные и литературные данные о строении осадочного чехла и фундамента, проведено тектоническое районирование, установлено положение доплитных осадочных бассейнов относительно главных структурно-вещественных комплексов фундамента и характерных геофизических полей, составлены структурно-тектонические схемы.

Основные результаты проведенных исследований заключаются в следующем.

1. Установлены сложная сдвиговая природа и структурная индивидуальность доплитных осадочных бассейнов, исключая возможность корреляции элементов катаплатформенного чехла без применения методов сеймостратиграфии. В результате комплексных сеймостратиграфических, микрофитологических, литолого-фациальных, изотопных и минералого-петрографических исследований впервые для территории СБП разработана принципиально новая схема расчленения катаплатформенного чехла и верхней части фундамента. В составе опорного разреза Среднерусского региона, вскрытого Северо-Молоковской параметрической скважиной, выделена молоковская серия, объединившая все осадочные отложения, залегающие между породами фундамента и высокоомным горизонтом верхнего венда. Верхняя часть фундамента, вскрытого бурением на глубину около 300 м, отнесена к серии тектонического меланжа.

2. Получены новые принципиально важные для понимания строения и развития СБП результаты: 1) в составе катаплатформенного чехла не установлено отложений древнее неопротерозойских (верхнерифейских), 2) тектонизированный фундамент имеет палеопротерозойский возраст. Тем самым показано, что между формированием серии тектонического меланжа и началом накопления катаплатформенного чехла в неопротерозойских осадочных бассейнах существовал разрыв во времени в объеме мезопротерозоя.

3. Для литостратиграфических элементов и верхней части фундамента опорного разреза по образам волнового поля установлены характерные сейсмокомплексы, которые прослежены на сейсмических профилях МОГТ в смежных регионах. По положению сейсмокомплексов установлены этапы доплитной (верхнерифейско-ранневендской) геологической истории провинции: 1) главной фазы грабенообразования, 2) завершающей стадии грабенообразования – начальной стадии пострифтового погружения и 3) «протосинеклизы». Первые два этапа определяли развитие Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов и, частично, приграничных территорий между Российской Федерацией и Республикой Беларусь. С третьим этапом связано формирование Оршанской впадины в пределах юго-западного региона СБП.

4. Тектоно-седиментационные системы Среднерусского и Беломорско-Пинежского регионов развивались в позднерифейское время как геодинамически сопряжённые структурные элементы провинции – Среднерусско-Беломорская

тектонопара, кинематически связанная с крупной внутриконтинентальной сдвиговой зоной в обрамлении Балтийского геоблока ВЕП.

5. Оршанская впадина является познерифейско-ранневендской структурно и фациально обособленной тектоно-седиментационной системой, образованной на заключительном этапе накопления катаплатформенного чехла. Закономерности заложения и развития впадины могли быть связаны с относительными дви-

жениями крупных блоков фундамента в ходе предплатформенной реорганизации структурного плана ВЕП.

6. Для определения направления дальнейших исследований предложена оригинальная рабочая гипотеза о возможном строении и области распространения крупной (надрегиональной) палеогеодинамической системы в составе ВЕП, частью которой являлась Среднерусско-Беломорская тектонопара.

SYNOPSIS

The Mid-Russian – White Sea – Pinega geological province (hereafter Province) covers a huge area within the ancient East European platform (EEP). In the form of a semicircle, it stretches from the Kandalaksha Bay of the White Sea, first in the south-east to the sources of the rivers Northern Dvina and Pinega, then gradually bends to the south-west and can be traced to the upper reaches of the Volga, Dnieper and the Western Dvina.

Administratively, the main part of the Province is located on the territory of the Russian Federation, and only at the south-west along the meridian 30°E it rests on the territory of the Republic of Belarus.

The evolution of the Province started in the Neoproterozoic era, which is marked by change of fundamentally different tectonic regimes within the EEP. At the beginning of the era (Riphean to Early Vendian time, late Baykalian folding) polygenic basement of the craton suffered tensile and shear deformations. These resulted in the development of extensive shear zones and related grabens, known as aulacogens. Sedimentary fill of these structures is considered here as kata-platform sedimentary cover.

Since the Late Vendian time the widespread sagging led to accumulation of flat-lying deposits within the large territory, called by A. Suess “the Russian plate” (die Russische Tafel). Accordingly, this stage of development of EEP is called the plate stage unlike the previous pre-plate ones. Sometimes the stage is determined as the synclise one by the name of tectonic structures that contain the bulk of the platform sedimentary cover.

The current structure of the Province, established as a result of a long polygenic geological

evolution is represented by two systems (structural complexes).

Lower (pre-plate) structural complex combines tectonic and depositional systems resting between Proterozoic metamorphic rocks of the consolidated crust (basement) and the Upper Vendian sedimentary cover. As a rule, they are represented by near-fault grabens with the exception of the Orsha depression with no distinct tectonic limitations. As a consequence of sharp asymmetry in the structure sedimentary infill of most grabens considerably vary in thickness (from zero to 5–7 km). The upper pre-plate deposits “splash” over grabens shoulders, thereby increasing the area of kata-platform sedimentary cover, but their thickness does not exceed 1 km.

Upper (plate) structural complex overlaps the lower one and significantly exceeds it in area of distribution. In general, the complex varies from 3 to 3.5 km in thickness within the most deep Galichsky and Gryazovetskii deeps and pinch out at the periphery of the Province.

Three regions are recognizable in both the structure of the crust and the spatial position of main Neoproterozoic tectonic-depositional systems. These are – the Mid-Russian (central), White Sea – Pinega (northeast), and Orsha (southeast) regions.

The location of the Province within of the industrialized territories of the Russian Federation and Belarus highlights the problem of assessing its economic potential. The presence of thick sedimentary cover puts the Province in a number of potentially oil and gas facilities. At the same time, despite the likely prospects for the Province and the efforts of geologists starting

in the 40s of XX-th century its real potential is still not clear.

Gaps in available data and contradictions in theoretical constrains accumulated in all fields of geology. In tectonics and mapping still disputable are spatial boundaries, internal organization, and geodynamics of pre-plate sedimentary basins. The number of existing hypotheses reflects the continuing interest of geologists to these objects. Nevertheless, the overall consistency of the model of Province has not been developed yet. In the sedimentology major questions remain about the structure, depositional environment, and industrial potential of the kata-platform cover. In the stratigraphy major questions concern dating and correlation of sedimentary complexes.

Accordingly, we are not ready to offer a scientific outlook on the identification of promising sites for geological prospecting and exploration. The way out of this situation seems to be in the interdisciplinary synthesis of the available geological data.

The book presents results of interdisciplinary research and generalizations of accumulated data. It contains detailed description of all principle regional structures, seismic sequences, sedimentary sections. The location of pre-plate tectonic-sedimentary systems examined with respect to the boundaries of basement structures and characteristic areas of magnetic and gravitational fields.

These formed the basis for tectonic and depositional models of the Province evolution.

Main scientific results of the research are as follows.

1. A complex shear nature and structural individuality of pre-plate sedimentary basins are revealed.

2. As a result of multidisciplinary seismostratigraphic, microphytological, lithofacies, isotopic, mineralogical, and petrographic studies we worked out a new correlation scheme for the kata-platform sedimentary cover.

3. Three stages are recognized in the geological evolution of the Province. These are: 1) the main phase of shearing and rifting, 2) the final stage of rifting – the initial stage of postrift subsidence, and 3) the “protosyneclyse” event.

4. Riftogenic structures of both the Mid-Russian aulacogen and White Sea – Pinega grabens evolved during the first two stages under the influence of large-scale shear tectonics.

5. The Orsha Depression superpose on sedimentary complexes of the Mid-Russian aulacogen at the latest stage due to structural reorganization that preceded the syneclyse stage in the history of the East European platform.

6. The data obtained allowed to propose a model which considers the possible position of riftogenic structures of the Mid-Russian – White Sea Province among tectonic and depositional systems of Rodinia.

ЛИТЕРАТУРА

- Айзберг Р.Е., Гарецкии Р.Г., Климович И.В.* Тектоника Оршанской впадины. Минск: Наука и техника, 1985. 112 с.
- Айзберг Р.Е., Гарецкии Р.Г., Ковхута А.М. и др.* Проблемы освоения ресурсов нефти и газа Беларуси и пути их решения. Гомель: РУП “ПО “Белоруснефть”, 2003. С. 75-86.
- Айзберг Р.Е., Гарецкии Р.Г., Кудрявец И.Д., Старчик Т.А.* О тектонике Оршанской впадины и её соотношении со структурами фундамента // Докл. НАН Беларуси. 2004. Т. 48. № 1. С. 88-92.
- Аксаментова Н.В.* Магматизм и палеогеодинамика раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2002. 176 с.
- Аксаментова Н.В.* Магматизм и тектоническая позиция раннепротерозойского Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса // Докл. АН Беларуси. 1996. Т. 40. № 1. С. 102-107.
- Аксаментова Н.В., Данкевич И.В., Найденов И.В.* Глубинное строение Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса // Докл. АН Беларуси. 1994. Т. 38. № 2. С. 93-98.
- Аксаментова Н.В., Найденов И.В.* Является ли кристаллический фундамент Беларуси новым палеопротерозойским доменом в Восточно-Европейском кратоне? // 2004. <http://rudocs.exdat.com/docs/index-169988.html>
- Аксенов Е.М.* История геологического развития Восточно-Европейской Платформы в позднем протерозое // Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. СПб: ИГД РАН, 1998. 48 с.
- Амбрустер Т., Бонацци П., Акасака М. и др.* Рекомендуемая номенклатура минералов группы эпидота (краткая информация) // ЗРМО. 2006. № 6. С. 19-23.
- Анатольева А.И.* Главные рубежи эволюции красноцветных формаций. //Тр. ИГиГ. Вып. 416. Новосибирск: Наука, 1978. 190 с.
- Анатольева А.И.* Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 346 с.
- Аглонов С.В., Бурзин М.Б., Вейс А.Ф., и др.* Геодинамика и возможная нефтегазоносность Мезенского осадочного бассейна. СПб.: Наука, 2006. 319 с.
- Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 455 с.
- Астафьев Д.А., Шейн В.С., Алипова Н.Ю., Чагаев А.Я.* Вопросы дальнейшего изучения Московской синеклизы // <http://www.geolib.ru/OilGasGeo/2000/06/Stat/stat09.html>
- Балуев А.С.* Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона // Геотектоника. 2006. № 3. С. 23-38.
- Балуев А.С., Моралев В.П., Глуховский М.З. и др.* Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // Геотектоника. 2000. № 5. С. 30-43.
- 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. Результаты исследования в рамках Международного Полярного Года. Том 4. М.: Paulsen, 2010. С. 252-292.
- Балуев А.С., Журавлёв 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 : 500000 // Тр. ГИН РАН. Вып. 597. М.: ГЕОС, 2012. 104 с.
- Белюсов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 608 с.
- Бибикова Е.В., Айзберг Р.Е., Найденов И.В., Грибик Я.Г.* Тектоническая позиция и возраст гранитоидов Суражской скважины (Оршанская впадина) // Докл. НАН Беларуси. 2009. Т. 53. № 2. С. 101-106.
- Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т.* Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным уран-свинцового изотопного исследования сфенов // Геохимия. 1999. № 8. С. 842-857.
- Бискэ Ю.С., Поршняков Г.С., Талашманов Ю.А.* Герциниды Ферганского хребта и смежных районов южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 128 с.
- Богданов А.А.* О международной тектонической карте Европы. Масштаб 1:2 500 000 // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 4. С. 3-25.
- Богданов А.А.* О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ // Сов. геология. 1964. № 9. С. 3-28.

- Богданов А.А.* О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы // Вестник МГУ. Сер. геол. 1967. № 1. С. 8-26.
- Богданова С.В.* Тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы // Тектонические исследования запада Восточно-Европейской платформы. Минск, Наука и техника, 1984. С. 16-25.
- Богданова С.В., Бибикова Е.В., Постников А.В., Таран Л.Н.* Раннепротерозойский магматический пояс под Москвой // ДАН. 2004. Т. 395. № 3. С. 376-380.
- Борисов А.А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967. 152 с.
- Буртман В.С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем: варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы. М.: Наука, 1976. 164 с.
- Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия: Тектоника и геодинамика в палеозое Тр. ГИН. Вып. 570. М.: ГЕОС, 2006. 216 с.
- Валеев Р.И., Клубов В.Н., Островский М.И.* Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы // Сов. геология. 1969. № 4. С. 58-67.
- Валеев Р.Н.* Авлакогены Русской платформы // Тр. Геол. ин-та (г. Казань). 1978. Вып. 30. С. 50-89.
- Васина Е.В.* Глубинное строение центральной части Московской синеклизы по данным переинтерпретации сейсмических материалов КМПВ на основе двухмерно-неоднородной модели среды. Автореф. дисс.... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1997. 18 с.
- Вейс А. Ф.* Микрофоссилии рифея и венда Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 47-64.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г.* Микробиоты керпыльской серии сибирского гипостратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 41-58.
- Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г.* Микрофоссилии сибирского гипостратотипа рифея (омахтинская, кандыкская и устькирбинская microbioty) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 27-54.
- Вейс А.Ф., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Воробьева Н.Г.* Микрофоссилии каратавской серии южноуральского стратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. С. 29-53.
- Вейс А.Ф., Петров П.Ю., Воробьева Н.Г.* Преобразование фациально-экологической структуры древних биот во времени и стратиграфия рифея // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 85-96.
- Веретенников Н.В., Махнач А.С., Ланцевич А.Г., Шкуратов В.И.* Стратиграфическая схема рифейских отложений Беларуси // Літасфера. №1 (22). 2005. С. 27-35.
- Веселовская М.М.* Досреднепротерозойская кора выветривания на Русской платформе по материалам глубокого бурения // ДАН. 1976. Т. 227. № 4. С. 968-971.
- Веселовская М.М.* К петрографии кристаллического фундамента Русской платформы (центральная часть) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 6. С. 130-135.
- Веселовская М.М.* Новые данные о протерозойских образованиях Русской платформы // ДАН. 1974. Сер. геол. Т. 217. № 1-3. С. 165-168.
- Владимирова Т. В., Капустин И.Н., Фёдоров Д.Л.* Глубинная структура центральных районов Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1997. № 3. С. 31-40.
- Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л.* Нефтегазовый потенциал древних толщ Московской синеклизы // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 1997. № 4. С. 23-28.
- Владимирова Т.И., Капустин И.Н., Орлов В.П., Федоров Д.Л.* Объяснительная записка к Гипсометрической карте поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы масштаба 1:2500000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 71 с.
- Гарецкий Р.Г.* Авлакогены платформ Северной Евразии // Геотектоника. 1995. № 4. С. 16-28.
- Гарецкий Р.Г.* Осадочные бассейны древних платформ // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 146-156.
- Гарецкий Р.Г.* Осадочные бассейны древних платформ. Вестник ОГГГН РАН. 1999. № 4 (10). URL: http://www.segis.ru/russian/cp1251/h_dggms/4-99/garetskiy.htm#begin
- Гарецкий Р.Г.* Основные черты тектоники и геодинамики Восточно-Европейской платформы // Актуальные проблемы геологии нефти и газа: М.: ФГУП Изд-во «Нефть и газ» РГУ нефти и газа, 2005. С. 19-56.
- Гарецкий Р.Г.* Юго-западная пассивная окраина Восточно-Европейского кратона // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Вып. 5. 2001. С. 9-15.
- Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Нагорный М.А.* Особенности развития интракратонных надрифтовых синеклиз Восточно-Европейской платформы // Тектоника земной коры и мантии. Т. 1. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2005. С. 124-126.

- Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Николаев В.Г.* Московская синеклиза: зарождение и эволюция // Докл. НАН Беларуси. 2001. Т. 376. № 4. С. 506-509.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.* Тектоногеодинамическая модель сочленения Фенноскандинавского и Сарматского сегментов Восточно-Европейской платформы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 10. С. 1557-1566.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.* Слободской тектоно-геодинамический узел Восточно-Европейской платформы // Литасфера. 2009. № 2 (31). С. 49-66.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В.* Геолого-геофизическая характеристика Полоцко-Курземского пояса разломов // Литасфера. 2004. 2(21). С. 10-27.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В.* Полоцко-Курземский пояс разломов // Докл. НАН Беларуси. 2002. Т. 46. № 6. С. 85-89.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Нагорный М.А.* Слободской тектоно-геодинамический узел // Геология, поиски и освоение полезных ископаемых Беларуси. Сб. научных трудов. Вып. 2. Минск: БЕЛГЕО, 2007. С. 156-174.
- Гарецкий Р.Г., Нагорный М.А.* Главные этапы развития Московской синеклизы // Литосфера. 2006. № 2. С. 14-24.
- Гарецкий Р.Г., Нагорный М.А.* Классификация синеклиз древних платформ // Геотектоника. 1987. № 2. С. 46-55.
- Гарецкий Р.Г., Нагорный М.Н.* Классификация типов строения осадочного чехла Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2011. Т. 86. Вып. 2. С. 20-22.
- Гафаров Р.А.* Строение складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1966. № 8. С. 27-31.
- Гафаров Р.А.* Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ. М.: Наука, 1976а. 270 с.
- Гафаров Р.А.* Типы разломов и тектоника фундамента Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1976б. № 6. С. 15-25.
- Гейслер А.Н.* Новые данные по стратиграфии и тектонике нижнего палеозоя северо-западной части Русской платформы // Материалы по геологии Европейской территории СССР. Л.: Госгеолтехиздат, 1956. С. 174-184.
- Гейслер А.Н.* Опыт геохронологических сопоставлений и палеогеография отложений позднего протерозоя северной и центральной частей Русской платформы // Материалы по геологии европейской территории СССР. Л.: Недра, 1966. С. 32-57.
- Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. Серия методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании / Под ред. Г.С. Гусева. М.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 523 с.
- Геологический словарь. М.: Недра, 1978. Т. 1. 486 с. Т. 2. 456 с.
- Геология Беларуси / Под ред. Махнача А.С., Гарецкого Р.Г., Матвеева А.В. Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2001. 815 с.
- Геология и полезные ископаемые России. Т. 1. Запад России и Урал. // Под ред. Б.В. Петрова, В.П. Кирикова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. 528 с.
- Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л.: Недра, 1967. 124 с.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.
- Гипсометрическая карта поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы масштаба 1:2500000. Под ред. Д.Л. Федорова, В.П. Орлова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы // Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. М.: ГЕОКАРТ; ГЕОС, 2010. Т. 1. 408 с. + 48 с. цв. вкл.
- Гоголь О.В., Шерстеникова О.Г., Деленицин А.А., Дьяков Н.С.* Sm-Nd возраст датирования на FINNIGAN-MAT 262 // Тез. докл. I Российской конф. по изотопной геохронологии "Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты", Москва, 15-17 ноября 2000 г. М.: ГЕОС, 2000. С. 115-116.
- Гордасников В.Н., Троицкий В.Н.* Средне-Русский авлакоген – стержневая структура Московской синеклизы // Сов. геология. 1966. № 12. С. 35-47.
- Дедеев В.А.* Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской платформы // Геотектоника. 1972. № 3. С. 27-36.
- Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М.: Мир, 1968. 383 с.
- Журавлев В.А.* Структура земной коры Беломорского региона // Разведка и охрана недр. 2007. № 9. С. 22-26.
- Зандер В.Н., Томашунас Ю.И., Берковский А.Н., и др.* Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л.: Недра, 1967. 124 с.
- Запольнов А.К.* Тектоника Большеземельской тундры. Л.: Недра, 1971. 118 с.
- Золотов А.Н., Кирсанов В.В., Островский М.И., Фрухт Д.П.* Строение верхнего докембрия в

- восточной части Среднерусского авлакогена // Советская геология. 1971. № 10. С. 116-120.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферы плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 328 с.
- Иванов С.Н., Иванов К.С.* Режимы и структуры растяжения земной коры Провинции бассейнов и хребтов в Кордильерах Северной Америки. Екатеринбург: ИГИГ УроРАН, 1996. 150 с.
- Иголкина Н.С., Кириков В.П., Кривская Т.Д.* Основные этапы формирования осадочного покрова Русской платформы // Советская геология. 1970. № 11. С. 15–35.
- Казанин Г.С., Журавлев В.А., Павлов С.П.* Структура осадочного чехла и перспективы нефтегазоносность Белого моря // Бурение и нефть. № 2. 2006. С. 26-28.
- Каратаев Г.И., Пашкевич И.К.* Геолого-математический анализ комплекса геофизических полей. Киев: Наукова думка, 1986. 168 с.
- Келлер Б.М.* Верхний протерозой Русской платформы (рифей и венд) // Очерки по региональной геологии СССР. Вып. 2. М.: Наука, 1968. 101 с.
- Кирсанов В.В.* Верхневендские отложения центральных районов Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 12. С. 55-65.
- Кирсанов В.В.* К вопросу о стратиграфии докембрийских отложений приосевой части Московской синеклизы // Докл. АН СССР. 1968. Т. 178. № 5. С. 1160-1163.
- Клевцова А.А.* Об основных чертах истории Русской платформы в рифее // Известия вузов. Геология и разведка. 1971. №7. С 3-13.
- Клевцова А.А.* Авлакогены Русской платформы – очаги генерации углеводородов // Разведка и охрана недр. 2000. № 6. С. 19-26.
- Клевцова А.А.* Верхний протерозой – нижний палеозой Московской синеклизы: проблема границ // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2000. № 12. С. 33-42.
- Клевцова А.А.* Основные этапы осадконакопления в рифее на Русской платформе (ранний и средний этапы) // Известия вузов. Геология и разведка. 1976. № 7. С. 3-15.
- Клевцова А.А.* Четвертое подразделение рифея и байкальские прогибы на Восточно-Европейской платформе // Известия вузов. Геология и разведка. 2003. № 3. С. 25-29.
- Козлов В.И., Муслимов Р.Х., Гатиятуллин Н.С. и др.* Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности. Уфа: УНЦ РАН; Миасс: Геотур, 1995. 218 с.
- Константиновский А.А.* Рифейский Онежско-Кандалакшский грабен Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1977. № 3. С. 38-45.
- Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиином поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
- Копп М.Л.* Мобилистская неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2005. 340 с.
- Копп М.Л.* Денудационные уступы как индикатор региональных неотектонических напряжений // Геотектоника. 2011. № 5. С. 71-90.
- Костылева В.В., Симанович И.М.* Минералогия рифейских песчаников Оршанской впадины: значение для стратиграфии и тектоники // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 2. С. 57-65.
- Костылева В.В., Чамов Н.П., Симанович И.М., Аникеева О.В.* Этапы развития рифейских осадочных бассейнов центральной части Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 408-417.
- Костюченко С.Л.* Структура и тектоническая модель земной коры Мезенской синеклизы по результатам комплексного геолого-геофизического изучения // Разведка и охрана недр. 1995. № 5. С. 2-7.
- Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н. и др.* Генетические типы докембрийских рифтов Мезенско-Нижневожского дивергентного пояса Восточно-Европейской платформы по результатам глубинных исследований // Разведка и охрана недр. 1996. № 4-5. С. 46-53.
- Костюченко С.Л., Исмаил-заде А.Т.* Природа интенсивных фаз седиментогенеза в Московской синеклизе по результатам глубинного изучения и количественного анализа разрезов скважин // Разведка и охрана недр. 1998. № 5. С. 36-40.
- Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н.* К геологическому строению Московии: глубинная структура и тектоника // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 5. С. 6-17.
- Кратц К.О., Берковский А.Н., Бондаренко Л.П. и др.* Основные проблемы геодинамического строения Русской плиты. Л.: Наука, 1979.
- Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А. и др.* Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М.: Наука, 1971. 390 с.
- Кудрявец И.Д., Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г. и др.* Региональное сейсмопрофилирование методом общей глубинной точки в Оршанской впадине // Докл. НАН Беларуси. 2003. Т. 47. № 6. С. 108-112.
- Кузьменко Ю.Т.* Тектоника осадочного чехла и кристаллического основания района Москвы // Бюлл. МОИП. Сер. геол. 1994. Т. 69. Вып. 4. С. 10-18.

- Кузьменко Ю.Т., Шик С.М.* Уточненная стратиграфическая схема рифейских отложений Центральной части Европейской России (восточная часть Оршанской впадины, Крестцовский и Солигаличский авлакоены // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81, Вып. 2. С. 29-39.
- Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К.* Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. М.: Наука, 1982. 110 с.
- Леонов Ю.Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2002. № 5. С. 156-178.
- Леонов Ю.Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы, решения // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Научный мир, 2001. С. 155-173.
- Леонов Ю.Г.* Строение литосферы в отражённых волнах // Геотектоника. 1994. № 4. С. 85-88.
- Леонов Ю.Г.* Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 3-23.
- Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов / Под ред. А.Д. Щеглова СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.
- Ломизе М.Г.* Ферганская сигмоида и Таласо-Ферганский сдвиг в коллизионной структуре Центральной Азии // ДАН. 1996. Т. 350. С. 377-380.
- Маслов А.В.* Седиментационные бассейны Урала (фации, литолого-фациальные комплексы, палеогеография, особенности эволюции // Автореф. дисс.... доктора геол.-мин. наук. Екатеринбург: АООТ «ПОЛИГРАФИСТ», 1997а. 44 с.
- Маслов А.В.* Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: УрО РАН, 1997б. 220 с.
- Маслов А.В., Ишерская М.В.* Осадочные ассоциации рифея Волго-Уральской области (условия формирования и литофациальная зональность). Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 267 с.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В.* Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Т. 1. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 351 с.
- Маслов А.В., Оловянищников В.Г., Ишерская М.В.* Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала // Литосфера. 2002. № 2. С. 54-95.
- Мастюлин Л.А., Астапенко В.Н., Кузнецов Ю.Н.* Полоцкая аномалия электропроводности земной коры: вариант геологической интерпретации // Докл. АН БССР. 1991. Т. 35. № 9. С. 846-849.
- Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И. и др.* Стратиграфия верхнепротерозойских отложений Белоруссии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 3. С. 90-102.
- Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Бордон В.Е.* Рифей и венд Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 360 с.
- Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов. М.: Мир, 1971. 328 с.
- Микрофоссилии докембрия СССР. Л.: Наука, 1989. 352 с.
- Милановский Е.Е.* Основные проблемы изучения рифтогенеза // Континентальный и океанический рифтогенез. М.: Наука, 1985. С. 5-24.
- Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории земли (рифтогенез в подвижных поясах). М.: Недра, 1987. 300 с.
- Милановский Е.Е., Никишин А.М., Фурне А.В.* Рифейская эволюция Восточно-Европейского кратона // ДАН. 1994. Т. 339. № 4. С. 513-517.
- Минерагения осадочных бассейнов континентов и периконтинентальных областей. М.: Изд-во. Мин. прир. рес. РФ, 1998. 590 с.
- Милиц М.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г. и др.* Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калева. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 157-190.
- Милиц М.В., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Стулак В.М.* Объёмная модель глубинного строения Карело-Беломорской области Фенноскандинавского щита: профили 1-ЕВ, 4В, FIRE-1. Модели земной коры и верхней мантии // Материалы Межд. науч.-практ. семинара. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. С. 115-119.
- Муратов М.В., Микунов М.Ф., Чернова Е.С.* Основные этапы тектонического развития Русской платформы // Известия вузов. Геология и разведка. 1962. № 11. С. 3-28.
- Наговицин К.Е.* Микрофоссилии и стратиграфия верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы // Автореф. дисс.... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН, 2001. 18с.
- Нагорный М.А.* Развитие Восточно-Европейской платформы в позднем рифее-венде // Литосфера. № 2 (29). 2008. С. 3-13.
- Нагорный М.А.* Тектоника Вольно-Среднерусской системы прогибов. Минск: Навука и Тэхніка, 1990. 105 с.

- Нефтегазоносность древних толщ Русской платформы. М.: Роскомнедра, 1993. 317 с.
- Николаев В.Г.* Тектоническая предыстория Московской синеклизы в рифее // Геотектоника. 1999. № 6. С. 59-65.
- Новикова А.С.* О тектонике карелид основания Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1971. № 6. С. 44-52.
- Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х.Г. Рединга. М.: Мир, 1990. Т. I. 351 с. Т. II. 360 с.
- Ожиганова Л.Д.* Петрографо-минералогические исследования древних отложений // Древние отложения Западной Башкирии. Уфа: БФАН СССР, 1960. С. 28-82.
- Оллиер К.* Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 460 с.
- Орлов В.П., Мазур В.Б., Федоров Д.Л. и др.* Геология и оценка нефтегазоносности Московской синеклизы. М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. 55 с.
- Орвецкий Ю.П.* Мантийный диапиризм. Киев: Наукова думка, 1990. 170 с.
- Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / Под ред. Леонова Ю.Г., Воложа Ю.А. М.: Научный мир, 2004. 526 с.
- Основные проблемы геологического строения Русской плиты / Под ред. К.О. Кратца. Л.: Наука, 1979. 120 с.
- Островский А.А.* Зона древнего рифтообразования под Балтийским морем // ДАН. 1995. Т. 142. № 5. С. 680-685.
- Островский М.И., Золотов А.Н., Иванова Т.Д., Саркисов Ю.М.* Рифейско-раннепалеозойский этап формирования чехла центральных и северных районов Восточно-Европейской платформы // Сов. геология. 1975. № 10. С. 87-97.
- Островский М.И.* Основные этапы формирования структуры центральных районов Восточно-Европейской платформы в докембрии и палеозое / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: МГРИ, 1974. 40 с.
- Пейве А.А., Сколотнев С.Г., Лиджи М. и др.* Исследования зоны трансформного разлома Эндрю Бейн (Африкано-Антарктический регион) // ДАН. 2007. Вып. 416. № 1. С. 77-80.
- Пейве А.А., Чамов Н.П.* Основные черты тектоники хребта Книповича (Северная Атлантика) и история его развития на неотектоническом этапе // Геотектоника. 2008. № 1. С. 38-57.
- Петров В.Г.* О структурных соотношениях рифейских прогибов в центральных областях Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1972. № 2. С. 5-16.
- Петров О.В., Костюченко С.Л.* Плюмовая тектоника в эволюции осадочных впадин Восточно-Европейской платформы // Региональная геология и металлогения. 2002. № 16. С. 5-21.
- Петров О.В., Морозов А.Ф., Липилин А.В. и др.* Карта аномального магнитного поля (ΔT)_a России и прилегающих акваторий м-ба 1 : 5 000 000. СПб: ВСЕГЕИ, 2004а. 4 л.
- Петров О.В., Морозов А.Ф., Липилин А.В. и др.* Гравиметрическая карта России м-ба 1 : 5 000 000. СПб: ВСЕГЕИ, 2004б. 4 л.
- Петров П.Ю., Вейс А.Ф.* Фациально-экологическая структура древнинской микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 5. С. 13-41.
- Петрография. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1986. 288 с.
- Пийп В.Б., Цыдылова Л.Р., Шалаева Н.В., Теплякова Е.А.* Глубинное строение заемной коры Белого моря по сейсмическим данным // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 4. 2011. № 3. С. 61-67.
- Пименов Б.А.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Мезенской синеклизы. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин.наук. Сыктывкар: Коми науч. центр, 1994. 18 с.
- Поletaев А.И.* Вклад учёных геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова в изучение ротационного фактора в тектонике Земли. М.: Книжный дом «ЛИБРОКОМ», 2011. 72 с.
- Поршняков Г.С.* Этапы формирования тектонических структур различных сегментов герцинид Южного Тянь-Шаня // Тектоника Тянь-Шаня и Памира / Под ред. И.Е. Губина, С.А. Захарова. М.: Наука, 1983. С. 66-73.
- Постников А.В., Лапинская Т.А., Попова Л.П., Яковлев Д.О.* Новые данные о раннедокембрийских магматических формациях восточной части Русской плиты по материалам глубокого бурения скважин // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 166-175.
- Постникова И.Е.* К стратиграфии поддевонских отложений Сердобско-Пачелмского района // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5. С. 132-135.
- Постникова И.Е.* Корреляция разрезов верхнего докембрия западного склона Урала и Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1972. № 5. С. 86-103.
- Прибавкин С.В., Авдонина И.С., Главатских С.П.* Состав и внутреннее строение вкрапленников магматического эпидота из андезитов и дацитов, Средний Урал // ЕЖЕГОДНИК-2009. Петрология, геохимия // Тр. ИГГ УрО РАН. 2010. Вып. 157. С. 168-172.
- Пятилетов В.Г.* Микрофоссилии позднего докембрия Учуро-Майского района // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Венд и

- рифей. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 47-94.
- Разломы земной коры Беларуси / Под ред. Р.Е. Айзберга. Минск: Красико-Принт, 2007. 372 с.
- Ротационные процессы в геологии и физике. М.: КомКнига/URSS, 2007. 525 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др.* Изотопный состав Sr в Гренвильском и пост-Гренвильском океане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 5-46.
- Сергеев В.Н.* Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация, фациальная приуроченность и биостратиграфическое значение // Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2003. 54 с.
- Симанович И.М.* Кварц песчаных пород. М.: Наука, 1974. 355 с.
- Симанович И.М.* Минералогия и петрография рифейских отложений Московского грабена // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 5. С. 25-37.
- Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1997. 182 с.
- Слабунов А.И., Шаров Н.В., Исанина Э.В. и др.* Сейсмотомографическая модель земной коры по профилю ГСЗ - ОГТ «Суша-Море» Калева-ла-Кемь-горло Белого моря // Строение и история развития литосферы. Т. 4. М.: Paulsen, 2010. С. 293-311.
- Смирнов В.Н., Зинькова Е.А.* Магматический эпидот в гранитоидах Верхисетского массива (Средний Урал) // ДАН. 1993. Т. 329. № 3. С. 332-334.
- Соколов Б.А., Высоцкий И.В., Егоров В.А. и др.* Новые данные по геологическому строению и перспективам нефтегазоносности глубоких частей Московской синеклизы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1977. № 5. С. 81-90.
- Соколов Б.А., Конюхов А.И.* Тектоническая литология // Геология и геохимия горючих ископаемых. М.: Вниизарубежгеология, 1995. С. 120-128.
- Стратотип рифей. Палеонтология. Палеомагнетизм // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 368. М.: Наука, 1982. 176 с.
- Структура фундамента платформенных областей СССР. Л.: Наука, 1974. 400 с.
- Тевелев А.В.* Сдвиговая тектоника. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 2005. 254 с.
- Тектоническая карта Белого моря и прилегающих территорий м-ба 1 : 500 000 / Под ред. А.С. Балуева, М.Г. Леонова, Г.С. Казанина. ГИН РАН, МАГЭ, Институт геологии Карельского НЦ РАН. 2010.
- Тимофеев П.П.* Основные проблемы современной литологии и задачи Межведомственного литологического комитета // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 6. С. 3-15.
- Тимофеев П.П.* Проблемы литологии // Вестник АН СССР. 1984. № 9. С. 69-77.
- Толковый словарь английских геологических терминов // Министерство природных ресурсов Российской Федерации (МПР РФ), 2002; Межрегиональный центр по геологической картографии (МЦГК «Геокарт»), 2002.
- Федоров Д.Л., Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н.* Среднерусский авлакоген – тектонический трансфер в системе Прикаспийской и Баренцево-морской нефтегазоносных впадин // Отечественная геология. 1996. № 2. С. 50-61.
- Федоров Д.Л., Пыбин В.Ф., Яралов Б.А. и др.* Новые данные о структурных особенностях Мезенской синеклизы // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 12. Саратов: НВНИИГГ, 1997. С. 21-26.
- Фёдоров Д.Л.* О проблеме нефтегазоносности протерозоя (на примере Московско-Мезенской области прогибания) // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 21. Саратов: НВНИИГГ, 2000. С. 18-24.
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир. 1989. 592 с.
- Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
- Хераскова Т.Н.* Значение работ Н.С. Шатского по тектонике древних платформ и их нефтегазоносности в свете современных взглядов // Геотектоника. 2005. № 4. С. 3-24.
- Хераскова Т.Н., Антипов М.П., Волож Ю.А.* А.А. Богданов и проблемы Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2007. Т. 82. Вып. 1. С. 12-23.
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Андреева Н.К. и др.* Новые данные о строении и условиях накопления отложений рифея – раннего венда в Центрально-Русской системе авлакогенов // Геол. вестник центральных районов России. 2001. № 1. С. 10-22.
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Воронцов А.К. и др.* Условия осадконакопления в рифее и раннем венде в центральной части Восточно-Европейской платформы // Литология и полез. ископаемые. 2002. №1. С. 77-92.
- Хераскова Т.Н., Сапожников Р.Б., Волож Ю.А., Антипов М.П.* Геодинамика и история развития севера Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии по данным регионального сейсмического профилирования // Геотектоника. 2006. № 6. С. 33-51.

- Чамов Н.П., Костылева В.В., Горбачёв В.И. и др. Новые данные о механизме формирования Молоковского бассейна, Русская плита // Геотектоника. 2002. № 3. С. 9-21.
- Чамов Н.П., Костылева В.В., Вейс А.Ф., Горбачёв В.И. Позднерифейское осадконакопление в Среднерусском авлакогене // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 5. С. 539-550.
- Чамов Н.П. Особенности седиментации в осадочных бассейнах разного геодинамического типа // Осадочные бассейны: методика изучения строения и эволюции. Тр. ГИН РАН. Вып. 543. М.: Научный мир, 2004. С. 106-142.
- Чамов Н.П., Горбачёв В.И. Строение и состав пород Бельского поднятия Подмосковского авлакогена // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 4. С. 3-10.
- Чамов Н.П. Тектоническая история и новая модель формирования Среднерусского авлакогена // Геотектоника. 2005. № 3. С. 3-22.
- Чамов Н.П., Костылева В.В., Вейс А.Ф. Строение докембрийского осадочного чехла и верхней части фундамента Среднерусского авлакогена и Оршанской впадины (Восточно-Европейская платформа) // Литология и полез. ископаемые. 2010. № 1. С. 63-98.
- Чамов Н.П. Строение и развитие Среднерусско-Беломорской провинции в неопротерозое. // Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: ГИН, 2013а. 48 с.
- Чамов Н.П. Тектоно-седиментационные системы: примеры и методический подход к исследованию // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2013б. Т. 88. Вып. 3. С. 3-20.
- Чамов Н.П. Локальная тектоника и седиментация в грабенах Среднерусского авлакогена (Восточно-Европейская платформа) // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 6. С. 549-562.
- Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей // Труды совещания по осадочным породам. Вып. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 145 с.
- Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1960. № 5. С. 3-23.
- Шатский Н.С. О синеклизах А.П. Павлова // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1940. Т. 18. № 3 С. 39-52. // Избранные труды. Т. II. М.: Наука, 1964а. С. 271-277.
- Шатский Н.С. О верхнепалеозойской структуре Восточно-Русской впадины // Избранные труды. Т. II. М.: Наука, 1964б. С. 284-287.
- Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы // Избранные труды. Т. II. М.: Наука, 1964в. С. 369-425.
- Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба // Избранные труды. Т. II. М.: Наука, 1964. С. 523-543.
- Шатский Н.С. О прогибах Донецкого типа // Избранные труды. Т. II. М.: Наука, 1964д. С. 544-553.
- Шахновский И.М. Геологическое строение и нефтегазоносность авлакогенов Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1988. 119 с.
- Allen P.A., Allen J.R. Basin analysis: principles and applications. Oxford: Blackwell Sci. Publ., 1990. 461 p.
- Bartley J.M., Glazner A.F. Hydrothermal systems and Tertiary low-angle normal faulting in the southwestern United States // Geology. 1985. V. 13. P. 562-564.
- Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicratonic parameters // Chem. Geol. 1985. V. 48. P. 43-55.
- Behrmann J.H., Lewis S.D., Musgrave R.J. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. College Station, TX: ODP, 1992. V. 141. 480 p.
- Bekins B.A., Dreiss S.J. A simplified analysis of parameters controlling dewatering in accretionary prisms // Earth Planet. Sci. Let. 1992. V. 109. P.275-287.
- Biju-Duval B., Quelles P., Mascle A. et al. Multibeam bathymetric survey and high resolution seismic investigations on the Barbados ridge complex (eastern Caribbean): a key to the knowledge and interpretation of an accretionary wedge // Tectonophysics. 1982. V. 86. P. 275-304.
- Biscaye P.E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans // Geol. Soc. Amer. Bull. 1965. V. 76. P. 803-832.
- Blackman D.K., Karson J.A., Kelley D.S. et al. Geology of the Atlantis Massif (Mid-Atlantic Ridge, 30°N): Implications for the evolution of an ultramafic oceanic core complex // Marine Geophys. Res. 2002. V. 23. P. 443-469.
- Blackman, D.K., Cann J.R., Janssen B., Smith D.K.. Origin of extensional core complexes: Evidence from the Mid-Atlantic Ridge at Atlantis Fracture Zone // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 21315-21333.
- Bogdanova S.V., Gafarov R.G., Tchernook et al. Tectonic map of the basement of the East European craton. Scale 1 : 10 000 000. 1984.
- Bogdanova S.V. Segments of the East European Craton. In: Gee, D.G. Beckholmen, M. (eds) EURO-PROBE Symposium in Jablonna 1991. Polish Aca-

- demy of Sciences and European Science Foundation, 1993. A-20(255). P. 33-38.
- Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbachev R., Orlyk M.I.* Rephean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // *Tectonophysics*. 1996. V. 268. P. 1-21.
- Bogdanova S.V.* The East European Craton: some aspects of the Proterozoic Evolution in South-West // *Mineralogical Society of Poland. Special Papers*. 2005. V. 26. P. 18-24.
- Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R. et al.* The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Research*. 2008. V. 160. P. 23-45.
- Bosworth W.* Basin and range style tectonics in East Africa // *J. Africa Earth Sci.* 1989. V. 8. N 2-4. P. 191-201.
- Buck W.R.* Modes of continental lithospheric extension // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. P. 20161-20178.
- Bullard, E.C., Everett, J.E., Smith, A.G.* The fit of the continents around the Atlantic // *R. Soc. London Philos Trans.* 1965. V. 258. P. 41-51.
- Cann J.R., Blackman D.K., Smith D.K. et al.* Corrugated slip surfaces formed at ridge-transform intersections on the Mid-Atlantic Ridge // *Nature*. 1997. V. 385. P. 329-332.
- Carey S.W.* The Expanding Earth. Amsterdam: Elsevier, 1976. 448 p.
- Coney P.J., Harms T.A.* Cordilleran metamorphic complexes: Cenozoic relics of Mesozoic compression // *Geology*. 1984. V. 12. P. 550-554.
- Davy P., Guerin G., Brun J.-P.* Thermal constrains on the tectonic evolution of a metamorphic core complexes (Santa Catalina Mountains) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 94. P. 425-440.
- Dawes L., Evans W.* Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidot-bearing dikes, Front Range, Colorado // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1991. V. 103. № 8. P. 1017-1031.
- Dunkelman T.I., Karson I.A., Bruce R.R.* Structural style of the Turkana rift, Kenya. // *Geology*. 1988. V. 16. № 3. P. 258-261.
- Ebinger C.I., Rosenbahl B.R., Reynolds D.I.* Tectonic model of the Malawi rift, Africa // *Tectonophysics*. 1987. V. 141. No. 1-3. P. 215-235.
- Ebinger C.J.* Tectonic development of the Western Branch of the Eastern African rift system // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1989. V. 101. P. 885-903.
- England P.* Some numerical investigations of large scale continental deformations // *Mountain building processes*. New York: Acad. Press, 1982. P. 129-139.
- Evans B.W., Vance J.A.* Epidote phenocrysts in dacitic dikes. Boulder contry. Colorado // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 96. P. 178-185.
- Fujioka K., Kanamatsu T., Ohara Y. et al.* Parece Vela Rift and Central Basin Fault revisited STEPS IV (Structure, tectonics and evolution of the Philippine Sea) // *InterRidge News*. Cruise summary report. 2000. V. 9. P. 18-22.
- Fillmore R.P., Walker J.D., Bartley J.M., Glazner A.F.* Development of three genetically related basins associated with detachment-style faulting: Predicted characteristics and an example from the central Mojave Desert, California // *Geology*. 1994. V. 22. P. 1087-1090.
- Garetsky R.G., Karataev G.I., Zlotsky G. et al.* Seismic velocity structure across the Fennoscandia-Sarmatia suture of the East European Craton beneath the EUROBRIGE profile through Lithuania and Belarus // *Tectonophysics*. 1999. V. 314. P. 193-217.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* The Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249-265.
- Hubbert M.K.* Mechanical basis for certain familiar geologic structures // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1951. V. 62. P. 355-372.
- Illies J.H.* The Rhinegraben system – plate tectonics and transform faulting // *Geophys. Surv.* 1972. V. 1. P. 27-60.
- Jacobsen S.B.* Isotopic constraints on crustal growth and recycling // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. P. 315-329.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. P. 137-150.
- Keyes C.R.* Epidote as a primary component of eruptive rocks // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1893. V. 4. P. 305-312.
- Koch L.* The geology of North Greenland // *Am. J. Sci.* 1925. V. 9. P. 271-285.
- Koch L.* A new fault zone in Northwest Greenland // *Am. J. Sci.* 1926. V. 12. P. 301-310.
- Krogh T.* A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485-494.
- Krueger H.K.E.* Zur Geologie von Westgrönland, besonders der Umgebung der Disko-Bucht und des Umanak-Fjordes // *Medd. om Grønland.* 1928. V. 74. P. 97-136.
- Lacombe O, Angelier J, Byrne D, Dupin J.M.* Eocene-Oligocene tectonics and kinematics of the Rhine-Saone continental transform zone (eastern France) // *Tectonics*. 1993. V. 12. P. 874-888.
- Lister G.S., Davis G.A.* The origin of metamorphic complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Co-

- lorado River region, USA. // *J. Struct. Geol.* 1989. V. 11. P. 65-94.
- Ludwig K.R.* ISOPLOT/EX (version 2.00). A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999. N 1a. 46 p.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35p.
- Mack G.H., Love D.W., Seager W.R.* Spillover models for axial rivers in regions of continental extension: the Rio Grande in the Southern Rio Grande rift, USA // *Sedimentology*. 1997. V. 44. P. 637-652.
- Magnetic anomalies and tectonic elements of Northeastern Eurasia Scale 1:10000000 // *Geol. Surv. Can.* 1995. Open file. Rep. 2374.
- Magnetic data for the Russian Far East; magnetic maps of the land and offshore areas of China and Former Soviet Union. 1974. Scale 1 : 2 500 000. National Geophysical Data Center (NGDC) <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/fliers/se-0102.shtml>
- Mattison J.M.* A study of complex discordance in zircon using stepwise dissolution technique // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V.116. P. 117-129.
- Maus S., Barckhausen U., Berkenbosch H. et al.* EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements // *Geochemistry Geophysics Geosystems (G3)*, 1 Maus S. et al. EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine magnetic measurements // *Geochemistry Geophysics Geosystems (G3)* 10, Q08005. 2009. V.10. N.8.
- Molnar P., Chen W.-P.* Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan Plateau // *J. Geophys. Res.* V. 88. 1983. P. 1180-1196.
- Munck S.* Geological observations from the Thule District in the summer of 1936. Meddelelser om Grønland. 1941. V. 124. N 4. 38 p.
- Naney M.T.* Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems // *Am. J. Sci.* 1983. V. 283. P. 993-1033.
- National Aeromagnetic Data Base. Geological Survey of Canada (GSC). 2004.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A. et al.* Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of the sedimentary basin evolution // *Tectonophysics*. 1996. V. 268. P. 23-63.
- Noe-Nygaard A.* On the geology and petrography of the West Greenland basalt province. Pt. 3 // *Medd. om Grønland*. 1942. V. 137. N 3. 78 p.
- Ostrovsky A.A.* New Tectonic Belt in the Baltic Shield Region // *Izvestiya Physics of the Solid Earth*. 1998. V. 34. N 6. P. 429-435.
- Ostrovsky A.A., Flueh E.R., Luosto U.* Deep seismic structure of the Earth's crust along the Baltic Sea profile // *Tectonophysics*. 1994. V. 233. P. 279-292.
- Parker J.R.* Petroleum Geology of Northwest Europe // *The Fourth Conference of the Petroleum Geology of Northwest Europe*. London: Geol. Soc. 1993. P. 1542.
- Piip V.B., Melikhov V.R., Vassina E.V., Efimova E.A.* Structural evolution of the Mid-Russian aulacogen using origin method of seismic inversion // EAGE 62nd Conference and Technical Exhibition. Glasgow. Scotland, 29 May – 2 June 2000. P. 191.
- Poulsen V.* The sandstones of the Precambrian Eriksfjord formation in South Greenland // *Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelse*. 1964. N 2. 16 p.
- Ring U.* The influence of the preexisting structure on the evolution of the Cenozoic Malawi rift (East African Rift System) // *Tectonics*. 1994. V. 13. N 2. P. 313-326.
- Rosendal B.R., Kilembe E., Kaczmarick K.* Comparison of the Tanganyika, Malawi, Rukwa, and Turkana Rift zones from analysis of seismic reflection data // *Tectonophysics*. 1992. V. 213. P. 253-256.
- Rosenkranz A., Noe-Nygaard A., Gry H., Munck S. Laursen D.A.* Geological reconnaissance of the southern part of the Svartehuk Peninsula, West Greenland // *Medd. om Grønland*. 1942. V. 135. N 3. 72 p.
- Schmidt M.W., Thompson A.B.* Epidote in calc-alkaline magmas: an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution // *Amer. Mineral.* 1996. V. 81. P. 424-474.
- Sial A.N., Toselli A.J., Saavedra J. et al.* Emplacement, petrological and magnetic susceptibility characteristics of diverse magmatic epidote-bearing granitoid rocks in Brazil, Argentina and Chile // *Lithos*. 1999. V. 46. P. 367-392.
- Sokoutis D., Brun J.P., Van Den Driessche J., Pavlides S.* A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension // *Geol. Soc. London J.* 1993. V. 150. P. 243-246.
- Sonder L.J., England P.C., Wernicke B.P., Christiansen R.L.* A physical model; for Cenozoic extension of western North America // *Continental extensional tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1987. V. 28. P. 187-201.
- Sperling E.A., Rooney A. D., Hays L. et al.* Redox heterogeneity of subsurface waters in the Mesoproterozoic ocean // *Geobiology*. 2014. V. 12. P. 373-386.

- Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207-221.
- Steiger R.H., Jagger E.* Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359-362.
- Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation // *Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ.* / Eds. K.T. Biddle, N. Christie-Blick. 1985. N 37. 386 p.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The Continental Crust: Its Evolution and Composition. London: Blackwell, 1985. 315 p.
- Tulloch A.J.* Implication of magmatic epidot-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of north-western North America // *Geology.* 1979. V. 14. P. 187-188.
- Vorob'eva G., Sergeev V.N., Petrov P.Yu.* Kotuikan Formation assemblage: A diverse organic-walled microbotain the Mesoproterozoic Anabar succession, northern Siberia // *Precambrian Research.* 2015. V. 256. P. 201-222.
- Wernicke B.* Low-angle normal faults // *Nature.* 1981. V. 291. P. 645-648.
- Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Can. J. Earth Sci.* 1985. V. 22. P. 108-125.
- Wernicke B., Axen G.J., Snow J.N.* Basin and range extensional tectonics at the latitude of Las Vegas, Nevada // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1988. V. 100. P. 1738-1758.
- Zen E., Hammarstrom J.M.* Magmatic epidote and its petrologic significance // *Geology.* 1984. V. 12. P. 515-518.
- Геологические отчеты, хранящиеся в Российском федеральном геологическом фонде "РОСГЕОЛФОНД" при Федеральном агентстве по недропользованию "РОСНЕДРА"**
- Акопов Ю.И., Григорьянц Э.А.* Отчет о сейсморазведочных работах КМПВ партий № 1/64 и № 4/64-65. М.: "Геофизнефтеуглеразведка", 1965.
- Алешина А.Ф., Костюченко С.Л., Ведринцев А.Г. и др.* Изучение строения и минерально-сырьевого потенциала трансграничных структур осадочного чехла консолидированной коры Российской Федерации и Республики Беларусь по профилю Торопец – Велиж – госграница. Госконтракт № 11-РА/2007. Псковская область; Тверская область; Смоленская область. М.: ВНИИгеофизика, 2008.
- Болдосов А.К., Лаврентьев С.А., Костяева Л.В.* Отчет о работах Сухонской электро разведочной партии Т.Т.-67 в Вологодской и Архангельской областях в 1967 г. Л.: Западный геофизический трест, 1968.
- Бурзин М.Б., Федоров Д.Л., Вейс А.Ф., и др.* Микрорепалеонтологические исследования отложенных верхнего протерозоя Мезенской синеклизы на базе кернового и промыслово-геофизического материала скв.21 Средне-Няфтинская". М.: ЗАО Валдайгеология, НТЦ "РИФЕЙ", 2001.
- Буш В.А., Блох Ю.И., Казьмин В.Г. и др.* Разработка глубинной модели Московской синеклизы. М.: ФГУ НПП «Аэрогеофизика».
- Васильев В.А.* Геолого-технический отчет по структурно-картировочной скважине, пробуренной в р-не г. Нелидово, Калининской обл. по состоянию на 1/ХП-1960 г. Сафоново: ГУЦР Смоленская КГЭ, 1960.
- Васильев И.А., Васильева В.А., Маслов Ю.Д. и др.* Отчет о работах гравиметрической партии № 20/63 в северо-восточной части Вологодской области за 1963 г. М.: "Геофизнефтеуглеразведка", 1964.
- Ведринцев А.Г., Петров В.С., Чамов Н.П. и др.* Изучение строения и минерагенического потенциала трансграничных структур осадочного чехла и консолидированной коры Российской Федерации и Республики Беларусь. Госконтракт № 6-РА/2006. Русская (Восточно-Европейская) платформа. М.: ВНИИгеофизика, 2007.
- Гейслер А.Н., Якубович Е.Ф., Станкевич Л.И., Дукальская И.М.* Сводный отчет по Крестецкому разведочному району. Л.: ВНИГРИ, 1955.
- Гецен В.Г., Андреичев В.Л.* Геологическая модель строения и развития земной коры Европейского Севера СССР. Отчет по теме 3.1, 2.1 за 1986-1990 гг. Сыктывкар: АН Уральское отд, Коми научный центр ин-т геологии, 1990.
- Горбачёв И.Ф.* Отчёт о результатах бурения Рослятинской параметрической скважины № 1 в Бабушкинском районе Вологодской области. Ярославль: ЯНГР, 1973.
- Довгялло А.Х.* Отчет Северо-Архангельской электро-разведочной партии по маршруту Пинега-Лешуканское-Сафоново в 1960 г. Л.: Главгеология РСФСР, Геофизический трест, 1961.
- Дроздов В.Д.* Подсчет запасов каменной соли по Сереговскому месторождению по состоянию на 1/1-1954 г. (по материалам Сереговской структурно-буровой партии 1950-1953 гг.). Архангельск: Мингео СССР, Северо-Западное Геологическое Управление, 1954.
- Еремينا В.М.* Геологический отчет о результатах бурения Урдомских № 1 и 2 и Толбухинской № 1 параметрических скважин. Тутаевский и Ярославский районы Ярославской области. Ярославль: ЯНГР, 1976.

- Еремина В.М.* Геологический отчет о результатах бурения Бобровской параметрической скважины № 1 в Нюксеницком районе Вологодской области. Ярославль: ЯНГР, 1974а.
- Еремина В.М.* Геологический отчет о результатах бурения Велико-Устюгской параметрической скважины в Великоустюгском районе Вологодской области. Ярославль: ЯНГР, 1974б.
- Еремина В.М., Брякин В.И.* Геологический отчет о результатах бурения Лежской параметрической скважины в Грязовецком районе Вологодской области. Ярославль: ЯНГР, 1976.
- Еремина В.М., Красильникова М.П.* Отчет о результатах бурения Кубенской параметрической скважины № 1 в Вологодском районе Вологодской области. Ярославль: ЯНГР, 1972.
- Ивашковский И.Ф.* Геологический отчет о результатах бурения Галичской параметрической скважины № 1 в Галичском районе Костромской области. Ярославль: ЯНГР, 1973.
- Ивашковский И.Ф., Мазур О.А.* Геологический отчет о результатах бурения Гагаринской параметрической скважины № 1 в Никольском районе Вологодской области. Ярославль: ЯНГР, 1974.
- Каграманян Н.А., Будкова Н.Г., Быкова Г.А.* Отчет о результатах бурения параметрической скважины № 1 Марьянской в Ярославской области РСФСР. Кузнециха: ПГО «Недра», 1981.
- Каграманян Н.А., Ейкина Т.С., Мазур О.А.* Геологический отчет о результатах поискового бурения на нефть и газ на Любимской площади (Ярославская область). Ярославль: ЯНГР, 1975.
- Каграманян Н.А., Чагаев А.Я.* Отчет о результатах бурения параметрических скважин № 1, 2, 3 Ореховской площади в Костромской области РСФСР. Ярославль: ЯНГР, 1985.
- Кедрова Н.К., Завинская Г.А., Куликов В.В. и др.* Отчет о комплексных геофизических исследованиях на территории Мезенской впадины в 1963 г. Архангельская область. Л.: Западный Геофизический трест, 1964.
- Кивелюк Р.Я., Плужников С.Н., Щербина Л.П.* Изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии с целью выявления геологотектонических критериев локализации кимберлитового магматизма. Отчет о результатах магнитотеллурических зондирований по профилю Кепино-Тиман за 1988-1992 гг. Листы Q-37,38. Нарьян-Мар: Архангельскгеология, 1992.
- Коновальцев Ю.Б.* Отчет СРП 2/93 о результатах региональных сейсморазведочных работ МОГТ на Тверской площади в 1993-1994 гг. Эммаус: Центр геофизика, экспедиция № 2, 1994.
- Коновальцев Ю.Б.* Отчет сейсморазведочной партии 2/94-95 по объекту "Региональные работы вибросейсморазведкой МОГТ в западной части Московской синеклизы (программа Рифей)" в 1994-1995 гг. Эммаус: Спецгеофизика, Экспедиция № 2, 1997.
- Коновальцев Ю.Б.* Региональные работы вибросейсморазведкой МОГТ в западной части Московской синеклизы по профилю Б-Б (программа "Рифей"). Тверская область. Новгородская обл., п. Эммаус: Спецгеофизика, Экспедиция № 2, 2001.
- Кузьменко Ю.Т., Волков К.Ю., Жаркова И.В.* Отчет о результатах бурения параметрической скважины № 4-Р в поселке Максатиха Калининской области. М.: ГУЦР, 1964.
- Кузьмин Ю.Д., Меньшов В.В., Торубаров А.Р.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки м-ба 1:50000, листов Р-38-III, IV, VII, VIII, (среднее течение рек Пинега и Сев. Двина (объект 577)). М.: ВАГТ, 1971.
- Лазаревич К.С., Карпов Л.К., Картаев И.Д.* Отчет о групповой геологической съемке м-ба 1:200000 на листах Р-38-XXI, XXVII, XXVIII за 1973-76 гг. М.: Аэрогеология, 1976.
- Мазур О.А., Красильникова М.П.* Результаты бурения Пошехонской параметрической скважины № 1. Пошехонский район Ярославской области. Ярославль: ЯНГР, 1972.
- Островский М.И., Прокофьев В.А., Сазонов Н.Т.* Научное обоснование направлений геологопоисковых и разведочных работ на нефть и газ в центральных областях Русской платформы. М.: ВНИГНИ, 1968.
- Панченко В.А.* Геологический отчет о результатах поискового бурения на нефть и газ на Дьяконовской площади в 1968-1973 гг. Костромская область, Буйский район. Ярославль: ЯНГР, 1975.
- Панченко В.А.* Результаты глубокого бурения на нефть и газ на Рыбинской и Букаловской площадях в 1965-1976 гг. Ярославская область, Рыбинский и Букаловский районы. Ярославль: ЯНГР, 1979.
- Розенберг О.Н., Ефанов В.В., Рыткин Г.Н.* Отчет о работах Калининской двухотрядной сейсморазведочной партии № 8/67-68 и Дьяконовской двухотрядной сейсморазведочной партии № 10/67-68, проведенных в Костромской, Ярославской и Вологодской областях. Кострома: "Геофизнефтеуглеразведка", 1968.
- Русин Л.М., Поляков С.Я., Гончарук В.П.* Отчет о комплексных геофизических исследованиях экспедиции № 7 на территории Северо-Западного Притиманья в 1962 г. Листы Q-38-XXI, XXII, XXIII, XXIV, XXVII, XXVIII, XXIX, XXXIV, XXXV, XXXVI; Q-39-XIX, XXV, XXXI. Л.: Западный Геофизический трест, 1963.

- Рыбаков А.П., Еремина В.М., Рудоман А.В.* Геологический отчет о результатах бурения Тарногской параметрической скважины № 1 в Тарногском районе Вологодской области в 1972-79 гг. Ярославль: ЯНГР, 1979.
- Самбуров А.С., Ворончихин М.Л.* Отчет о работах Региональной сейсморазведочной партии ТЗ КМПВ №2/67-к, проведенных на юге Новгородской, на юго-западе Калининской и востоке Псковской областей. Кострома: Тр. "Геофиз-нефтеуглеразведка", 1968.
- Станкевич Л.И.* Сводный отчет по обработке материалов бурения Пестовской опорной скважины. Л.: Союзнефтегазразведка, Союзная ГПК, 1954.
- Усанов Н.А.* Результаты поискового бурения на нефть и газ на Даниловской площади в 1967-1976 гг. Ярославль: ЯНГР, 1979.
- Цветков Л.Д., Чамов Н.П., Костылева В.В. и др.* Детальное изучение геологического разреза Северо-Молоковской параметрической скважины. Объект № 065. Тверская область. Ярославль: ФГУП НППЦ «Недра», 2001.
- Цыганов В.А., Липилина Л.Л., Лучников А.Г. и др.* Отчет о проведении аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000 в Мезенской синеклизе на территории Архангельской области. (Объект Мезенский). М.: Аэрогеофизика, 2002.

**Породы фундамента, вскрытые буровыми скважинами в основании и обрамлении
Среднерусского авлакогена**

Скважины	Отметки: кровля фундамента/забой; (-абсолютные); [мощность], м	Состав пород
Бельская-1	1285 / 2502	Мигматизированный ортоамфиболит, амфиболит [Чамов, Горбачев, 2004].
Бобровская-1	2965 (-2830) / 2991 (-2856)	Габбро-диабазы, регионально метаморфизированные в фации зеленых сланцев, с образованием амфиболитов и плагиоклазитов, сильно измененные выветриванием (Ерёмина, 1974а).
Букаловская-1	2610 (-2527,7) / 2753 (-2610,7)	Измененные вторичными процессами, со слабо выраженной параллельной текстурой: Гранито-гнейсы (2716-2727 м). Состав: микроклин и кварц (45%), серицит на месте измененного плагиоклаза (15%) с вростками кварца и микроклина, биотит (5%). Амфиболиты (2732-2735 м) сланцеватые. Состав: роговая обманка (50%), плагиоклаз (25%), калиевые полевые шпаты (8%), кварц (3%), биотит (2%), сфен, апатит (Панченко, 1979).
Букаловская-2	2712 (-2559,7) / 2731 (-2578,7)	Зелено-серый выветрелый микроклиновый мигматит, катаклазированный по кордиерит-мусковит биотитовому сланцу с графитом (Панченко, 1979).
Великоустюгская-1	3001 / 3017	Биотит-амфиболитовые сланцы, габбро-диабазы и сильно выветрелые мигматиты, испытавшие бластомилонитизацию. Состав мигматитов: плагиоклаз (сильно пелитизированный), бесцветная слюда и биотит, перешедший в зеленоватый хлоритоподобный минерал. Видимо, за счет разложения первичного темно-зеленого минерала, может быть амфибола, а частично и биотита, образовался агрегатный рудный минерал и эпидот. Порода изменена в зоне эпидотовых амфиболитов, а затем в зоне выветривания (Ерёмина, 1974б).
Гагаринская-1	2633 (-2453) / 2693 (-2513)	Эпидотизированный плагиогранит неравномернозернистый, участками «порфиоровидный», пестрый по окраске: розовые полевошпатовые участки или отдельные порфиоровидные зерна облекаются почти черными с зеленоватым оттенком биотит-эпидотовыми зонами. Последние подчеркивают слабовыраженную параллельную текстуру породы. Микроскопические исследования показывают гранитовую структуру породы, осложненную катаклизом, наложенным минералообразованием и перекристаллизацией (Ивашковский, Мазур, 1974).
Галичская-1	3811 / 3833	Гранито-гнейсы розовато-серые до черных, крупнокристаллические, массивные (Ивашковский, 1973).
Даниловская-7	3176 / 3205	Мигматизированные гнейсы с полосчатостью двух генераций: ранняя меланократовая 45-50° к оси керна и секущая ее лейкратовая под углом 60-70° к оси керна. Близ кровли неравномерно выветрелые. Состав: кварц (30%), измененный кордиерит (25%), плагиоклаз (22%), калиевые полевые шпаты (10%), гранат (6%), биотит (3%) (Усанов, 1979).

Дьяконовская-1	3126 / 3149	Гранат-биотитовые плагиогнейсы розовато и зеленовато темно-серые, выветрелые, сильно трещиноватые (с углом наклона трещин и слоев до 85°). Состав: плагиоклаз (30%), гранат (7%), кварц (27%), биотит (27%), калиевый полевой шпат (9%). Второстепенные: амфиболит, рудный, циркон. Вторичные: серицит, гидроксиды железа, хлорит (Панченко, 1975).
Дьяконовская-3	3215 / 3238	Гранат-кордиерит (?) - биотитовые плагиогнейсы, в верхней части сильно измененные, слюдистые, с зеркалами скольжения (под углом 60-70°), в нижней части массивные. Состав: плагиоклаз (27%), гранат (18%), кварц (32%), биотит (23%), калиевый полевой шпат (9%) (Панченко, 1975).
Крестецкая-1	1759,22 / 1775,42	Розовато- и буровато-серые гранито-гнейсы с падением полосчатости под углом 60-65°. Состав: полевые шпаты (ортоклаз, микроклин, плагиоклаз, микропертит), кварц, биотит и мусковит, гиперстен (25%), зеленая роговая обманка (15%) и пироксен. Амфибол и пироксен идиоморфны относительно плагиоклаза, калиевого полевого шпата и кварца (Гейслер и др., 1955).
Кубенская-1	1916 / 2102 м	В разной степени будинированные, катаклазированные и милонитизированные blastsмилониты. Состав: кварц, полевые шпаты, обломки пород, единичные зерна (0,2-0,35 мм) пироксена, эпидота и сфена (Еремина, Красильникова, 1972).
Лежская	3484 / 3512	Пестрые желтовато-розовые и серовато-зеленые анортозиты неравномерно- и среднезернистые, сильно измененные вторичными процессами. Много сфена, апатита, циркона, тонко-распыленного железистого материала и мартита при полном отсутствии кварца. Пироксеновые среднекристаллические амфиболиты почти черные, с красным оттенком за счет мартитизации цвета. Породы со слабо выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Состав: амфибол (55-60%), гиперстен (10-15%), диоксид (10-15%), плагиоклаз (10-15%), циркон, апатит. Участок (7 м) перетертой породы из полуразложившихся полевых шпатов с включениями кристаллов кварца и темных минералов. Габбро-диабазы выветрелые, массивные трещиноватые (Еремина, Брякин, 1976).
Любимская-5	3153 (-3034) / 3223 (-3103)	Темно-серые и серые выветрелые у кровли гранат-биотитовые и силлиманит-биотитовые плагиогнейсы с директивными структурами под углом 60-70°, признаками катаклаза и мигматизации. Состав: полевые шпаты (30%), кварц (45%), биотит (10%), микроклин (7%), гранат (6%), силлиманит (до 18%) (Каграманян, Ейкина, Мазур, 1975).
Максатихинская (Р-4)	1856 / 1896,3	Бластомилониты по мигматитам с линзовидными бластами кварца, гнейс биотитовый, коричневатый-серый, выветрелый, слоистый (60-65°) с характерным слюдяным блеском. Наклон трещиноватости около 80° (Кузьменко, Волков, Жаркова, 1964).
Марьинская-1	3214 / 3242	Гранито-гнейсы темно-серые с линзами (будинами) кварца. Состав: калиевые полевые шпаты (30-40%), биотит (30-35%), кварц (10-30%), гранат (3-5%), плагиоклаз (около 5%) (Каграманян, Будкова, Быкова, 1981).

Нелидовская	1117,5 / 1335,8	Светло серые, с розовато-белыми пятнами микроклинизированные биотитовые гнейсы в разной степени измененные выветриванием до дресвы; падение нарушений составляет 70° (Васильев, 1960).
Ореховская-1	[36]	Гранит (3296,8-3298 м) розовато-светло-серый с прожилками (45°) и пятнами иссиня-черного цвета с тонкой (0,2 мм) листоватой текстурой. Выветрелая пестроцветная пятнистая порода (3527,3–3536 м; выход зерна 2,6 м). Согласно первичному описанию породы испытали воздействие регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации в условиях ее сравнительно низких ступеней. КERN не сохранился. Из его образцов было изготовлено 5 шлифов, которые описала М.М. Веселовская (ВНИГНИ): доломиты, различной степени ожелезнения, редкозернистые (0,02-3,5 мм). Структура породы местами брекчиевидная, текстура беспорядочная. Состав: зерна доломита неправильной формы с трещинами и оторочками гидроокислов железа (80-93%), хлорит (4%), кварц (2%), глинистые минералы, зерна магнетита, гематита. Из призабойной части поднят образец, представленный мрамором темно-бурого цвета (Каграманян, Чагаев, 1985).
Ореховская-2	[52]	Биотит-плагиоклазовые гнейсы (Каграманян, Чагаев, 1985).
Ореховская-3	Шлам	Розовато-серые граниты (Каграманян, Чагаев, 1985).
Пестовская	1602 / 1612,6	Мигматизированный амфиболит зеленого цвета, мелкозернистого и чешуйчатого (таблитчатого) строения. Инъецирован розоватым плагиогранитным материалом параллельно сланцеватости, под углом 45°. В аплите и верхних образцах гранита встречаются остатки ксенолитов амфибола, что связано с ассимиляцией метаморфической породой внедрившейся магмы. В призабойной части встречен гранит розовато-серый, среднезернистый, среднезернистый, с трещинами под углом 40-70° (Станкевич, 1954).
Пошехонская-1	2339 / 2367	Зеленовато-темносерые, выветрелые, мелкокристаллические, слюдистые, плотные, полосчатые (40-60°) гнейсовидные сланцы (Мазур, Красильникова, 1972).
Рыбинская-1	2518 (-2392,1) / 2550 (-2424,1)	Микроклинизированный биотит-плагиоклазовый гнейс зеленовато-серого цвета с участками красноватого и линзочками черного. Породы крепкие, плотные (режут стекло), со стеклянным блеском на изломе (Панченко, 1979).
Рыбинская-2	2593 (-2467,3) / 2813 (-2687,3)	Доломитовые мраморы в переслаивании с кварцитами. Породы белого цвета, зернистого строения, зерна различного размера, со следами вдавливания, с контактовым типом цементации, плотные, крепкие (Панченко, 1979).
Северо-Молоковская	3185 / 3313	Бластомилониты, мигматиты по амфиболитам, амфиболиты. Ориентировка полосчатости 75-80° (Цветков и др., 2001).
Тарногская-1	2109 (-2085) / 2226 (-2202)	Мигматизированный гранитоид полосчатый. Состав: кварц, плагиоклаз, микроклин, биотит, мусковит и эпидот. Гнейс темно-серый с розоватым оттенком, среднекристаллический, слюдистый, чешуйчатый, слабокарбонатный. Слоистость под углом 25°. Диорит темно-серый, тонкокристаллический, массивный. Трещины под углом 15°. Ортоамфиболит. Состав: амфиболит, плагиоклаз, сфен,

		эпидот+соссюрит, развитые по плагиоклазу, биотиту и хлориту, замещающим амфибол. Гранит светло-розовый, серый, крупнокристаллический, массивный (Рыбаков, Еремина, Рудоман, 1979).
Толбухинская-1	3134 (-3028) / 3196 (-3090)	Гранито-гнейс розовато светло-серый, мелкозернистый, массивный, крепкий. Состав: кварц (30-35%), микроклин (30-35%), серицит (10-15%), мусковит (5-10%), биотит (5%), едидичные гранат и циркон (обломки, сростки) (Еремина, 1976).
Урдомская-2	2936 (-2782) / 3004 (-2852)	Габбро-диабаз (?) (Еремина, 1976).

Примечание: углы наклона структурных элементов пород указаны по отношению к плоскости, перпендикулярной оси керна

**Описание штуфов и шлифов пород серии тектонического меланжа, приведенных
на рис. 1 приложения**

31/2, 18–23; 3237,3–3248,6; 3237,5¹

Штуф

Биотит-роговообманковый бластомилонит. Порода разномзернистая, пестроцветная (темно- и светло-серая, розоватая). Состоит из кварца, биотита, роговой обманки, полевых шпатов, хлорита (?), карбонатов. Главные минералы: кварц, биотит, полевой шпат. Текстура полосчатая, участками линзовидная. Текстурный рисунок образуется за счет неравномерного распределения кварца, полевых шпатов и темноцветных минералов. Порода плотная, микротрещиноватая. Часто трещины выполнены серым кварцем, темноцветным минералом, редко карбонатом, тальком. Трещины вертикальные, или под углом 60–70° к горизонтали. Полосчатость горизонтальная, линзовидная, под углом 15–30° к горизонтали.

Шлиф

Порода крупнозернистая, структура пойкилобластовая. Состоит из кварца, полевых шпатов (альбит, микроклин, ортоклаз), биотита, роговой обманки; встречаются сфен, эпидот, хлорит, пироксен. Из аксессуаров определен апатит, встречается циркон. Кварц (25–30%) имеет облачное погасание. Зерна изометричные, реже неправильной формы с лапчатыми краями. Содержит мелкие зерна циркона. Среди полевых шпатов (23–27%) преобладают калиевые разновидности – пелитизированные, серицитизированные, пертитизированные, вплоть до образования пертитовых вростков. Роговая обманка (20–25%) интенсивно зеленого цвета, слабоплеохроирующая, свежая, с включениями кварца, иногда по краям наблюдаются образования агрегатов хлорита. Биотит (30%) буровато-зеленый, разной степени измененности от отдельных чешуек до крупных скоплений. Встречается в ассоциации с роговой обманкой. Эпидот (10%) встречается по всему объему шлифа в виде отдельных зерен и их скоплений. Иногда замещает роговую обманку. Размер зерен меньше, чем у главных минералов. Пироксен (единичные зерна) бесцветный, хлоритизированный с неровными краями с характерным двупреломлением и углами спайности около 90°. Сфен (единичные зерна) имеет характерные палевые цвета интерференции и высокий рельеф.

31/4, 25–30; 3237,3–3248,6; 3239,5 м

Штуф

Микроклинизированный биотит-роговообманковый бластомилонит. Холодный контакт с окварцованным амфиболитом.

Шлиф

Крупнозернистая порода, структура гнейсовидная, участками гетеробластовая и лепидогранобластовая. Состоит из полевых шпатов, кварца, роговой обманки, биотита, пироксена (главные минералы), второстепенные: сфен, эпидот. Аксессуары: циркон (повышено содержание), апатит, гранат (единично), шпинель (?).

Полевые шпаты (30%) представлены калиевыми полевыми шпатами и единичными зернами плагиоклазов. Они сильно изменены: сосюритизированы, пелитизированы. Кварц (15%), зерна часто рассланцованы, содержит повышенное количество циркона, включения минералообразующей среды. Биотит (25%) встречается в виде удлинённых зерен с плеохроизмом от бесцветных до зеленовато-бурых тонов. Пироксен (5–10%), гиперстен, с включениями эпидота может указывать на повышение температуры образования породы. Сфен (5–8%) – гнездовидные ско-

¹ **Номер образца; интервал бурения, м; глубина отбора, м.**

В номере образца последовательно указаны: номер ящика с керном/номер секции в ящике, интервал опробования от верха секции; глубины привязаны к началу интервала опробования.

пленя. Роговая обманка (10%) плеохроирует в зеленых тонах, форма зерен как изометричная, так и удлиненная. На контакте гнейса и амфиболита отмечается присутствие зерен карбоната, кварца с дымчатым погасанием, без включений, чешуйчатых агрегатов эпидота.

Амфиболит окварцованный. Порода состоит из роговой обманки, биотита, полевых шпатов (главные), кварца, эпидота (второстепенные). Структура гранобластовая, текстура сланцеватая с изометричными формами зерен всех минералов. Аксессуары – рутил, турмалин, сфен. Роговая обманка (50%) имеет удлиненную форму зерен, встречаются зерна с пойкилобластовой структурой, обусловленной вростками кварца. Биотит (10–15%) встречается в виде удлиненных бласт, неизменных, плеохроирующих от бесцветных до зелено-бурых тонов. Среди полевых шпатов (25%) преобладают плагиоклазы (определяются альбит, олигоклаз), которые сильно изменены, карбонатизированы, серицитизированы. Кварц (5–7%) представлен в отдельных мелких зернах или вростках, что обуславливает пойкилобластовую структуру зерен темноцветных минералов. Эпидот (1–3%) образует отдельные чешуйчатые агрегаты.

32/1, 0–07; 3294–3301; 3294,0 м

Штуф

Милонитизированный мигматит. Порода пестрая, серо-черная, пятнистая, массивная с отдельными крупными выделениями темноцветного минерала (0,8×1,5 см), полевого шпата (1×1 см), кварца (0,5×1 см) в среднезернистой массе, состоящей из кварца, амфиболов, биотита, хлорита, серицита. Преобладают серые и темно-серые разновидности кварца. Среди крупных включений полевого шпата отмечены две разновидности микроклина с разной окраской.

Шлиф

Порода крупнозернистая, структура гранобластовая, участками пойкилобластовая. Состоит из кварца (25%), полевого шпата (30–35%), роговой обманки (20%), биотита (20%). Аксессуары: сфен, циркон, апатит, эпидот, анатаз. Характерны крупные катаклазированные бласты плагиоклаза и микроклина, многочисленные вростки одних минералов в других, что выражается в преобладании пойкилобластовой структуры в зернах полевых шпатов, роговой обманки, кварца, биотита. Первичный калиевый полевой шпат альбитизирован; в нем заметны пертиты, замещения различной формы (ленточной, пятнистой). Микроклин наложенного процесса избирательно замещает эти участки, таким образом, возникают кристаллы, в которых присутствуют две разновидности калиевого полевого шпата. Кварц корродирует и замещает цветные минералы. Отмечены мелкие лейсты свежего альбита. Сфен образует гнездовидные скопления. Вероятна гидротермальная проработка (образование анатаза). Плагиоклазы преобладают над калиевыми полевыми шпатами, менее изменены, чем в вышеописанных образцах.

32/2, 65–70; 3294–3301; 3295,7

Штуф

Полевошпатовый мигматит. Порода плотная, серо-розовато-темная, крупно-среднезернистая, с крупными выделениями полевых шпатов округлых (до 1,5–2 см в диаметре) и удлиненных (0,5×2,5 см), кварца (до 1 см в диаметре). Темноцветные минералы создают участки гнейсовидной и сланцеватой текстуры. Состав: полевые шпаты, темноцветные минералы, кварц, слюда, хлорит (?), рудные минералы, карбонаты. Порода подвержена процессам мигматитизации, вплоть до образования очковых и порфиробластовых текстур.

Шлиф

Порода разнозернистая, структура гетеробластовая, порфиробластовая, участками лепидобластовая и гранобластовая. Крупные бласты и основная ткань породы испытали катаклаз. Состав: кварц, полевые шпаты, биотит (главные), роговая обманка, сфен, анатаз, эпидот (второстепенные). Аксессуары: апатит, циркон, сфен, гранат. Основная ткань породы средне- и мелкозернистая, преобладают роговая обманка, биотит, эпидот, встречаются полевые шпаты, хлорит, рудный минерал. Кварц (30%) в целом, аналогичен вышеописанному, отмечается появле-

ние крупных бластов, иногда катаклазированных, имеющих мозаичное, блочное или волнистое погасание. Полевые шпаты (30–35%) встречаются как в основной ткани, так и в бластах. В последних преобладают калиевые полевые шпаты (определяется микроклин). Зерна плагиоклазов сильно изменены и чаще встречаются в основной ткани. Биотит (20–25%) встречается как в виде самостоятельных удлиненных пластинок, образующих неотчетливый полосчатый рисунок, так и в виде мелких включений в роговой обманке. Среди зерен роговой обманки (10–15%) часты зерна с пойкилобластовой структурой (тонкие включения кварца, эпидота, хлорита, апатита, граната). Скопления сфена образуют гнезда (8–10%). Вокруг рудных минералов отмечаются скопления (каймы) сфена, анатаза, эпидота. Содержание анатаза 1–3%.

33/2, 00-05; 3294–3301; 3299,0

Штуф

Милонитизированный мигматит. Порода пестро-серая, массивная, разномзернистая. Преобладают кварц, минералы группы хлорита-эпидота, встречаются полевые шпаты, темная слюда. В штуфе наблюдаются два прожилка кварца толщиной 5–6 мм, ориентированных под 30° к горизонтали.

Шлиф

Порода пестрая, средне- крупнозернистая, структура гранобластовая, текстура очковая, участками массивная. Среди крупных выделений преобладает трещиноватый кварц. По трещинам развит гематит. Основная масса состоит из темной слюды, темноцветных минералов, кварца, полевых шпатов. В целом, преобладает кварц. Роговая обманка (15%) преобладает над биотитом (до 5%); оба минерала хлоритизированы, эпидот отсутствует. Отмечены две генерации роговой обманки: свежая и измененная, с аномальными окрасками, хлоритизированная. Сфен (7–9%) встречается, как правило, вместе с рудным минералом (ильменитом ?), нет граната, повышается содержание циркона.

Таблица 3

Химический состав пород серии тектонического меланжа (из керна С.-Молоковской скважины)

Ящик/секция, интервал отбора, см	Глубина, м	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
31/2, 18–25	3237,48	милонит	61,84	1,15	14,47	2,73	3,59	0,06	6,26	2,15	3,76	1,85	0,5	1,22	99,58
31/2, 60–70	3237,80	милонит	61,65	1,34	14	3,6	4,41	0,01	4,6	1,76	3,1	3,45	0,6	0,9	99,42
31/3, 75–80	3238,90	милонит	60,86	1,54	13,7	3,76	4,81	0,11	4,26	2,18	2,85	3,35	0,64	1,31	99,37
31/3, 90–100	3239,10	лампрофир	46,16	0,85	15,73	5,35	7,76	0,2	7,11	8,54	2,73	2,95	0,09	1,96	99,43
31/4, 25–30	3239,45	Контакт милонита с амфиболитом	57,72	1,7	13,42	4,47	3,45	0,14	7,78	3,8	3,5	1,32	0,79	1,36	99,45
31/4а, 60–70	3239,80	милонит	62,12	1,05	14,24	3,76	3,95	0,11	5,21	2,2	3,3	2,02	0,66	1,2	99,82
31/4б, 60–70	3239,80	милонит	62,12	1,3	14,22	4	3,59	0,09	4,14	1,92	3,08	2,96	0,62	1,32	99,36
32/2, 65–70	3295,65	мигматит	74,04	0,48	10,14	2,27	2,08	0,64	2,12	1,76	2,27	2,45	0,03	1,54	99,82
32/3, 50–55	3296,50	мигматит	62,34	1,07	13,74	4,17	4,24	0,11	3,92	1,96	2,85	3,28	0,37	1,11	99,16
33/1, 35–38	3298,35	мигматит	60,64	1,37	14,34	4,15	4,17	0,12	3,92	2,52	3	3,45	0,66	1	99,34
33/1, 80–85	3298,80	мигматит	58,4	1,34	14,62	5,99	4,31	0,14	4,05	2,56	3,29	3,25	0,5	1,4	99,85

Примечание: Милонитами названы все разности с выраженными директивными структурами

Таблица 4

**Изотопные данные для цирконов и сфена из пород серии тектонического меланжа Среднерусского авлакогена
и тектонизированных гранодиоритов Невского блока**

Номера точек	Навеска, мг	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца ¹			Изотопные отношения и возраст млн лет ²			Rho ³
		Pb	U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
С.-Молоковская скв., проба 31/2, 18-25 (циркон из бластомилонитов) * ТББ										
1	0,40	48,8	88,6	5213	6,0509	3,0553	9,59230	0,427198	2486	0,96
2	0,25	21,7	43,7	3238	6,1037	2,8414	8,44530	0,378446	2455	0,81
3	0,20	21,6	45,4	2707	5,9588	2,8472	8,11177	0,360553	2489	0,97
4	0,20	27,3	64,3	3441	6,0262	3,2793	7,44526	0,332742	2480	0,87
С.-Молоковская скв., проба 32/3, 50-55 (циркон из мигматита) * ТББ										
1, 1 порц.	1,10	9,1	13,4	1309	4,8165	2,9477	10,9648	0,475956	2529	0,52
2, 2 порц.	1,10	48,9	78,0	901	5,5411	2,6758	10,5726	0,460251	2523	0,99
3	1,55	12,2	20,3	1348	4,9141	3,3500	10,2666	0,444288	2534	0,99
4	1,65	34,5	60,3	2907	5,9764	3,0140	9,90171	0,440558	2487	0,99
С.-Молоковская скв., пробы: проба 31/4, 70-86 (сфен из бластомилонитов) ** ЕВБ										
СМ-2	5 мг	8,098	15,93	1121	4,381	2,443	4,6076	0,3121	1750	
С.-Молоковская скв., пробы: проба СМ-3 (циркон из мигматита) ** ЕВБ										
СМ-3 (1)	2,3 мг	57,34	97,6	1600	5,8377	2,994	10,1488	0,4499	2493	
СМ-3 (2)	2,2 мг	58,32	102,5	3125	5,9913	3,099	9,9416	0,4423	2487	
СМ-3 (3)	2,1 мг	53,36	98,00	6670	6,0775	3,071	9,5236	0,4243	2485	
Бобровская скв., проба 21/5, 50-55 (циркон из амфиболита) * ТББ										
1	0.45	130.9	299.1	1061	5.8059	5.3917	8.88674	0.399384	2459	0.94
2	0.30	66.3	146.4	678	5.4333	4.4581	8.17725	0.366493	2475	0.91
3	0.35	104.9	252.9	1117	5.7660	5.0970	7.76520	0.347308	2478	0.79
Скважина Невская-184 * ТББ										
1	0.0013	78.8	2319	466	7.985	4.829	0.385	0.02871	1541±2.3	0.84
2	0.0013	24.5	436.5	434	7.600	5.151	0.666	0.0483	1625±1.8	0.91
3	0.003			103	4.256	2.233	2.684	0.1914	1656±12	0.89

Примечание:

¹ Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.08 нг для Pb и 0.04 нг для U и масс-дискриминацию 0.12±0.04 %;² Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена по модели [Stacey, Kramers, 1975];³ Rho – коэффициент корреляции по осям * $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$;

* ТББ – определения под руководством Т.Б. Баяновой (Кольский НЦ, Апатиты); ** ЕВБ – определения под руководством Е.В. Бибиковой (ГЕОХИ. Москва).

Таблица 5

Изотопные Sm-Nd данные для пород тектонического меланжа Среднерусского авлакогена

№ проб; интервал отбора, см	Порода	Содержание, ppm		Изотопные отношения		Модельный возраст			$\epsilon_{Nd}(T)$
		Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	CHUR млн лет	T(DM) млн лет	T(DM-2) млн лет	
31/3, 90–100	лампрофир	1,918	37,606	0,030837	0,511695±15	867	1213	1416	2,8
31/2, 18–25	бластомилонит	7,371	41,149	0,108280	0,510928±11	2932	3194	3280	-5,0
32,3/50–55	мигматит	14,159	80,820	0,105910	0,510863±7	2964	3215	3322	-5,5
21/5, 50–55	амфиболит	4.457	21.425	0.125754	0.511278±12	2899	3075		

Примечание. Средние значения по стандартам:

La Jolla: = 0,511833 ± 6 (N = 11), J Nd1 = 0,512074 ± 9 (N = 37);

для пробы 21/5, 50-55 J Nd1 = 0.512072±2 (N = 44)

Таблица 6

Результаты К-Аг исследований образцов пород серии тектонического меланжа

а

№ лаб.	Пробы	Порода	К, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, мм ³ /г	Возраст, млн л ± δ
765	СМЗ	мигматит	5.76	0,392	1220 ± 24
766	СМ4	мигматит	6.12	0,359	1090 ± 22
767	СМ1	бластомилонит	5.58	0,405	1280 ± 26

б

№ п/п	№ образца	Минерал, порода	Навеска, г	^{40}Ar нсм ³ /г·10 ⁻⁶	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*$ см ³ /г·10 ⁻⁶	К ₂ О % вес	$^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$	Ма млн лет
1.	31/3-90-10	биотит	0.0640	728	24000	719	8.93	0.1450	1567
2.	“---“	“---“	0.0501	750	23200	740	8.93	0.1493	1592
3.	31/3-90-100	амфибол	0.1326	138	10200	134	1.35	0.1788	1785

Примечание.

а – ГИНРАН, Москва;

б – Кольский НЦ, Апатиты.

**Детальное описание опорного разреза катаплатформенного чехла,
вскрытого Северо-Молоковской параметрической скважиной [Чамов и др., 2010]**

Молоковская серия (верхнерифейская эратема)

Сероцветная толща

Объединяет породы в интервале глубин 2556–3185 м. В разрезе толщи выделяются шесть пачек, сложенных преимущественно тонко- и мелкозернистыми породами серого и темно-серого цвета.

Пачка 1 (интервал глубин 3174–3185 м, мощность 11 м). Керн не отбирался. По результатам комплексной интерпретации материалов ГИС специалистами НПЦ "Тверьгеофизика", в этом интервале предполагается присутствие горизонта рыхлых грубообломочных пород. Характерно интенсивное разрушение стенок скважины с образованием каверн диаметром более 0,3 м.

Это заключение хорошо согласуется с результатами бурения других глубоких скважин, где в базальной части осадочного чехла были встречены слои, образованные развалами пород фундамента [Анатольева, 1972].

Пачка 2 (интервал глубин 3060–3174 м, мощность 114 м). Переслаивание алевритистых аргиллитов, тонкослоистых песчаников и серых глинистых алевролитов. Алевритистые аргиллиты темно-серые, иногда с буроватым оттенком, с тонкой горизонтальной и волнистой слоистостью. Песчаники серые и зеленовато-серые мелкозернистые и разнозернистые. К основанию пачки количество и мощность прослоев песчаников увеличивается. В песчаниках отмечена крупная косая слоистость.

Аргиллиты алевритистые. Текстура микрослоистая тонкая горизонтальная. Толщина прослоев, обогащенных алевритовым материалом, составляет 0,1–0,2 мм. Обломки представлены в основном кварцем и полевыми шпатами. Мелкий и тонкий слюдястый детрит расположен параллельно напластованию. Отмечаются скопления тонкозернистого пирита. Алевролиты глинистые, слюдястые, полевошпат-кварцевые слабокарбонатистые. Сортировка средняя. Текстура микрослоистая тонкая горизонтально-волнистая. Слюдястый детрит ориентирован параллельно напластованию. Цемент глинистый порово-базальный гидрослюдисто-слюдисто-хлорит-каолинитовый, поровый каолинитовый, кальцитовый коррозионный. Песчаники алевритистые, иногда гравелитистые, полевошпат-кварцевые, в основании пачки аркозовые. Обломочный материал обычно плохо сортирован (иногда сортировка отсутствует), плохо окатан, однако отмечается некоторое количество среднеокатанных зерен. Состав обломочной части: кварц (60–90%), полевые шпаты (5–30%), мусковит (до 5%), биотит частично хлоритизированный (до 5%); среди зерен гравийной размерности отмечаются обломки гранитоидов.

Акцессорные терригенные минералы тяжелой фракции: эпидот – до 18% (65% в образцах пород из основания пачки), рудные минералы – до 15% (32% в образцах пород из средней части пачки), циркон (до 19%), лейкоксен (до 21%), гранат (до 16%), турмалин (до 11%), в знаках – сфен, амфибол, рутил. Морфология и полученный микрозондовым анализом химический состав обломочного эпидота из тяжелой фракции осадочных пород идентичны таковым в метаморфических породах верхней части фундамента [Чамов и др., 2003]. Обломки кристаллов эпидота в осадочных породах пачки 2 не имеют следов растворения или окатанности, сохраняя четко оформленные грани, характерные для идиоморфных кристаллов в бластомилонитах.

Рентгеноструктурный анализ ориентированных образцов валовой фракции аргиллитов и песчаников показал присутствие кварца, полевого шпата, кальцита, каолинита, хлорита и двух слюдястых минералов – диоктаэдрической слюды с единичными разбухающими межслоями и гидрослюды.

В средней части интервала 3164–3157 м были диагностированы следующие акритархи: *Leiosphaeridia atava* (Naum) emend. Jank., *L. tenuissima* Eisenack, *L. jacutica* (Tim.) emend. Mikh. et Jank.; *L. sp. 1* – “делящиеся” оболочки, *Nucellophaeridium nordium* (Tim.), *Spumosina rubiginosa* (Andreeva). Лейосферидии средне- и крупноразмерные, преимущественно тонкостенные (до 200–220 мкм), оболочки с внутренними телами (300–320 мкм), единичные фрагменты более плотных спумозин (до 320 мкм).

Пачка 3 (интервал глубин 2896–3060 м, мощность 164 м). Аргиллиты с отдельными прослоями алевролитов. Аргиллиты темно-серые и серые алевритистые, в основании интервала слабопесчанистые. Слоистость неотчетливая прерывистая горизонтальная или линзовидная. В прослоях, обогащенных алевритовым или песчаным материалом, слоистость отчетливая параллельная горизонтальная и мелкая пологая волнистая. Характерно частое переслаивание аргиллитов и алевролитов. В некоторых интервалах разреза горизонтальная слоистость имеет наклон до 10–15° к горизонтали.

Аргиллиты с примесью алевритового материала 10–50%, иногда карбонатизированы. Текстура неясная микрослоистая горизонтальная прерывистая, микроградационная. Обломочный материал представлен главным образом кварцем, полевые шпаты единичны. Тонкий слюдистый детрит ориентирован параллельно напластованию. Алевролиты полевошпат-кварцевые слюдисто-глинистые. Сортировка средняя. Текстура микрослоистая, обусловленная чередованием алевритовых (до 4,5 мм) и слюдисто-глинистых слабоалевритистых (0,1–2,5 мм) микрослойков. Цемент глинистый базально-поровый, участками кварцевый регенерационный и наиболее поздний кальцитовый коррозионный. Породы слабо пиритизированы.

Акцессорные терригенные минералы тяжелой фракции (знаковые количества): гранат, турмалин, циркон, лейкоксен, рудные, апатит и эпидот.

Рентгеноструктурный анализ ориентированных образцов глинистой фракции (меньше 0,001 мм) алевролитов и аргиллитов показал присутствие каолинита, следы дефектного хлорита и наличие двух слюдистых минералов – смешанослойного иллит-сметкита и диоктаэдрической слюды с единичными разбухающими межслоями.

Пачка 4 (интервал глубин 2710–2896 м, мощность 186 м). Аргиллиты темно-серого, серого, реже голубовато-серого цвета или с зеленоватым оттенком, известковистые в различной степени алевритистые (5–50% алеврита) неслоистые или с неотчетливой прерывистой горизонтальной или линзовидной слоистостью. Часто тонкое переслаивание аргиллитов и глинистых алевролитов. Слоистость очень тонкая параллельная, иногда прерывистая горизонтальная. Толщина слойков составляет 1–2 мм. В некоторых интервалах разреза горизонтальная слоистость имеет наклон до 10°–15° к горизонтали, что может указывать на периодически возникавший наклон дна бассейна. Породы слабо пиритизированы. Среди аргиллитов встречаются прослои темно-серых массивных вторичных известняков.

Состав обломочной части полевошпат-кварцевый. Тонкий слюдистый детрит (до 50%) ориентирован параллельно напластованию. Текстура микрослоистая горизонтальная, линзовидная, подчеркнутая алевритовым и слюдистым материалом. Толщина линзочек и микропрослоев составляет от 0,2 до 0,5 мм. В алевритовых микропрослоях и линзочках цемент глинистый базальный или кальцитовый коррозионный. В основной массе породы присутствует аутигенный мелко-тонкозернистый пирит.

Акцессорные терригенные минералы тяжелой фракции (знаковые количества): гранат, турмалин, циркон, лейкоксен, рудные, апатит и эпидот.

Рентгеноструктурный анализ ориентированных образцов глинистой фракции (меньше 0,001 мм) алевролитов и аргиллитов показал присутствие каолинита, следы дефектного хлорита и наличие двух слюдистых минералов – смешанослойного иллит-сметкита и диоктаэдрической слюды с единичными разбухающими межслоями.

В нижней части интервала 2848–2841 м установлены следующие микрофоссилии. Акритархи: *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.) emend. Jank., *L. atava* (Naum.) emend. Jank., *L. tenuissima* Eisenack, *Leiosphaeridia sp. 1* – “делящиеся” оболочки, *Navifusa majensis* Pjat. Выделяются крупные тонкостенные сфероидальные морфотипы и объединенные в диады или триады, обладающие общей полостью лейосферидии (диаметром до 300 мкм и более), а также эллипсоидальные навифузы (340×240 мкм).

Формы сложного строения: *Pellicularia sp.* – единичные пленчатые веретенovidные образования (100–150×30–40 мкм).

В средней части интервала 2776–2764 м обнаружены следующие микрофоссилии. Акритархи: *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.) emend. Jank., *L. atava* (Naum.) emend. Jank., *L. tenuissima* Eisenack, *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.), *Spumosina rubiginosa* (Andreeva). Доминируют средне- и крупноразмерные экземпляры (диаметром 100–150 мкм, реже до 200–220 мкм), варьирующие от плотных до тонкостенных разновидностей. Особенно характерны почти не прозрачные в проходящем свете дисковидные спумозины (до 200 мкм).

Формы сложного строения: *Caudosphaera expansa* Herm. et Tim. – оболочки с длинным выростом, иногда осложненным слабо выраженным ветвлением (размеры основного тела 100×120 мкм, длина выроста до 200 мкм при ширине 40 мкм). *Germinosphaera sp.* – каплевидные остатки с небольшим выростом (размер оболочки до 200 мкм, длина выроста до 50 мкм). *Palaeovaucheria cf. clavata* Herm – редкий компонент позднерифейских микробиот, представляющие собой перешнурованный ветвящийся таллом со вздутиями. Встречено несколько экземпляров (размеры до 500×50 мкм) с ясно выраженными расширенными телами, но лишенные перегородок. *Majasphaeridium sp.* – очень крупные мешковидные образования неправильной формы (до 300–500 мкм), соединенные выростами с округлыми или асимметричными оболочками; возможные репродуктивные структуры грибоподобных организмов.

Пачка 5 (интервал глубин 2640–2710 м, мощность 70 м). Темно-серые алевритистые аргиллиты, иногда карбонатизированные, с неотчетливой прерывистой горизонтальной, линзовидной слоистостью или неслоистые. В прослоях, обогащенных алевритовым или песчаным материалом, слоистость отчетливая параллельная горизонтальная, мелкая пологая волнистая. В пачке отмечаются зеркала скольжения с углом наклона до 45° к оси зерна.

Текстура аргиллитов микрослоистая горизонтальная, подчеркнутая алевритовым материалом. Алевритовые микропрослои обычно карбонатизированы. Содержание полевошпат-кварцевого обломочного материала алевритовой размерности до 5%, в отдельных микрослоях до 50%. Породы слабо пиритизированы. Алевролиты глинистые полевошпат-кварцевые слюдястые карбонатистые. Текстура беспорядочная или микрослоистая. Сортировка обломочного материала средняя, до хорошей. Цемент глинистый базально-поровый, участками кварцевый регенерационный. Наблюдается наиболее поздний кальцитовый коррозионный цемент.

Акцессорные терригенные минералы тяжелой фракции (знаковые количества): гранат, турмалин, циркон, лейкоксен, рудные, апатит и эпидот.

Рентгеноструктурный анализ ориентированных образцов глинистой фракции (меньше 0,001 мм) алевролитов и аргиллитов показал присутствие каолинита, следы дефектного хлорита и наличие двух слюдястых минералов – смешаннослойного иллит-сметкита и диоктаэдрической слюды с единичными разбухающими межслоями.

В средней части интервала 2710–2700 м обнаружены следующие микрофоссилии.

Акритархи: *Leiosphaeridia atava* (Naum.) emend. Jank., *L. tenuissima* Eisenack, *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.), *Spumosina rubiginosa* (Andreeva), *Konderia elliptica* A. Weiss. Среди многочисленных оболочек преобладают крупные тонкостенные разновидности. Диаметр большинства из них превышает 200 мкм, а некоторые лейосферидии и кондерии имеют максимальные размеры более 300 мкм.

Формы сложного строения: *Pseudotawuia sp.* – бобовидные формы больших размеров (до 320×160 мкм), в каждой из расширенных “долей” которых прослеживается внутренняя оболочка, повторяющая очертания внешней.

Пачка 6 (интервал глубин 2556–2640 м, мощность 84 м). Переслаивание серых и темно-серых алевроитистых аргиллитов, более светлых зеленовато-серых и серых глинистых, слюдястых алевролитов и мелкозернистых алевроитистых песчаников. Толщина прослоев до 2 см.

Распределение пород различного гранулометрического состава в пачке неравномерно, в некоторых слоях преобладает аргиллит, в других – алевролит и песчаник. Толщина слоев до 1,5–2 м. Слоистость горизонтальная параллельная или прерывистая, мелкая волнистая, линзовидная, реже косоволнистая и мелкая косая.

Аргиллиты алевроитистые хлорит-гидрослюдисто-слюдисто-каолининовые. Количество алевроитовой примеси полевошпат-кварцевого состава в основной массе породы достигает 25%. Слюдистый детрит (более 50%) ориентирован параллельно напластованию. Текстура микрослоистая горизонтальная за счет тонких микропрослоев, обогащенных алевроитовым материалом. Породы слабо пиритизированы.

Алевролиты полевошпат-кварцевые слюдястые, глинистые известковистые. Текстура неясная микрослоистая, подчеркнутая скоплением слюдистого детрита. Сортировка и окатанность обломочного материала плохие. Цемент порово-базальный глинистый гидрослюдисто-хлорит-каолининовый и наиболее поздний кальцитовый.

Песчаники полевошпат-кварцевые слабоглинистые или глинистые, известковистые. Сортировка средняя до плохой. Окатанность обломочного материала плохая. Встречаются единичные среднеокатанные зерна кварца крупнопесчаной размерности. Текстура микрослоистая горизонтально-волнистая или косоволнистая прерывистая, подчеркнутая скоплением слюдистого материала. Состав обломочной части: кварц (80–85%), полевые шпаты (10–15%), биотит хлоритизированный (до 10%), мусковит (единичные зерна), незначительное количество мелкого и тонкого серицитового детрита. Цемент глинистый поровый и базально-поровый хлорит-гидрослюдисто-каолининовый; участками кварцевый регенерационный, связанный с растворением зерен под давлением. Отмечается наиболее поздний карбонатный коррозионный цемент.

Из аксессуарных терригенных минералов тяжелой фракции в знаковых количествах установлены: лейкоксен, рудные минералы, турмалин, апатит, гранат, циркон, сфен.

Рентгеноструктурный анализ ориентированных образцов глинистой фракции (меньше 0,001 мм) цемента песчаников показал присутствие каолинита, иногда со следами диккита, следы дефектного хлорита и наличие двух слюдястых минералов – смешанослойного иллит-сметита и диоктаэдрической слюды с единичными разбухающими межслоями.

В нижней части интервала 2591–2584 м установлены следующие микрофоссилии.

Акритархи: *Leiosphaeridia atava* (Naum.) emend. Jank.; *L. tenuissima* Eisenack; *L. bicrura* Jank.; *L. sp. 2* – скопления оболочек; *Chuarina circularis* Walcott emend. Vidal, Ford; *Ch. globosa* Ogurtz. et Serg.; *Nucellosphaeridium nordium* (Tim.); *Pterospermopsimorpha insolita* Tim. emend. Mikh.; *P. pileiformis* Tim. emend. Mikh.; *Aimia sp.* Особенно многочисленные, крупные, преимущественно тонкостенные оболочки. Преобладающий размер лейосферидий – до 200–260 мкм, чуарий – до 440 мкм, разностей с внутренними телами – до 280 мкм, форм с медианным разрывом оболочки – до 300 мкм.

Нитчатые формы и акинеты: *Asperatofilum experatus* (Herm.) – шагреневые трубчатые чехлы (шириной 40–50 мкм), *Brevitrichoides bashkiricus* Jank. – тупозакругленные эллипсоидные тела (240×60 мкм).

Сложно построенные образования: *Pellicularia sp.* – тонкостенные веретеновидные формы, сильно смятые и корродированные (размер 200–250×40–60 мкм).

Пестроцветная толща

Объединяет породы серого и красно-бурого цвета в интервале 2403–2556 м и представлена одной пачкой.

Пачка 7 (интервал глубин 2403–2556 м, мощность 153 м). Чередование бурых и серых средне-мелкозернистых алевритистых слюдистых слабоглинистых песчаников и серых и буровато-серых слюдисто-глинистых алевролитов, реже бурых сильноалеверитистых аргиллитов. В отдельных прослоях отмечаются интракласты буро-красного аргиллита. Слоистость песчаников и алевролитов горизонтальная, мелкая волнистая, косоволнистая, редко мелкая косая. Толщина переслаивающихся пород от 1 до 15 см. На некоторых участках переслаивание носит линзовидный характер. Примечательной чертой пород пачки является присутствие мелких текстур подводного оползания. В породах отмечены конседиментационные микросбросы.

Алевритистые аргиллиты по составу хлорит-гидросланцево-сланцево-каолинитовые. Количество обломочного алевритового материала полевошпат-кварцевого состава колеблется от 5–15% до 25–30%. Текстура неясная микрослоистая горизонтальная. Толщина слоев 0,3–0,5 мм. Порода имеет красно-бурый цвет из-за присутствия в основной массе оксидов железа.

Алевролиты слюдисто-глинистые полевошпат-кварцевые. Песчаники аркозовые известковистые, реже полевошпат-кварцевые. Сортировка обломочного материала средняя. Окатанность плохая и средняя. Состав обломочной части песчаников: кварц (60–85%), полевые шпаты (10–30%), биотит хлоритизированный или частично разложенный до оксидов железа (5–15%, изредка до 20–30%), мусковит (1–5%). В песчаниках развит кварцевый регенерационный цемент, связанный с растворением зерен под давлением (конформно-регенерационные структуры). Поровый каолинитовый и пленочный гидросланцевый цементы развиты слабо. Базально-поровый коррозионный кальцитовый цемент является наиболее поздним. В алевролитах участками развит поровый каолинитовый и наиболее поздний кальцитовый коррозионный цемент.

Акцессорные терригенные минералы тяжелой фракции: лейкоксен (27%), циркон (до 19%), турмалин (до 18%), апатит (до 12%), гранат (до 7%), амфиболы (до 7%), рудные (до 5%), эпидот (до 5%), рутил (единичные зерна).

Рентгеноструктурный анализ ориентированных образцов глинистой фракции (меньше 0,001 мм) цемента песчаников показал присутствие двух слюдистых минералов – смешанослойного иллит-сметкита с 20–30% сметкитовых пакетов и диоктаэдрической слюды с единичными разбухающими межслоями. Кроме того, установлены смешанослойное образование хлорит-разбухающий хлорит и каолинит.

В средней части интервала 2494–2487 м установлены акритархи: *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.) emend. Jank. Присутствуют единичные сильно корродированные небольшие оболочки (диаметр до 60 мкм).

Красноцветная толща

Объединяет породы преимущественно красного и красно-бурого цвета с фиолетовым оттенком в интервале 1753–2403 м. В составе толщи выделено пять пачек.

Пачка 8 (интервал глубин 2300–2403 м, мощность 103 м). Красно-бурые мелко-среднезернистые и разнозернистые, слабоглинистые иногда слабогравелитистые песчаники. Породы неслоистые или (в основании пачки) с крупной косой однонаправленной слоистостью, с толщиной косых серий до 10–15 см, углом наклона к оси зерна до 65°. В косых слоях, мощностью до 1,5–2 см заметно незначительное увеличение содержания глинистого темно-бурого материала от подошвы к кровле, вплоть до появления тонких 1–3 мм слоев глинистого песчаника. В основании интервала в песчаниках отмечаются единичные интракласты (0,9×0,6 см) хорошо окатанного уплощенного слабоалеверитистого плотного аргиллита темно-коричневого цвета.

Песчаники аркозовые разнозернистые плохо сортированные, среднезернистые или мелко-среднезернистые, слабглинистые. Обломочный материал средне- и плохо окатанный. Состав обломочного материала: кварц (60–70%), полевые шпаты (20–30%), чешуйки частично хлоритизированного биотита, незначительное количество мелких чешуек мусковита. Часть пор выполнена хорошо окристаллизованным каолинитом, реже кальцитом. Вокруг некоторых зерен развиты тончайшие крустификационные иллит-сметитовые каемки. Песчаники имеют бурую окраску за счет гидроксидно-железистых каемок на обломочных зернах.

Акцессорные терригенные минералы тяжелой фракции: циркон (до 45 %), лейкоксен (до 30%), гранат (до 10%), турмалин (до 12%), рудные минералы (до 5%), единичные зерна эпидота, амфиболов, сфена, рутила и апатита.

Рентгеноструктурный анализ ориентированных образцов глинистой фракции (меньше 0,001 мм) цемента песчаников показал присутствие каолинита, смешанослойного хлорит-сметита с 65–70% хлоритовых слоев и двух слюдистых фаз – смешанослойного иллит-сметита слюды с единичными разбухающими межслоями.

Пачка 9 (интервал глубин 2210–2300 м, мощность 90 м). Однотипные лилово-бурые разнозернистые часто гравелитистые слабглинистые плохосортированные неслоистые песчаники, в целом очень рыхлые. По всему интервалу наблюдается неоднократное утонение и поглубение кластического материала с постепенными переходами; четких плоскостей напластования нет. В верхней части интервала (2270–2271 м) отмечаются песчаники с неотчетливой мелкой косою штриховатой слоистостью, напоминающие ритмичную толщу вышележащей пачки 10. Характерной особенностью пачки является вторичная пятнистость. Хаотично расположенные пятна отбеливания (от 1 до 7 см) тяготеют к более рыхлым и менее глинистым мелко-среднезернистым песчаникам.

Песчаники полевошпат-кварцевые и аркозовые. Обломочный материал в целом средне- реже плохоокатанный. Состав обломочного материала: кварц (60–75%), полевые шпаты (10–30%). Присутствуют чешуйки мусковита и хлоритизированного биотита. Отмечаются единичные интракласты бурых аргиллитов и обломки сильно измененных основных эффузивов. Цемент развит слабо. Отдельные поры выполнены хорошо окристаллизованным каолинитом или наиболее поздним кальцитом. Вокруг некоторых зерен развиты тончайшие крустификационные иллит-сметитовые каемки. Бурая окраска песчаников обусловлена широким развитием гидроксидно-железистых оболочек на обломочных зернах.

Акцессорные терригенные минералы тяжелой фракции: циркон (до 35%), лейкоксен (до 30%), гранат (до 10%), турмалин (до 12%), рудные минералы (до 14%), единичные зерна амфиболов, сфена, рутила и апатита.

Рентгеноструктурный анализ ориентированных образцов глинистой фракции (меньше 0,001 мм) цемента песчаников показал присутствие каолинита, смешанослойного образования хлорит-разбухающий хлорит и двух слюдистых фаз – смешанослойного иллит-сметита и диоктаэдрической слюды с единичными разбухающими межслоями.

Пачка 10 (интервал глубин 2146–2210 м, мощность 64 м). Переслаивание бурых или темно-серых мелкозернистых, алевритистых глинистых песчаников с горизонтальной, волнистой, мелкой косою штриховатой и косоволнистой слоистостью и слюдисто-глинистых алевролитов с отчетливой горизонтальной и волнистой слоистостью, подчеркнутой примесью песчаного материала. Толщина ритмов уменьшается от 10–20 см вверху до 3–5 см внизу интервала. В песчаниках отмечены отдельные скопления мелких обломков (до 1 см) бурого или темно-серого алевролита (до 30%). В косых слойках высота волны варьирует от 0,5 до 3 см. Длина слойков превышает 7,5 см. Переход песчаников в алевролиты отчетливый, иногда постепенный, но быстрый.

Алевролиты полевошпат-кварцевые сильноглинистые. Песчаники полевошпат-кварцевые. Сортировка плохая. Состав обломочной части: кварц (до 70%), полевые шпаты (до 20%), крупные чешуйки хлоритизированного биотита (до 10%), большое количество мелкого слюдистого детрита. Цемент порово-базальный, базальный глинистый каолинит-гидрослюдисто-хлоритовый.

Рентгеноструктурный анализ ориентированных образцов валовой фракции песчаников показал присутствие: кварца, полевых шпатов; хлорита, каолинита и двух слюдистых минералов – диоктаэдрической слюды с единичными разбухающими межслоями и гидрослюды.

Пачка 11 (интервал глубин 1845–2146 м, мощность 301 м). Песчаники бурые с гнездами светло-серого материала, в отдельных прослоях светло-серые, плохо-среднесортированные преимущественно мелко-среднезернистые слабоглинистые, слабосцементированные, неслоистые. Степень литификации песчаников в пределах интервала различна.

Песчаники полевошпат-кварцевые. Обломочный материал среднеокатанный. Состав обломочного материала: кварц (80–85%), полевые шпаты (более 10%), литокласты аргиллитов (3–5%). Слабо развит пленочный гидрослюдистый цемент. Часть пор выполнена хорошо окристаллизованным каолинитом или наиболее поздним кальцитом.

Акцессорные терригенные минералы тяжелой фракции: лейкоксен (до 46%), гранат (до 19%), циркон (до 17%), турмалин (до 10%), рудные (до 8%), единичные зерна сфена.

Рентгеноструктурный анализ ориентированных образцов глинистой фракции (меньше 0,001 мм) цемента песчаников показал присутствие: двух слюдистых минералов – смешанослойного иллит-сметкита с 35–40% разбухающих межслоев и гидрослюды с 5–10% разбухающих межслоев, хорошо окристаллизованного каолинита, разбухающего хлорита и, возможно, следов хлорит-сметкита.

Пачка 12 (интервал глубин 1753–1845 м, мощность 92 м). Неравномерное переслаивание бурых и серых средне-мелкозернистых алевритистых слабоглинистых, часто слюдистых песчаников и слюдисто-глинистых алевролитов. Толщина прослоев разного гранулометрического состава от 1 до 15 см, прослоев разного цвета от 0,5 до 3 м. Местами встречены окатыши бурокрасного аргиллита. Слоистость горизонтальная, мелкая волнистая, косоволнистая, редко мелкая косая. Характерны мелкие текстуры подводного оползания.

Алевролиты глинистые слюдистые полевошпат-кварцевые. Песчаники полевошпат-кварцевые, в основании пачки аркозовые, известковистые. Сортировка обломочного материала средняя, окатанность плохая и средняя. Состав обломочной части песчаников: кварц (60–85%), полевые шпаты (10–30%), биотит, частично хлоритизированный, каолинитизированный или разложенный до гидроксидов железа (5–15%, изредка до 20–30%), мусковит (1–5%). Цемент кварцевый регенерационный, связанный с растворением зерен под давлением (конформно-регенерационные структуры), отдельные поры выполнены каолинитом. Порово-базальный глинистый и пленочный гидрослюдистый цемент развиты слабо. Коррозионный кальцитовый цемент является наиболее поздним. Среди вторичных образований в песчаниках отмечаются множественные игольчатые выделения иллит-сметкита по краям обломочных зерен и в цементирующей массе.

Акцессорные терригенные минералы тяжелой фракции: лейкоксен (до 27%), циркон (до 19%), турмалин (до 18%), апатит (до 12%), гранат (до 7%), амфибол (до 7%), рудные минералы (до 5%), эпидот (до 5%), единичные зерна рутила.

Рентгеноструктурный анализ ориентированных образцов глинистой фракции (меньше 0,001 мм) цемента песчаников показал присутствие смешанослойного иллит-сметкита с 20–30% сметкитовых пакетов, диоктаэдрической слюды с единичными разбухающими межслоями, смешанослойного образования хлорит-разбухающий хлорит и следы каолинита.

Валдайская серия (верхневендская система)

Осадочная последовательность верхнего венда расчленена нами на 5 пачек (снизу вверх по разрезу): 13 – “галечно-гравийно-песчаниковая” (1750,5–1753 м), 14 – “песчано-аргиллитовая” (1720–1750,5 м), 15 – “аргиллитовая” (1685–1720 м), 16 – “песчаниковая” (1662–1685 м) и 17 – “глинисто-алевритовая” (1600–1662 м). Керном охарактеризованы достаточно полно пачки 13, 14 и 16. Пачки 15 и 17 выделены условно.

Толща сложена зеленовато-серыми мелко-среднезернистыми глинистыми плохосреднесортированными песчаниками и алевролитами с горизонтальной, волнистой и мелкой косою штриховатой слоистостью и текстурами оползания, темно-серыми горизонтально-слоистыми аргиллитами и глинистыми алевролитами с прослоями песчаников. В некоторых интервалах наблюдается отчетливая прерывистая горизонтальная, горизонтально-волнистая, линзовидная и мелкая косая взаимосрезающаяся разнонаправленная слоистость, а также прослои внутриформационных брекчий. Базальная часть толщи представлена светло-серыми или зеленоватыми плохосортированными глинистыми массивными песчаниками с включениями гравия, гальки и мелких валунов кварца, осадочных и эффузивных пород. Галька не ориентирована и имеет разную степень окатанности; мелкая галька, как правило, угловатая, крупная – изометричной формы или уплощенная.

По составу песчаники, главным образом, олигомиктовые полевошпат-кварцевые и аркозовые, реже мономинеральные кварцевые; алевролиты – полевошпат-кварцевые. Аргиллиты алевритистые, хлорит-гидрослюдисто-слюдисто-каолинитовые, изредка с примесью иллит-сметита.

Описание штуфов и шлифов пород молоковской серии

Номер образца; интервал бурения, м; глубина отбора, м	Штуфы	Шлифы
1	2	3
Красноцветная толща		
14/1, 14–17; 1760,6–1767,6 1761,8	Песчаник мелкозернистый, буровато-серый, с бурыми пятнами, ориентированными по слоистости. Пятна с неровными границами, секущими слоистость, часто линзовидные, толщиной от 0,1 до 1 см. Слоистость в образце горизонтальная, мелкая, полого-волнистая, иногда слабонарушенная. Неправильная горизонтальная полосчатость и линзовидная слоистость проявляются в образце за счет неравномерного постседиментационного перераспределения гидроокислов железа. Пологая волнистая слоистость проявляется за счет послойного скопления слюды и более темных слоев.	Песчаник мелкозернистый, глинистый, аркозовый, среднесортированный, с тонкими прослоями глинистого алевролита. Структура псаммитовая. Сортировка средняя. Окатанность обломочного материала плохая. Текстура микрослоистая. Мощность алевролитовых прослоев 0,3–0,7 мм. Состав обломочной части. Кварц – 70–75%, полевые шпаты более 25%, из них калиевые полевые шпаты более 10%; частично хлоритизированный и частично ожелезненный биотит 1%; мусковит до 5%. Цемент гетерогенный. Аллотигенный порово-базальный, глинистый, слюдисто-каолинитовый и реликты пленочного гидрослюдистого цемента. Редко, участками коррозионный, карбонатный цемент. Отмечаются тонкие каемки иллит-сметитового состава (по данным рентгенодифрактометрии). Аллотигенный цемент послойно окрашен красновато-бурными гидрооксидами железа. В неокрашенных участках точечные выделения гидроксидов железа.
14/1, 42–46; 1760,6–1767,6; 1762,1	Песчаник бурый, очень плотный, мелкозернистый. Слоистость тонкая, неправильная, горизонтальная за счет изменения оттенка цвета слоев от темно-бурых до более светлых. Толщина слоев в несколько мм. Встречаются текстуры напоминающие взмучивание. Слоистость проявляется не очень отчетливо, возможно обусловлена постседиментационным перераспределением гидроокислов железа. Первичная слоистость тонкая, горизонтальная, подчеркивается послойным скоплением светлой слюды. Первичный цвет породы зеленовато-серый.	Алевролит полевошпат-кварцевый, глинистый, с тонкой градационной, часто нарушенной слоистостью. Структура пелит-алевролитовая. Состав обломочной части полевошпат-кварцевый. Отмечаются крупные чешуйки мусковита и частично хлоритизированного биотита до 5%. Много мелкого слюдистого детрита. Цемент глинистый хлорит-гидрослюдисто- каолинитовый, полностью окрашен красно-бурными гидрооксидами железа.
14/4, 50–55; 1760,6–1767,6; 1765,1	Песчаник буровато-серый, плотный, мелкозернистый, с очень тонкой, отчетливой, горизонтальной, волнистой и косоволнистой слоистостью, подчеркиваемой скоплением темно-серого материала с обилием слюды.	Песчаник мелкозернистый, аркозовый, среднесортированный, слабоглинистый. Структура псаммитовая. Обломочный материал в целом окатан плохо, встречаются полуокатанные зерна. Текстура беспорядочная.

1	2	3
	В верхней части образца прослой мелкозернистого плотного темно-серого алевролита (0,5 см). В образце отмечается неравномерное прокрашивание породы в бурый цвет гидроксидами железа в виде субгоризонтальных полос, секущих слоистость.	Состав обломочной части. Кварц 70–75%, полевые шпаты до 25%, из них калиевого полевого шпата более 10%; биотит частично и сильно измененный (хлоритизированный, с выделением гидроокислов железа) более 5% (в микропрослоях до 30%), мусковит до 1%. Цемент гетерогенный. Глинистый поровый каолиновый, наблюдаются тончайшие кристификационные иллит-сметитовые каемки и аналогичные по составу тонкие игольчатые выделения в цементирующей массе. Участками более поздний кальцитовый коррозионный цемент. Микрослойки обогащены крупным слюдыстым детритом, часто разложенным до гидроокислов железа, дающим буроватую окраску по микрослоистости.
17/4, 80–97; 2397–2403; 2397,5	Песчаник мелко- среднезернистый, плохо сортированный, с включением зерен крупнозернистой размерности, бурый, темный (шоколадный) и светлый, зерна угловаты и плохо окатаны. Порода средней степени плотности, сильно пористая. Слоистость крупная, косая, с мощностью косых серий до 10–15 см и углом наклона к горизонтали до 25°. В косых слоях, мощностью до 1,5–2 см, заметно незначительное увеличение содержания глинистого темно-бурого материала от подошвы к их кровле, вплоть до появления тонких 1–3 мм слоев глинистого песчаника шоколадного цвета. Отчетливой градационной сортировки не отмечено. Каждый косой слой залегает без размыва по достаточно отчетливой границе на нижележащем, главным образом, на его глинистой части. В верхней правой части образца включения крупногравийного зерна (0,9×0,6 см) хорошо окатанного, уплощенного, слабоалевритистого аргиллита, плотного, шоколадного цвета. Галька не очень отчетливо ориентирована по слоистости, залегает в середине слоя.	Песчаник аркозовый, разнозернистый, несортированный, слабоглинистый. Структура псефито-псаммитовая. Сортировка отсутствует или плохая. Преобладающая размерность зерен псаммитовая, алевритовых фракций и пелита мало; встречаются обломки мелкопсефитовой размерности. Окатанность обломочного материала различная: в целом зерна плохо- и средне окатаны, встречаются неокатанные и хорошо окатанные зерна. Текстура беспорядочная (элемент косой макрослоистости). Состав обломочной части. Кварц 60–70%; полевые шпаты 20–30%, из них калиевого полевого шпата 15–10%; биотит частично и сильно измененный 10%; мусковит до 1%; литокласты (главным образом, псефитовой размерности), обломки сильно измененных эффузивов (основного, среднего, щелочного состава?) единичны. Цемент развит слабо. Спорадически – поровый, базально-поровый каолиновый цемент. Участками отмечается раннее окварцевание, аутигенный кварц полностью выполняет некоторые поры. Порода имеет красно-бурый цвет за счет гидроокисно-железистых рубашек на обломочных зернах.
Пестроцветная толща		
18/2, 62–66; 2487–2494; 2488,3	В образце сильно деформированные плотные: светло-серый, мелкозернистый, неслоистый песчаник, темно-серый, песчанистый и глинистый, крупнозернистый алевролит, и буро-	Песчаник мелко-среднезернистый, среднесортированный, слабоглинистый, аркозовый. Структура псаммитовая. Размерность зерен от мелко- до среднепсаммитовой с примесью алеврита. Сортировка средняя. Окатанность

1	2	3
	серый, песчанистый и сильноглинистый, крупнозернистый алевролит. Порода с явно нарушенными первичными текстурами, скорее всего за счет подводного оползания рыхлого осадка на пологонаклонном участке дна бассейна. В средней части образца отчетливо видно проникновение в более плотные (на стадии деформации) алевролитовые прослои более подвижного обводненного мелкозернистого светло-серого песка.	обломочного материала плохая и средняя. Текстура беспорядочная. Состав обломочной части. Кварц 65–70%; полевые шпаты до 25%, из них калиевого полевого шпата 10%; биотит в различной степени измененный (хлоритизированный, частично разложенный до гидрооксидов железа, каолинитизированный) 10–15%; мусковит 1–2%; глауконит 1–2%; обломки хлорита светло-зеленого цвета (возможно хлоритизированные витрокласты) до 1%. Цемент гетерогенный. Поровый каолинитовый. Кварцевый регенерационный, сопряженный со структурами растворения под давлением. Слабо развит наиболее поздний карбонатный коррозийный цемент.
19/2, 0–10; 2494–2501,4; 2495,2	Алевролит крупнозернистый, песчанистый и слабogliнистый. Цвет от темно-серого до буроватого. Порода плотная, сильно сцементированная. Обильные мелкие линзочки и тонкие прослои светло-серого или прокрашенного буроватого мелкозернистого песчаника. В верхней части образца слоистость нарушена оползанием с пологонаклонной деформацией слоя, создающего видимость мелкой косой “S”-образной слоистости. Толщина оползня 4–5 см. Оползень в кровле срезан горизонтальнослоистым песчаным алевролитом.	Алевролит глинистый, песчанистый, несортированный, полевошпат-кварцевый слюдистый. Структура пилит-алевролитовая. Размерность обломочных зерен от мелкоалевритовой до среднепсаммитовой. Сортировка плохая. Окатанность обломочного материала плохая, реже средняя. Текстура микрослоистая, линзовидно-горизонтальная. Мощность линзочек 0,5–0,7 мм. Состав обломочной части представлен главным образом кварцем, реже полевыми шпатами. Чешуйки частично хлоритизированного биотита песчаной размерности расположены по слоистости. Много мелкого и тонкого слюдистого детрита, расположенного параллельно и субпараллельно напластованию. Цемент глинистый базальный хлорит-гидрослюдисто-слюдисто-каолинитовый.
19/3, 75–85; 2494–2501,4; 2496,9	Песчаник мелкозернистый, в целом темно- и светло-серый. Первичная слоистость нарушена оползанием осадка (в слаболитифицированном состоянии). Толщина оползневых тел до 10 см. В отдельных участках отмечена брекчиированность; в основном деформации пластические и разжижение песка мелкозернистого светло-серого. В нижней части в прослое темно-серого алевролита разрывная микродислокация, которая может быть связана с дегидратацией обводненного, богатого песчаным материалом тела оползня (просадка). Некоторые прослои деформированы очень слабо. В верхней части образца незначительное пятнистое прокрашивание песчаника бурым веществом, секущим слоистость.	Песчаник средне- мелкозернистый, средне-сортированный, слабogliнистый аркозовый, участками слюдистый. Структура псаммитовая; в отдельных микрослойках алевропсаммитовая. Сортировка средняя. Размерность зерен от алевролитовой до среднепсаммитовой. Окатанность обломочного материала оценить в массе трудно из-за регенерации кварца, однако различаются средне- и плохо окатанные зерна. Текстура микрослоистая, косоволнистая. Состав обломочной части: кварц 60–70%; полевые шпаты 15–20%, из них калиевого полевого шпата 10%; биотит мелкочешуйчатый хлоритизированный 10–15%, мусковит до 3%, глауконит до 1%; обломки хлорита светло-зеленого цвета (возможно, хлоритизированные витрокласты) до 3%. В отдельных микрослойках общее количество обломочного слюдистого материала достигает

1	2	3
		50%. Цемент гетерогенный. В отдельных микрослойках участками глинистый базально-поровый гидрослюдисто-хлорит-каолинитовый, поровой каолинитовый, изредка пленочный гидрослюдистый цемент. Широко развит кварцевый регенерационный цемент, связанный с конформными структурами растворения под давлением.
20/4, 23–31; 2494–2501,4; 2501,3	Песчаник мелкозернистый, светло-серый с буроватым оттенком, алевритистый, светло-бурый и глинистый, темно-бурый. Светло-серый цвет преобладает в нижней части образца, светло-бурый в средней и темно-бурый в верхней его части. Слоистость нарушена текстурами оползания с хрупкой деформацией, порода брекчирована. Размер обломков от 0,5 до 3 см (средняя часть образца). Обломки неокатаны, неправильной формы, иногда встречаются уплощенные фрагменты слойков. В верхней части образца отмечаются пластично деформированные обрывки слойков темно-бурых песчаных алевролитов. Пространство между обломками заполнено бурой микститовой массой.	Песчаник мелкозернистый, среднесортированный, слабogliнистый, аркозовый. Структура псаммитовая. Размерность зерен от мелкопесчаной до алевритовой. Окатанность обломочного материала в целом плохая, часто неразличима из-за регенерации обломочных зерен. Текстура микрослоистая. Отмечаются микропрослойки глинистого алевролита. Состав обломочной части: кварц 65–70%; полевые шпаты 15–20%, из них калиевого полевого шпата до 10%; биотит частично хлоритизированный и с бурыми гидроокисно-железистыми выделениями 5–10%, мусковит 1–2%, глауконит единичный. Цемент вторичный. Кварцевый регенерационный, связанный со структурами растворения под давлением. Реже поровый каолинитовый. Участками наиболее поздний кальцитовый коррозионный базально-поровый цемент. Среди вторичных изменений также отмечается каолинитизация центральной части зерен плагиоклазов.
20/2, 29–36; 2494–2501,4; 2499,5	Переслаивание песчаников алевритистых, глинистых с горизонтальной и линзовидной слоистостью. Прослойки сильно алевритистого, мелкозернистого песчаника (или алевролита крупнозернистого) темно-бурого, шоколадного. Слоистость горизонтальная, прерывистая, линзовидная за счет частого переслаивания темных и светлых песчаных и алевритовых слойков. В средней части образца слоистость нарушена текстурами оползания и реже протыкания. Нарушение слоистости без резких пластических деформаций слойков, с их перемещением, скалыванием и течением песка. Алевролиты к моменту деформации более литифицированы, песок сыпучий и водонасыщенный. В нижней части образца включение уплощенного обломка темного красно-алевритистого аргиллита, ориентированного по слоистости (размер 0,8×2,5 см).	Песчаник мелкозернистый, алевритистый, глинистый, полевошпат-кварцевый, олигомитовый, слюдястый. Структура псаммитовая. Сортировка средняя. Окатанность обломочного материала плохая и средняя. Текстура микрослоистая, косая линзовидная. Мощность слойков и линзочек 0,3–3,0 мм. Состав обломочной части. Кварц 75–85%; полевые шпаты 10–15%, из них калиевого полевого шпата до 5%; биотит мелколистоватый, главным образом бурый, частично разложенный до гидроокислов железа, реже хлоритизированный 5–10%; мусковит единичный; глауконит единичный (в сильноглинистых микрослойках слюдястого материала до 50%); обломки светло-зеленого цвета (возможно хлоритизированные витрокласты) 1–2%. Цемент гетерогенный. Глинистый базально-поровый, поровый, хлорит-гидрослюдисто-каолинитовый, каолинитовый, изредка участками – кальцитовый коррозионный. Среди вторичных изменений также спорадически наблюдается регенерация обломочного кварца, связанная с

1	2	3
		конформными структурами растворения под давлением. Порода имеет красно-бурый цвет за счет гидроокислов железа, развитых как в глинистом цементе, так и в виде рубашек на обломочных зернах.
Сероцветная толща		
21/4, 0–17; 2584–2591; 2587,7	Песчаник мелкозернистый, серый, с зеленоватым оттенком, в отдельных прослоях алевритистый, темно-серый, плотный. Слоистость неправильная, горизонтальная, прерывистая, горизонтально-волнистая, линзовидная, обычно нарушенная текстурами взмучивания и оползания. Толщина оползневых тел, разделенных достаточно отчетливыми поверхностями, от 3 до 10 см. Оползневые текстуры без складок и закручивания слойков. В верхней части образца – песчаная дайка, выполненная зеленовато-серым песком с перепутанной текстурой. В отдельных тонких прослоях (до 2–3 см) порода обладает слабо нарушенной прерывистой слоистостью.	Песчаник мелкозернистый, алевритистый, полевошпат-кварцевый олигомиктовый, глинистый, карбонатистый. Структура алевропсаммитовая. Размерность обломочных зерен от алевритовой до мелкопесчаной. Сортировка средняя до плохой. Окатанность обломочного материала плохая. Встречаются единичные среднеокатанные зерна кварца крупнопесчаной размерности. Текстура микрослоистая горизонтально-волнистая или косоволнистая прерывистая. Микрослоистость подчеркнута скоплением слюдистого материала. Состав обломочной части: кварц 80–75%; полевые шпаты 15–10%, из них калиевого полевого шпата до 5%; слюды 5–10% (хлоритизированный биотит, реже мусковит). Цемент гетерогенный. В алевро-песчаных прослоях наиболее поздний карбонатный коррозионный цемент. В алевро-глинистых микрослойках базально-поровый аллотигенный глинистый гидрослюдисто-хлорит-каолинитовый цемент; в изолированных порах – каолинитовый, каолинит хорошо окристаллизован.
22/1, 10–20; 2584–2591; 2588,8	Алевролит темно-серый с тонкими прерывистыми линзочками светло-серого, мелкозернистого песчаника от 0,5 до 1,5 мм мощностью, подчеркивающими тонкую горизонтальную, прерывистую и линзовидную слоистость. Верхние и нижние контакты слойков и линзочек очень отчетливы. В верхней части образца неправильные или линзовидные пятна светло-серого мелкозернистого песчаника размером до 1 см с отчетливыми границами. Пятнистость образовалась за счет деформации пласта процессами оползания осадка.	Алевролит песчанистый, хлорит-гидрослюдисто-слюдисто-каолинитовый. Структура псаммо-алевро-пелитовая. В глинистом матриксе 5–10% обломочных зерен среднеспесчаной размерности и 10–15% алевритовой размерности. Сортировка и окатанность плохая. Текстура микрослоистая, тонкая, неясная горизонтальная. Состав: кварц; полевые шпаты единичны, чешуйки биотита и мусковита песчаной и алевритовой размерности единичны. Мелкий и тонкий слюдистый детрит (до 50%) ориентирован параллельно и субпараллельно напластованию и гаснет одновременно в скрещенных николях.
26/2, 95–100; 2997–3007,8; 3002,1	Аргиллит сильно алевритистый, темно-серый, плотный, с большим количеством тончайших мелких прослоек и линзочек (1–1,5 мм) более светлого серого, мелкозернистого, реже крупнозернистого, алевролита, вплоть до их частого переслаивания через	Аргиллит алевритистый, хлорит-гидрослюдисто-слюдисто-каолинитовый, слабокарбонатистый. Структура алевро-пелитовая. Примесь алевритового материала 15–20%. В микрослойках до 50%. Текстура неясная, микрослоистая, горизонтальная прерывистая. Толщина слойков 0,1–0,3 мм. Состав обло-

1	2	3
	несколько мм, с преобладанием аргиллита. Слоистость горизонтальная и линзовидная, отчетливая, непараллельная. В образце отмечена диагональная трещина, выполненная серым крупнозернистым материалом (карбонат?). На верхней горизонтальной поверхности образца зеркало скольжения с отчетливыми вертикальными бороздками слабо минерализованными.	мочной части представлен, главным образом, кварцем. Полевые шпаты единичны. Тонкий слюдистый детрит ориентирован параллельно и субпараллельно напластованию и гаснет одновременно в скрещенных николях. В алевроитовых микропрослоях кальцитовый коррозионный цемент. Отмечаются тончайшие нитевидные прослои битумов светло-бурого цвета.
29/4, 35–42; 3157–3164; 3157,6	Алевролит мелкозернистый, глинистый, темно-серый, плотный, с тонкой горизонтальной и линзовидной слоистостью. В верхней части образца алевролит песчанистый, крупнозернистый, серый. Здесь линзочки мелкозернистого темно-серого алевролита и мелкозернистого серого песчаника, подчеркивающие линзовидную и прерывистую нарушенную горизонтальную слоистость. Контакты между слоями темно-серого мелкозернистого и серого крупнозернистого алевролитов резкие с явным размывом. В нижней части образца количество песчаных слоев увеличивается. Возможно, слой имеет ритмичное строение.	Алевролит полевошпат-кварцевый, средне-сортированный с базальным коррозионным кальцитовым цементом. Аргиллит гидрослюдисто-хлорит-слюдисто-каолинитовый слабо-алевроитистый, алевроитистый, неравномерно зернистый, слабокарбонатистый. Структура алевро-пилитовая. Примесь обломочных зерен алевроитовой размерности в основной массе составляет 5–10%. Текстура неслоистая с микроскопическими линзочками, изометричными скоплениями и, иногда, нарушенными микрослоями обогащенными алевроитовым материалом. Обломочная часть полевошпат-кварцевая. Слюдистого детрита до 5%. Цемент в алевроитовых линзочках и микропрослоях карбонатный коррозионный.
31/1, 85–100; 3157–3164; 3163,1	Переслаивание. В образце в верхней половине: песчаник мелкозернистый, серый и темно-серый, плотный, с примесью крупнозернистого песка и реже мелкого гравия, с достаточно отчетливой градационной сортировкой материала. Нижний контакт ровный без явного размыва. Вверх постепенно, но быстро, переходит в переслаивание алевролита темно-серого, мелкозернистого и светло-серого, крупнозернистого, с горизонтальной, волнистой, нарушенной, неправильной слоистостью. В обломках в песчанике (1–1,5 мм) темно-серые глинистые алевролиты, кварц, зерна бурого глинистого материала, средне-плохо окатанные. Внизу образца - алевролит темно-серый, мелкозернистый, песчанистый, с гнездами и неправильными линзами более светлого песчанистого, крупнозернистого алевролита с нарушенной (оползанием?) слоистостью.	Песчаник плохосортированный, алевроитистый, слабogliнистый, полевошпат-кварцевый олигомиктовый. Структура псаммитовая. Размерность зерен от алевроитовой до крупнопсаммитовой; преобладает мелкопсаммитовая. Сортировка плохая. Окатанность обломочного материала отсутствует или плохая; наблюдается некоторое количество среднеокатанных зерен. Текстура неясномикрослоистая, линзовидная. Состав обломочной части. Кварц 85–80%; полевые шпаты более 10%, из них калиевых полевых шпатов до 5%; биотит частично измененный 1–2%, чешуйки серицита единичны; литокласты метаосадочных пород 1–2%; обломки светло-зеленого хлорита (возможно хлоритизированные витрокласты) до 1%. Среди аксессуаров отмечаются обломки рудных минералов, пироксена, эпидота. Цемент глинистый, порово-базальный, хлорито-гидрослюдисто-каолинитовый.

Химический состав осадочных пород молоковской серии

Номер образца	Интервал отбора, м	Название породы	Содержание оксидов, вес%												
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	сумма
14/1, 42–46	1762,12–1762,14	алевролит	52.11	0.93	17.85	8.59	2.11	0.12	0.82	2.54	1.26	3.9	0.08	9.04	99.35
14/4, 50–55	1765,20–1765,25	песчаник	63.89	0.66	15.7	2.39	1.93	0.03	0.8	2.38	1.82	3.11	0.05	6.68	99.44
15/2, 45–50	2183,25–2183,30	алевролит	58.04	0.97	17.01	2.5	2.06	0.07	0.75	3.94	1.74	4.67	0.1	7.62	99.47
17/26, 45–50	2278,7–2278,75	песчаник	86.5	0.1	3.81	0.65	0.22	0.03	1.08	1.03	1.23	1.36	0.01	4	100.02
18/3, 77–82	2489,47–2489,52	аргиллит	57.89	0.96	16.87	4.2	2.04	0.03	1.25	2.95	2.06	4.38	0.42	6.92	99.97
19/4, 50–55	2497,70–2497,75	песчаник	65.73	0.61	15.34	2.15	0.8	0.03	0.71	2.3	2.58	3.86	0.19	5.3	99.6
20/1, 90–95	2499,10–2499,15	песчаник	61.04	0.41	11.13	1.75	0.29	0.57	7.26	2.12	2.44	3.05	0.03	9.88	99.97
20/2, 42–46	2499,62–2499,66	песчаник	59.77	0.91	17.39	5.84	0.6	0.01	0.3	2.21	2.01	3.84	0.06	7.32	100.26
21/1, 60–65	25856,3–2585,35	песчаник	55.58	1.07	19.56	2.93	3.79	0.03	0.57	2.88	1.61	3.72	0.06	7.79	99.59
22/4, 59–65	2764,99–2765,05	аргиллит	53.81	0.88	20.27	2.69	4.63	0.01	0.75	2.61	1.3	3.15	0.09	9.24	99.43
25/2, 47–51	2997,62–2997,66	аргиллит	50.76	1.04	20.44	2.4	6.05	0.04	2.44	2.32	1.05	2.8	0.27	9.89	99.5
25/3, 32–40	2998,47–2998,55	аргиллит	56.58	0.79	19.09	3.38	4.02	0.01	0.66	1.75	1.27	3.55	0.13	8.28	99.51
26/2, 95–100	3002,10–3002,15	аргиллит	54	0.84	16.05	1.95	3.63	0.09	6.39	1.3	1.55	2.65	0.13	11.05	99.63
27/2, 80–90	3005,95–3006,05	аргиллит	52.96	0.73	17.85	2.49	2.48	0.04	5.83	1.28	1.41	3.15	0.57	11.01	99.8
29/2, 46–50	3082,46–3082,50	аргиллит	56.57	1.01	19.62	2.24	3.46	0.03	1.23	1.76	1.24	3.18	0.1	9.07	99.51
29/3, 17–24	3083,17–3083,24	алевролит	57.76	0.68	14.84	2.26	3.51	0.06	5.84	1.34	1.6	2.6	0.13	9.21	99.83
30/1, 50–60	3158,77–3158,87	алевролит	60.21	0.78	17.28	2.47	4.62	0.03	1.18	1.27	1.24	3.74	0.07	6.45	99.34
30/2, 95–100	3160,22–3160,27	аргиллит	59.58	0.74	17.08	3.85	3.79	0.03	1.21	1.83	1.26	3.4	0.04	6.89	99.7
31/2, 0–10	3163,27–3163,37	песчаник	62.85	0.6	14.21	2.72	3.7	0.04	2.47	1.33	1.42	3.3	0.02	6.7	99.36

**Содержания эпидота, границы интервалов обогащения эпидотом тяжёлой фракции
песчани-ков, относительные (по бурению) глубины главных поверхностей раздела
и забоев скважин**

Интервал, м	Содержание эпидота, масс. %	Источник данных (геологические отчёты)
Северо-Молоковская (кровля рифея 1753 м; кровля фундамента 3183 м; забой 3313 м)		
3077–3084	60	Цветков Л.Д., Чамов Н.П., Костылева В.В. и др. Детальное изучение геологического разреза Северо-Молоковской параметрической скважины. Объект № 065. Ярославль: ФГУП «Недра», 2001. Содержания эпидота определены В.В. Костылевой (ГИН РАН).
3077–3084	62	
3077–3084	45	
3157–3164	60	
3157–3164	65	
3157–3164	62	
3157–3164	60	
Даниловская-1 (кровля рифея 2923 м; кровля фундамента не вскрыта; забой 3179 м)		
2894–2899	1	Усанов Н.А. Результаты поискового бурения на нефть и газ на Даниловской площади в 1967-1976 гг. Ярославль: ЯНГР, 1979. Содержания эпидота определены в ЯНГР.
2950–2954	1	
2954–2958	2	
3079–3087	29	
3079–3087	28	
3079–3087	38	
3125–3130	7	
3130–3134	5	
3130–3134	4	
3134–3139	22	
3134–3139	4	
3134–3139	3	
3146–3153	6	
Любимская-3 (кровля рифея 2954 м; кровля фундамента не вскрыта; забой 3304 м)		
2956–2965	1	Каграманян Н.А., Ейкина Т.С., Мазур О.А. Геологический отчёт о результатах поискового бурения на нефть и газ на Любимской площади (Ярославская область). Ярославль: ЯНГР, 1975. Содержания эпидота определены в ГУЦР, ВНИГНИ, ОЦЛ.
2956–2965	0	
2956–2965	2	
2956–2965	7	
2965–2985	1	
2985–2901	1	
2985–2901	11	
3038–3050	4	
3038–3050	14	
3080–3088	15	
3080–3088	18	
3158–3163	18	
3158–3163	14	
3158–3163	24	
3277–3280	43	
3301–3304	42	
3301–3304	42	
3301–3304	21	

Таблица 10 (продолжение)

Рослятино (кровля рифея 1853 м; кровля фундамента не вскрыта; забой 4552,1 м)		
1929–1933	24	Горбачёв И.Ф. Отчёт о результатах бурения Рослятинской параметрической скважины № 1 в Бабушкинском районе Вологодской области. Ярославль: ЯНГР, 1973. Содержания эпидота определены В.А Савиновой и В.М Десятовым в ЯНГР; в интервалах 3158–3163 м и 3301–3304 м во ВНИГНИ.
1942–1945	16	
1961–1964	29	
2020–2022	19	
2022–2024	65	
2200–2206	23	
2316–2321	59	
2384–2388	31	
2384–2388	55	
2388–2392	37	
2523–2525	4	
2711–2715	1	
2867–2881	26	
3158–3163	18	
3158–3163	14	
3158–3163	24	
3266–3271	53	
3266–3271	56	
3271–3275	59	
3271–3275	57	
3271–3275	55	
3275–3280	46	
3275–3280	74	
3275–3280	46	
3301–3304	42	
3301–3304	42	
3301–3304	21	
3284–3289	33	
3284–3289	32	
3284–3289	1	
3465–3468	14	
3465–3468	11	
3465–3468	10	
3465–3468	23	
3468–3471	32	
3645–3648	40	
4109–4112	13	
4109–4112	25	
4116–4120	16	
4334–4338	4	
4371–4338	6	
Бобровская-1 (кровля рифея 2020 м; кровля фундамента 2964,5 м; забой 2991 м)		
2045–2055	2	Еремина В.М. Геологический отчёт о результатах бурения Бобровской параметрической скважины № 1 в Нюксеницком районе Вологодской области. Ярославль: ЯНГР, 1974.
2045–2055	1	
2277–2292	34	

Таблица 10 (окончание)

2277–2292	37	Содержания эпидота определены В.А. Савиновой и В.М. Десятовым в ЯНГР.
2365–2377	33	
Великий Устюг (кровля рифея 2340 м; кровля фундамента 3001 м; забой 3017 м)		
2949–2952	89	Ерёмина В.М. Геологический отчёт о результатах бурения Велико-Устюгской параметрической скважины в Великоустюгском районе Вологодской области. Ярославль: ЯНГР, 1974. Содержания эпидота определены В.А. Савиновой и В.М. Десятовым в ЯНГР.
2949–2952	73	
2949–2952	80	
2949–2952	95	
2949–2952	77	
2952–2956	86	
2952–2956	80	
2952–2956	98	
2952–2956	93	
2952–2956	1	
2952–2956	88	
2956–2962	90	
2956–2962	66	
2956–2962	75	
2956–2962	58	
2956–2962	79	
2956–2962	52	
2956–2962	60	
2956–2962	95	
2956–2962	82	
2963–2966	99	
2963–2966	96	
2973–2977	63	
2973–2977	37	
2977–2984	22	
2977–2984	42	
2977–2984	40	
2985–2992	2	
2985–2992	30	
2985–2992	14	
2985–2992	3	

Примечание. Расчётные лабораторные значения содержаний эпидота округлены до целых величин. При построении диаграмм (см. рис. 3.18) значения относились к серединам интервалов опробования.

Описание опорного разреза верхнерифейской части катаплатформенного чехла, вскрытого параметрической скважиной Средне-Няфтинская-21

Верхний венд

Тамицкая свита (глубина 1842–1880 м, мощность 38 м).

Литология. Песчаники светло-розовые массивные, тонко-, средне- и крупнослоистые (слои от 5 см до 4 м) с редкими тонкими (1 см) прослоями серых и зеленых аргиллитов. В основании свиты песчаники розовые кварцевые, косо- и волнистослоистые, переходящие к низу в песчаники зеленовато-серые, среднезернистые, с волосовидными прослоями более темных глинистых разностей. Залегают на неровной (с карманами и мелкими буграми) поверхности 30 см слоя песчаников бурых, глинистых, с линзами и пятнами зеленых разностей. Разбиты субвертикальными трещинами, заполненными кальцитом.

Минералого-петрографический состав. Кварциты мелко- и среднезернистые, практически без полевых шпатов. Калиевые полевые шпаты встречены только в редких обломках пород, представленных не микрокварцитами, а сростками кварца и микроклина или ортоклаза. Структура кварцитов – конформно-регенерационная. Видны внедрения под давлением зерен в соседние с одновременным дорастанием обоих. Свободное поровое пространство выполнялось почти на 100% путем регенерации окаймляющих его зерен.

Микрофоссилии. В интервале 1857–1876,25 м найдены единичные микрофоссилии оранжево-красного цвета. Пленки органического вещества отсутствуют.

Акритархи: *Leiosphaeridia crassa* [Naumova, 1949]; *Leiosphaeridia minutissima* [Naumova, 1949].

Нитчатые формы: *Leiotrichoides typicus* [Hermann, 1974 emend. 1979] – узкие гладкие трубчатые чехлы цианобактерий, встречены по отдельности короткими фрагментами.

Верхний рифей

Интервалы первичной (полевой) разбивки разреза приведены в соответствии с опубликованными в [Геодинамика..., 2006] результатами корреляции описания литологии по керну, петрографии по шлифам и вариациями свойств каротажных кривых КС, ПС, ГК и кавернометрии.

Уфтыгская свита (глубина 1880–1937 м; мощность 57 м).

Литология. Песчаники глинистые, бурые, красные и розовые, с редкими подчиненными тонкими прослоями и линзами зеленых, серых и темно-бурых более тонких и глинистых разностей, подчеркивающих широко развитую крупную однонаправленную косую слоистость, в отдельных прослоях – волнистую слоистость. В отдельных прослоях – алевроитовый доломит с распыленным углистым веществом и микроконкрециями пирита. Аргиллиты с прослоями алевролита и вторичным кальцитом по плоскостям напластования, со струями и гнездами песка, проникающего в литифицирующийся глинистый осадок.

Минералого-петрографический состав. Песчаники мелкозернистые, мезомиктово-кварцевые, полевошпатово-кварцевые, к низу олигомиктово-кварцевые, кварцитовидные с пятнистым расположением пойкилитового кальцитового цемента. Цемент кварцевый регенерационный, у некоторых разностей конформно-регенерационный, поровый хлорит-иллитовый, иногда – пойкилитовый кальцитовый. Массы филлосиликатов помимо заполнения пор образуют толстые извилистые полосы (похожие на стилолитовые швы). Внутри таких зон-швов присутствуют свежие зерна калиевых полевых шпатов. За пределами шва все зерна полевых шпатов в различной степени пелитизированы. Швы субпараллельны поверхности наслоения. В среднезернистых разностях все зерна покрыты железистыми рубашками типа “пленок пустынного загара”.

Почти все зерна отложились в условиях формирования «пленок пустынного загара», т.е. покрыты железистыми «рубашками». Развивающийся регенерационный цемент (кварц) образуется уже поверх железистых пленок, а в ряде случаев имеет место образование двух каемок обрастания. Железистая пленка находится всегда под первой каемкой обрастания. Таким образом,

обломочный материал претерпел по крайней мере два цикла переотложения. Поверхности последних каемок чистые.

Доломит алевритовый с обилием остатков распыленного углистого вещества, многочисленными одиночными шариками и гнездами пирита. Доломит корродирован поздним кальцитом. Интенсивность перекристаллизации карбонатного материала коррелируется с послойно меняющимся размером обломочных алевритовых зерен. Среди аутигенных минералов алевритового доломита выделяются кварц, иллит, хлорит, калиевый полевой шпат, пирит, апатит, лейкоксен.

Сафоновская серия развита в интервале 1937–2530 м и объединяет отложения няфтинской и лешуконской свит.

Няфтинская свита (глубина 1937–2134 м; мощность 197 м).

Литология. Плотные серые аргиллиты с неравномерными прослоями более светлых разновидностей, переходящие вниз по разрезу в переслаивание темно-серых алевролитов и серых и черных карбонатизированных аргиллитов с узорчатой структурой, выполненной светлым карбонатом. Встречены текстуры типа бугорчатой косой слоистости. Присутствуют подчиненные прослои песчаников.

Под микроскопом наблюдается ленточное переслаивание доломита, аргиллита и песчаников, слойки рассечены внедрением ангидрита под углом 20° к плоскости наложения.

Минералого-петрографический состав. Аргиллиты одноориентированные каолинит-иллитового состава с хлоритом с ленточными прослоями алевролита, кальцит присутствует только в алевролитовых слойках в незначительном количестве.

Песчаники олигомиктово-кварцевые, с конформно-регенерационным кварцевым и карбонатным (доломит и кальцит) цементом;

Доломит алевритовый, слоистый, послойно обогащен органическим веществом и микроконкрециями пирита. Отмечены текстуры оползания, полости выщелачивания причудливой формы, выполненные ангидритом и реже крупными кристаллами доломита.

Мергель микрозернистый, с кальцитом и доломитом, фестончатослоистый, с ромбодрамами доломита, есть ленточные разности с пленками органического вещества и микроконкрециями пирита.

В микрозернистом известняке с диагенетическим доломитом отмечен привнос алевритового материала и выделения микроконкреций пирита в участках нарушения слоистости.

Микрофоссилии. В пробах из интервала 2080–2100 м (рис.) широко представлены различные акантоморфные акритархи *Trachyhystrichosphaera aimika*, *T. stricta* и *T. vidalii* Knoll¹ (диаметром от 160 до 460 мкм). В количественном отношении доминируют многочисленные тонкостенные и утолщенные *Leiosphaeridia tenuissima*, *L. jacutica* (те и другие до 280 мкм), совместно с которыми встречены более редкие крупные плотные *Chuarina circularis* (до 750 мкм), эллипсоидные *Navifusa majensis* (до 400×700 мкм) и оболочки с внутренними телами – *Nucellosphaeridium nordium*, *Pterospermopsimorpha pileiformis*, *P. insolita* (до 580 мкм). Менее обильны небольшие скопления оболочек *Leiosphaeridia* sp. 2 и "делящиеся" формы *L. sp. 1* (размеры тех и других до 100–150 мкм), а также растрескавшиеся по периферии *L. temata* (150 мкм). Другие характерные няфтинские акритархи – *Simia* aff. *nerjenica*, *Spumosina rubiginosa*, *Chuarina globosa* (диаметр до 240 мкм) имеют подчиненное значение.

Помимо акритарх в няфтинских отложениях обнаружены обильные нитчатые политрихоидные *Polytrichoides lineatus* (поперечный размер агрегатов до 40 мкм, отдельных чехлов 2–4 мкм) и шагреневые трубчатые *Asperatophyllum experatus* (40–60 мкм). Совместно с ними встречены сложно построенные морфотипы – крупные каплевидные *Caudosphaera expansa* с длинными одиночными выростами (диаметр оболочек до 150 мкм, длина выростов до 250 мкм), губчатые

¹ Ниже авторы таксонов приведены лишь при их первом упоминании

удлиненные *Fabiformis porosus* Pjat. (160×320 и 220×600 мкм), бобовидные *Pseudotawuia* sp. с включениями в расширенных частях (320×500 мкм), лентовидные талломы двух размерных поколений (шириной до 80 и 100–120 мкм), кустиковидные *Ulophyton* sp. (высотой более 100 мкм), пленчатые веретеновидные *Pellicularia* sp. (до 900 мкм), мешковидные кутикулярные тела с четкой поперечной гомономной сегментацией, сравнимой с наблюдаемой у рифейских аннелидоморфных *Parmia* Gnilovsk. (200×700 мкм), одиночные или присоединенные друг к другу расширенными окончаниями вытянутые асимметричные остатки (длиной до 1000 мкм), обладающие сходством со слабодисселированными *Vendomyces* Burzin.

Лешуконская свита (глубина 2134–2530 м; мощность 396 м).

Представлена пачками переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Пачки имеют регрессивный облик: тонкозернистые разности приурочены к их нижним частям и снизу вверх наблюдается переход от аргиллитов темно-серых до черных, с тонкими прослоями песчаников, к песчаникам серым, мелкозернистым, с тонкими прослоями и фрагментами слоев (неокатаные обломки толщиной до 1 см, и длиной до 5 см) темно-серых до черных аргиллитов и алевролитов.

Песчаники в верхней части свиты серые, зеленые, в средней и нижней частях появляются розовые и бурые разности в виде слоев, линз и пятен, лилово-серые с белыми и розовыми пятнами и разводами. Песчаники мелкозернистые, неяснослоистые, с гиероглифами на поверхностях напластования, формируют слои мощностью от 0,3 до 50 см. песчаников, серых, неяснослоистых, с крупными текстурами оползания. Присутствуют редкие маломощные прослои гравелитов. В основании свиты и сафоновской серии линзы гравелитов и базальный в слой 10 см серых гравелитов. Тонкозернистые разности образуют переслаивание аргиллитов темно-серых и черных и песчаников мелкозернистых, серых и зелено-серых; аргиллиты тонко и горизонтально слоистые, иногда с линзами песчаников, которые похожи на небольшие слепки промоин, узорчатые структуры карбонатов слабо развиты.

Алевропесчаники от слабоглинистых до песчаных алевропелитов, тонкослоистые, с элементами сочетания параллельной, волнистой и разноориентированной косой слоистости.

Минералого-петрографический состав.

Песчаники среднезернистые, полевошпатово-кварцевые с редкими карбонатными оолитами, цемент конформно-регенерационный, в части порового пространства – поздний коррозионный крупнокристаллический кальцитовый. Обломки хорошо окатаны, сортировка у песчаника хорошая. Иногда содержат окатанные зерна углерода (судя по раковистому излому и смолянному блеску – шунгит). Кварц образует 80–90% обломков, в резко подчиненном количестве присутствуют полевые шпаты (5–10%, с преобладанием калишпатов, в основном микроклина). Литокласты представлены кварцитами и микрокварцитами (2–3%), гранитами (около 1%); в единичных обломках представлены окварцованные амфиболиты и обломки, замещенные железисто-гидрослюдистым агрегатом (последние чаще встречаются в более крупных песчаниках).

Мелкозернистые песчаники часто обогащены минералами тяжелой фракции (до 1–2%, циркон, сфен, апатит, турмалин, магнетит). Цемент в прослойках песчаников поровый, первично каолиновый. Крупнозернистые песчаники с гравийными зернами, с фрагментами водорослевых слоев и оолитов, обросших ромбоэдрами доломита. Мелкозернистые карбонатные слои сложены фрагментами оолитов, обросших ромбоэдрами доломита. Обломки алевролитовой размерности представлены кварцем (60–90%, распространены оскольчатые обломки), плагиоклазами (3–7%, часто серицитизирован, реже каолинизирован; встречаются оскольчатые обломки), слюдами (10–30%, мусковит и биотит примерно в равных количествах, распространены неравномерно). Из аксессуарных минералов доминируют гранат, циркон; эпидот, турмалин.

Аргиллиты тонкослоистые одноориентированные хлорит-иллитового состава, обогащенные органическим веществом, распределенным послойно вместе с пиритом и конкрециями карбо-

натов. В тонких прослоях присутствует слоистый алевроитовый мергель с углистым веществом и пиритом. Слойки мергеля огибают крупные зерна песка и блоки аргиллитов (0,2 × 1–2 мм).

Микрофоссилии. В интервале 2134–2530 м встречены многочисленные акантоморфные акритархи трех разновидностей: 1) сфероморфные *Trachyhystrichosphaera aimika* Herm. с цилиндрическими выростами без периферической мембраны (до 450 мкм); 2) овальные *T. stricta* Herm. с короткими шипами, погруженными в небольшую пленчатую оторочку (160 мкм); 3) эллипсоидальные *Prolatoforma aculeata* Mikh. (340×460 мкм) с биполярным расположением шипов и тонкой мембраны. С акантоморфитами ассоциируют очень мелкие *Leiominuscula minuta* Naum (до 10 мкм), тонкие среднеразмерные *Leiosphaeridia tenuisima* и более крупные утолщенные *L. jacutica* (соответственно 100–150 и 280–300 мкм), а также оболочки с медианным разрывом *L. bicrura* (320 мкм), заключающие эллипсоидное внутреннее тело *Konderia elliptica* A. Weiss (180×320 мкм), овальные *Navifusa majensis* (200×450 мкм) и гигантские *N. sp.* (до 1500 мкм по длинной оси), *Chuarina circularis* (до 500–520 мкм), таблитчатые *Satka sp.* (диаметром до 220 мкм), *Nucellosphaeridium nordium*, *Pterospermopsimorpha insolita*, *P. pileiformis* (диаметром от 260 до 580 мкм), окаймленные *Simia aff. nerjenica* с ясно очерченными периферическими складками (до 240 мкм).

Кроме того, обнаружены редкие широкие нитчатые *Plicatidium latum* Jank. (до 110 мкм) с фрагментарно сохранившейся тонкой поперечной орнаментацией, многорядные *Polytrichoides lineatus* (ширина агрегатов 40 мкм чехлов 2–4 мкм) и трубчатые шагреневые *Asperatophyllum experatus* (40–50 мкм). К сложно построенным образованиям принадлежат округлые *Germisphaera sp.* с коротким выростом (до 200 мкм, длина выроста 10–20), каплевидные *Caudosphaera expansa* Herm. et Tim. с очень длинным выростом (диаметр оболочки до 340 мкм, длина выроста – более 400 мкм), асимметричные *Globiferum deminatum* Herm. et Tim. (диаметром 120 мкм), своеобразные ветвящиеся *Ulophyton sp.* с коническим основанием и плотными переплетениями тонких "ветвей" разного порядка (высотой до 400 мкм), пленчатые веретенovidные *Pellicularia sp.* (до 600 мкм), гантелевидные *Pseudotawuia sp.* (320–340×500–520 мкм), а также темные и светлые лентовидные талломы трех размерных генераций (60–80, 100–120 и 140–160 мкм).

Дорогорская свита (глубина 2530–3090 м; мощность 560 м).

Литология. Песчаники коричневого и красно-коричневого, пятнистые неясно- и крупнослоистые массивные от средне-крупнозернистых (0,4–0,6 мм) до мелко-среднезернистых (0,2–0,35 мм, с примесью крупнопесчаных частиц (0,7–1 мм) с тонкими глинистыми прослоями зеленого цвета и эрозионными карманами, выполненными гравийным материалом.

Минералого-петрографический состав. В составе песчаников преобладает кварц (80–85%), преимущественно с однородным, реже волнистым погасанием. Полевые шпаты образуют не более 7% обломков, незначительно преобладают калишпаты. Слюды (около 1%) представлены мусковитом и биотитом. Среди литокластов (3–5%) преобладают кварциты, встречаются обломки гранитоидов; в единичных обломках присутствуют кислые вулканы с реликтовыми фельзитовой, местами сферолитовой структурами основной массы; редкие окатанные обломки основных эффузивов с гиалопилитовой (реже микролитовой) структурой основной массы, с лейстами плагиоклазов от нескольких тысячных до 0,025 мм толщиной. Из аксессуарных минералов установлены непрозрачные рудные минералы, циркон, апатит, турмалин, магнетит, сфен. Цемент кварцевый, регенерационный, часто трудно различимы первоначальные контуры зерен. В порах присутствует гетит, образующий скудную сыпь и колломорфные выделения размером до 0,12 мм.

Гравелит мелкообломочный (3–5 мм), обломки хорошо окатаны; порода сгруженная; цемент составляет около 25% объема породы. Обломочная часть такая же как в песчаниках. Матрикс первично песчано-глинистый, обломочная часть составляет около 60%, глинистая – около 40%.

Алевропелиты песчанистые слюдистые, часто волнисто-косослоистые, с прослойками песчаников и линзами гравелитов и автокластических микроконгломератов, с микрооползневыми структурами.

Пезская свита (глубина 3090–3647 м; мощность 557 м).

Литология. Ритмично построенная толща с циклами трансгрессивного облика. В строении циклов участвуют гравелиты, переходящие в пакеты переслаивания градационных гравелитов и среднезернистых зелено-серых песчаников неяснослоистых, внизу свиты косослоистых иногда с включениями плоской глиняной гальки. В светло-серых разностях отмечена тонкая-косая слоистость.

Кровли циклов слагают серые и темно-серые до черных аргиллиты и алевролиты. Основания циклов резко эрозионные. В тонких разностях отмечена крупная бугорчатая слоистость.

Минералого-петрографический состав. В составе песчаников преобладает кварц (около 65–75%, реже 50–65%); полевые шпаты (15–17%) представлены плагиоклазом (8–10%), часто замещенным серицитом, и калиевыми полевыми шпатами (7–8%), в основном микроклином, решетчатым и нерешетчатым. Микроклин часто образует крупные обломки. Слюды редки, примерно в равных количествах представлены мусковитом и биотитом.

Среди литокластов преобладают метаморфические породы (5–10%): кварциты, микрокварциты, кварц-серицитовые и мусковитовые сланцы; среди крупно-среднезернистой фракции встречаются обломки гранитоидов. В единичных обломках встречаются гнейсы, измененные основные эффузивы с реликтовой микролитовой структурой.

В составе аксессуарных минералов развиты циркон, турмалин, магнетит, силлиманит, апатит, лейкоксен. Доломит микрокристаллический, слабо, но неравномерно окрашен глинисто-железистой примесью. Известковистые аргиллиты, тонко переслаивающиеся с глинистыми известняками диагенетического происхождения. Прослои различаются соотношениями пелитовой, алевритовой и карбонатной и компонент, от известковистого аргиллита до глинистого или алевритистого известняка.

Микрофоссилии

В отложениях свиты количественно преобладают тонкостенные и утолщенные *Leiosphaeridia tenuissima*, *L. atava*, *L. jacutica* (диаметром до 210 мкм), а также оболочки с медианным *L. bicrura* Jank. и с периферическими *L. temata* разрывами, причем отдельные представители последних достигают аномально больших для этого таксона размеров (до 500–740 мкм). Самые мелкие из встреченных лейосферидий образуют скопления *L. sp.2*, либо представлены "делящимися" оболочками *L. sp.1* (диаметр тех и других до 100 мкм). Менее частым компонентом пезской ассоциации являются крупные плотные сфероморфные *Chuarina circularis* Walcott emend. Vidal, Ford (до 480 мкм), эллипсоидальные *Navifusa majensis* (200×320 мкм) и оболочки с внутренними телами *Nucellosphaeridium nordium*, *Pterispermopsimorpha pileiformis* и *P. sp.* (диаметр первых до 580 мкм, вторых до 220 мкм, третьих до 240 мкм). Совместно с акритархами обнаружены многорядные нитчатые чехлы *Polytrichoides lineatus* Herm. emend. Herm. (ширина отдельных чехлов до 4 мкм, агрегатов до 40 мкм) и шагреневые трубчатые *Asperatofilum experatus* (Herm.) (30–40 мкм).

Вашкинская свита (глубина 3647–4203 м; мощность 556 м). В пределах свиты выделяются верхняя, средняя и нижняя толщи.

Литология.

Верхняя толща (3647–3780 м). Песчаники слоистые, мелко-средне и крупнозернистые, гравелитистые, переходящие в гравелит. Часто содержат глинистые окатыши, обычно сильно деформированные, размером 2–5 мм. Слоистость параллельная, в песчаных прослойках отмечается внутренняя косая слоистость. Аргиллиты от чистых до алевритовых, окрашены тонкодисперсным гетитом в коричневый цвет разной интенсивности. Алевропелиты тонко- параллель-

нослоистые. Для алевропелитов с грубопесчаной примесью характерны оползневые структуры. В алевролитах наблюдается волнистая и параллельная слоистость, пологая асимметричная одноподобная рябь течений, с длиной волны 2,5–4,0 мм, и близкая к симметричной волновая рябь противоположного направления. Наблюдаются микроврезы, выполненные алевропелитовым материалом.

Средняя толща (3780–3980 м). Переслаивание серых карбонатов, алевролитов, темно-серых аргиллитов и песчаников. Слоистость пород параллельная, в отдельных прослоях косая, тонкая и средняя. Встречены трещины усыхания. Аргиллиты темно-серые, карбонатизированные, с линзовидными прослойками алевролитов и песчаников, часто карбонатизированных, с трещинами усыхания.

Нижняя толща (3980–4203 м). Частое переслаивание темно-серых аргиллитов, серых карбонатизированных алевролитов и песчаников. В интервале 4093–4094,6 м встречена внутриформационная брекчия, сложенная перечисленных пород в песчано-глинистом матриксе. В песчаниках слоистость параллельная, в отдельных прослоях – косая. Алевролиты параллельно слоистые. В нижней части свиты появляется пестроцветность, присутствуют крупные ритмы по 2–3 м мощностью, в основании которых залегают розовато-серые и светло-серые карбонатизированные песчаники и гравелито-песчаники, переходящие вверх в переслаивание песчаников и алевролитов; завершают ритмы зеленовато-серые и коричнево-серые аргиллиты с прослоями голубовато- и розовато-серых алевролитов.

Минералого-петрографический состав.

Верхняя толща. Песчаники аркозовые с малым количеством параметаморфических пород. Акцессорные минералы: монацит, циркон, магнетит, апатит, турмалин, рудные минералы. Гравийные обломки хорошо окатаны, песчаные – преимущественно плохо; алевролитовые часто не окатаны, встречаются и оскольчатые частицы.

Средняя толща. Алевролиты слюдисто-кварцевые, кварца 80–85% и более. Обломки плохого или неокатаны. Слюды – в равных количествах мусковит и биотит от 2–3 до 10–15%. В незначительных количествах присутствуют кислые плагиоклазы и калиевые полевые шпаты. Акцессорные минералы редки, представлены гранатом, изредка хлоритом. Цемент алевролитов кальцитовый, поровый и порово-базальный.

Известняки от практически чистых (3–5% алевролитовой примеси) до слабо-алевролитистых (10–15%), слагают 60–70% площади шлифа. В прослойках имеют массивную, иногда неотчетливую, весьма тонкослоистую текстуру. Иногда образуют тонкие линзовидные прослойки (до 0,45 мм). Окраска пелитов меняется от светло- до темно-коричневой, в зависимости от содержания тонкодисперсного органического вещества.

В песчаниках доминирует кварц (60–70%), полевые шпаты составляют 15–20%, причем плагиоклаз преобладает над калиевыми полевыми шпатами, слюды – 10–15%, биотит (коричневый) резко преобладает над мусковитом. Присутствуют редкие обломки хлоритизированных среднеосновных эффузивов с реликтовой микропорфировой структурой основной массы и ореолами рудного вещества, а так же полностью опацизированные обломки размером до 0,6 мм, неправильной формы (пепловый материал?). Из акцессорных минералов преобладает гранат, присутствуют циркон, магнетит, хлорит, рудные минералы, апатит, хлорит; редко и в единичных обломках сфен, монацит, синевато-зеленый турмалин. Цемент песчаника поровый, кальцитовый, пойкилитовый.

Нижняя толща. Песчаники аркозовые, тонкозернистые, параллельно-слоистые с пелитовыми окатышами. Окатанность обломков плохая, средняя. Кварц слагает 35–60% обломков, полевые шпаты около 40%, из них около 25% – калиевые полевые шпаты. Слюды – около 7%, резко преобладает коричневый, реже зеленый биотит. В единичных обломках представлены кислые вулканиды с микропорфировой структурой апофельзитовой структурой основной массы. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом, реже встречаются сфен, рудные минералы, турмалин, магнетит, гранат, апатит. С глубины 4153 м возрастает количество песчаников

с косой и косо-волнистой слоистостью, имеющей разную ориентировку. Буроватую окраску алевролитам придает весьма тонкодисперсный гематит. Некоторые песчаные зерна имеют тонкую гематитовую рубашку.

Микрофоссилии

Верхняя толща (3647–3780 м). Присутствуют тонкостенные и утолщенные *Leiosphaeridia tenuissima*, *L. jacutica.*, *L. temata* (от 50–70 до 280–300 мкм), в том числе образующие скопления *L. sp. 2* (90–100 мкм) и формы с периферическими разрывами *L. temata* (до 160 мкм). Лейосферидиям количественно уступают *Nucelloisphaeridium nordium* и *Pterospermopsimorpha insolita* Tim. emend. Mikh. и *P. pileiformis* (наружный диаметр соответственно 240, 280 и до 320 мкм). Реже встречаются окаймленные *Simia affnerjenica* (240 мкм), губчатые *Spumosina mbiginosa* (Andreeva) (130 мкм) и эллипсоидные *Navifusa majensis* Pjat. (240×400 мкм).

Средняя толща (3780–3980 м). В этой толще обильны лишь утолщенные *Leiosphaeridia jacutica* (до 200–220 мкм) в сочетании с более мелкими *L. temata* (100–110 мкм) и скоплениями небольших оболочек *L. tenuissima* (80–90 мкм каждая). Менее многочисленны заключающие внутренние тела *Nucelloisphaeridium nordium*, *Pterospermopsimorpha pileiformis* Tim. emend. Mikh. (140–180 мкм) и не образующие дерновин нитчатые *Archaeotrichion contortum* (1–1,5 мкм). Другие микроостатки представлены соединенными в небольшие цепочки удлинёнными телами с замкнутыми закругленными окончаниями (20×100–150 мкм каждое), которые обладают подобием с самыми узкими и вытянутыми из рифейских *Brevitrichoides*.

Нижняя толща (3980–4203 м). Преобладают тонкостенные *L. tenuissima* Eisenack и утолщенные *L. jacutica* (Tim.) emend. Mikh. et Jank. (диаметром до 200 мкм, реже до 280 мкм). Более редкие плотные *L. atava* (Naum.) emend. Jank. и несущие периферические разрывы *L. temata* (Tim.) emend. Mikh. et Jank. имеют существенно меньшие размеры (до 110 мкм), а самые мелкие формы *L. sp.2* представлены как изолированными оболочками, так и скоплениями. Набор нижневашкинских микроостатков дополняют обладающие небольшим внутренним телом *Nucelloisphaeridium nordium* (Tim.) (до 120 мкм), окаймленные *Simia aff. nerjenica* A. Weiss (190–200 мкм), отдельные экземпляры и плотно переплетенные дерновины тонких нитчатых чехлов *Archaeotrichion contortum* Schopf (ширина чехлов 1–1,5 мкм, максимальный размер дерновин – до 300 мкм) и лентовидные образования (талломы?) двух морфологических разновидностей – широкие прямые беспорядочно смятые (шириной 60–70 мкм) и узкие, свернутые в почти правильное кольцо (ширина таллома 16–20 мкм, диаметр кольца – 180 мкм).

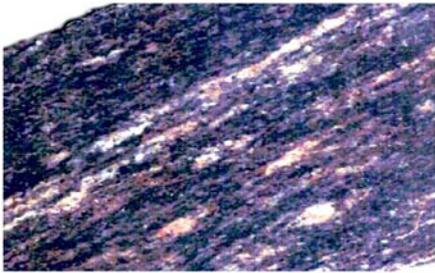
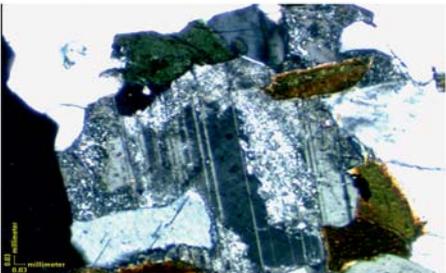
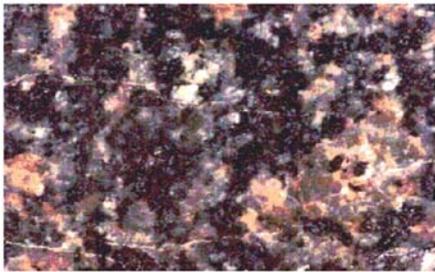
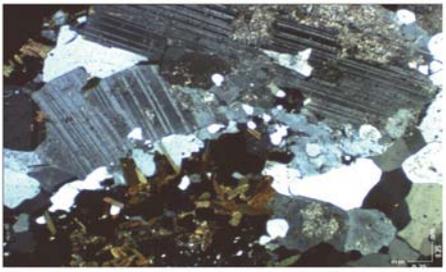
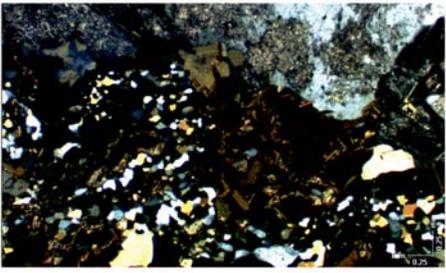
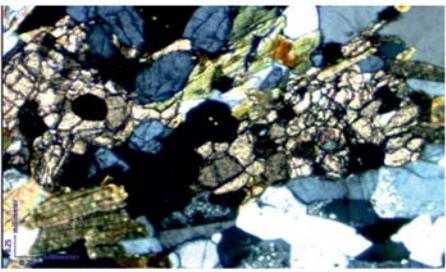
№ обр.; глубина, м	кern	шлиф
31/2, 18-23; 3237,5 м	 1 CM	
31/4, 25-30; 3239,5 м	 1 CM	
32/1, 0-07; 3294,0 м	 1 CM	
32/2, 65-70; 3295,7 м	 1 CM	
33/2, 0-05; 3299,0 м	 1 CM	

Рис. 1. Фотографии спилов керна и шлифов пород серии тектонического меланжа.
Описание пород приведено в табл. 2 приложения

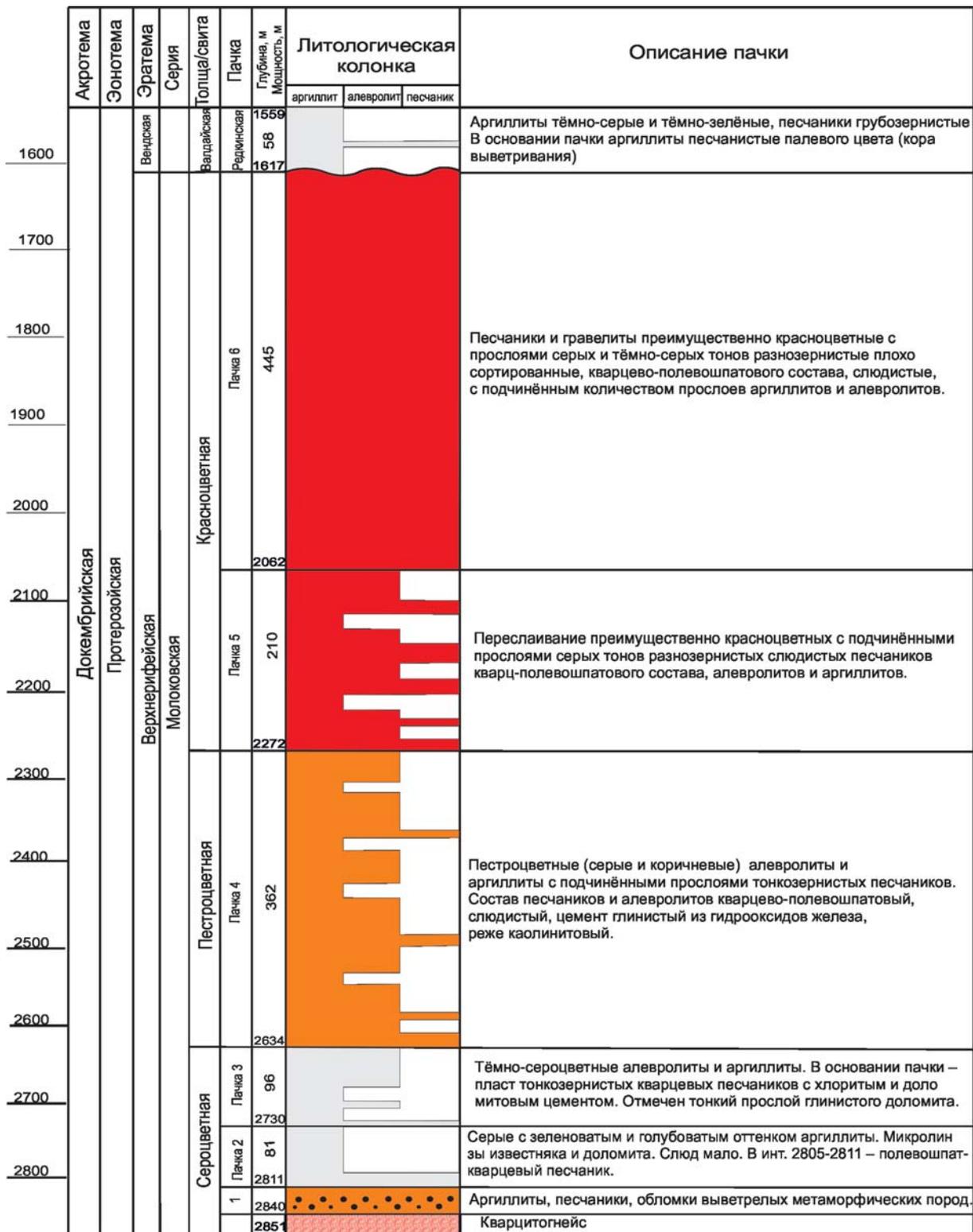


Рис. 2. Литолого-стратиграфический разрез, вскрытый скважиной Бологое № 1 в Бологоевском районе Тверской области, по (Ивашковский, 1973)

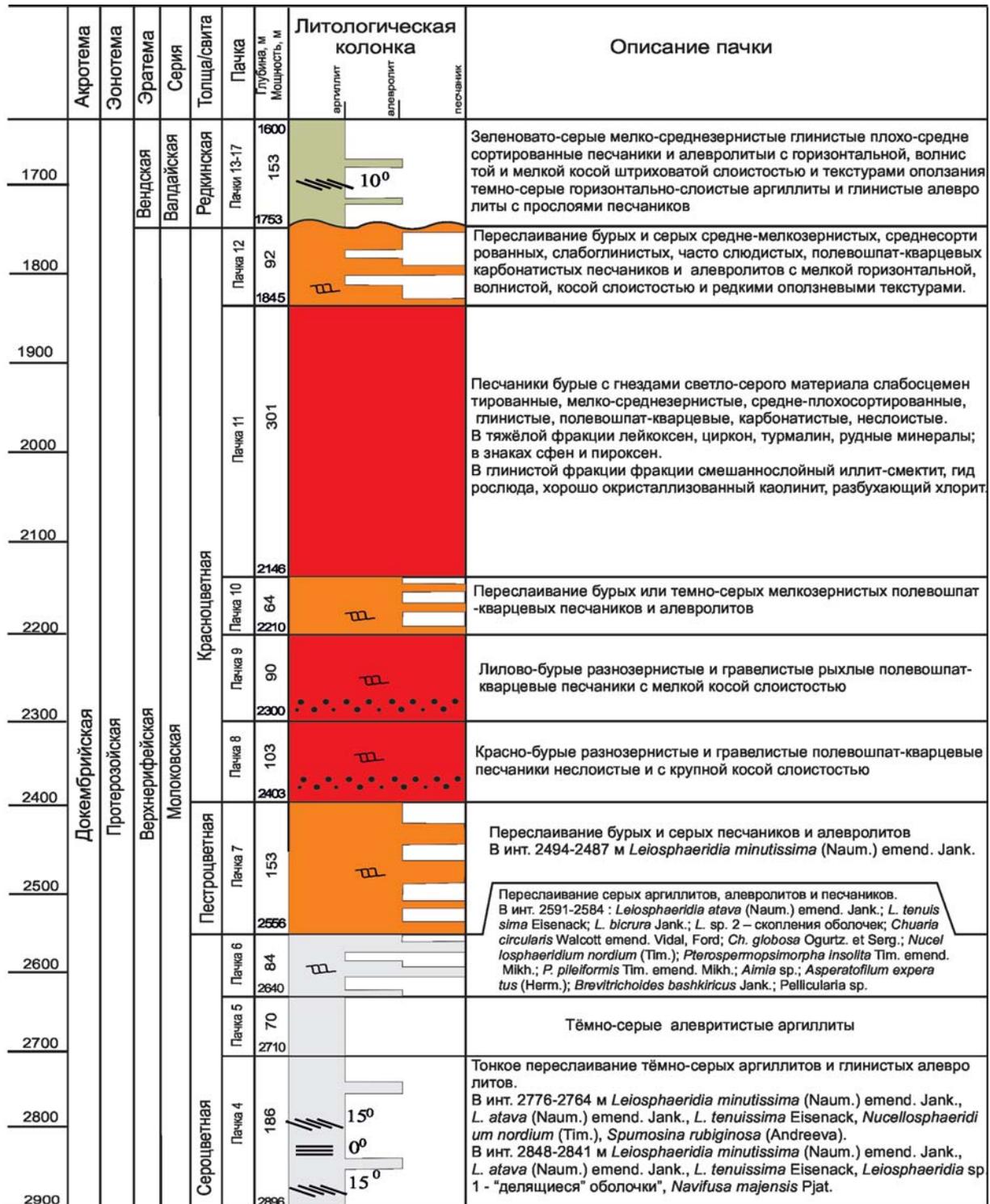


Рис. 3. Литолого-стратиграфический разрез, вскрытый скважиной С.-Молоковская параметрическая в Молоковском районе Тверской области, по (Цветков и др., 2001)

	Акротема	Эонотема	Эратема	Серия	Толща/свита	Пачка	Глубина, м Мощность, м	Литологическая колонка	Описание пачки		
										аргиллит	алевролит
2900	Докембрийская	Протерозойская	Верхнерифейская	Молоховская	Сероцветная	Пачка 3	2886		Тёмно-серые аргиллиты с отдельными прослоями алевролитов		
3000						Пачка 3	164			15° 0°	
3100						Пачка 2	114			3174	Переслаивание серых аргиллитов полевешпат-кварцевых песчаников и глинистых алевролитов. В инт. 3164-3157 м <i>Leiosphaeridia atava</i> (Naum) emend. Jank., <i>L. tenuissima</i> Eisenack, <i>L. jacutica</i> (Tim.) emend. Mikh. et Jank.; <i>L. sp. 1</i> - "делящиеся" оболочки", <i>Nucellosphaeridium nordium</i> (Tim.), <i>Spumosina rubiginosa</i> (Andreeva).
3200						1	3185			Базальная олистострома: породы фундамента в осадочном матриксе	
3300			Дорифейская		Тетониньского меланья		128		Блоки массивных крупнозернистых розовато-серых мигматитов по амфиболитам в матриксе из полосчатых темно- и светло-серых блас томилонитов. Единичная тонкая (15 см) дайка сложена спессартитом.		
						3313					

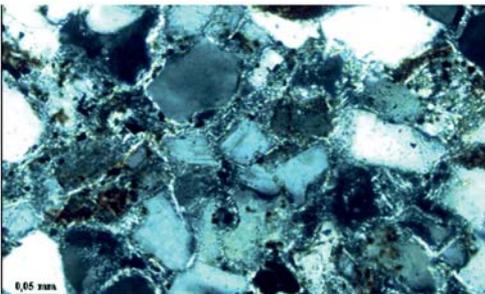
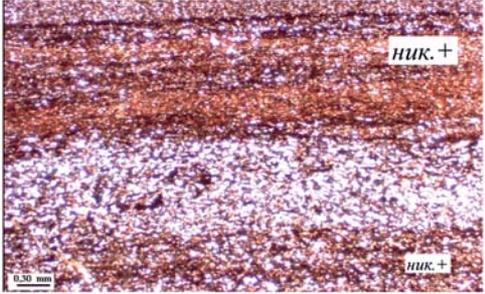
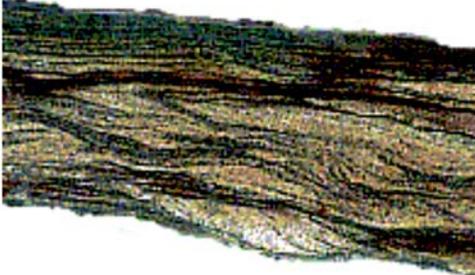
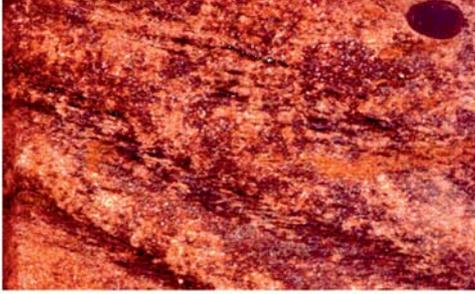
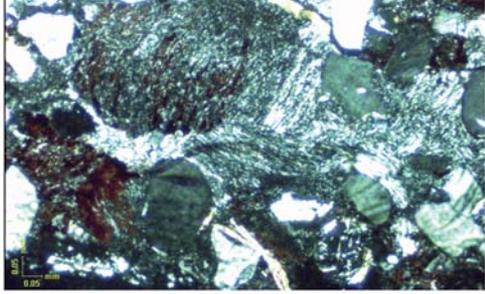
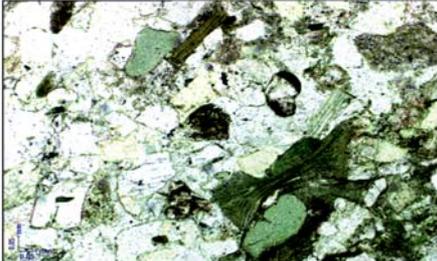
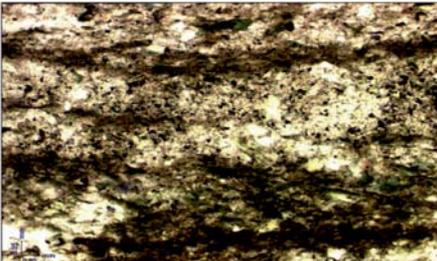
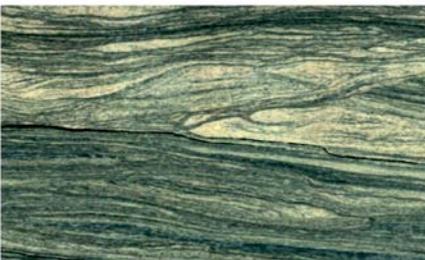
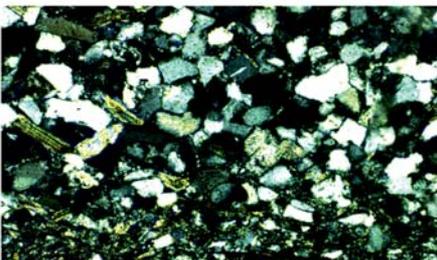
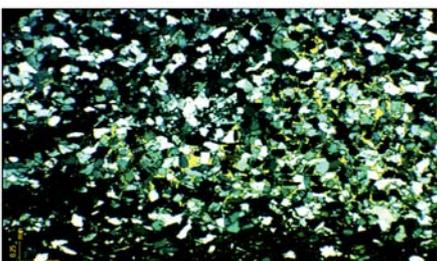
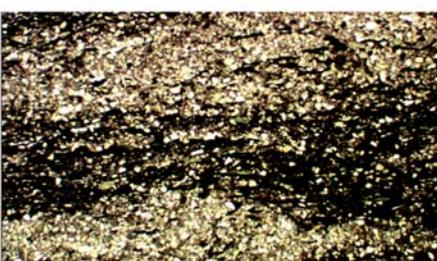
№ обр.; глубина, м	кern	шлиф
14/1, 14-17; 1761,8		
14/1, 42-46; 1762,1		
14/4, 50-55; 1765,1		
17/4, 80-97; 2397,5		

Рис. 4. Типы пород молоковской серии.

а-в – отложения: а – красноцветные, б – пестроцветные, в – сероцветные

№ обр.; глубина, м	кern	шлиф
18/2, 62-66; гл. 2488,3		
19/2, 0-10; 2495,2		
19/3, 75-85; 2496,9		
20/4, 23-31; 2501,3		
20/2, 29-36; 2499,5		

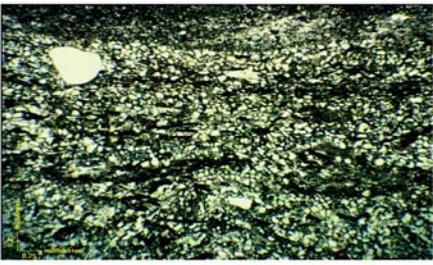
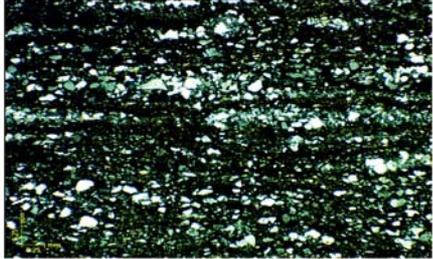
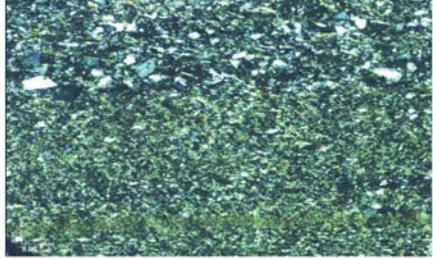
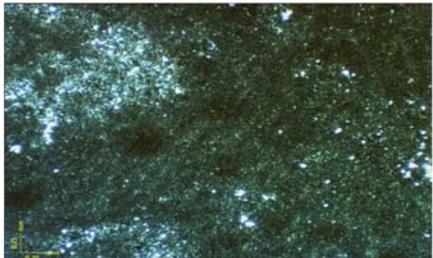
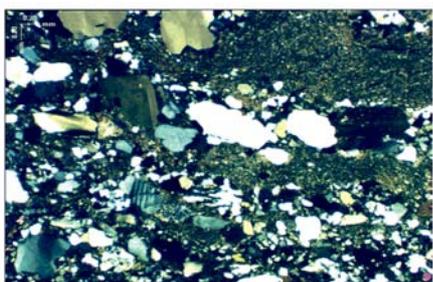
№ обр.; глубина, м	кern	шлиф
21/4, 0-17; 2587,7		
22/1, 10-20; 2588,8		
26/2, 95-100; 3002,1		
29/4, 35-42; 3157,6		
31/1, 85-100; 3163,1		



Рис. 5. Литолого-стратиграфический разрез, вскрытый скважиной Рослятино № 1 в Бабушкинском районе Вологодской области, по (Горбачев, 1973)

3000	3100	3200	3300	3400	3500	3600	3700	3800	3900	4000	4100	4200	4300	4400	4500	Пачка	Глубина, м	Мощность, м	Литологическая колонка			Описание породы
																			аргиллит	алевролит	песчаник	
																Пачка 3	586					
																Пачка 2	490				<p>Песчаники, алевролиты и аргиллиты. Алевролиты зеленовато-темно-серые, темно-коричневые. Песчаники зелено-серые, серые, коричневато-красные, мелко и среднезернистые, слюдястые, среднесортированные. В составе обломочной части кварц, полевые шпаты, акцессорные минералы (эпидот 25-35 %; присутствуют сфен, гранат, циркон и цоизит, хлорит и слюды в малом количестве).</p>	
																Пачка 1	774				<p>Аргиллиты с тонкими (3-5 см.) прослоями песчаников. Аргиллиты зелено-серые, темно серые, до черных, слюдястые, тонкослоистые, местами косослоистые, кое-где с плёнками органического вещества, иногда переходящие в алевролиты. Песчаники светло-серые, зеленовато-серые, мелко и среднезернистые. В обломочной части преобладает кварц, незначительная примесь полевых шпатов (плагиоклаз и микроклин), слюда, акцессорных минералов (эпидот - до 50 %, сфен, гранат) и обломки различных кристаллических пород.</p> <p>В инт. 3853-3900 м. Н.Г. Пыховой определены <i>Brochopsophsphaera simplex</i> Pynch., <i>B. medialis</i> Pynch., <i>Leipsophsphaera</i> cf. <i>Primaradialis</i> Naum., <i>Archocofavosina Miranda</i> Naum. В настоящее время эти виды признаны не валидными для датирования отложений (устное сообщение В.Н. Сергеева, ГИН РАН)</p>	
																Пачка 1	4552					

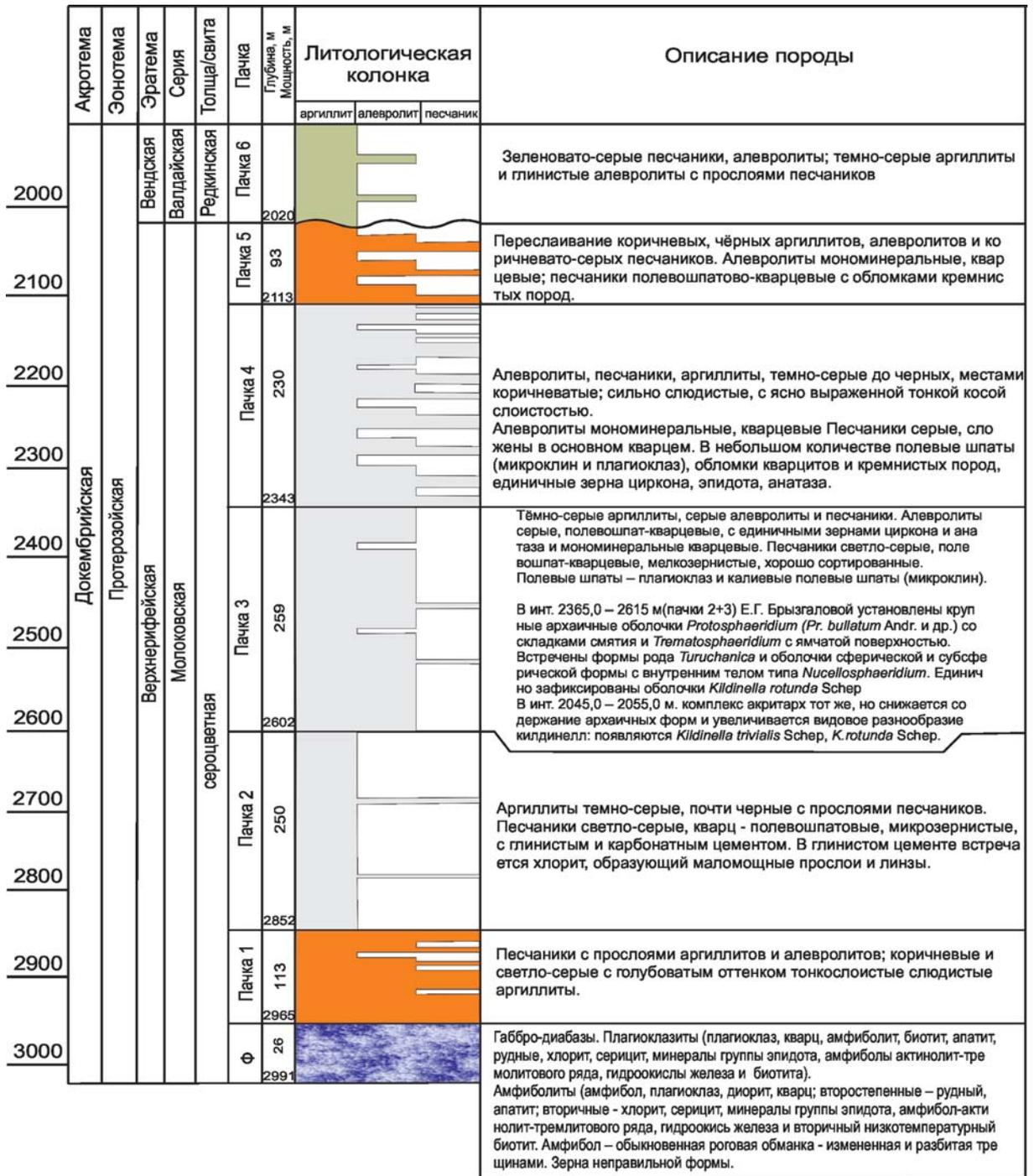


Рис. 6. Литолого-стратиграфический разрез, вскрытый скважиной Бобровская № 1 в Нюксеницком районе Вологодской области, по (Еремина, 1974а)

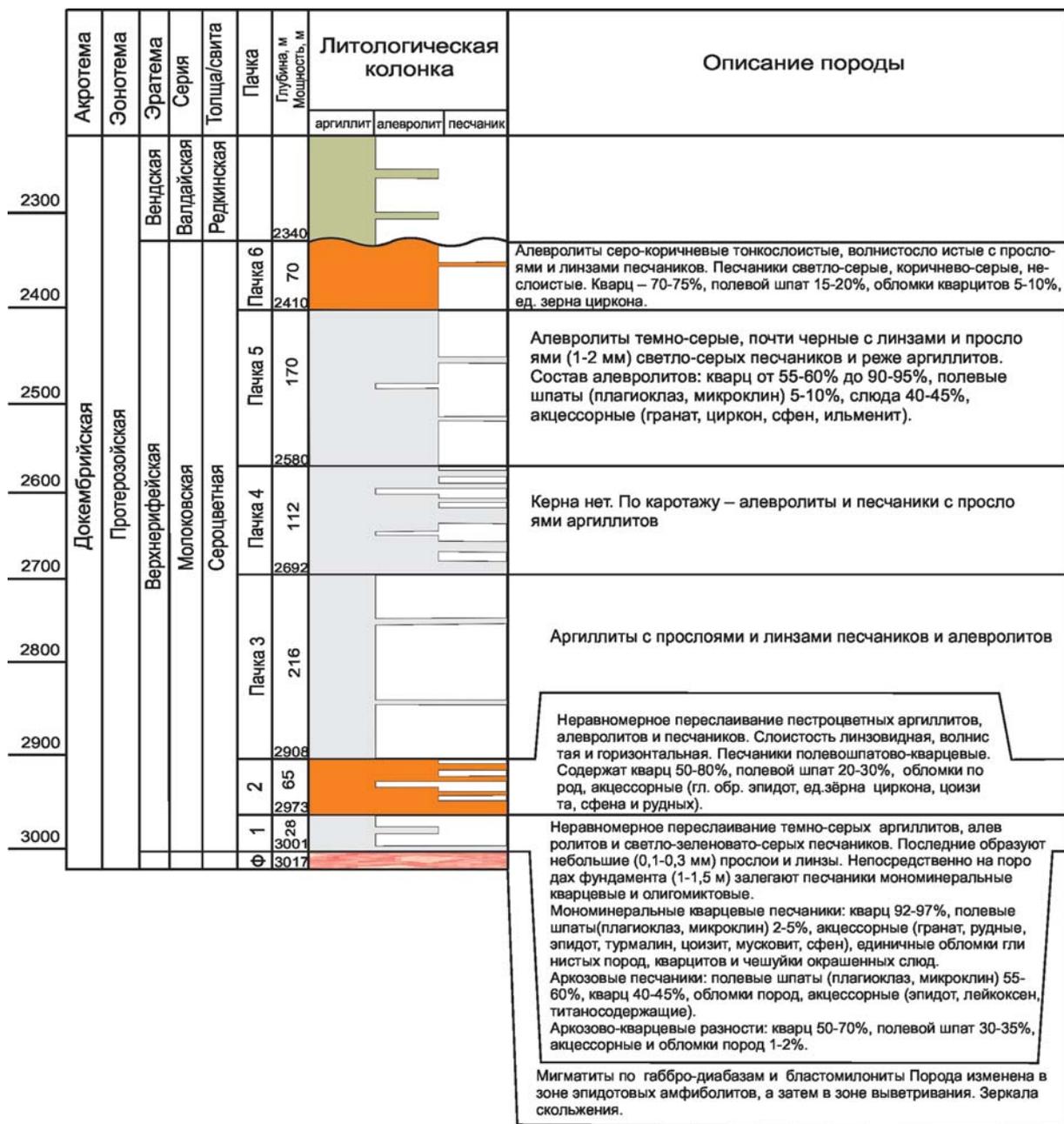


Рис. 7. Литолого-стратиграфический разрез, вскрытый скважиной Великий Устюг № 1 Вологодской области, по (Еремина, 1974б)

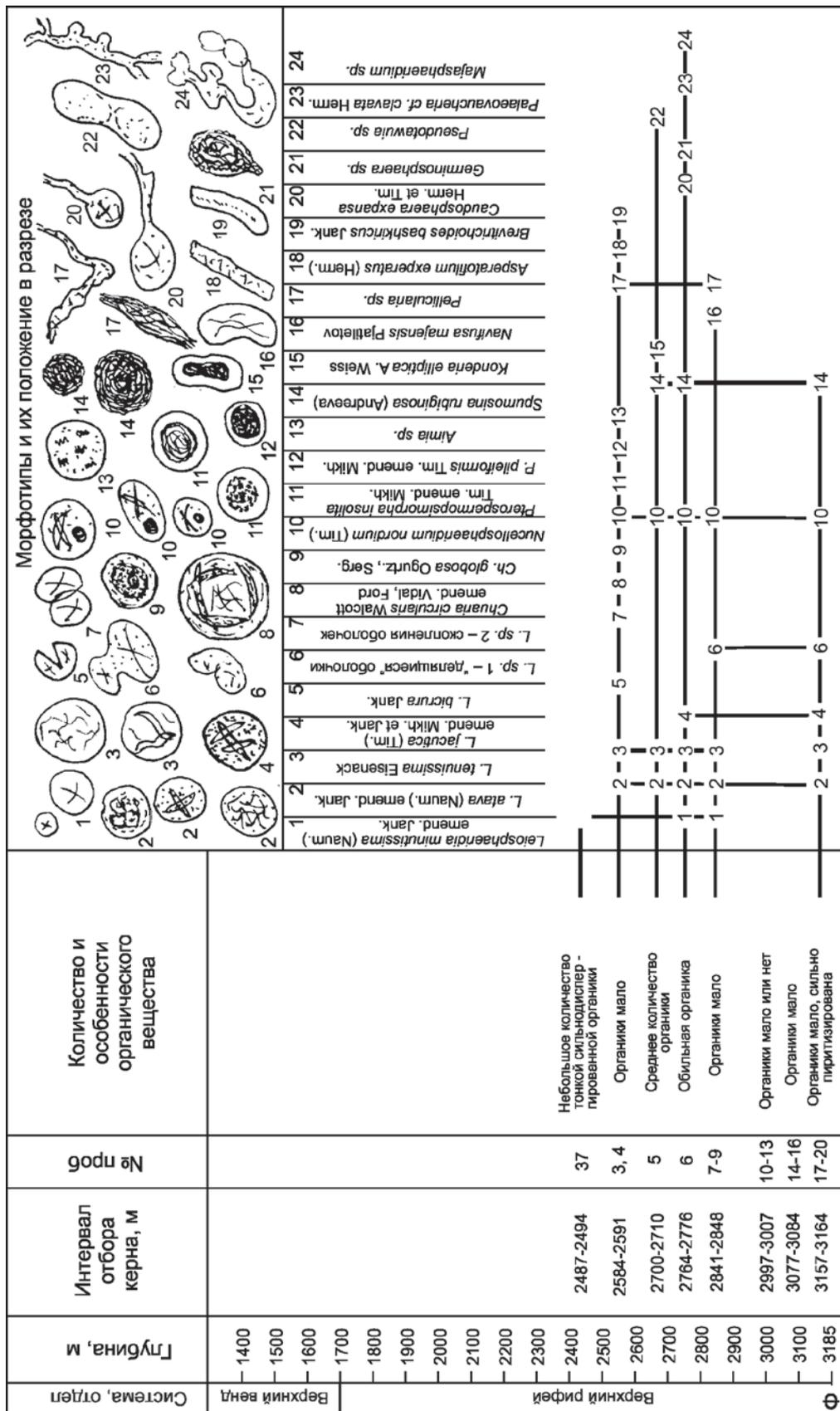


Рис. 8. Распределение микрофоссилий в разрезе Молоковской серии, вскрытом С.-Молоковской скважиной

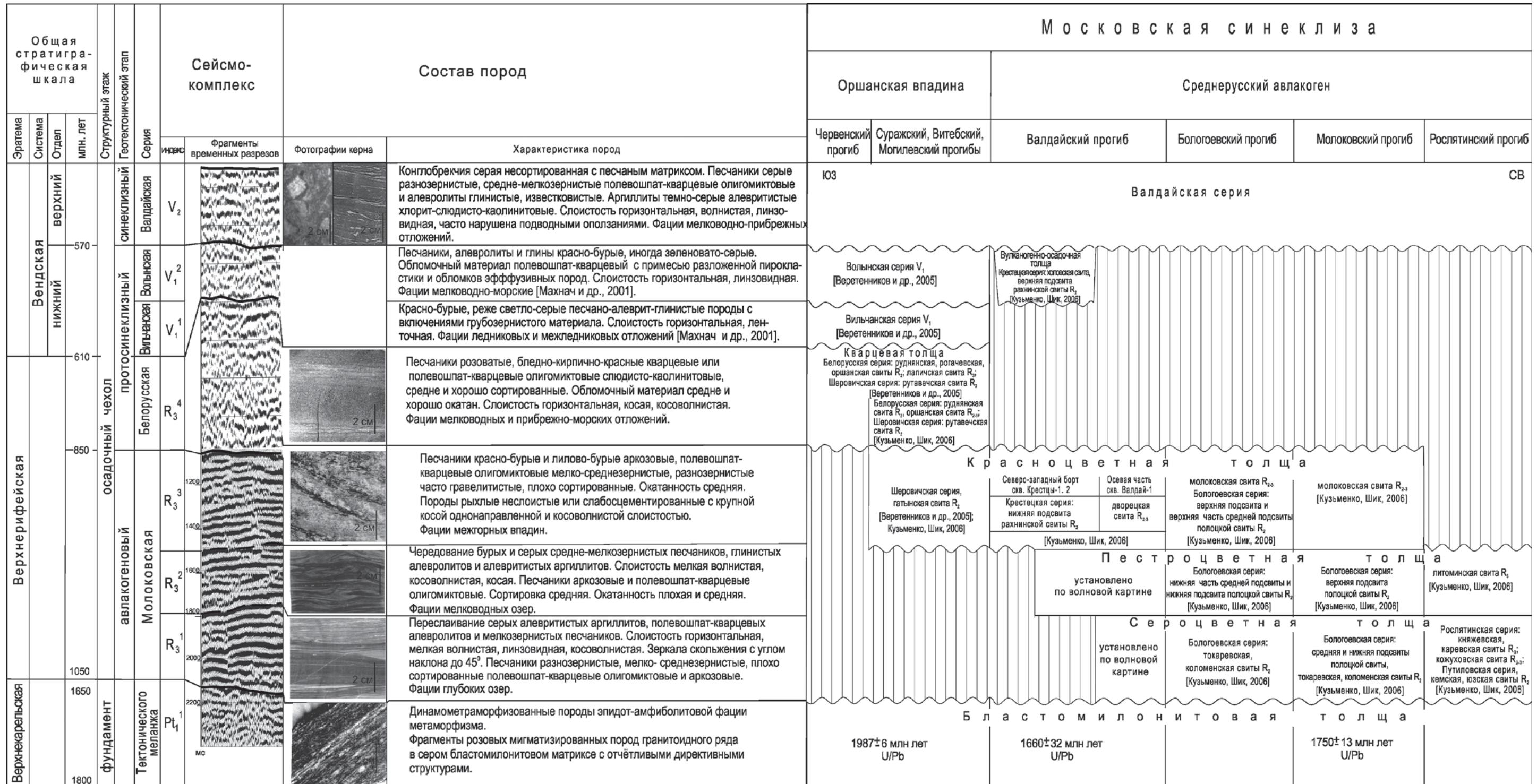


Рис. 9. Сейсмогеологические комплексы Среднерусского авлакогена и Оршанской впадины и их соотношение с принятыми МРСК стратиграфическими подразделениями [Чамов и др., 2010]

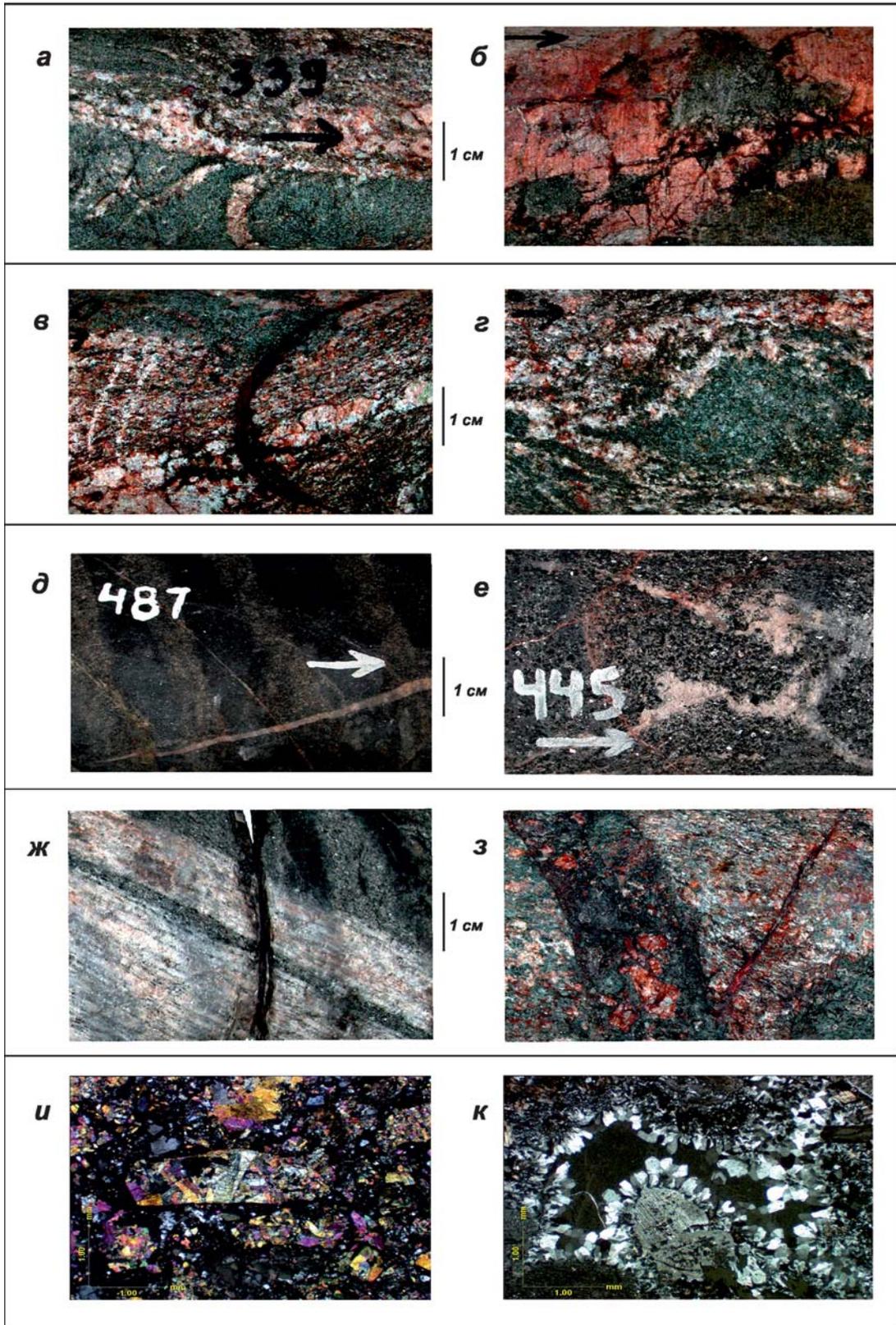
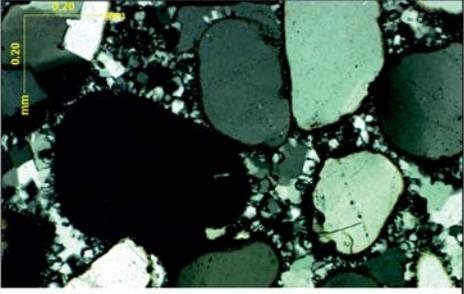
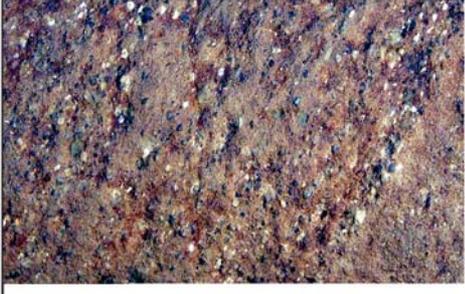
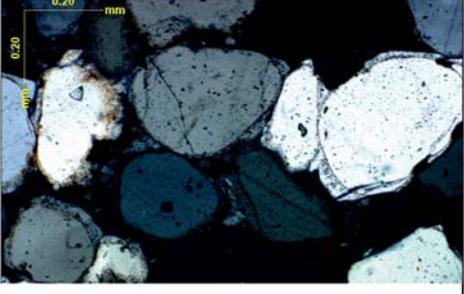
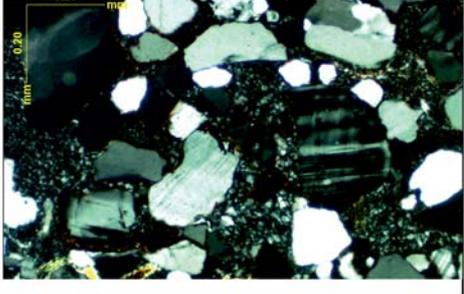
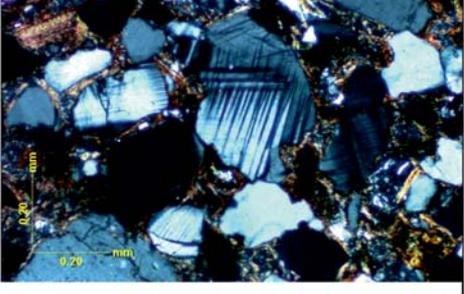
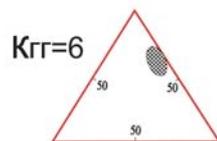


Рис. 10. Фотографии шлифов пород фундамента Бельского выступа

серия, № обр.	кern	шлиф
Белорусская серия RG 173		
		
Шеровичская серия RG 222		
		

Шеровичская серия



Белорусская серия

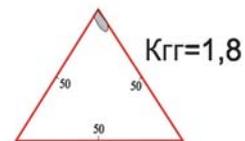


Рис. 11. Фотографии пород шеровичской и белорусской серий

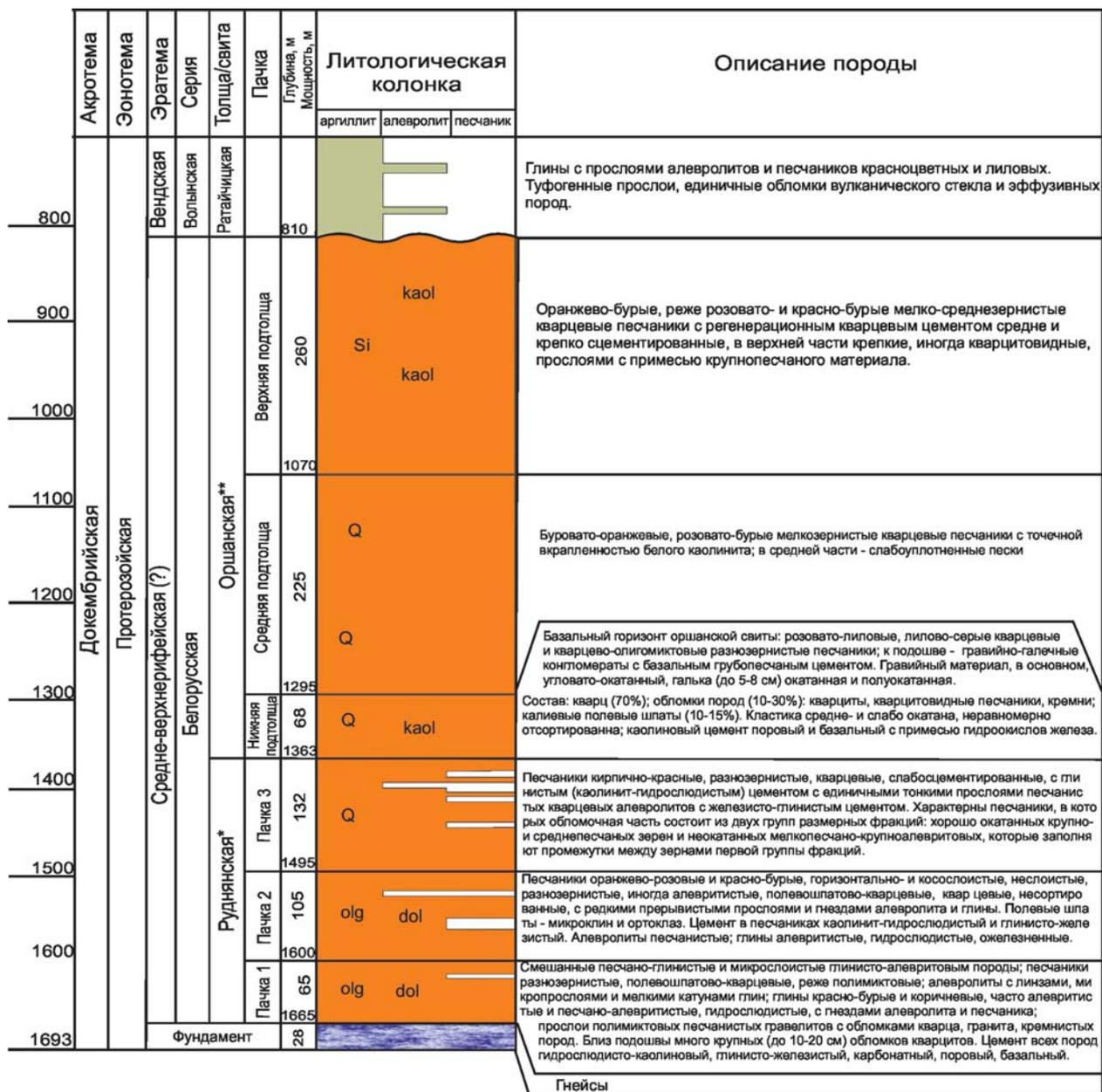


Рис. 12. Литолого-стратиграфический разрез, вскрытый скважиной Богушевск-2 в г.п. Лиозно, Республика Беларусь, по [Геология..., 2001].

Звездочки: * – название свиты приведено по [Веретенников и др., 2005]; ** – описание пород оршанской свиты приведено по разрезу скв. Руднянская-1, разбивка интервалов – по скв. Богушевск-1

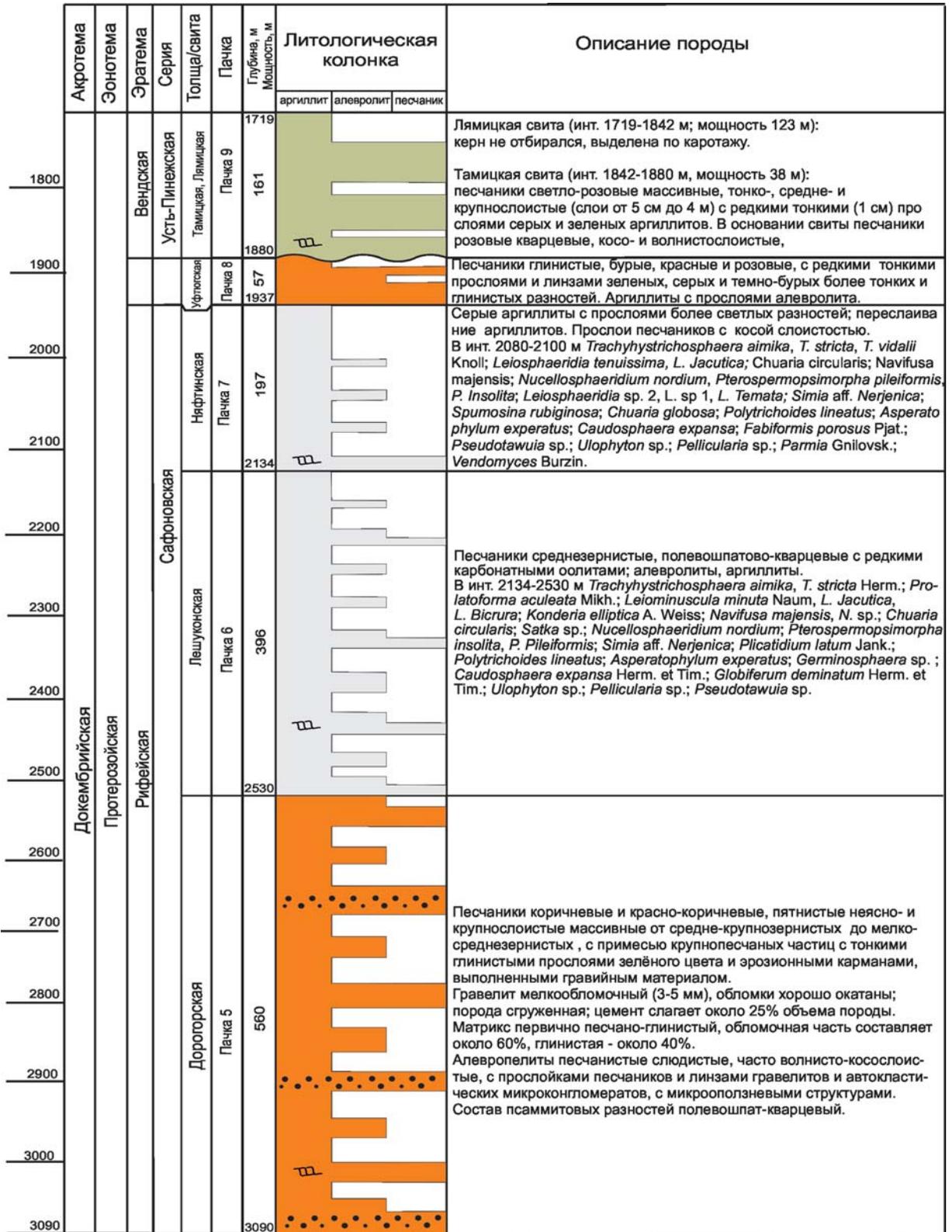


Рис. 13. Литолого-стратиграфический разрез, вскрытый параметрической скважиной Средне-Няфтинская в Архангельской области

Глубина, м	Мощность, м	Литологическая колонка			Описание породы
		аргиллит	алевролит	песчаник	
3100					
3200					
3300					
3400					
3500					
3600					
3700					
3800					
3900					
4000					
4100					
4200					

Акротема	Зонотема	Эратема	Серия	Толща/свита	Пачка	Глубина, м	Мощность, м	Литологическая колонка	Описание породы
Докембрийская	Протерозойская	Рифейская		Пезская	Пачка 4	3090	557		Ритмично построенная толща с циклами трансгрессивного облика. В строении циклов участвуют гравелиты, переходящие в пакеты переслаивания градационных гравелитов и среднезернистых зелено-серых песчаников неяснослоистых, внизу свиты косослоистых иногда с включениями плоской глиняной гальки. В светло-серых разностях отмечена тонкая-косая слоистость. Кровли циклов слагают серые и темно-серые до черных аргиллиты и алевролиты. Основания циклов резко эрозионные. В тонких разностях отмечена крупная бурчатая слоистость <i>Leiosphaeridia tenuissima</i> , <i>L. atava</i> , <i>L. jacutica</i> , <i>L. bicrura</i> Jank., <i>L. temata</i> , <i>L. sp. 2</i> , <i>L. sp. 1</i> ; <i>Chuarina circularis</i> Walcott emend. Vidal, Ford; <i>Navifusa majensis</i> ; <i>Nucellosphaeridium nordium</i> ; <i>Pterospemopsimorpha pileiformis</i> , <i>P. sp.</i> ; <i>Polytrichoides lineatus</i> Herm. emend. Herm.; <i>Asperatofilum experatus</i> Herm.
						3647			Песчаники от мелко- до крупнозернистых, гравелитистые, гравелиты; коричневые аргиллиты, алевролиты. <i>Leiosphaeridia tenuissima</i> , <i>L. jacutica</i> , <i>L. sp. 2</i> , <i>L. temata</i> ; <i>Nucellosphaeridium nordium</i> ; <i>Pterospemopsimorpha insolita</i> Tim. emend. Mikh.; <i>P. pileiformis</i> ; <i>Simia aff. nerjenica</i> ; <i>Spumosina mbiginosa</i> (Andreeva); <i>Navifusa majensis</i> Pjat.
						3780			Переслаивание серых карбонатов, алевролитов, темно-серых аргиллитов и песчаников. Слоистость пород параллельная, в отдельных прослоях косая, тонкая и средняя. Встречены трещины усыхания. <i>Leiosphaeridia jacutica</i> , <i>L. temata</i> , <i>L. tenuissima</i> ; <i>Nucellosphaeridium nordium</i> ; <i>Pterospemopsimorpha pileiformis</i> Tim. emend. Mikh.; <i>Archaeotrichoin contortum</i> ; <i>Brevitrichoides</i> .
						3980			Частое переслаивание темно-серых аргиллитов, серых карбонатизированных алевролитов и песчаников. В инт. 4093-4095 м встречена внутрiformационная брекчия. В нижней части свиты присутствуют крупные ритмы по 2-3 м мощностью с переходом от гравелитов к алевролитам и аргиллитам. <i>L. tenuissima</i> Eisenack, <i>L. jacutica</i> (Tim.) emend. Mikh. et Jank., <i>L. atava</i> (Naum.) emend. Jank., <i>L. temata</i> (Tim.) emend. Mikh. et Jank., <i>L. sp. 2</i> ; <i>Nucellosphaeridium nordium</i> (Tim.); <i>Simia aff. nerjenica</i> A. Weiss; <i>Archaeotrichion contortum</i> Schopf.

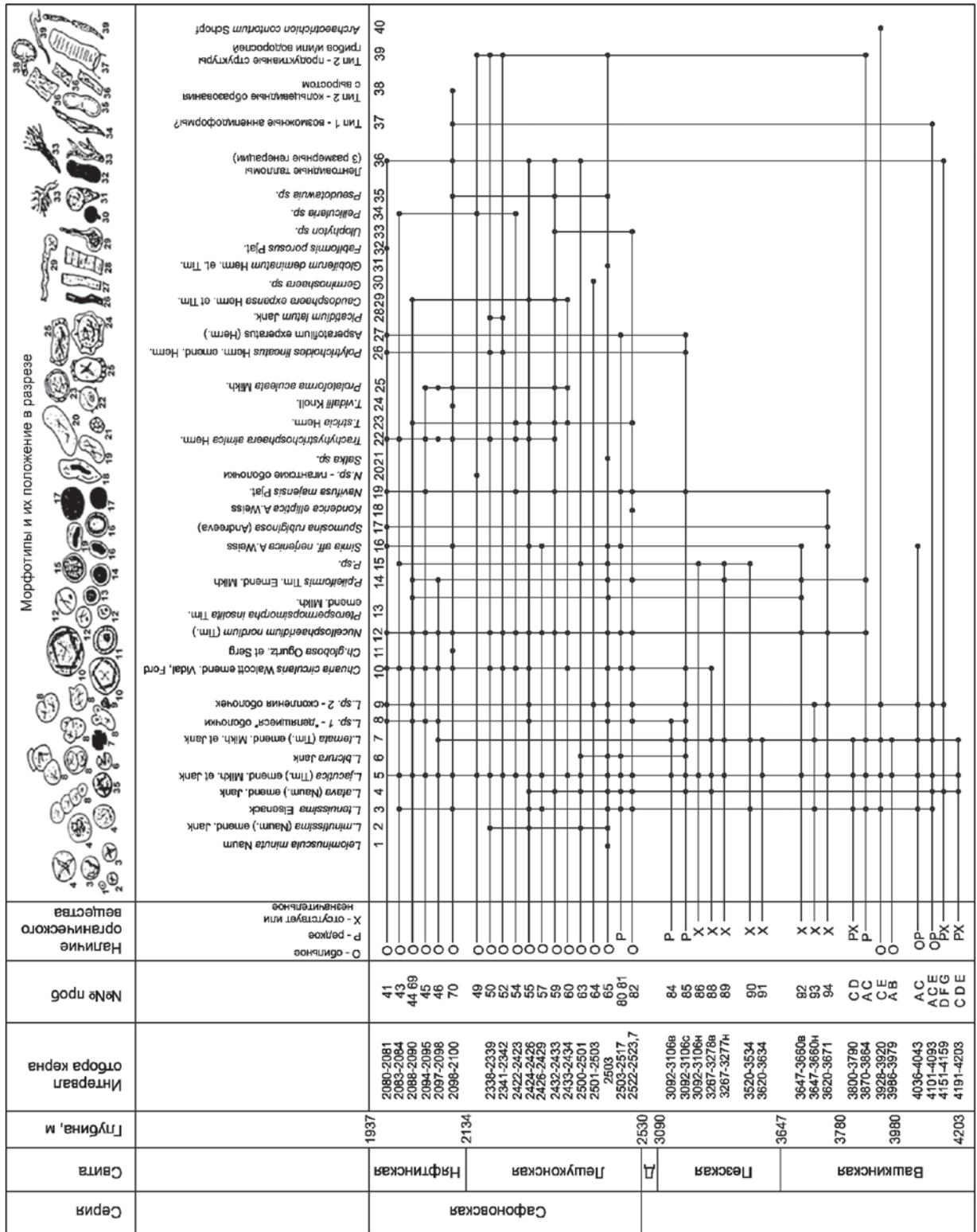


Рис. 14. Распределение микрофоссилий в отложениях разреза Средне-Нафтинской скважины (составил А.Ф. Вейс, ГИН РАН)

CONTENTS

Foreword	7
Chapter 1. Mid-Russian – White Sea Province	10
1.1. Geological position and the basic stages of development	10
1.2. Review of the regional studies	12
1.2.1. Mid-Russian region	12
1.2.2. Orsha region	17
1.2.3. White Sea – Pinega region	18
1.3. Existing problems in the study of the Province	21
1.4. The structure of the basement and the position the pre-plate tectonic and depositional	24
Chapter 2. Tectonic and depositional system (methodical approach to the study)	28
2.1. Tectonic and sedimentary interplay	28
2.2. Tectonic and depositional systems	29
Chapter 3. Mid-Russian (central) region	33
3.1. The structure of the basement and the position the pre-plate tectonic and depositional systems	33
3.2. The structure of the crust	36
3.3. The structure of the Mid-Russian aulacogene by seismic data and drilling	38
3.3.1. Grabens of northern branch	38
3.3.2. Central ridge	43
3.3.3. South grabens	47
3.3.4. Rybinsk-Cherepovets transfer zone	49
3.4. Quantitative estimates of stretching	52
3.5. The structure of the upper part of the basement by seismic data	55
3.5.1. Low speed layers within the basement by refraction seismics	55
3.5.2. The basement-sedimentary cover boundary at CDP profiles	55
3.6. Composition of the basement rocks	57
3.6.1. General characteristics	57
3.6.2. Composition of rocks beneath the Molokov graben	59
3.6.3. Chemical composition of rocks and geodynamic accessory of the tectonic melange series	61
3.6.4. Isotopic studies of the tectonic melange series rocks	61
3.7. The stratigraphy and structure of the cataplatform sedimentary cover	67
3.7.1. Molokov series	68
3.7.2. Facies composition of Molokov series rocks	73
3.7.3. Mineral composition of Molokov series rocks	75
3.7.4. Chemical composition of Molokov series rocks	76
3.7.5. Associations and the age of microfossils	76
3.7.6. Paleoecological interpretation	78
3.7.7. Seismic sequences and correlation	78

3.8. Tectonic control of sedimentation in grabens of the Mid-Russian aulacogen	80
3.9. Mid-Russian aulacogen: generalization	92
Chapter 4. ORSHA (Southwest) region	94
4.1. The structure of the basement and the position the pre-plate tectonic and depositional systems	94
4.2. Bielsk structures	98
4.2.1. The position and structure of the section	98
4.2.2. The mechanism of formation	102
4.3. Orsha depression	105
4.3.1. The structure and the boundaries at the basement surface	105
4.3.2. Stratigraphy and composition of the late kata-platform of the Orsha Depression sedimentary cover	106
4.3.3. The structure of the Orsha Depression by CDP seismic data	108
4.4. The relationship of the Orsha depression and the Mid-Russian aulacogene by CDP seismic data	110
Chapter 5. White Sea – Pinega (northeastern) region	114
5.1. The structure of the basement and the position the pre-plate tectonic and depositional systems	114
5.2. The structure of the crust section	116
5.3. The structure of the White Sea – Pinega region by seismic data and drilling	120
5.3.1. Kandalaksha-Severodvinsk branch of grabens	120
5.3.2. Tersk-Pinega branch of grabens	122
5.4. Quantitative estimates of stretching	130
5.5. The structure and composition kata-platform sedimentary cover	131
5.5.1. Facies composition of Riphean deposits	133
5.5.2. Mineralogical and petrographic composition	135
5.5.3. Associations and age of microfossils	135
5.5.4. Paleoecological interpretation	138
5.6. Seismic sequences in sedimentary cover and the upper part of the basement	139
5.7. A comparison of the wave field image with the drilling results	140
5.8. Relation of the White Sea – Pinega region with Mid-Russian aulacogen and Vychegodskii deep	142
Chapter 6. Tectonic and depositional models of the Mid-Russian – White Sea Province evolution in the Neoproterozoic	146
6.1. Correlation of seismic sequences	146
6.2. Tectonic nature of the Mid-Russian aulacogene	148
6.3. Tectonic nature of the White Sea-Pinezhsky extension system	150
6.4. Comparative analysis of the Mid-Russian and White Sea – Pinega regions	152
6.5. Model of the supra-regional geodynamic system	153
6.6. Tectonic nature and modern analogues Orsha Depression	159
CONCLUSION	162
REFERENCES	166
APPENDIX	179

Научное издание

Николай Петрович Чамов

**СТРОЕНИЕ И РАЗВИТИЕ
СРЕДНЕРУССКО-БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ
В НЕОПРОТЕРОЗОЕ**

Труды, вып. 609

Утверждено к печати
Редколлегией Геологического института РАН

Редактор *Г.Ю. Бутузова*
Компьютерная верстка: *Р.И. Недумов*

Подписано к печати 31.12.2015
Формат 60×90^{1/8}. Бумага офсетная
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 39. Тираж 300 экз.

ООО «Издательство ГЕОС»
119017, Москва, Пыжевский пер., 7., к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16
e-mail: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО «Чебоксарская типография № 1»
428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.